



Université de Paris IV-Sorbonne  
CNRS UMR 8591-Laboratoire de Géographie Physique  
École Doctorale de Géographie de Paris



**THÈSE DE DOCTORAT**

présentée par

**François BÉTARD**

pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS IV-SORBONNE

**Discipline : Géographie**

**Spécialité : Géomorphologie – relief, dynamique de la surface, risques naturels**

***MONTAGNES HUMIDES AU CŒUR  
DU NORDESTE BRÉSILIEN SEMI-ARIDE :  
LE CAS DU MASSIF DE BATURITÉ (CEARÁ)***

***APPORTS D'UNE APPROCHE MORPHOPÉDOLOGIQUE  
POUR LA CONNAISSANCE ET LA GESTION DES MILIEUX***

Thèse soutenue publiquement le 7 décembre 2007

devant le jury composé de :

Jean-Pierre PEULVAST, Professeur à l'Université de Paris IV-Sorbonne (Directeur de thèse)  
Vanda CLAUDINO SALES, Professeure à l'Université Fédérale du Ceará, Brésil (Co-Directrice)  
Yanni GUNNELL, Maître de conférences à l'Université de Paris VII-Denis Diderot (Co-Directeur)  
Monique FORT, Professeure à l'Université de Paris VII-Denis Diderot (Rapporteur)  
Yannick LAGEAT, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale (Rapporteur)  
Gérard BOURGEON, Ingénieur de recherche au CIRAD (Examinateur)



## Avant-propos

Au moment où s'achève pour moi le travail d'écriture, je pose un regard sur le chemin parcouru depuis mon entrée à l'université il y a près de dix ans déjà. Le travail présenté dans ce mémoire ne compile pas seulement les résultats de quatre années de doctorat passées à l'Université de Paris-Sorbonne, mais représente l'aboutissement ultime d'un parcours universitaire commencé en 1998 à l'Université de Nantes, où j'eus la chance de rencontrer Dominique Sellier. C'est à lui que je dois l'orientation de mes études, au cours de la deuxième année de DEUG et surtout d'une année de Licence décisive, deux années durant lesquelles il insuffla chez le jeune étudiant que j'étais l'éveil d'une passion dévorante pour la géomorphologie que je n'allais plus quitter. Je tiens aujourd'hui à lui exprimer ma profonde gratitude et ma vive reconnaissance pour avoir su me transmettre sa passion devenue aussi la mienne et pour m'avoir encouragé, après une année de Maîtrise où j'eus l'occasion de m'exercer à la recherche sous sa direction, à incorporer le DEA fédéral de géomorphologie des universités de Paris.

L'année de DEA qui a suivi marque la rencontre, ô combien importante, avec Jean-Pierre Peulvast, professeur de géomorphologie à l'Université de Paris-Sorbonne, qui accepta de me prendre sous son aile et de diriger mon mémoire de DEA. En me proposant de travailler sur la géomorphologie du Nord-Est du Brésil qui, selon sa connaissance exploratoire du terrain, n'avait pas fini de livrer tous ses secrets, il sut me transmettre en peu de temps les bagages scientifiques et les connaissances nécessaires

pour commencer un sujet sur la région. Je le remercie ici pour sa disponibilité sans faille et son extrême bienveillance qui ont été de précieux atouts pour la réussite de mon année de DEA. Ma gratitude est plus grande encore pour tout le dévouement qu'il accorda à mon travail au cours de ces quatre années de doctorat et pour le temps qu'il prit à m'accompagner sur le terrain durant les étés 2004 et 2005. De nombreuses hypothèses et points de discussion soulevés dans la thèse sont nés à ce moment là, fruits de la connivence du terrain, du sens de l'observation extraordinaire et de la rigueur scientifique du Maître pour lequel j'exprime ici ma grande admiration.

La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans la collaboration étroite et amicale qui fut engagée dès le début de cette thèse avec Vanda Claudino Sales, professeure de géomorphologie à l'Université Fédérale du Ceará (UFC) à Fortaleza (Brésil). Grâce à elle, j'ai bénéficié de l'appui scientifique et du soutien logistique nécessaire à l'accomplissement d'une thèse à l'étranger. Qu'elle me permette de lui exprimer toute ma reconnaissance et mes plus sincères remerciements pour avoir accepté de co-diriger ce travail, pour m'avoir soutenu du début à la fin et pour m'avoir fait part de ses larges connaissances sur une région qu'elle connaît bien. Je tiens aussi à la remercier pour m'avoir mis en relation avec professeurs et étudiants de l'UFC.

Un tournant majeur dans la délimitation thématique de mon sujet fut la rencontre non moins importante avec Yanni Gunnell, Maître de Conférences à l'Université de Paris 7, qui accepta également au début de cette thèse la fonction de co-directeur. Sa vision différente des problèmes à résoudre, sa large connaissance de la morphopédologie tropicale testée sur les terrains indien et africain et son vif intérêt porté au bouclier semi-aride du Nordeste brésilien m'ont convaincu d'orienter mon sujet vers un thème qui associe géomorphologie, altérogénèse et étude des sols. Je lui suis profondément reconnaissant pour les précieux conseils prodigués tout au long de la maturation de la thèse, pour les nombreuses et fructueuses discussions que nous avons eu ensemble à Paris, véritables stimuli intellectuels, ou encore pour m'avoir mis en relation directe avec des spécialistes des altérations et des sols tropicaux, en particulier Gérard Bourgeon (CIRAD) et Laurent Caner (Université de Poitiers). Merci Yanni pour tout le temps que tu as su m'accorder et ton soutien de tout instant.

Je tiens ici à exprimer mes sincères remerciements aux rapporteurs, Monique Fort (Université de Paris 7) et Yannick Lageat (Université de Bretagne Occidentale), qui ont accepté de juger ce travail et de faire partie du jury de thèse.

Cette thèse fut menée dans le double cadre de l'équipe d'accueil du DEPAM de Paris 4 et du Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591) du CNRS de Meudon, structures au sein desquelles je trouvai des aides financières et des conseils précieux. Je remercie François Carré, ancien directeur du DEPAM, et Charles Le Cœur, directeur de l'UMR 8591, pour m'avoir facilité les conditions de travail au Brésil et en France. Je remercie également Daniel Brunstein pour son aide précieuse lors de la mise en place du SIG, Christine Chaussé pour les nombreux conseils donnés lors de l'utilisation du microscope pétrographique, et François Jomard pour m'avoir permis d'effectuer une séance de MEB instructive au laboratoire de Meudon.

Les collaborations extérieures engagées tout au long de ce doctorat furent fructueuses, et notamment celle entretenue avec Gérard Bourgeon. Je lui témoigne ici ma chaleureuse gratitude pour m'avoir accompagné quinze jours durant sur le terrain, jalonné de souvenirs heureux, et pour m'avoir fait découvrir à cette occasion le fonctionnement du « système sol » et ses relations avec l'environnement, pour m'avoir formé à la description morphologique et aux techniques d'échantillonnage. Ce premier contact important sur le terrain fut suivi de nombreux échanges et réunions de travail à Paris, incluant une séance d'initiation à la micromorphologie et la préparation d'un article scientifique en commun. Je le remercie également d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je tiens aussi à remercier vivement Laurent Caner pour m'avoir accueilli à l'Université de Poitiers au sein du Laboratoire HydrASA, où je bénéficiai de conditions matérielles excellentes pour la réalisation des analyses pédo-géochimiques et minéralogiques sur mes nombreux échantillons. Pendant mon stage d'un mois et demi à HydrASA mais aussi après, Laurent ne m'a jamais épargné son temps et ses conseils. Qu'il trouve ici l'expression de ma plus vive reconnaissance. Au laboratoire, je bénéficiai aussi de l'aide précieuse de Claude Fontaine et de Nathalie Dager pour la réalisation des nombreuses analyses.

Je me dois ici de renouveler mes remerciements à Dominique Sellier pour m'avoir accueilli amicalement au sein du Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Nantes où je pus réaliser l'essentiel des mes analyses sédimentologiques. En m'accordant aussi deux séances de MEB à l'Institut des Matériaux, il me permit de démêler les aspects exoscopiques des quartz détritiques de la Formation Barreiras grâce à son aide bienveillante et à l'assistance technique de son compère Alain Barreau.

Je remercie les nombreux collègues enseignants de l'UFR de Géographie et Aménagement de l'Université de Paris 4 pour m'avoir encouragé, conseillé ou soutenu au cours de ces quatre années inoubliables partagées entre l'enseignement et la recherche.

Pour leur aide ou leurs conseils, je voudrais aussi exprimer ma reconnaissance à Reginaldo Lima Verde, géologue au « Labomar » de l'UFC, à Benjamin Bley de Britos Neves, géologue à l'Université de São Paulo, à Francisco Hilarío Bezerra, tectonicien à l'Université Fédérale de Natal, ainsi qu'à Raimundo Castelo Melo Pereira, géographe et responsable du laboratoire de pédologie à l'UFC.

Je garde évidemment le souvenir de tous ceux qui m'ont aidé au Brésil sur le terrain, particulièrement Marcelo Martins et Anatarino, amis étudiants de l'UFC et fidèles compagnons de route. Je les remercie vivement pour m'avoir accompagné de nombreuses fois dans la région du massif de Baturité et ses alentours. Je remercie également mes amis brésiliens Marcos et Kelly pour l'hospitalité chaleureuse et les facilités logistiques qu'ils m'ont offertes à chacune de mes arrivées à Fortaleza. Tous les contacts noués là-bas ont finalement été marqués par la remarquable chaleur humaine que m'ont témoignée les Brésiliens.

Je ne peux terminer ces pages de remerciements sans avoir une pensée particulière et émue pour mes parents, qui m'ont procuré un soutien de tout instant, pour mes cinq frères et sœurs qui n'ont eu de cesse de m'encourager, et enfin pour Sarah, dont le tendre soutien m'a incontestablement aidé à mener ce travail jusqu'à son terme.

## RÉSUMÉ

Les montagnes humides du Nordeste brésilien, dénommées localement *Brejos* d'altitude, forment des îlots d'humidité et de forêt sempervirente (*mata atlântica*) qui contrastent avec les conditions écologiques des basses plaines environnantes marquées par la sécheresse (*Sertão*). Malgré l'importance de ces montagnes humides, tant sur le plan écologique que culturel ou socio-économique, la riche diversité de ces milieux demeure peu connue, tant le Nordeste est souvent réduit à sa portion semi-aride ('polygone des sécheresses'), la plus vaste mais aussi la plus monotone. Cette étude montre l'intérêt et l'apport d'une approche morphopédologique pour la connaissance et la gestion de ces milieux. Appliquée ici au massif de Baturité (Ceará) retenu comme site principal d'étude, la méthodologie employée procède d'une triple approche : i) reconnaissance détaillée du terrain, qui passe par une description du modelé, du manteau d'altération et du sol, ii) caractérisation analytique des sols et des altérations en laboratoire, nécessitant l'utilisation de techniques issues de la pédologie et de la géochimie, et enfin iii) traitement et spatialisation sous SIG des informations recueillies sur le terrain et au laboratoire, avec pour finalité de proposer une méthode actualisée de cartographie des paysages morphopédologiques applicable à l'étude d'autres montagnes. Les principaux résultats de l'étude sont présentés sous forme d'un inventaire original des différentes facettes morphopédologiques pour le massif de Baturité et son piémont, accompagné de l'étude altéro-pédologique systématique de profils de référence. Ces résultats sont replacés dans un débat scientifique plus général sur l'évolution et le développement des paysages tropicaux et les hypothèses retenues sont testées autour de comparaisons géographiques intra-régionales et inter-continentales (Afrique, Inde). Les potentialités des systèmes morphopédologiques des montagnes humides nordestines et des plaines semi-arides qui les encadrent sont discutées à la lumière des résultats originaux qui ressortent de cette étude.

**Mots-clés** : Montagne tropicale, zone semi-aride, géomorphologie, pédologie, évolution des paysages, altérations, minéraux argileux, dénudation, drainage climatique, paléoclimats, Brésil.

## RESUMO

As serras úmidas do Nordeste brasileiro, localmente denominadas de 'brejos de altitude', formam ilhas de umidade e de florestas perenes (mata atlântica) que contrastam com as condições ecológicas das baixas superfícies aplainadas adjacentes, caracterizadas pela ocorrência de secas prolongadas (Sertão). Apesar da importância das serras úmidas, tanto do ponto de vista ecológico quanto cultural e sócio-econômico, a rica diversidade de seus ambientes continua pouco conhecida, sobretudo porque o Nordeste é frequentemente reduzido à sua porção semi-árida ('polígono das secas'), a mais extensa mas também a mais monótona. O presente estudo mostra a importância de uma abordagem morfopedológica, na perspectiva do conhecimento e gestão desse meio ambiente. Aplicada ao maciço de Baturité (Ceará), definido como sítio principal desse estudo, a metodologia aplicada apoia-se em um tripé : i) reconhecimento detalhado do terreno, que passa por uma descrição do modelado, do manto de alteração e do solo, ii) caracterização analítica dos solos e dos materiais intemperizados no laboratório, necessitando a utilização de técnicas oriundas da pedologia e da geoquímica, e enfim, iii) tratamento e espacialização na forma de SIG de informações recolhidas no terreno e no laboratório, com a finalidade de propor um método atual de cartografia das paisagens morfopedológicas aplicáveis ao estudo de outras áreas montanhosas do Nordeste ou do mundo tropical. Os principais resultados do estudo são apresentados na forma de um inventário original das diferentes facetas morfopedológicas para o maciço de Baturité e seu piemonte, acompanhado de estudo pedológico sistemático de perfis de referência. Os resultados são alocados em um debate científico mais geral sobre a evolução e o desenvolvimento das paisagens tropicais, e as hipóteses consideradas são verificadas através de comparações geográficas intra-regional e inter-continental (África, Índia). As potencialidades dos sistemas morfopedológicos das serras úmidas e das superfícies planas adjacentes do Sertão são discutidas, à luz dos resultados originais oriundos do presente estudo.

**Palavras-chave** : montanhas tropicais, zona semi-árida, geomorfologia, pedologia, evolução dos paisagens, intemperismo, minerais argilosos, erosão, drenagem climática, paleoclimas, Brasil.





# Sommaire

<b>Introduction générale</b> .....	11
<b><i>Première partie : LE CADRE PHYSIQUE DES MONTAGNES HUMIDES DU NORDESTE BRÉSILIEN</i></b> .....	21
Chapitre 1 : <b>Le milieu bioclimatique, présentation régionale</b> .....	25
Chapitre 2 : <b>Ancienneté géologique de la mise en place des volumes     montagneux</b> .....	61
<b><i>Deuxième partie : ÉTUDE MORPHOPÉDOLOGIQUE DU MASSIF DE BATURITÉ</i></b> .....	93
Chapitre 3 : <b>Méthodologie de l'étude</b> .....	97
Chapitre 4 : <b>Caractérisation détaillée des différentes facettes morpho-     pédologiques du massif de Baturité</b> .....	123
<b><i>Troisième partie : DISCUSSION GÉNÉRALE : ENSEIGNEMENTS FONDAMENTAUX ET APPLICABLES</i></b> .....	233
Chapitre 5 : <b>Enseignements généraux pour la connaissance de la genèse du     modèle, des altérations et des sols tropicaux</b> .....	237
Chapitre 6 : <b>Morphopédologie et relations entre ressources et sociétés :     potentialités et limitations pour le <i>Sertão</i></b> .....	297
<b>Conclusion générale</b> .....	351
<b>Bibliographie</b> .....	361
<b>Annexes</b> .....	387



## Introduction générale

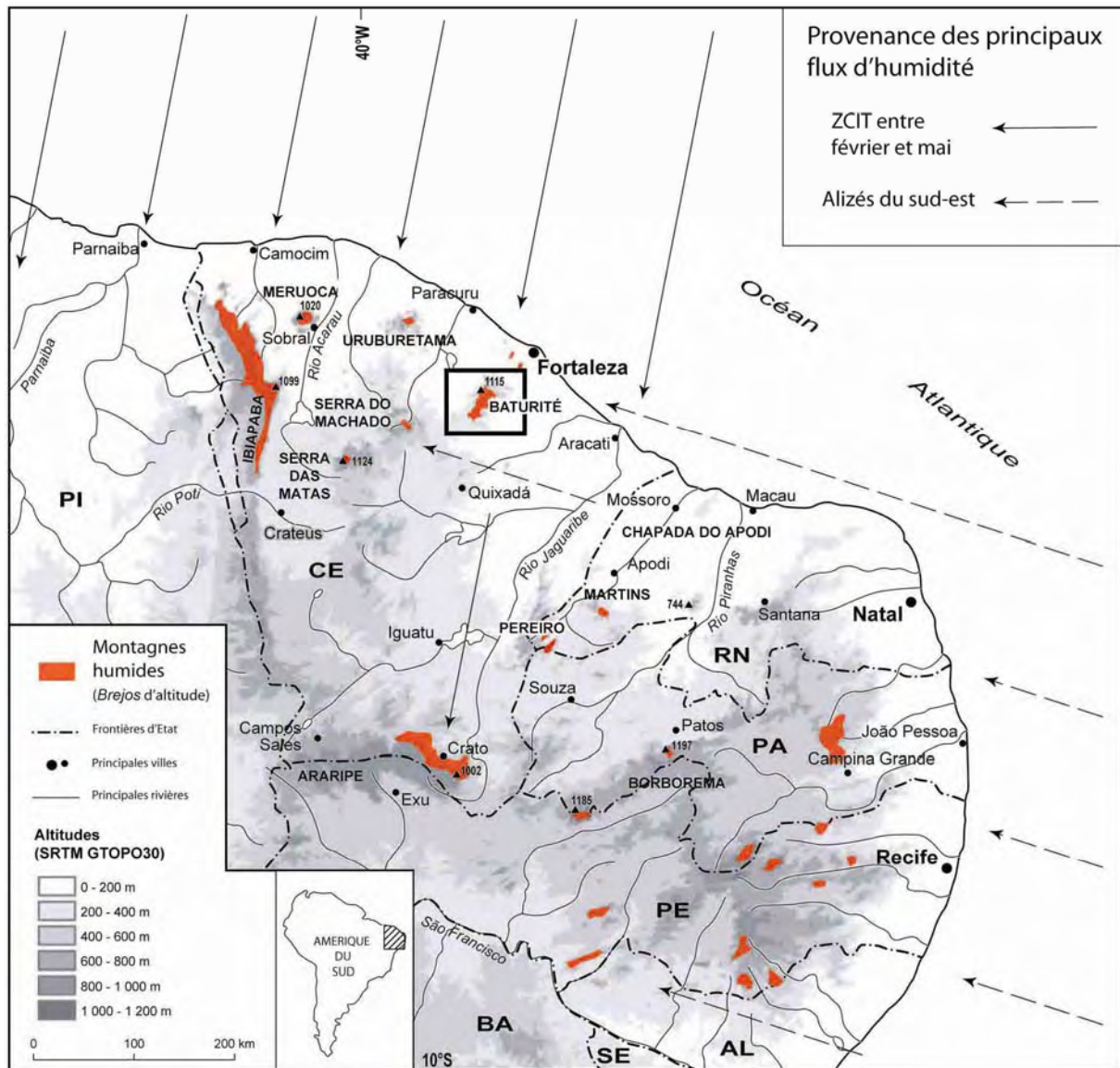
Première région colonisée du Brésil, le Nordeste est souvent présenté comme la région la plus pauvre du pays, la plus défavorisée. Pour expliquer la situation, on invoque souvent le rôle des sécheresses catastrophiques (*secas*) qui affectent périodiquement son régime climatique à saisons sèche et humide alternées. Plus que la rareté de l'eau, c'est le système latifundiaire d'origine qu'il faut invoquer, car la diversité physique du Nordeste brésilien invalide clairement l'argument climatique. En effet, s'il est classique d'opposer schématiquement un intérieur semi-aride (le *Sertão*) à une frange côtière plus humide, les habitants de l'arrière-pays ont fait de longue date la différence entre le *Sertão* proprement dit, domaine de la *caatinga* où les conditions semi-arides rendent l'agriculture difficile, et ses montagnes humides qui, grâce aux effets de l'ascendance orographique, forment des îlots d'humidité et de forêt ombrophile au milieu de la *caatinga*. Malgré l'importance de ces montagnes humides, tant sur le plan écologique que culturel ou socio-économique, la riche diversité de ces milieux demeure peu connue, tant le Nordeste est souvent réduit à sa portion semi-aride (« polygone des sécheresses »), la plus vaste mais aussi la plus monotone.

Cette thèse de géographie physique est la première qui focalise son sujet sur les montagnes humides du Nordeste brésilien. Comme d'autres montagnes tropicales, celles-ci introduisent des gradients multiples et variés en termes de pluviosité, de température, de modelé, de sols, de couverture végétale ou encore de gamme de cultures. Face à ces objets géographiques aux contours peu explorés, il s'imposait de définir des objectifs scientifiques précis et des limites géographiques au choix justifié pour l'étude de ces montagnes, et d'adopter une méthode d'approche originale et appropriée, en mesure de répondre aux objectifs ainsi posés. C'est ce cheminement scientifique que nous proposons de détailler dans les lignes de cette introduction générale.

A – La montagne humide nordestine, un objet géographique aux contours peu explorés

Dénommées *Serras úmidas* dans l'État du Ceará ou encore *Brejos* dans les États voisins du Rio Grande do Norte, de la Paraíba et du Pernambuco (cf. Fig. 1), les montagnes humides du *Sertão* brésilien forment de véritables îlots d'humidité qui contrastent avec les conditions écologiques et les paysages souvent monotones des plaines semi-arides environnantes. À l'origine, le terme vernaculaire *Brejo* était utilisée pour désigner les vallées suspendues à fond plat rencontrées au sommet des *Serras* humides et propices à l'agriculture (AB'SABER, 1999). Ce n'est qu'*a posteriori* que le terme a pris un sens plus général pour désigner les montagnes humides dans leur totalité, à sols rouges profonds et à précipitations nettement supérieures à celles des basses terres périphériques marquées par la sécheresse. Sans entrer profondément dans des débats de terminologie, l'expression « montagne humide » est celle qui s'accorde la mieux pour désigner ces *Brejos* d'altitude : « montagne » de par leur altitude (600-1200 m), leurs versants déclives et leur étendue suffisamment grande (plusieurs dizaines kilomètres carrés au moins) ; « humide » de par l'ambiance climatique qui les caractérise, avec des totaux de précipitations élevés (1200-2000 mm.an<sup>-1</sup>), une humidité de l'air qui se traduit par des brouillards fréquents et une forêt dense ombrophile. Au total, il s'agit de montagnes isolées d'altitudes moyennes ou basses, à lambeaux de surfaces d'érosion conservées sur les interfluves et à versants fortement inclinés (Photo 1) ; en faisant barrière aux alizés chargés d'humidité qui viennent de l'Atlantique (Fig. 1), ces obstacles montagneux favorisent le déclenchement de précipitations orographiques responsables d'une pluviométrie élevée et forment des îlots de forêt sempervirente (*mata atlântica*) au milieu de la *caatinga*.

Bien qu'elles ne représentent pas plus de 5 % de la superficie totale du *Sertão*, les montagnes humides constituent un trait marquant des paysages du Nordeste brésilien (on en recense plus d'une vingtaine : Fig. 1) et un élément important de l'économie régionale. Cette importance, pourtant, contraste avec le peu d'études qui leur ont été consacrées. L'exceptionnelle biodiversité de ces îlots de *mata atlântica* commence tout juste à attirer l'attention des scientifiques, d'où une multiplication récente des études biologiques portant sur la flore et la faune sauvage, souvent endémiques à ces montagnes (CAVALCANTE, 2005). Si le milieu biotique commence progressivement à livrer ses secrets, la composante abiotique du paysage reste un domaine peu exploré de la connaissance de ces montagnes. Dans ce contexte, la montagne humide nordestine constitue assurément une pièce de choix pour mener une recherche approfondie dans le cadre d'une thèse de géographie physique. Comme d'autres montagnes (BART, 2001 ; DEBARBIEUX, 2001), elle constitue un objet géographique composite propice à l'analyse spatiale, où tout est question d'échelle dans les rapports entre le haut et le bas, l'amont et l'aval, et finalement l'humide et le semi-aride.



**Fig. 1** – Répartition des principales montagnes humides (ou *Brejos* d'altitude) du Nordeste brésilien et localisation du site d'étude principal (massif de Baturité, dans le nord de l'État du Ceará) ; relations avec les principaux flux atmosphériques d'humidité (ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale).



**Photo 1** – Aperçu panoramique de la *Serra* humide de Baturité (Ceará) vue depuis son piémont oriental. Haut de 500-600 mètres, l'escarpement de bordure orientale, couvert de forêt humide et qui reçoit de plein fouet les alizés d'est, contraste avec la *caatinga* des plaines semi-arides environnantes (premier plan). Cliché F. Bétard.

## B – Objectifs scientifiques de l'étude

Malgré l'intérêt grandissant porté par les scientifiques et les pouvoirs publics à ces milieux fertiles et attractifs, mais fragiles, notamment face à la déforestation accélérée qui les affecte depuis un quart de siècle, les montagnes humides du Nordeste brésilien recèlent encore de nombreux aspects énigmatiques quand il est question de leur 'histoire naturelle' (TABARELLI & SANTOS, 2004), demandant de nouvelles ou plus amples explorations. Quand et comment les volumes montagneux se sont-ils mis en place ? Quelle est la période d'humidification relative de ces montagnes par rapport à la plaine semi-aride et quelle est l'ampleur des variations paléoclimatiques qui les ont affectées ? Quelles sont les associations de modelés, d'altérations et de sols qui caractérisent les montagnes et leurs piémonts, et quelles sont les modalités séquentielles et chronologiques de leur élaboration ? Quels sont finalement les facteurs qui conditionnent la morphogenèse et la pédogenèse de ces milieux climatiquement exclusifs ? En définitive, en quoi le Nordeste semi-aride ponctué de ses montagnes humides est-il unique, et en quoi ressemble-t-il à d'autres milieux de bouclier semi-aride ailleurs dans le monde ? Répondre à ces grandes questions constitue l'un des principaux objectifs de la thèse dans la perspective d'une recherche *fondamentale*.

Parmi les composantes du milieu physique, la distribution des types forestiers semble obéir à certaines caractéristiques topoclimatiques mais les études globales du milieu sont assez rares. Plus encore que la biogéographie, l'organisation morphopédologique des paysages de ces montagnes et des plaines qui les encadrent – modelé, manteau d'altération, sols – constitue un domaine qui reste entièrement à explorer et à inventorier, dans une période où se fait sentir au Brésil le besoin d'un état détaillé des milieux naturels. Cet effort d'inventaire des ressources naturelles, dans un pays aussi vaste que le Brésil, est mené depuis longue date et a encouragé l'essor d'un certain nombre de travaux techniques et scientifiques dans le domaine des Sciences de la Terre et de la Nature. Largement soustraites au découpage administratif du pays, les échelles d'investigation privilégiées sont inévitablement locales (souvent à l'échelle du *município*, équivalent de la commune française, couvrant seulement une portion de ces montagnes) ou bien, à l'autre extrême, macroscopiques (à l'échelle des États ou du Brésil tout entier : le meilleur exemple de cet effort d'inventaire national est illustré par le vaste « projet Radambrasil » initié au début des années 1980, accompagné de ses différentes cartes au 1/1 000 000<sup>e</sup> : géologie, géomorphologie, sols, végétation). Ce découpage du savoir en 'tranches' nettement séparées souligne un manque évident d'interdisciplinarité et une prise en compte insuffisante de la hiérarchie scalaire des processus et des objets. Toutes les approches sectorielles menées séparément sont valables à condition d'être rigoureuses, mais l'approche géographique est la seule qui permette une approche globale et systémique des différentes composantes du milieu.

Si la présente étude souhaite se démarquer des études sectorielles par son travail de synthèse en privilégiant une *approche systémique*, elle se veut aussi et surtout travail de recherche impliquant une *approche analytique*, et affiche un souci de restituer les données de terrain et de laboratoire en procédant à une séparation rigoureuse des faits et des interprétations. Elle souhaite aussi acquérir de la profondeur de champ en replaçant ses résultats dans un débat scientifique plus général sur l'évolution et le développement des paysages tropicaux et cherche à tester ses hypothèses autour de comparaisons géographiques intra-régionales et inter-continentales (Afrique, Inde).

Travail de recherche *fondamentale*, la présente étude se veut aussi travail de recherche *applicable*. AB'SABER (1999) a souligné « l'importance à la fois scientifique et sociale » que revêt l'étude des *Brejos* d'altitude ou montagnes humides du Nordeste brésilien. En stimulant la production locale de vivres et en jouant le rôle de château d'eau pour la zone semi-aride, elles constituent incontestablement un élément moteur de l'économie régionale et du maintien des populations de plaine. Une approche géographique qui tend vers une étude intégrée du milieu naturel, incluant l'étude des sols ou la pédologie, trop peu encline aux études de géographie physique, peut servir de base à la recherche agronomique et apporter son concours à la solution de toute une série de problèmes touchant à la conservation des terres et des eaux (TRICART, 1978 ; THOURET, 1996).

Toute étude géographique ayant pour objectif de comprendre l'organisation et le fonctionnement du milieu naturel doit nécessairement replacer ses résultats dans un cadre régional ou local, explicite pour le lecteur, si elle veut que ses apports soient intégrés dans une recherche comparative globale. Compte tenu de l'étendue du terrain (le Nordeste brésilien représente environ 3 fois la superficie de la France) et de la dispersion spatiale des montagnes humides, il a fallu se fixer des limites géographiques raisonnables et sélectionner des sites pour cette étude. Après avoir présenté les objectifs scientifiques, c'est le choix du terrain qu'il convient maintenant de justifier.

### *C – Limites géographiques et choix du site d'étude*

Les montagnes humides nordestines ne pouvant être étudiées dans leur totalité, il était nécessaire d'imposer des limites géographiques plus restreintes à cette recherche en sélectionnant parmi ces montagnes un site d'étude principal. Les nombreux enseignements tirés d'une première reconnaissance de terrain effectuée en 2004 nous ont permis de nous étonner de la singularité des paysages tropicaux qui opposent la plaine aux montagnes, et de sélectionner parmi ces dernières le massif de Baturité, situé dans le nord de l'État du Ceará (Fig. 1, photo 1), comme site principal pour cette étude.

Le choix de ce site d'étude n'est pas le fruit du hasard car le massif de Baturité est un terrain qui se prête particulièrement à une démonstration de méthode. Il possède plusieurs atouts incontestables que les autres montagnes humides du Nordeste ne possèdent pas :

- **Du point de vue géographique**, le massif de Baturité se localise à moins d'une centaine de kilomètres au sud de la ville de Fortaleza, capitale de l'État du Ceará et siège de l'Université Fédérale (UFC) avec laquelle une collaboration étroite a été envisagée dès le début du doctorat. Pour des raisons évidentes de logistique et de facilité d'accès, le massif de Baturité se prêtait mieux que d'autres montagnes éloignées à la préparation d'une thèse.
- **Du point de vue bioclimatique**, le massif de Baturité se localise au sein d'un champ pluviométrique qui se singularise par un gradient climatique particulièrement abrupt entre le massif montagneux, qui reçoit de plein fouet les alizés d'est, et la plaine semi-aride du *Sertão*. Bénéficiant du réseau de stations pluviométriques le plus dense de toutes les montagnes humides du Nordeste, la région a aussi été sélectionnée de façon à couvrir la gamme de pluviosités la plus large (500-1700 mm.an<sup>-1</sup>), afin d'étudier les conséquences du climat sur la succession des modelés et sur la zonation des altérations et des sols. Ce gradient instaure une impressionnante diversité physique à l'échelle du massif, dont le trait le plus spectaculaire dans le paysage est reflété par la végétation, ce qui vaut à la *Serra* de Baturité, selon CAVALCANTE (2005), d'être « la plus majestueuse » de toutes les montagnes humides du Nordeste, également reflétée par l'étymologie : le nom de Baturité viendrait du terme indigène *Batuité*, qui signifie littéralement « *Serra* meilleure que les autres ».
- **Du point de vue géologique**, le massif de Baturité et son piémont s'inscrivent sur le même socle cristallin (granito-gneissique) d'âge précambrien. Ces roches étant communément représentées dans la plupart des montagnes humides du Nordeste brésilien mais aussi dans d'autres parties du monde tropical, l'étude des modelés, des altérites et des sols qui s'y développent pouvait aussi favoriser les comparaisons. Une mince couverture sédimentaire cénozoïque est également préservée sur certaines parties du piémont, dont on montrera qu'elle livre un témoignage paléoenvironnemental important et les 'archives' de l'histoire géomorphologique de la montagne.

L'ensemble de ces propriétés confère à la région sélectionnée les atouts d'un véritable site-test pour déchiffrer les logiques spatiales qui gouvernent l'agencement des paysages morphopédologiques des montagnes humides nordestines et des plaines semi-arides



qui les entourent. Connaissant les propriétés principales du site d'étude, la région sélectionnée était *a priori* représentative d'une bonne partie des montagnes humides du Nordeste brésilien. Néanmoins, l'étude de sites secondaires a semblé indispensable pour couvrir sinon l'ensemble, du moins un échantillon assez large des conditions géomorphologiques, géologiques et bioclimatiques de ces montagnes et de leurs piémonts. Une série de campagnes de reconnaissance de terrain menées entre 2004 et 2006 autour des *Serras* d'Uruburetama, Meruoca, Ibiapaba, Araripe, Pereiro et Martins (cf. Fig. 1) nous ont permis de disposer de sites complémentaires d'observation. Toutes les informations recueillies sur ces points d'étude secondaires seront évoquées brièvement et interprétées lors de la discussion générale (cf. Troisième partie).

Afin de répondre aux objectifs scientifiques et géographiques ainsi posés, il était nécessaire d'adopter une méthode d'approche originale et appropriée à l'étude de la composante abiotique des paysages. C'est la démarche morphopédologique qui a été choisie pour aborder l'étude de ces montagnes et des plaines qui les encadrent.

#### *D – Méthode d'étude : le choix d'une approche morphopédologique*

Les fondements de l'approche morphopédologique ont été présentés par KILIAN et TRICART dès 1972 (KILIAN, 1972, 1974 ; TRICART, 1974) puis utilisés par les pédologues de l'IRAT et de l'ORSTOM qui ont surtout montré son efficacité pour la cartographie des sols, en particulier en Afrique de l'Ouest (ESCHENBRENNER & BADARELLO, 1975 ; BERTRAND & VALENZA, 1982 ; GUILLOBEZ, 1985 ; ; POSS, 1996 ; BOULVERT, 2003) mais aussi en Afrique du Nord (RAUNET, 1974 ; MATHIEU, 1977 ; BOCK, 1983 ; LOUKILI, 1994) ou encore en Inde (BOURGEON, 1989). Cette approche, souvent réservée aux études de pédologie *appliquée* et aux cartographies des potentialités de terroirs, a rarement été menée dans le cadre d'études géomorphologiques à vocation de recherche *fondamentale*. Pourtant, comme le rappelle PETIT (1990), « *la recherche morphopédologique concerne au premier chef les morphologues* ».

Par définition, la morphopédologie correspond à une approche à la fois géomorphologique et pédologique de l'étude du milieu, visant à montrer les interrelations entre les processus de formation du relief (morphogénèse) et les processus de formation des sols (pédogénèse). En ce sens, l'approche morphopédologique est parfaitement en mesure de conduire à une amélioration appréciable de la connaissance du milieu physique, particulièrement dans les systèmes de relations entre deux groupes de processus que le découpage de la connaissance en disciplines a artificiellement séparés. Ce constat frappant retentit encore davantage lorsqu'il est question de l'étude du milieu tropical où les formes de relief se développent presque toujours aux dépens de manteaux d'altérites et de sols.

Au même titre qu'une *lithodépendance*, il serait justifié d'invoquer parfois aussi une *morphodépendance* dans la répartition des sols et leur organisation spatiale à l'échelle d'une région ou d'un système de versant. Ces faits ont été soulignés par de nombreux auteurs, par exemple, pour ne parler que des régions tropicales, par MICHEL (1973), GRANDIN (1976) ou ROSSI (1989). Par certains aspects, l'approche morphopédologique initiée par KILIAN et TRICART se rapproche de la *soil geomorphology* ou *pedogeomorphology* développée par certains auteurs anglo-saxons (JOHNSON, 1985 ; GERRARD, 1988, 1992 ; BREMER, 1994) qui prônent également un rapprochement des deux disciplines afin de mieux comprendre les interférences entre processus morphogénétiques et processus pédogénétiques.

Ainsi, sans vouloir se substituer au pédologue, il est possible d'effectuer des observations fines et combinées sur le modelé, le manteau d'altération et le sol, qui se trouvent influencés par les mêmes facteurs (climat, régime hydrique, végétation, lithologie, tectonique, dénudation). Les processus de morphogenèse et de pédogenèse s'exercent en effet sur le même milieu, de sorte qu'ils interfèrent constamment (KILIAN, 1974 ; TRICART, 1974, 1978). Vu sous cet angle, l'apport de la géomorphologie est non seulement utile pour cartographier les sols et prévoir leur gestion durable, mais aussi pour déchiffrer leur histoire (y compris les héritages), comprendre leur formation et diagnostiquer leurs caractères actuels ou hérités. En retour, l'étude des sols et des altérites peut permettre de retracer l'histoire de l'environnement bioclimatique et certains aspects de l'évolution géomorphologique (MAIRE & POMEL, 1994) : en milieu de socle, sols et altérites représentent souvent les seuls enregistreurs des conditions du milieu et indicateurs de leur fonctionnement. On mesure là l'intérêt que peut avoir une telle approche dans le renouveau de la géographie physique, tant la pédologie est souvent considérée comme le parent pauvre de la discipline. Géomorphologie et pédologie sont deux branches du savoir qui se côtoient par leurs objectifs (elles participent à la compréhension et à la gestion des milieux) tout en différant notablement par leurs concepts, leur vocabulaire et leurs méthodes. La morphopédologie constitue de ce point de vue un domaine de réelle interdisciplinarité et doit permettre, du moins doit-on l'espérer, de nourrir les deux disciplines par des apports réciproques.

Au total, ce travail propose une méthode d'approche qui se situe dans la lignée des travaux de tradition morphopédologique menés par les pédologues de l'IRAT et de l'ORSTOM depuis une trentaine d'années. Mais l'originalité du présent travail est d'ingérer dans cette approche une plus grande importance à la variable géomorphologique, car le gros écueil de ces études faites par des pédologues réside souvent dans une analyse très lacunaire du relief, plaqué et non intégré à l'étude des sols. De nouveaux outils informatiques (SIG, MNT, télédétection) et des techniques géochimiques de plus en plus sophistiquées permettent de renouveler les méthodes et les concepts d'une morphopédologie remise au goût du jour.

## E – Plan de l'étude

Pour rendre compte du travail de recherche effectué, le contenu de l'étude est organisé en trois parties principales :

- La première partie présente le cadre physique des montagnes humides du Nordeste brésilien. Après un aperçu général du milieu bioclimatique à différents niveaux scalaires, nous présentons les données géologiques indispensables à la compréhension de la mise en place des volumes montagneux. Cette première partie est nécessaire à l'établissement de la démonstration basée sur l'analyse morphopédologique des paysages du massif de Baturité, retenu comme site principal de cette étude.
- La seconde partie est consacrée à l'étude régionale du massif de Baturité et de son piémont suivant l'approche morphopédologique du paysage. Cette partie est divisée en deux chapitres de volume inégal : (i) un premier chapitre assez court sur la méthodologie et les techniques employées dans le cadre de cette étude, (ii) un second chapitre plus long pour présenter les principaux résultats de l'étude sous la forme d'une caractérisation détaillée des différentes facettes morpho-pédologiques du massif de Baturité et de son piémont.
- La troisième et dernière partie est celle de la discussion générale, organisée suivant deux perspectives bien définies : (i) la première est celle d'une recherche *fondamentale*, réservée aux interprétations générales sur la genèse du modelé, des altérations et des sols, enrichies de comparaisons géographiques et replacées dans un débat scientifique plus général ; (ii) la seconde est celle d'une recherche *finalisée* ou *applicable*, ciblée sur les potentialités et limitations des systèmes morphopédologiques du *Sertão* brésilien semi-aride ponctué de ses montagnes humides.

La conclusion générale rappelle les principaux résultats originaux de cette étude, évalue les apports méthodologiques, et met en lumière les apports réciproques de la géomorphologie et de la pédologie dans l'approche morphopédologique qui a été menée et les perspectives futures qui en découlent.



## **Première partie**

# **LE CADRE PHYSIQUE DES MONTAGNES HUMIDES DU NORDESTE BRÉSILIEN**



# Introduction de la première partie

Le cadre physique des montagnes humides du Nordeste brésilien est présenté à travers deux chapitres :

- Le premier présente le milieu bioclimatique qui sert de toile de fond à l'opposition entre montagnes humides et plaines semi-arides environnantes du *Sertão* ; la prise en compte de ces données bioclimatiques est indispensable dans la perspective de comprendre les facteurs influençant la morphogenèse et la pédogenèse de ces milieux contrastés ;
- Le second aborde la mise en place des volumes montagneux qui forment actuellement les *Brejos* d'altitude à la lumière de données géologiques récentes ; la prise en compte de la nature des roches et de l'évolution géomorphologique à long terme est aussi importante que celle des facteurs bioclimatiques dans l'optique de comprendre la mise en place des paysages morphopédologiques des montagnes humides et de leurs piémonts associés.

Chacun de ces deux chapitres comporte des données générales indispensables pour que le lecteur puisse replacer la montagne humide nordestine dans un cadre écologique plus global. En effectuant régulièrement des 'zooms', ces deux chapitres comportent aussi des données physiques plus précises sur le massif de Baturité, retenu comme site principal d'étude, nécessaires à l'établissement de la démonstration dans la deuxième partie.





# Chapitre 1

## Le milieu bioclimatique, présentation régionale

Pour comprendre les logiques spatiales qui gouvernent l'agencement des paysages morphopédologiques des montagnes humides du Nordeste brésilien, il paraît important et nécessaire de préciser la toile de fond dans laquelle s'insèrent ces montagnes. Ce premier chapitre vise donc à exposer les cadres physiographique et bioclimatique de l'étude, en s'appuyant successivement sur deux niveaux d'analyse emboîtés :

- présentation des caractéristiques générales du *Sertão* brésilien et de la répartition géographique de ses montagnes humides ;
- présentation des caractéristiques particulières de l'enclave montagneuse humide de Baturité, retenue comme site d'étude principal.

Cette présentation du milieu physique à deux niveaux scalaires permettra de mieux cerner les conditions écologiques de développement du modelé et des sols de ces montagnes et des piémonts qui leur sont associés, et de juger en même temps de la représentativité du site d'étude sélectionné parmi les montagnes humides du Nordeste brésilien semi-aride.

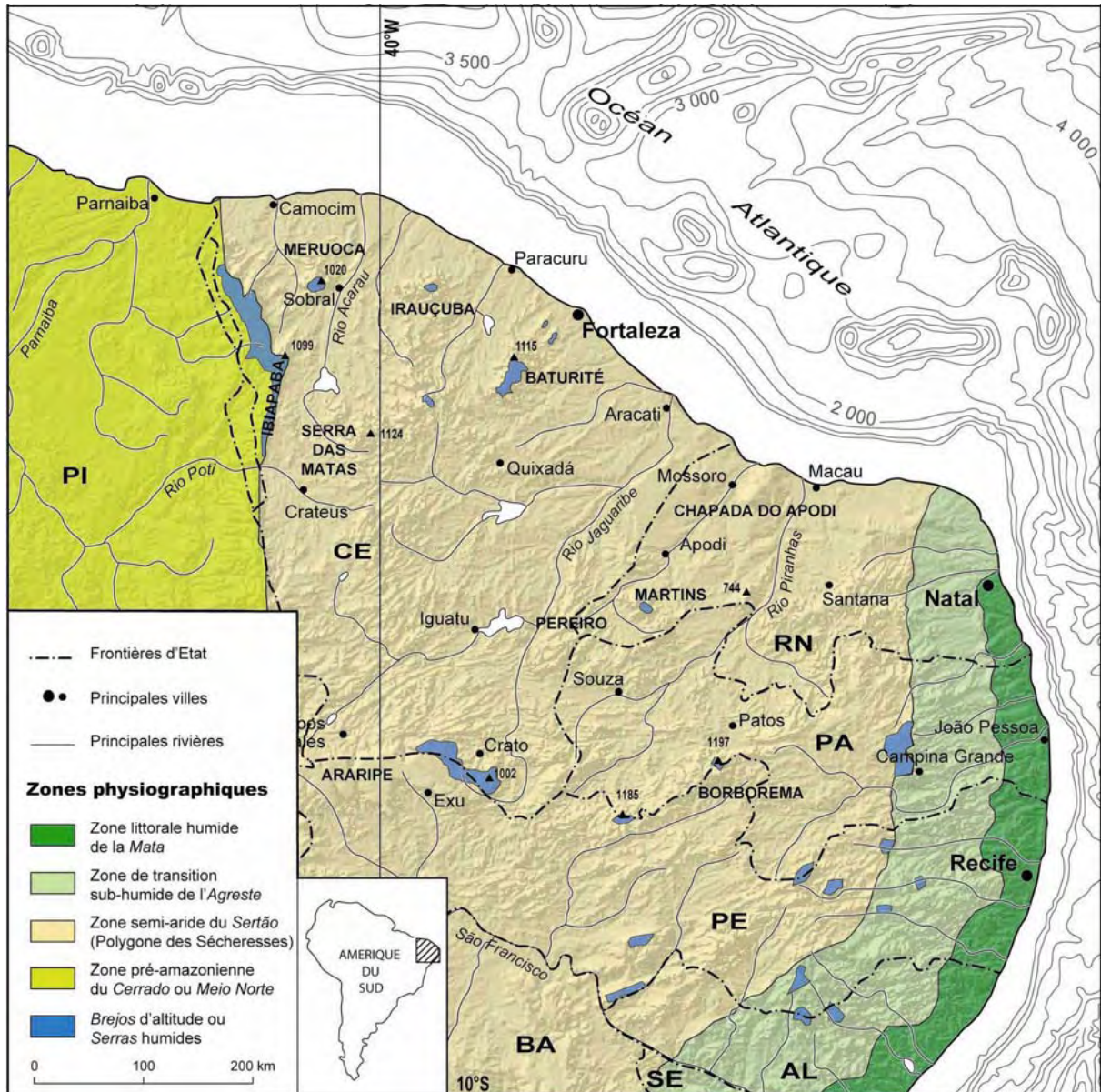
## 1.1. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DU NORDESTE BRÉSILIEN ET RÉPARTITION DE SES MONTAGNES HUMIDES

### 1.1.1. Les grandes zones morphoclimatiques du Nordeste brésilien

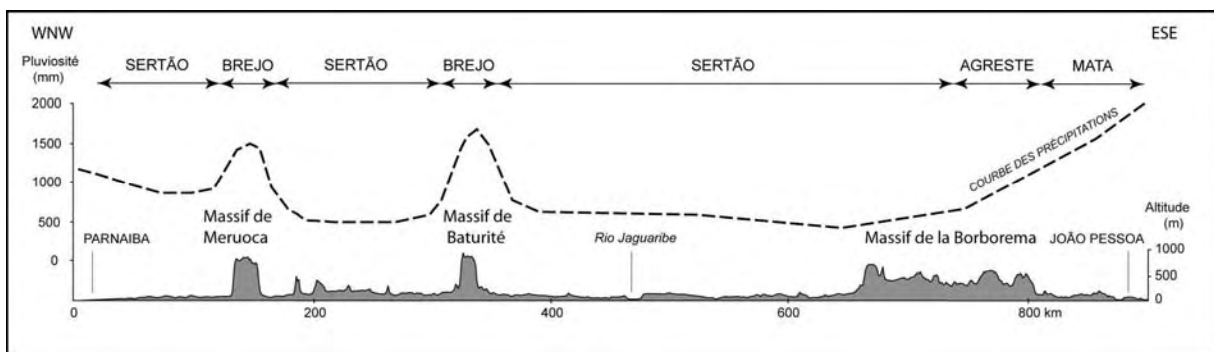
Entouré à l'ouest et au sud-ouest par la zone du *Cerrado* (zone de savanes arborées formant une transition avec les forêts amazoniennes ou sub-amazoniennes), le Nordeste brésilien est classiquement subdivisé en **trois grandes zones morphoclimatiques, agencées suivant une organisation méridienne en fonction d'un gradient pluviométrique décroissant d'est en ouest** (Fig. 2) : (i) la *Mata*, zone littorale humide de plantations et de reliques forestières sempervirentes (*mata atlântica*), (ii) l'*Agreste*, zone d'élevage et de polyculture, formant une zone de transition à climat sub-humide, et (iii) le *Sertão*, zone intérieure semi-aride, peu cultivée, et dominée par la végétation sèche de la *caatinga*. Fait moins connu, le *Sertão* a aussi la particularité physique de comporter **des îlots humides ou sub-humides** (les *Brejos* ou *Serras úmidas*), représentés par des massifs montagneux isolés d'altitude modérée (600-1200 m) qui, par effet orographique, interceptent les pluies venant de l'Atlantique et forment des enclaves de *Mata* en plein coeur du *Sertão*.

#### A – La zone littorale humide de la Mata

C'est la zone côtière orientale du Nordeste, étroite et humide, qui s'étend du nord de l'État du Rio Grande do Norte au sud de l'État de Bahia, et où se concentrent la plupart des grands centres urbains de la région Nordeste (Natal, João Pessoa, Recife, Salvador). Caractérisée par une pluviométrie annuelle élevée (1200-2500 mm.an<sup>-1</sup>), la *Zona da Mata* était jadis recouverte par une dense forêt tropicale sempervirente (la *mata atlântica* ou forêt atlantique). Avec la colonisation portugaise, celle-ci a été en grande partie remplacée par les plantations de canne à sucre, de cocotiers et de cacao, et par des formations végétales secondaires telles que des savanes arborées (LEPRUN, 1985). Le substratum géologique est constitué principalement par les sédiments détritiques néogènes de la Formation Barreiras, comparable sur de nombreux points au Continental Terminal africain ou indien. Dans cette zone de climat chaud et humide d'alizé, la Formation Barreiras est surmontée de sols profonds et évolués de type 'ferrallitique' (*Latossolos* : PROJETO RADAMBRASIL, 1981b), mais ne possède pas de cuirasses et carapaces de surface comme ses homologues afro-indiens. Le modelé est plat et tabulaire sur la couverture sédimentaire épaisse aux abords de la côte, et cède le relais à un modelé multiconvexe en passant sur le socle cristallin qui affleure progressivement vers l'intérieur des terres.



**Fig. 2** – Répartition des grandes zones morphoclimatiques du Nordeste brésilien et localisation de ses montagnes humides ou *Brejos* d'altitude.



**Fig. 3** – Profil topographique (généralisé à partir du modèle numérique de terrain SRTM GTOPO30) recoupant les principales zones morphoclimatiques du Nordeste brésilien entre les villes de Parnaíba (Piauí) et João Pessoa (Rio Grande do Norte).

### *B – La zone de transition sub-humide de l'Agreste*

La zone de l'Agreste, au relief plus accentué (le massif de la Borborema atteint presque les 1200 mètres), est une zone de transition de pluviométrie moyenne (800-1200 mm.an<sup>-1</sup>), intermédiaire entre la zone humide précédente et le *Sertão* semi-aride à l'ouest. Autrefois recouverte par une forêt sèche dense, cette zone est aujourd'hui presque entièrement vouée à une agriculture diversifiée, dominée par l'élevage bovin, et secondairement par la fructiculture (manguier, anacardier) et les cultures vivrières (sorgho, manioc). Les sols, assez profonds et kaoliniques sur les terrains sédimentaires, passent à des sols peu épais et chimiquement riches sur le socle cristallin (LEPRUN, 1985). Le modelé est convexo-concave et peut devenir très accidenté dans les secteurs sommitaux du massif de la Borborema.

### *C – La zone semi-aride du Sertão*

La troisième zone est le *Sertão* proprement dit, qui correspond à la partie intérieure semi-aride du Nordeste. La pluviométrie moyenne annuelle, qui varie de 800 mm.an<sup>-1</sup> à moins de 400 mm.an<sup>-1</sup> par endroits, est l'objet de très importantes variations annuelles et interannuelles, attribuant au *Sertão* brésilien l'un des coefficients de variation des pluies parmi les plus élevés au monde (NIMER, 1977). Ceci a fait du *Sertão* une zone tristement célèbre pour ses sécheresses quasi-périodiques et souvent catastrophiques définissant le fameux « Polygone des Sécheresses » qui a fait la mauvaise réputation de la région Nordeste. Dans la zone semi-aride, la formation végétale dominante est la *caatinga*, qui est une forêt basse et sèche, à espèces décidues et xérophytiques. L'agriculture y est peu développée (5 % de la surface du *Sertão* seulement est cultivée) et fonctionne principalement comme une agriculture de subsistance non itinérante, associée à un petit élevage extensif. Pourtant, les sols bruns et rouges eutrophes peu épais développés à partir des roches peu altérées du socle cristallin semblent faire preuve d'un bon potentiel physico-chimique pour la mise en culture (LEPRUN, 1994), même si la pierrosité de surface souvent élevée peut aussi être perçue comme un handicap. Enfin, le modelé développé sur ce socle est celui d'une basse plaine à inselbergs (40-400 mètres), légèrement disséquée par les rivières à régime temporaire (Photo 2).

Dans cette étude, nous nous référerons de manière quasi-exclusive au *Sertão* septentrional, qui s'étend principalement sur les États du Ceará, du Rio Grande do Norte, de la Paraíba et du Pernambuco, et dans lequel s'inscrit le site principal de l'étude (le massif de Baturité, dans l'État du Ceará) de même que la majeure partie des montagnes humides qui ponctuent le Nordeste brésilien semi-aride.



**Photo 2** – Le *Sertão* brésilien dans les environs de Quixadá (Ceará Central). C’est une basse plaine à inselbergs (40-400 m) développée sur le socle cristallin précambrien, et largement recouverte par la forêt sèche basse à espèces décidues et xérophytiques de la *caatinga*. Au premier plan, une cactacée emblématique du *Sertão* semi-aride : le facheiro (*Cereus squamosus*). Cliché : F. Bétard.



**Photo 3** – La *Serra* d’Ibiapaba dans les environs d’Ubajara (nord-ouest du Ceará). La pluviométrie élevée (1200-2000 mm.an<sup>-1</sup>) et la végétation luxuriante (*mata atlântica*) de cette montagne humide contraste avec les basses terres du *Sertão* à climat semi-aride. Ici sur son rebord oriental, la *Serra* d’Ibiapaba forme un glint de 600-700 mètres de commandement. Sous la corniche constituée par les grès siluro-dévonien de la Formation Serra Grande, le talus est raccordé vers le bas à des pédiments disséqués, dominés par des buttes armées de calcaires protérozoïques sculptées par la karstification. Cliché : F. Bétard.

## D – Les Brejos d’altitude ou montagnes humides du Sertão

Les *Brejos* d’altitude ou *Serras úmidas* du Nordeste représentent de véritables îlots d’humidité qui contrastent avec les conditions écologiques et les paysages souvent monotones du *Sertão* semi-aride environnant (Photo 3). Ces *Brejos* sont localisés dans des massifs montagneux isolés d’altitude modérée (600-1200 m) qui, en faisant barrière aux alizés chargés d’humidité qui viennent de l’Atlantique, favorisent le déclenchement de précipitations orographiques responsables d’une pluviométrie élevée (1200-2000 mm.an<sup>-1</sup>). Ce sont donc des formations végétales semblables à celles de la côte orientale humide du Nordeste qui se sont installées sur ces hauteurs, formant ainsi des îlots de *mata atlântica* au milieu de la *caatinga*. Ces conditions climatiques particulières liées au climat frais et humide d’altitude expliquent l’importance – d’ailleurs assez méconnue – de ces *Brejos* dans l’économie du Nordeste brésilien, surtout sur le plan agricole (horti-fruiticulture, cultures maraîchères, plantations de café, etc.). Le substratum géologique de ces montagnes humides se partage entre les terrains cristallins comme ceux des massifs de Baturité, de Meruoca ou de Pereiro, et les terrains sédimentaires surtout gréseux comme ceux des *Chapadas* ou ‘montagnes tabulaires’ d’Araripe et d’Ibiapaba. Malgré ces différences lithologiques, les sols sont toujours profonds, acides et évolués comme ceux de la zone littorale orientale, ce qui est un critère commun à l’ensemble des *Brejos* ou *Serras* humides du Nordeste (AB’SABER, 1999). En revanche, le modelé varie considérablement en fonction de la nature du sous-sol, multiconvexe ou convexo-concave sur les roches profondément altérées du socle, tabulaire sur les entablements gréseux sub-horizontaux des *Chapadas*.

### 1.1.2. Le climat actuel du *Sertão* et de ses montagnes humides

Le Nordeste brésilien est une région au climat principalement semi-aride (*Sertão*) pour laquelle la pluviosité est la variable climatologique la plus importante. À cet égard, ce n’est pas tant la faible quantité de précipitations que leur mauvaise distribution au cours de l’année qui justifie le qualificatif de semi-aride. Si le climat humide des *Brejos* d’altitude s’explique aisément par l’effet orographique provoqué par ces obstacles montagneux, l’existence d’une vaste zone semi-aride à des latitudes équatoriales est plus difficile à expliquer et trouve vraisemblablement son origine dans des causes multiples et complexes, de même d’ailleurs que la forte irrégularité interannuelle qui caractérise son régime des pluies. Le paragraphe qui suit tente de faire le point sur ce sujet et d’apporter ainsi quelques éclairages.

### A – Précipitations : mécanismes et répartition

L'existence d'une zone semi-aride par 5-10° de latitude sud est considérée comme anormale quand la plupart des régions équatoriales se caractérisent par l'abondance habituelle des précipitations. Plutôt que de chercher vainement une explication unique, c'est **un ensemble de causes conjoncturelles** qu'il faut probablement invoquer pour expliquer cette semi-aridité longtemps restée énigmatique (CADIER, 1992 ; GUNNELL, 1998 ; DEMANGEOT, 2000). La présence de cette zone sèche s'explique :

- (i) d'abord, parce que pendant la majeure partie de l'année, la circulation générale de l'atmosphère au-dessus du Nordeste est sous l'**influence continue et régulatrice du flux des alizés du sud-est**. Ces alizés amènent dans la région des masses d'air relativement sèches en provenance de l'anticyclone semi-permanent de l'Atlantique Sud sur une longue période de l'année, repoussant ainsi l'Équateur météorologique vers le nord ;
- (ii) ensuite, parce que ces conditions anticycloniques sont renforcées par la **divergence des masses d'air à la hauteur du Cap São Roque** (Fig. 4), où le flux des alizés qui frappe la pointe du Nordeste se divise en deux et crée des conditions de subsidence anticyclonique ;
- (iii) enfin, parce que le massif de la Borborema, bourrelet montagneux d'altitude modérée (1200 m max.), est suffisamment élevé pour jouer le **rôle de barrière climatique** face aux alizés chargés d'humidité qui viennent de l'Atlantique, créant un effet d'abri et un rôle d'écran privatif de pluies pour les basses terres intérieures du *Sertão*.

Dans ce schéma aérologique particulier à l'origine de la faiblesse des pluies nordestines, quatre principaux systèmes de perturbations météorologiques sont néanmoins des générateurs potentiels de précipitations dans le nord-est du Brésil (NIMER, 1977 ; CADIER, 1992) :

- (i) **le déplacement annuel de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)**, principal responsable des précipitations dans la moitié nord du *Sertão* durant les mois de mars et avril essentiellement ; cette période de l'année correspond également à celle où domine un régime de vents ou d'alizés du nord-est (cf. Fig. 5) ;

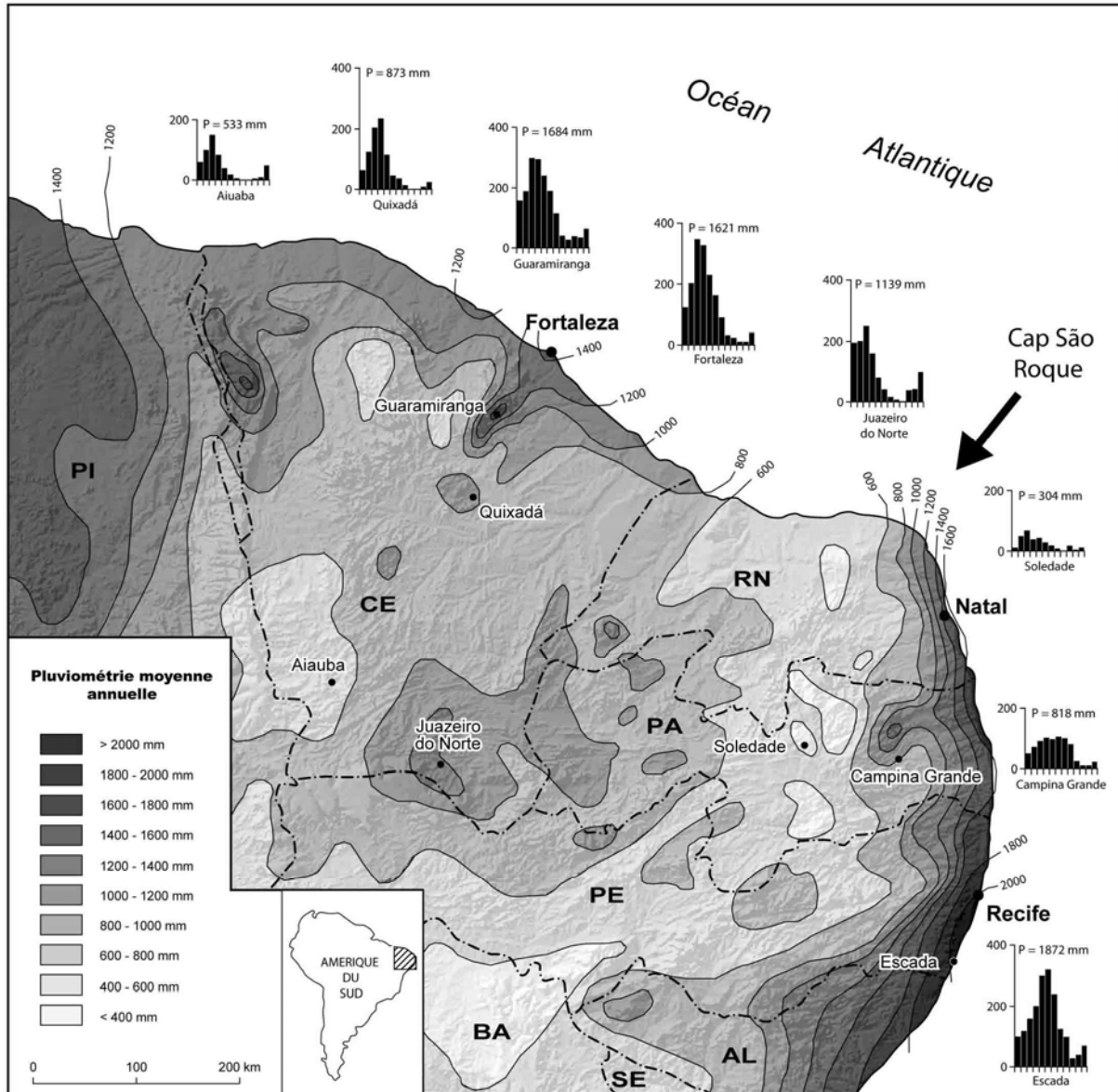


Fig. 4 – Répartition de la pluviosité dans le nord-est du Brésil et diagrammes pluviométriques de quelques stations (contours des isohyètes d’après MOLLE, 1991, et données des diagrammes pluviométriques d’après la FUNCEME).

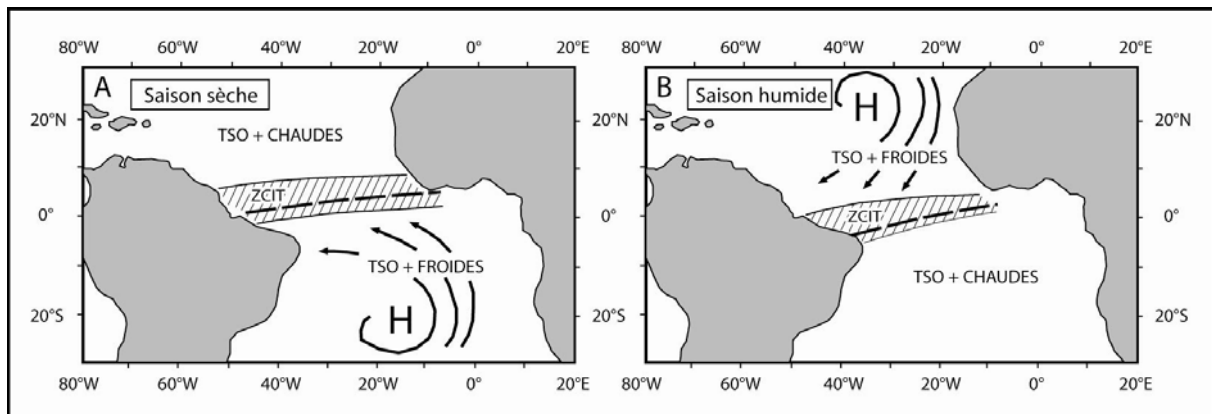


Fig. 5 – Schéma simplifié de la circulation générale de l’atmosphère au-dessus de l’Atlantique équatorial et conséquences sur le climat à saisons sèche et humide alternées du Nordeste. TSO : Températures de surface de l’océan ; H : Hautes pressions atmosphériques (d’après WERNER & GERSTERNGARBE, 2003, redessiné).



- (ii) **les alizés d’est**, pourvoyeurs de pluies sur la plus longue période de l’année (de mars à août). Ces pluies affectent principalement la partie orientale du Nordeste et atteignent difficilement la zone intérieure du *Sertão* à cause de l’effet de barrière joué par le massif de la Borborema ;
- (iii) **des invasions d’air polaire en provenance du sud**, provoquant des pluies frontales uniquement dans la partie méridionale du Nordeste durant les mois de juillet-août ;
- (iv) **des perturbations complexes en provenance de l’ouest**, qui interviennent pendant l’été (entre septembre et avril) lorsque le front polaire atlantique entre en contact avec des masses d’air chaud de la zone intertropicale, à l’origine d’épisodes orageux et sporadiques dans la moitié sud du Nordeste.

Seuls les deux premiers phénomènes météorologiques interviennent dans le déclenchement des précipitations de la partie nord du *Sertão* et de ses montagnes humides soulignées par un **régime pluviométrique unimodal**. Au regard des diagrammes pluviométriques de la figure 4, il apparaît clairement que le climat à saisons sèche et humide alternées du *Sertão* septentrional est déterminé par le déplacement annuel de la ZCIT, lui-même conditionné par la position des zones de haute pression atmosphérique au-dessus de l’Atlantique, lesquelles dépendent à leur tour des températures de surface de l’Océan Atlantique (SERVAIN, 1989 ; WERNER & GERSTENGARBE, 2003 : Fig. 5). Si, au cours d’une année, la ZCIT ne descend pas assez loin au sud, à cause d’anomalies thermiques de la surface de l’océan, alors l’alimentation des précipitations se trouve fortement diminuée et la sécheresse peut régner sans partage, parfois même plusieurs années consécutives, comme entre 1877 et 1879, considérée comme la sécheresse la plus catastrophique du Nordeste sur le plan humain.

Un autre phénomène souvent invoqué pour rendre compte de l’irrégularité interannuelle des pluies dans le Nordeste est le **phénomène ENSO** (*El Niño - Southern Oscillation* : HOBBS *et al.*, 1998 ; WERNER & GERSTENGARBE, 2003 ; CANE, 2005 ; HASTENRATH, 2006). Dans l’état actuel des connaissances, il semble que les événements *El Niño* coïncident avec des années de sécheresse accentuée dans le Nordeste comme celle de 1983, considérée comme « la » sécheresse du XXe siècle, mais aussi dans certains cas à des années où la saison des pluies est plus importante. Qu’elle soit liée aux anomalies thermiques de l’Atlantique ou du Pacifique, la variabilité pluviométrique du Nordeste brésilien souligne finalement le caractère planétaire de son origine.

À cette variabilité temporelle extrême se surimpose une forte variabilité spatiale à l'échelle régionale, entre le *Sertão* où les précipitations sont en certains endroits inférieures à  $400 \text{ mm.an}^{-1}$ , et ses *Brejos* où elles dépassent parfois les  $1600 \text{ mm.an}^{-1}$ , comme dans les *Serras* d'Ibiabapa ou de Baturité. Cette variabilité spatiale se manifeste aussi à l'échelle locale car les averses orageuses responsables de pluies diluviennes comme les sécheresses accentuées n'affectent en réalité que des portions limitées de l'espace et ont rarement une ampleur régionale.

### *B – Températures*

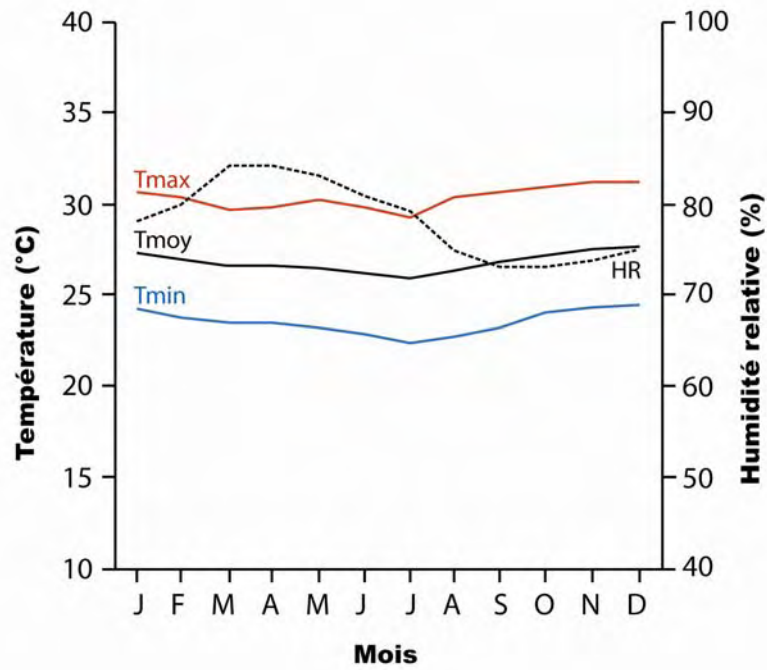
En raison de sa situation aux latitudes équatoriales, la région enregistre des températures dans l'ensemble assez élevées. Les moyennes annuelles dépassent régulièrement les  $26 \text{ }^{\circ}\text{C}$  dans les plaines intérieures du *Sertão* (la station de Quixadá dans le Ceará Central est représentative des ces conditions : Fig. 6) comme sur la façade littorale septentrionale (représentée par la station de Fortaleza : Fig. 7). Le littoral oriental est un peu moins chaud, entre  $24$  et  $26 \text{ }^{\circ}\text{C}$  de moyenne annuelle, en raison de l'influence régulatrice des alizés du sud-est (NIMER, 1977). Les températures sont encore plus basses dans les zones montagneuses, en particulier dans les *Brejos* d'altitude où les températures moyennes annuelles oscillent généralement entre  $20$  et  $24 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (CAVALCANTE, 2005). La position géographique proche de l'équateur est aussi responsable des très faibles amplitudes thermiques saisonnières enregistrées partout dans le *Sertão*, par contraste avec de fortes amplitudes journalières.

### *C – Humidité relative*

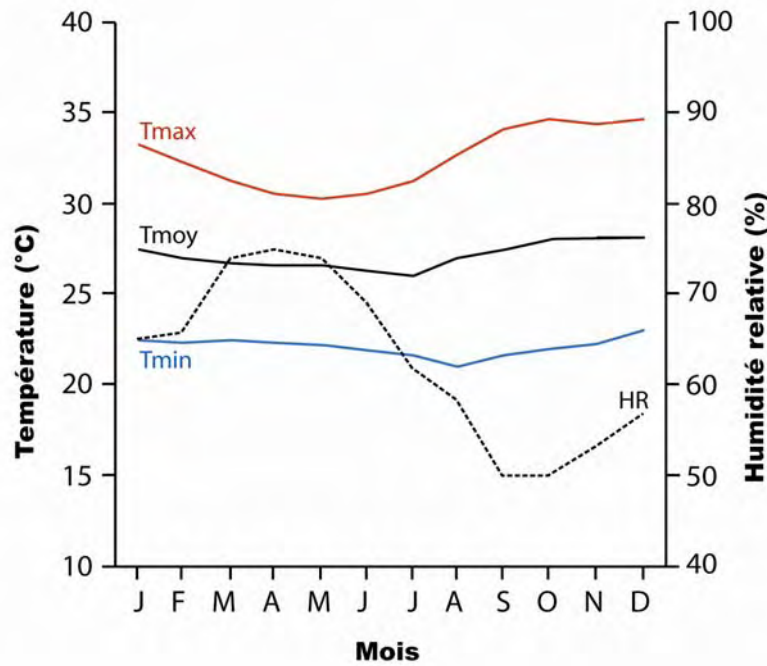
La zone littorale et la plupart des *Brejos* d'altitude, où l'humidité relative moyenne ne descend jamais au-dessous de  $70 \%$ , contrastent avec les valeurs relevées dans l'intérieur des terres (Fig. 6 et 7) : à la station de Quixadá, les valeurs mensuelles minimales ( $50 \%$ ) sont observées durant les mois de septembre et octobre en pleine saison sèche, tandis que le maximum mensuel ( $75 \%$ ) est relevé au mois d'avril au milieu de la saison humide.

### *D – Saison sèche et classification climatique de NIMER*

Ce sont principalement la température et la durée de la saison sèche qui ont permis à NIMER (1977) de définir les principaux climats du Nordeste brésilien. La durée de la saison sèche est estimée par la méthode de GAUSSEN qui définit classiquement un mois sec lorsque les précipitations sont inférieures ou égales au double de la température du mois considéré.



**Fig. 6** – Variations saisonnières de la température et de l’humidité relative pour la station de Quixadá (Source des données : AGUIAR *et al.*, 2001b).



**Fig. 7** – Variations saisonnières de la température et de l’humidité relative pour la station de Fortaleza (Source des données : AGUIAR *et al.*, 2001a).

Selon la classification adoptée par NIMER, à l'exception de quelques secteurs localisés dans le massif de la Borborema, l'ensemble de la partie septentrionale du Nordeste possède un climat chaud, ce qui implique que tous les mois de l'année accusent une température moyenne supérieure à 18 °C, même dans les *Brejos* d'altitude. La durée de la saison sèche permet ensuite de distinguer trois principaux types climatiques :

- **climat humide**, pour une saison sèche de 1 à 3 mois ;
- **climat sub-humide**, pour une saison sèche de 4 à 5 mois ;
- **climat semi-aride**, pour une saison sèche de 6 à 10 mois.

Le climat semi-aride tel qu'il est défini par NIMER caractérise assez bien l'ambiance climatique de la zone sèche du *Sertão* brésilien, tandis que les climats humides et sub-humides dominent sur la bande côtière et dans les *Brejos* d'altitude.

### 1.1.3. La végétation

La région semi-aride du Nordeste brésilien abrite une **mosaïque de formations végétales** parmi lesquelles la *caatinga*, forêt basse xérophile et caducifoliée, représente véritablement la végétation typique du *Sertão*. À côté de la *caatinga*, largement dominante en superficie, plusieurs autres formations végétales viennent compléter cette mosaïque suivant les particularités locales du milieu physique (situation topographique, nature des roches et des sols, microclimats, hygrophylie, etc.) : ce sont les formations végétales complexes et imbriquées de la zone côtière (mangroves, *restingas*,...), les forêts-galeries à *carnaúba* des plaines alluviales, ou encore les îlots de *cerrado* ou *carrasco* (type intermédiaire entre *caatinga* et *cerrado*) des hauts plateaux gréseux à sols sableux (présents sur les *Chapadas* d'Araripe et d'Ibiapaba). Mais l'originalité phytogéographique du *Sertão* se manifeste sans doute plus encore par la présence d'enclaves de forêts humides d'altitude au cœur de la zone semi-aride, véritables îlots de *mata atlântica* dans une 'mer' de *caatinga*.

Les descriptions qui suivent portent donc sur ces deux formations essentielles que sont la *caatinga* et la *mata atlântica* qui, respectivement, colonisent généralement les parties basses et hautes des montagnes humides du *Sertão*. L'impact des actions anthropiques est aussi intégré dans les informations qui figurent dans ce paragraphe sur la végétation. Cet aspect statique et descriptif est complété par un aperçu dynamique et paléocéologique de la couverture végétale, par la prise en considération des hypothèses en présence sur les connexions forestières en relation avec les paléoclimats quaternaires.

### A – La ou les caatinga(s) ?

La végétation typique du *Sertão* semi-aride est la *caatinga*, terme indien *tupi* qui signifie « forêt blanche » en raison de sa couleur gris clair occasionnée par la perte de ses feuilles en saison sèche. En réalité, cette appellation de *caatinga* au singulier dissimule une **grande diversité de formations végétales**, et il existe ainsi plusieurs types de *caatingas*, allant du fourré à épineux riche en cactacées et broméliacées, jusqu'à la forêt sèche dense où dominant des arbres de 8-12 m de haut, en passant par des formations arboréo-arbustives de transition. Malgré ces différences physiologiques, la description générale de la *caatinga* demeure celle d'une formation végétale à la fois dense et rabougrie, décidue en période sèche, composée en majorité d'espèces ligneuses dominées par les légumineuses, et comprenant beaucoup de cactées et d'arbustes épineux tous parfaitement adaptés à la sécheresse. Parmi les taxons les plus emblématiques, souvent endémiques d'ailleurs, citons une légumineuse : la catingueira (*Caesalpinia pyramidalis*), ainsi que trois cactacées caractéristiques : le facheiro (*Cereus squamosus* ; photo 2), le xique-xique (*Pilosocereus gounellei* ; photo 4) et le mandacaru (*Cereus jamacuru*).

Bien que les *caatingas* soient décidues, une grande partie des espèces qui les composent ne devient caducifoliée que lorsque ses besoins vitaux ne sont plus satisfaits et que le déficit hydrique s'accroît. Ceci explique que les *caatingas* puissent parfois rester vertes pendant la majeure partie de l'année si la pluviosité est suffisante et/ou bien répartie dans le temps (LEPRUN *et al.*, 1995 ; BELLEFONTAINE *et al.*, 1997). La strate herbacée graminéenne, souvent considérée comme rare ou insignifiante, peut cependant croître brutalement certaines années de pluviosité élevée. Toutes ces caractéristiques confèrent à la *caatinga* **un potentiel exceptionnel de régénération** qui lui permet d'effacer en quelques années seulement les cicatrices des aléas climatiques dus aux sécheresses prononcées, mais aussi celles qui sont liées à une surexploitation par l'homme (mise en jachère, surpâturage). Même si la pression anthropique sur la *caatinga* est loin d'être négligeable et peut engendrer des modifications importantes (baisse de la diversité biologique notamment), ces modifications ne sont la plupart du temps que temporaires, et c'est finalement la 'pérennité' de la *caatinga* qui semble marquer les paysages du *Sertão* à moyen terme. De ce point de vue, la *caatinga* du Nordeste brésilien se démarque assez nettement en terme de phytomasse par rapport à d'autres formations végétales de régions semi-arides au climat comparable comme le Sahel de l'Afrique de l'Ouest, où le taux de germination des espèces est beaucoup plus faible (LEPRUN, 1993).



**Photo 4** – *Caatinga* arborée riche en broméliacées et en cactacées du type xique-xique (*Pilosocereus gounellei*) colonisant le pourtour d'un 'dos de baleine' gneissique, entre Aracoiaba et Ocará, piémont oriental du massif de Baturité. Cliché F. Bétard.



**Photo 5** – Aperçu de la *mata atlântica* des enclaves montagneuses humides du *Sertão* brésilien. Ici la forêt sempervirente (*mata úmida*) de la partie sommitale du glist de la *Serra* de Ibiapaba (vers 900-1000 m), avec une représentation importante des palmiers babaçu (*Orbignya martinana*). Cliché F. Bétard.

## B – La mata atlântica et ses enclaves de l'intérieur

La *mata atlântica* ou forêt atlantique représentait encore, avant la colonisation portugaise, la deuxième forêt du continent sud-américain en superficie après la forêt amazonienne. Cinq siècles de pression anthropique sur cet écosystème fragile ont conduit à une réduction considérable de cette forêt tropicale humide, puisque 5 % seulement du domaine forestier initial persistent aujourd'hui sous forme de fragments isolés le long de la côte orientale du Brésil, entre l'État du Rio Grande do Sul et celui du Rio Grande do Norte. Malgré ce désastre écologique lié à une déforestation pluriséculaire, la *mata atlântica* même réduite en lambeaux constitue encore aujourd'hui un **véritable sanctuaire de biodiversité végétale**, l'une des plus élevées au monde, accompagnée d'un taux élevé d'endémisme. C'est principalement le climat tropical humide de la façade maritime orientale du Nordeste qui a favorisé l'installation de cette forêt dense à caractère ombrophile.

De telles conditions d'humidité et de pluviosité élevées sont reproduites dans certains massifs montagneux isolés (*Brejos*) de l'intérieur semi-aride qui, par effet d'obstacle naturel face aux alizés d'est, favorisent le déclenchement de pluies orographiques. Ainsi s'explique la présence d'enclaves de *mata atlântica* dans l'intérieur semi-aride du Nordeste brésilien, dominé ailleurs par l'écosystème de la *caatinga*. Ces îlots de forêts humides regroupent en vérité des **formations forestières stationnelles à la fois sempervirentes et semi-décidues**, portant localement le nom de *mata úmida* et *mata seca*, respectivement, dans l'État du Ceará (Photo 5). Du point de vue floristique, la *mata* de l'intérieur se différencie finalement assez peu de la *mata* du littoral (NIMER, 1977). Mais du point de vue physiologique, elle s'en démarque par la présence de plusieurs arbres qui perdent leurs feuilles une partie de l'année, en raison de la présence d'une saison sèche un peu plus longue que sur la côte orientale.

Finalement, ces enclaves forestières abritent une végétation toute aussi riche et diversifiée que la *mata atlântica* du littoral oriental. Mais surtout, elles tirent leur originalité de la **présence d'espèces typiquement amazoniennes** qui coexistent avec les espèces communes à la forêt atlantique, ainsi que de la présence de nombreuses **espèces endémiques** à ces enclaves rendues singulières par leur isolement (CAVALCANTE, 2005). Mentionnons en premier lieu quelques espèces communes entre la *mata atlântica* du littoral oriental et les îlots de *mata* intérieure : l'almesca (*Protium heptaphyllum*) et le gargaúba (*Cecropia pachystachya*). Citons également deux espèces typiques de la forêt amazonienne présentes dans les enclaves de *mata* humide du Nordeste : la paraíba (*Simarouba amara*) et le palmier

babaçu (*Orbignya martinana*). Notons enfin plusieurs exemples d'espèces uniquement présentes dans les montagnes humides du *Sertão* brésilien : l'amarelão (*Buchenavia capitata*), le murici-vermelho (*Byrsonima sericea*) ou encore l'ipê-amarelo (*Tabebuia serratifolia*).

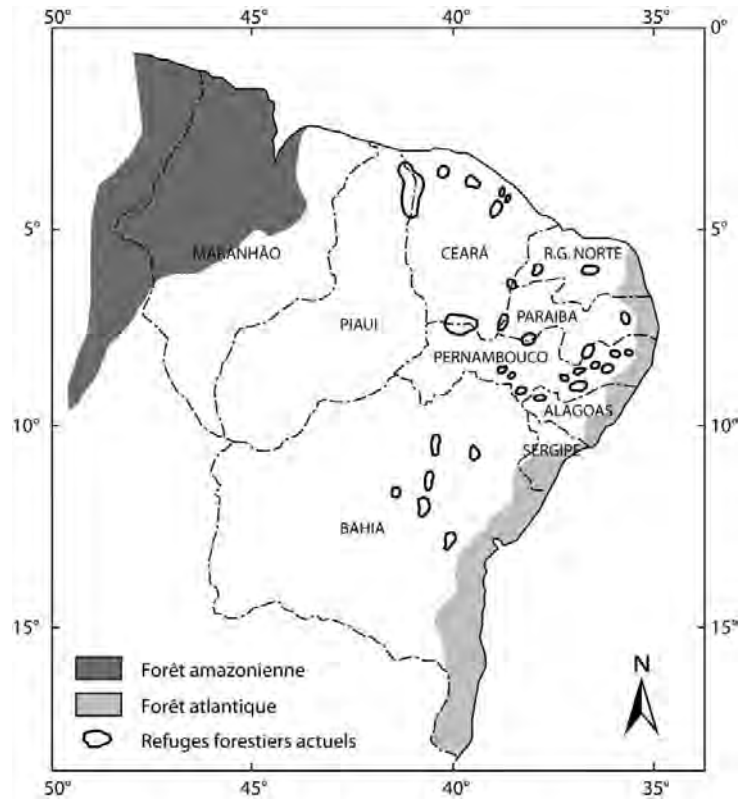
*C – Hypothèses sur les dynamiques de la végétation et les connexions forestières en relation avec les paléoclimats quaternaires*

En raison de la coexistence d'espèces appartenant à la fois à la forêt atlantique de la façade orientale du Brésil et à la forêt amazonienne, la plupart des auteurs biogéographes s'accorde aujourd'hui pour considérer les *Brejos* du Nordeste comme **des refuges forestiers actuels**. C'est ANDRADE-LIMA (1982) qui, le premier, proposa d'appliquer la théorie des refuges à ces enclaves de forêts humides (Fig. 8). Selon lui, les plantes communes aux deux écosystèmes forestiers amazonien et atlantique auraient atteint les massifs montagneux des *Brejos* **lors de périodes plus humides que l'Actuel**, lorsqu'une forêt humide continue existait en lieu et place de la *caatinga*. Cependant, aucune période géologique n'est proposée dans le travail précurseur d'ANDRADE-LIMA pour établir un âge à cette connexion forestière ou à son émiettement ultérieur.

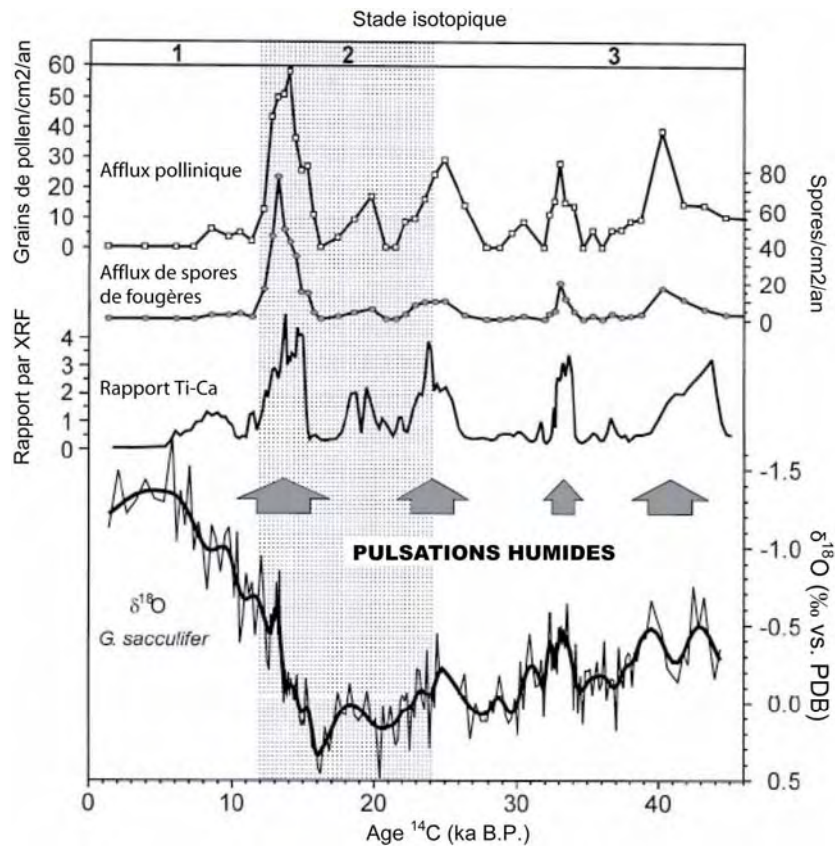
La question de l'origine et de l'évolution des enclaves de *mata atlântica* du Nordeste semi-aride demeure aujourd'hui encore un sujet peu exploré et non élucidé. À notre connaissance, seul CAVALCANTE (2005) propose d'attribuer une période géologique à l'individualisation de ces îlots de *mata altântica*. Selon cet auteur, leur isolement daterait du début du Pléistocène, quand le refroidissement global du climat provoqua l'aridification du Nordeste et l'expansion d'une végétation sèche – la *caatinga* – adaptée aux nouvelles conditions semi-arides. Seuls les massifs montagneux suffisamment élevés, grâce à l'humidité et les précipitations importantes qu'il captent, auraient permis le maintien de la forêt humide qui recouvrait avant le Pléistocène l'ensemble de la région Nordeste. Sans l'appui de données paléoclimatiques indépendantes, cette hypothèse demeure fragile, de même que la 'date' quelque peu arbitraire retenue pour l'aridification du climat du Nordeste qui reste aussi un point non résolu.

En revanche, les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques portant sur le Quaternaire récent sont beaucoup plus nombreuses (ARZ *et al.*, 1998, 1999a, 1999b ; OLIVEIRA *et al.*, 1999 ; BEHLING *et al.*, 2000 ; AULER & SMART, 2001 ; JACOB, 2003 ; JACOB *et al.*, 2004 ; GOUVEIA *et al.*, 2005 ; PESSENDA *et al.*, 2006). De ces travaux se dégagent les mêmes grandes tendances paléoclimatiques depuis 40 000 ans, même si dans le détail ces études affichent parfois des éléments contradictoires.





**Fig. 8** – Localisation des refuges forestiers actuels correspondant aux montagnes humides du Nordeste entre la forêt atlantique de la façade orientale et la forêt amazonienne (d’après ANDRADE-LIMA, 1982, redessiné).



**Fig. 9** – Synthèse de l’évolution paléocologique et paléoclimatique depuis 42 000 ans B.P. d’après l’étude palynologique, minéralogique et isotopique d’une carotte marine prélevée au sommet de la pente continentale au large de Fortaleza, Ceará (d’après BEHLING *et al.*, 2000, adapté).

L'étude palynologique et paléoclimatique faite par BEHLING *et al.* (2000) nous intéresse particulièrement ici, en raison de son positionnement géographique (étude d'une carotte marine située à 90 km au large de Fortaleza, Ceará) mais aussi thématique, puisque les connexions floristiques entre les forêts atlantique et amazonienne en relation avec les *Brejos* y sont abordées. De ce point de vue, ce travail peut servir de référence pour notre étude dans la toile de fond des changements climatiques qui ont affecté le Quaternaire récent (Fig. 9) :

- Entre 42 000 et 15 500 ans B.P., ce sont **des conditions climatiques semi-arides** semblables à l'Actuel qui semblent avoir prédominé. C'est ce qu'indiquent les diagrammes polliniques pour cette période, en mettant en exergue la prédominance de pollens des espèces typiques de la *caatinga* (*Mimosaceae*, *Poaceae*). Néanmoins, **de courtes pulsations humides** ont pu être mises en évidence au cours de cette même période, vers 40 000, 33 000 et 24 000 ans B.P. respectivement. Mais ces phases humides semblent avoir été trop courtes pour permettre une expansion des forêts humides des *Brejos* d'altitude à l'ensemble des plaines environnantes.
- En revanche, la période comprise entre 15 500 et 11 800 ans B.P., soit à peu près la durée du Tardiglaciaire, se marque par une nette recrudescence **des conditions humides** qui aurait permis une extension des forêts-galeries et des forêts sempervirentes, comme l'indiquent la forte proportion de pollens d'espèces forestières typiques de la *mata atlântica* (*Hedyosmum*, *Cyathea*). En plus d'un regain de la pluviosité, la durée de la saison sèche, beaucoup plus courte, aurait permis l'expansion des espèces sempervirentes. C'est aussi durant cette période d'humidité prolongée qu'auraient pu s'accomplir les connexions floristiques entre la forêt amazonienne et la forêt atlantique responsables de la mosaïque végétale des *Brejos* d'altitude.
- La période plus récente (11 500 ans B.P. à l'Actuel), qui s'étend majoritairement sur l'Holocène, marque le retour définitif aux **conditions semi-arides** propices à l'extension de la végétation sèche de la *caatinga*, contraignant les forêts humides à se réfugier sur les hauteurs encore fortement arrosées des *Brejos*.

## 1.2. CARACTÉRISTIQUES PARTICULIÈRES DE L'ENCLAVE MONTAGNEUSE HUMIDE DE BATURITÉ

Les différents points abordés sur les caractéristiques générales du *Sertão* ont permis de préciser le cadre écologique global dans lequel s'insèrent les montagnes humides du Nordeste. Parmi ces montagnes humides, le massif de Baturité a été sélectionné comme site principal d'étude, notamment en raison de la gamme de pluviosités étendue qu'offre ce secteur. Il convient maintenant d'analyser les caractéristiques topographiques et bioclimatiques particulières de cette enclave montagneuse humide et de son piémont semi-aride, dans lesquels s'inscrivent les modelés, altérations et sols qui font l'objet de cette étude.

### 1.2.1. Organisation oro-hydrographique du massif de Baturité

#### *A – Caractéristiques orographiques du massif*

Un aperçu général de l'hypsométrie et des pentes de la zone d'étude est donné par les figures 10 et 11. D'une superficie totale proche de 800 km<sup>2</sup>, le massif de Baturité représente **un massif montagneux d'altitude modérée** (800-900 m en moyenne dans la partie centrale et sommitale du massif) qui domine par des **versants abrupts et sinueux** les vastes plaines environnantes du *Sertão* établies vers 100-200 m. Le point culminant du massif est à rechercher près de la bordure occidentale du massif, à l'est de Pacoti (Pico Alto, 1115 m), de même que la plupart des autres altitudes maximales, accusant la relative dissymétrie de son relief. Désigné comme massif montagneux, le massif de Baturité peut tout autant être décrit comme un haut plateau disséqué du fait de la sub-égalité des altitudes et de la régularité des interfluves en forme de collines convexes qui font la spécificité topographique de sa partie sommitale vers 800-900 m. Néanmoins, des buttes ou des crêtes culminantes telles le Pico Alto se détachent assez nettement de 100 à 200 mètres au-dessus du plan de cette haute surface topographique aux altitudes régulières et aux pentes relativement faibles.

La partie septentrionale du massif, aux environs de Palmácia, apparaît beaucoup plus accidentée et les altitudes sont plus faibles dans l'ensemble (400-500 m en moyenne). Le contact du massif montagneux avec les plaines environnantes est partout brutal, et les versants bordiers en pente forte et à profil rectiligne dessinent en plan des sinuosités marquées, surtout pour la bordure orientale où crêtes et promontoires délimitent de larges rentrants, comme autour de Capistrano, Baturité ou Redenção.

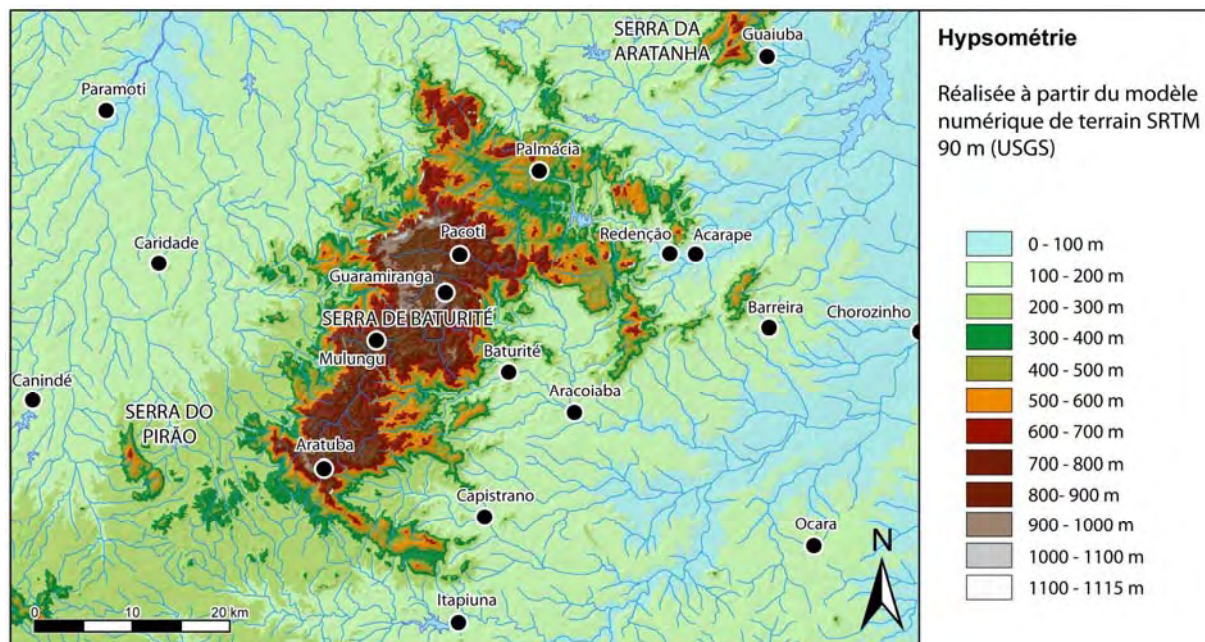


Fig. 10 – Carte hypsométrique du massif de Baturité et de son piémont.

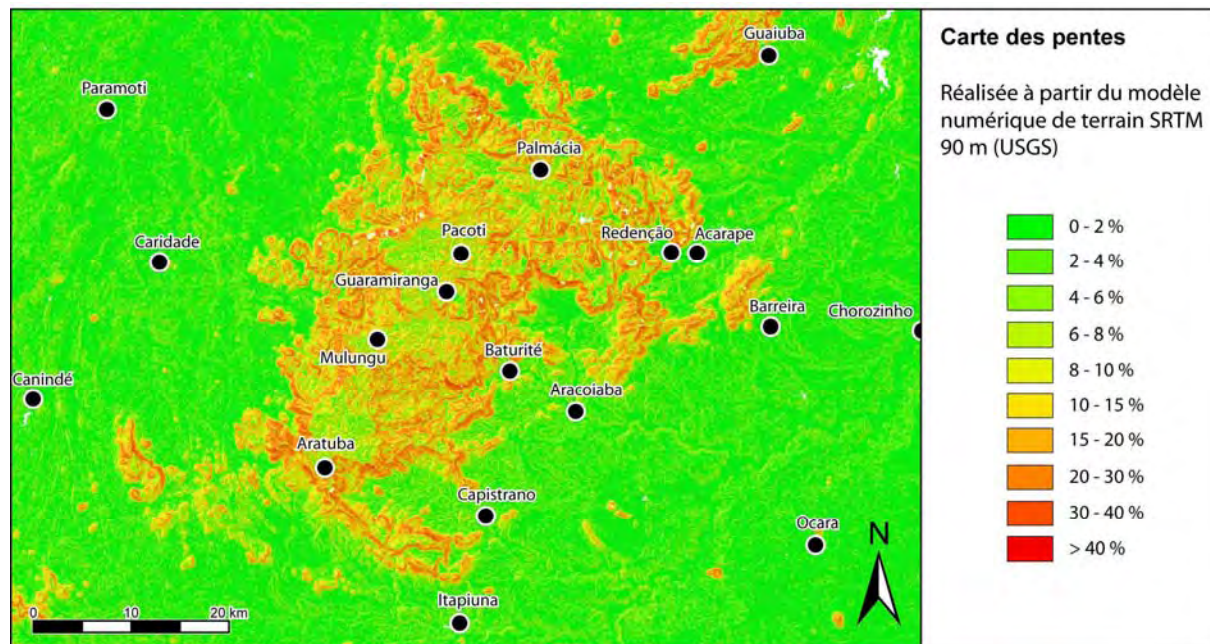


Fig. 11 – Carte des pentes du massif de Baturité et de son piémont.

Le piémont du massif de Baturité est occupé par de vastes plaines de basse altitude (100-200 m), dans lesquelles les vallées principales sont encaissées de 10-20 m seulement. Ces plaines monotones, *leitmotiv* des paysages du *Sertão*, sont parsemées de reliefs isolés (*inselbergs*) d'altitude et de dimension variées (leurs dimensions horizontales variant de l'hectomètre à une dizaine de kilomètres). Les plus imposants de ces reliefs sont représentés dans la zone d'étude par la Serra do Pirão au sud-ouest et par l'extrémité sud de la Serra da Aratanha au nord-ouest, sortes de reliefs satellites ou annexes au massif de Baturité (Fig. 10).

### *B – Organisation du chevelu hydrographique*

Le cadre de la zone d'étude recoupe **cinq bassins-versants** dont les collecteurs principaux sont tous représentés par de **petits fleuves côtiers** : ce sont les bassins du Rio Curú, du Rio São Gonçalo, du Rio Pacoti, du Rio Choró et du Rio Piranji (Fig. 12). Les nombreuses ramifications des cours d'eau représentées sur la carte ont été dressées à partir des cartes topographiques au 1/100 000<sup>e</sup> de Baturité, Canindé, Quixadá et Itapiuna. Le Rio Pacoti et le Rio São Gonçalo, ainsi que de nombreux affluents des autres collecteurs, prennent leur source dans le massif de Baturité, lequel fonctionne comme un véritable château d'eau et centre régional de dispersion des rivières. Cependant, la localisation des sources principales des cours d'eau au sommet du massif révèle une certaine dissymétrie, puisque la ligne majeure de partage des eaux entre le bassin du Rio Curú à l'Ouest et ceux du Rio Pacoti et du Rio Choró à l'Est est déportée le long de la bordure occidentale du massif. Cette dissymétrie du réseau hydrographique reflète en grande partie la dissymétrie du relief puisque c'est le long de cette bordure occidentale que se concentrent aussi la plupart des altitudes maximales du massif.

Plusieurs profils en long ont été réalisés et sélectionnés le long des principaux cours d'eau afin d'analyser la pente topographique de leur talweg, de leur source jusqu'à leur partie la plus aval représentée dans la zone d'étude (Fig. 13). C'est l'opposition entre les cours d'eau des bassins du Rio Pacoti et du Rio Choró d'un côté, et ceux du bassin du Rio Curú de l'autre côté, qui se dégage de l'analyse de ces profils. Les premiers montrent clairement une accélération de la pente du talweg, ou *knickpoint*, localisée plus d'une dizaine de kilomètres en aval de la source mais une dizaine de kilomètres avant leur débouché sur le piémont oriental. Les seconds montrent un profil longitudinal plus classique de forme concave où la rupture de pente du talweg coïncide grossièrement avec le franchissement de l'escarpement de bordure. La localisation de ces ruptures de pente fluviales est probablement à mettre en relation avec des faits de structure dont la nature reste encore à préciser (lithologie / tectonique ?). Le chapitre 2 permettra d'apporter des éléments de réponse à ce sujet.

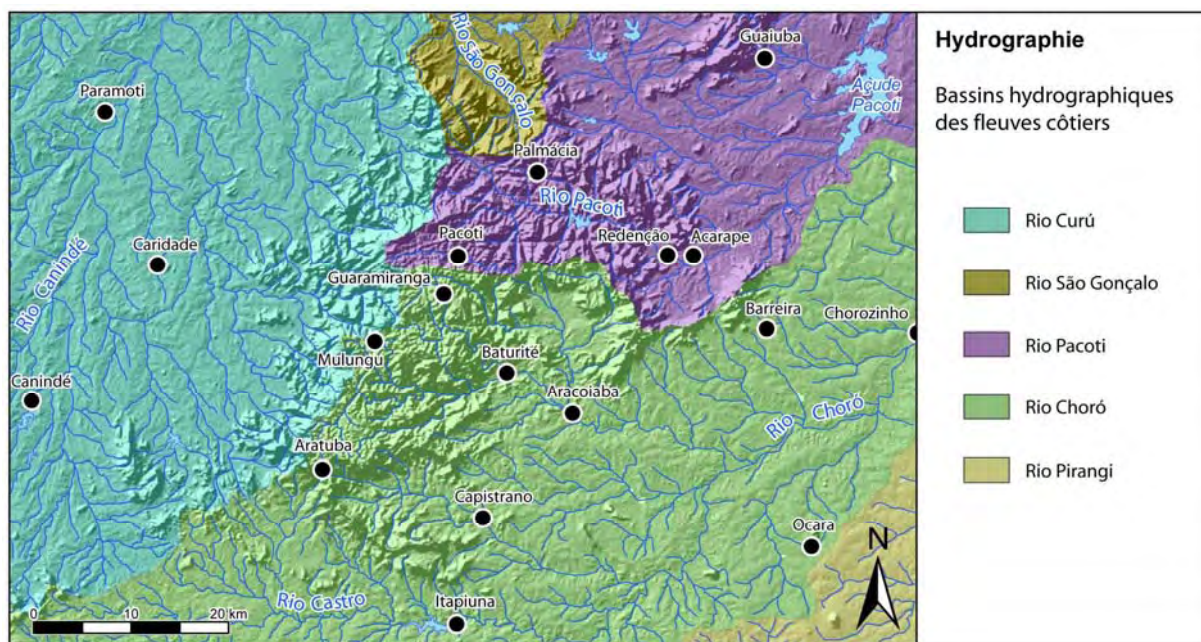


Fig. 12 – Carte des bassins hydrographiques se partageant la zone d'étude.

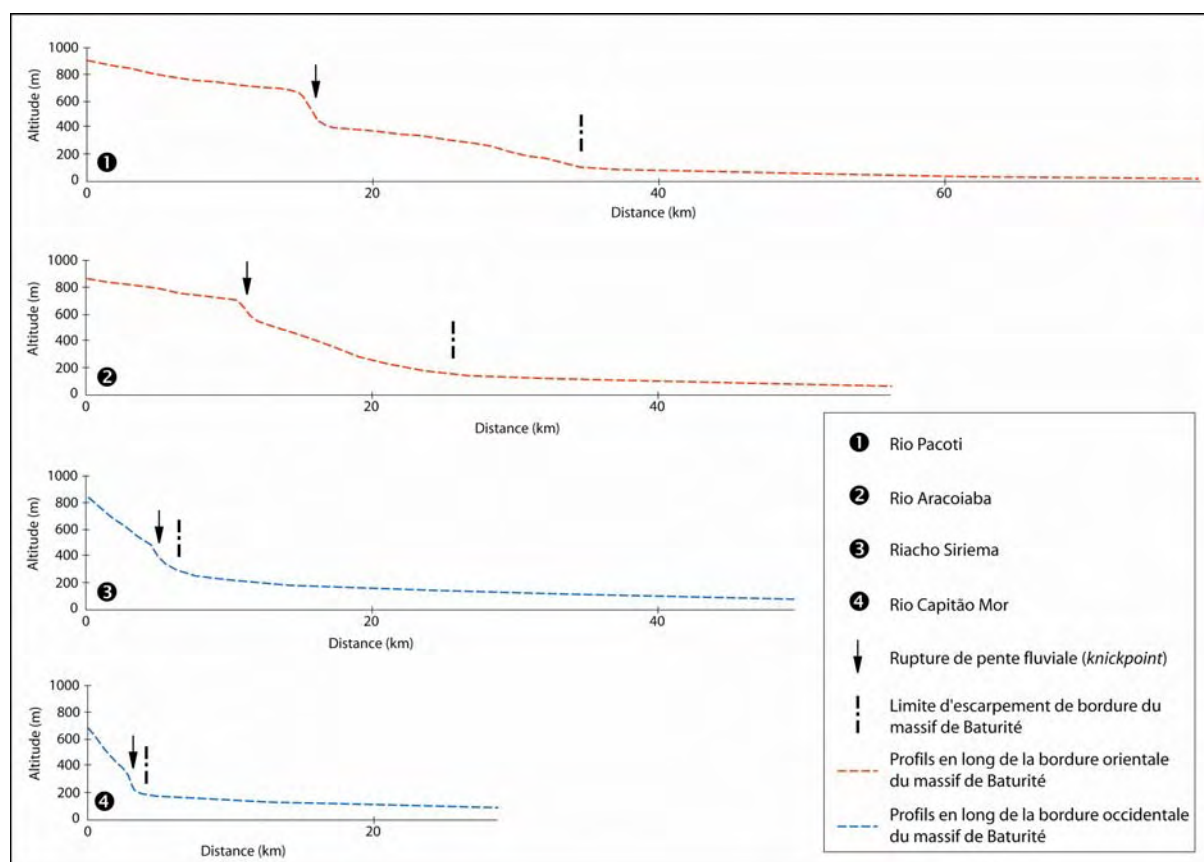


Fig. 13 – Profils longitudinaux lissés et générés automatiquement sous ArcGIS 8.3 à partir du modèle numérique de terrain SRTM 90. Ils montrent l'opposition dans la localisation des ruptures de pentes fluviales entre les cours d'eau de la bordure orientale (Rio Pacoti et Rio Aracoiaba appartenant au bassin du Rio Choró) et ceux de la bordure occidentale du massif de Baturité (Riacho Siriema et Rio Capitão Mor à rattacher au bassin du Rio Curú).

### 1.2.2. Dissymétrie bioclimatique du massif de Baturité

Le massif de Baturité a été sélectionné comme site d'étude principal, notamment en raison de **l'exceptionnel contraste bioclimatique** qui ressort, sur une superficie réduite, entre cette enclave montagneuse humide et son piémont semi-aride. Considéré ainsi, le secteur étudié possède les atouts d'un véritable site-test pour comprendre la logique spatiale des paysages morphopédologiques de ces montagnes humides en fonction du climat. Comme les autres enclaves humides du *Sertão*, le massif de Baturité forme un obstacle montagneux face aux alizés de sud-est et de nord-est chargés d'humidité qui viennent de l'Atlantique, responsables aussi de la dissymétrie bioclimatique entre le versant oriental « au vent » et le versant occidental « sous le vent ». Il ressort donc le rôle fondamental du relief dans la répartition de la pluviosité et de la végétation.

#### *A – Répartition de la pluviosité*

Le manque de données fiables et précises sur la pluviométrie ont nécessité l'établissement d'une carte des précipitations inédite pour la région de Baturité, réalisée à partir d'une série de données pluviométriques mensuelles de trente et une années consécutives (période 1974-2004), et ce pour dix-huit stations disponibles (Fig. 14). Les contours des isohyètes ont ensuite pu être affinés grâce à la prise en compte d'une quinzaine de stations supplémentaires où l'enregistrement est plus court ou irrégulier. Le traitement statistique de ces données mensuelles a permis de déterminer les moyennes annuelles, les médianes ainsi que les écarts aux médianes (1<sup>er</sup> et 3<sup>e</sup> quartiles) pour la période 1974-2004 et pour les dix-huit stations principales de la zone d'étude. Une telle approche permet une meilleure appréciation de la variabilité interannuelle des précipitations pour chaque station.

La distribution des précipitations au cours de l'année montre partout l'occurrence d'un **régime pluviométrique monomodal**, c'est-à-dire à un seul pic de saison des pluies centré sur les mois de mars-avril (Fig. 15). La répartition spatiale de la pluviosité permet néanmoins de différencier **trois grandes zones topo-climatiques** pour la zone d'étude :

- **une zone franchement humide** correspondant à la partie culminante du massif de Baturité où la pluviosité dépasse les 1300 mm.an<sup>-1</sup>. Les stations de Guaramiranga (P = 1684 mm) et de Pacoti (P = 1518 mm) de la figure 15 sont parfaitement représentatives de ces conditions topo-climatiques ;

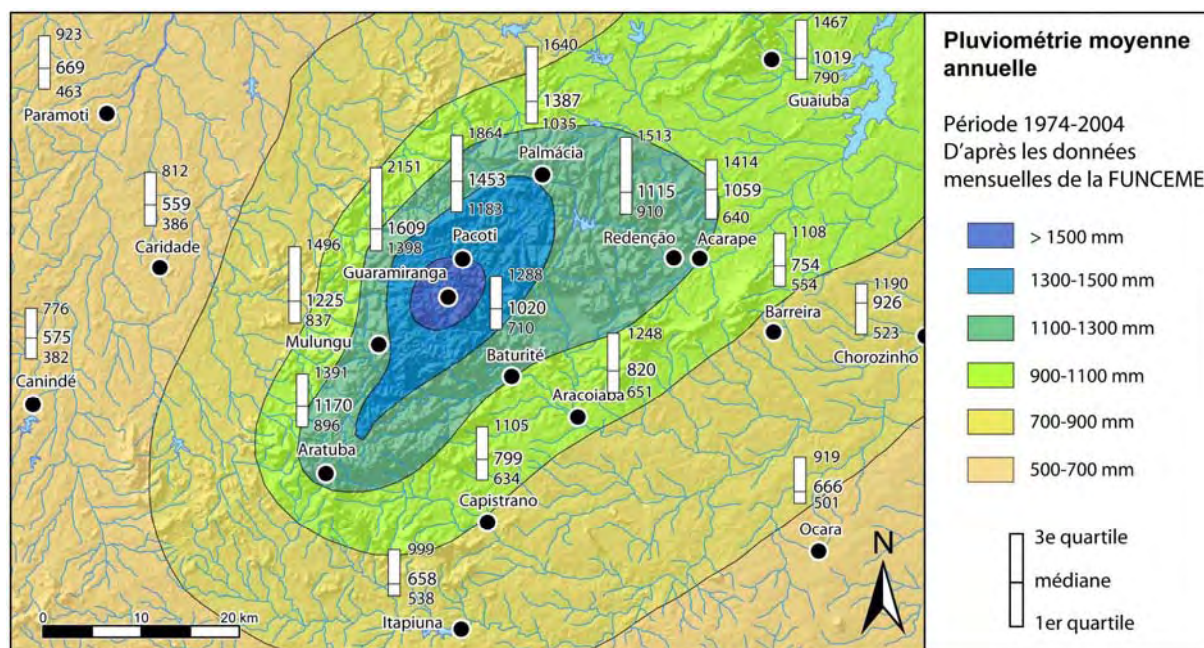


Fig. 14 – Carte de la pluviosité moyenne annuelle réalisée pour la zone d'étude.

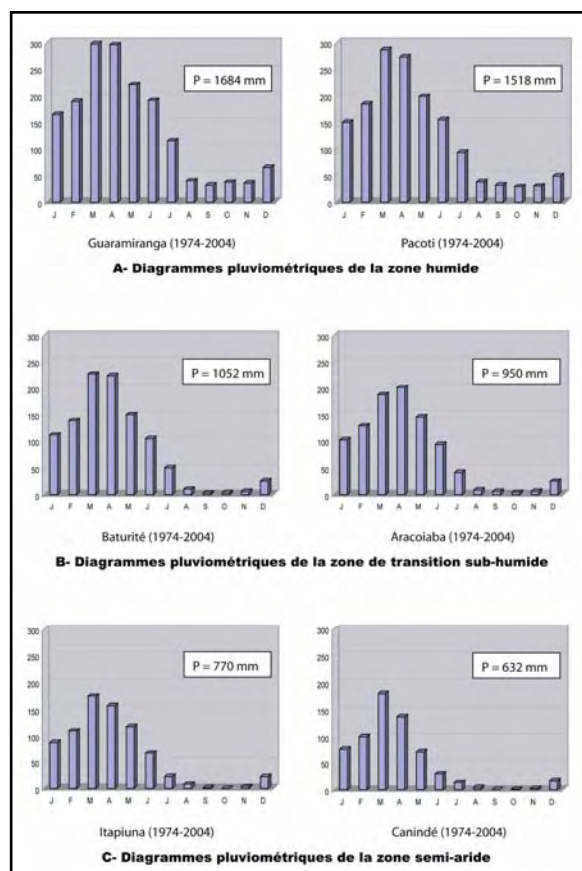


Fig. 15 – Diagrammes pluviométriques de six stations représentatives des trois zones climatiques principales de la région de Baturité (Source des données brutes : FUNCEME).

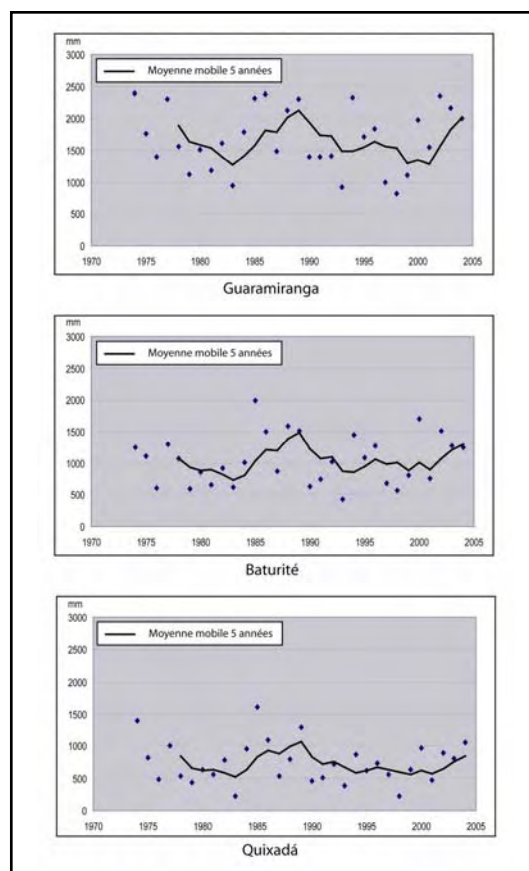


Fig. 16 – Variations interannuelles de la pluviosité sur la période 1974-2004 pour trois stations de la région de Baturité s.l. (Source des données brutes : FUNCEME).



- **une zone semi-aride** qui s'étend principalement sur le piémont du massif de Baturité et une bonne partie de son versant occidental où la pluviométrie moyenne annuelle est inférieure à  $900 \text{ mm.an}^{-1}$ . Les stations d'Itapiuna ( $P = 770 \text{ mm}$ ) et de Canindé ( $P = 632 \text{ mm}$ ) représentent bien les conditions semi-arides régionales qui prévalent dans le *Sertão*.
- entre les deux zones précédentes radicalement opposées, **une zone intermédiaire de transition climatique** peut être mise en évidence pour des pluviosités comprises entre  $900$  et  $1300 \text{ mm.an}^{-1}$ . Cette zone qualifiée de sub-humide est surtout représentée sur le versant oriental et son piémont, exposés aux alizés d'est chargés d'humidité. Les stations de Baturité ( $P = 1052 \text{ mm}$ ) et d'Aracoiaba ( $P = 950 \text{ mm}$ ) ont été retenues pour illustrer ces conditions climatiques intermédiaires.

**Cette forte hétérogénéité spatiale est doublée d'une grande variabilité temporelle** puisque l'irrégularité interannuelle des précipitations est particulièrement importante ici comme ailleurs dans le Nordeste. L'évolution de la pluviosité annuelle sur la période 1974-2004 a été envisagée pour trois stations représentatives des grandes zones climatiques rencontrées afin de mettre l'accent sur la fréquence des années exceptionnellement sèches ou pluvieuses (Fig. 16). Il ressort que les grandes sécheresses de 1982-83 et 1997-98 coïncident clairement avec des événements *El Niño* importants, alors que les années *El Niño* de 1987-88 et 1991-92 ne se sont pas traduites par des années particulièrement sèches dans le Nordeste, celles-ci ayant été à la limite plutôt humides.

#### *B – Répartition de la végétation et originalité du continuum forestier*

**C'est sans doute la répartition spatiale de la végétation qui traduit de façon la plus spectaculaire la dissymétrie bioclimatique du massif de Baturité** entre son versant oriental 'au vent', couvert de forêt humide et qui reçoit de plein fouet les alizés d'est, et son versant occidental 'sous le vent' où la caatinga remonte jusqu'à une altitude de 800 mètres environ (Figs 17 et 18).

Il est tout aussi remarquable de mentionner l'originalité du continuum forestier qui existe entre la **forêt sempervirente**, qui forme un îlot de *mata úmida* sur la partie culminante du massif, et la **caatinga décidue et xérophile** de la zone semi-aride du piémont, en passant par une bande de **transition de forêt semi-décidue** (*mata seca*).

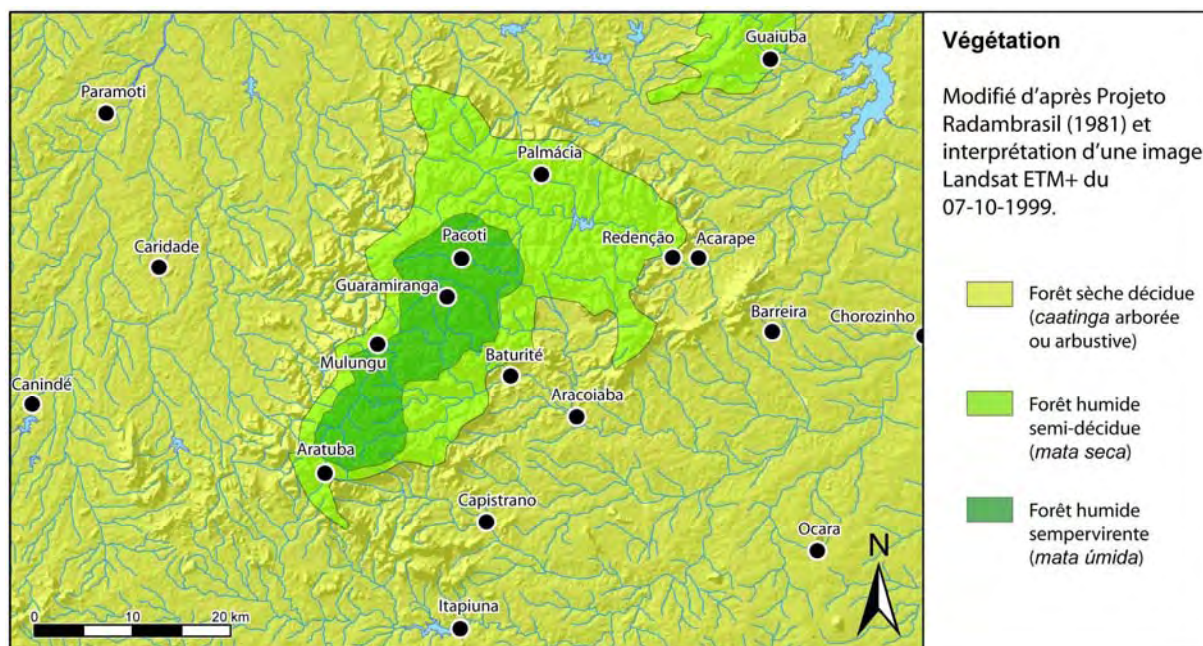


Fig. 17 – Carte de la répartition de la végétation sur le massif de Baturité et son piémont.

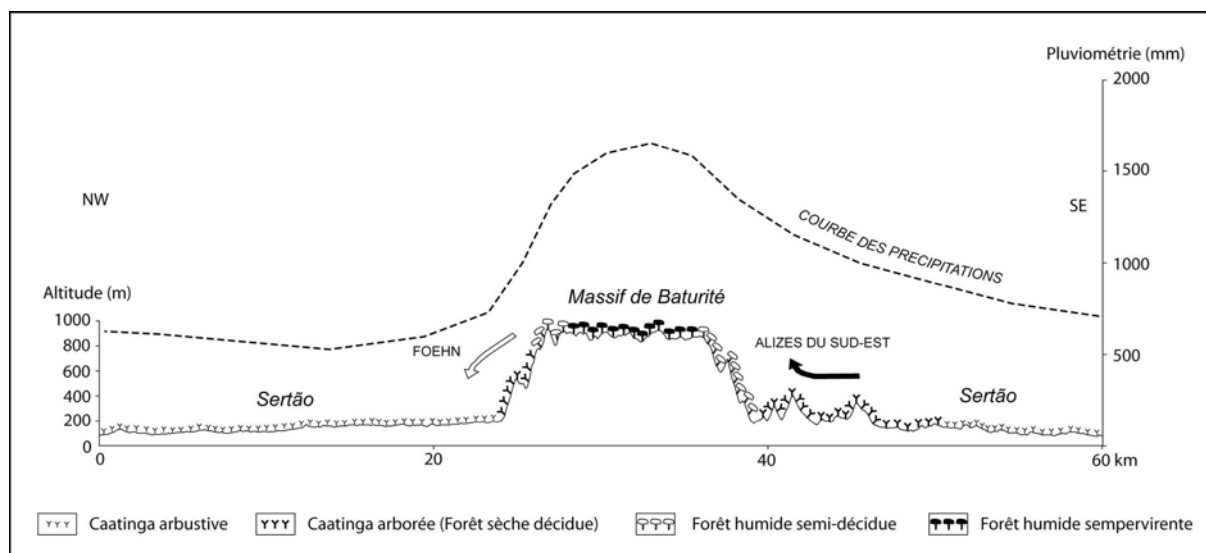


Fig. 18 – Étagement et dissymétrie bioclimatique du massif de Baturité le long d’un transect schématisé NO-SE montrant l’opposition entre le versant oriental ‘au vent’ couvert de forêt humide et le versant occidental ‘sous le vent’ où la caatinga remonte jusqu’à une altitude de 800 mètres.

Cette organisation et cette succession des types forestiers constituent **une originalité par rapport au modèle zonal classique de l’Afrique de l’Ouest** qui aurait prévu une ceinture intermédiaire de savanes entre la forêt sempervirente de la zone humide à climat « guinéen » et les formations végétales décidues de la zone semi-aride à climat « sahélien » (SCHNELL, 1976). Ce constat rejoint néanmoins des observations déjà faites en Inde du Sud où c’est un continuum forestier parfaitement identique qui avait été mis en évidence suivant une zonation climatique méridienne sous le vent des Ghats occidentaux (PASCAL, 1982 ; GUNNELL & BOURGEON, 1997).

### 1.2.3. Évapotranspiration potentielle et bilan hydrique

Les calculs de bilan hydrique permettent d’exprimer de manière théorique la disponibilité en eau après évaporation et ponction par les plantes et par le sol, et paraissent essentiels dans une étude morphopédologique comme celle envisagée ici. Ces bilans de l’eau sont établis en prenant pour base deux valeurs climatiques fondamentales : les **précipitations** (P) et l’**évapotranspiration potentielle** (ETP), toutes deux exprimées en millimètres.

De nombreuses méthodes existent pour le calcul de l’ETP (PENMAN, TURC, THORNTWAITE, etc.). Censée fournir les résultats les plus fiables, la formule de PENMAN présente aussi des désavantages, notamment celui de nécessiter l’utilisation d’un grand nombre de paramètres (humidité relative, vitesse du vent, etc.) qui ne sont pas disponibles pour la plupart des stations de la région. La méthode simplifiée de THORNTWAITE, dont la formule a l’avantage de ne s’appuyer que sur les seules moyennes mensuelles de température, apparaît ainsi mieux adaptée au terrain d’étude.

Trois stations ont été retenues pour les valeurs moyennes de l’ETP, représentatives des trois principales zones topo-climatiques du secteur d’étude (Fig. 19) :

- Guaramiranga (ETP = 944 mm ; Altitude = 865 m), utilisée pour les stations de la zone sommitale et méridionale du massif (Guaramiranga, Mulungu et Aratuba) au climat humide ;
- Pacoti (ETP = 1051 mm ; Altitude = 736 m) pour les stations de la partie septentrionale du massif (Pacoti et Palmácia) à climats de transition ;
- Pentecoste (ETP = 1853 mm ; Altitude = 45 m) pour toutes les stations représentées sur le piémont au climat principalement semi-aride.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
<b>Guaramiranga</b> (Nogueira & Lima, 1989)	89	77	84	81	77	65	68	71	75	85	83	89	<b>944</b>
<b>Pacoti</b> (Nogueira & Lima, 1989)	99	85	97	84	83	74	77	83	84	94	92	99	<b>1051</b>
<b>Pentecoste</b> (Aguiar <i>et al.</i> , 2001)	168	148	139	132	135	130	138	157	168	177	177	184	<b>1853</b>

Fig. 19 – Valeurs moyennes de l’ETP en mm (THORNTHWAITE) pour 3 stations représentatives.

À côté de ces données ponctuelles, qui serviront notamment pour le calcul du drainage climatique mois par mois et année par année pour chaque station, un essai de spatialisation des données sous SIG a été tenté dans le but d’obtenir de manière automatisée des cartes dérivées pour les différents indices qui nécessitent dans leurs calculs les valeurs de l’ETP (indice effectif d’humidité, réserve hydrique du sol, saison sèche édaphique, drainage climatique). Les données spatialisées de l’ETP ont été obtenues grâce à l’utilisation d’une équation de régression linéaire simple confrontant les valeurs moyennes mensuelles de l’ETP aux paramètres altitudinaux des 3 stations retenues. On estime que la corrélation entre ETP et altitude donne des résultats d’une bonne fiabilité malgré le nombre restreint de stations : en effet, l’avantage de la méthode de THORNTHWAITE est de ne s’appuyer que sur l’utilisation d’une seule variable, la température, fortement conditionnée en l’occurrence par le gradient altitudinal, en particulier dans une région de forte énergie de relief comme celle du massif de Baturité (gradient thermique moyen ici de l’ordre de 0,6 °C par cent mètres). Ainsi, grâce à l’utilisation du modèle numérique de terrain SRTM 90, il a ensuite été possible d’affilier une valeur moyenne mensuelle de l’ETP obtenue statistiquement à une courbe hypsométrique de référence (équidistance retenue : 100 m). Le résultat est l’obtention d’un nouveau MNT affichant la répartition spatiale des valeurs moyennes de l’ETP, et ce pour chaque mois. L’utilisation de la « calculatrice raster » sous SIG (logiciel *ArcGIS* 8.3) permet d’additionner toutes les cartes mensuelles de l’ETP afin d’obtenir la carte des valeurs moyennes annuelles de l’évapotranspiration potentielle (Fig. 20).

#### A – Indice effectif d’humidité et définition des types climatiques

L’indice effectif d’humidité (I) permet d’obtenir une **typologie des climats** (THORNTHWAITE & MATHER, 1957) en se basant sur les valeurs moyennes annuelles des précipitations (P) et de l’évapotranspiration (ETP). Sa formule est la suivante :

$$I = (P/ETP - 1) * 100$$

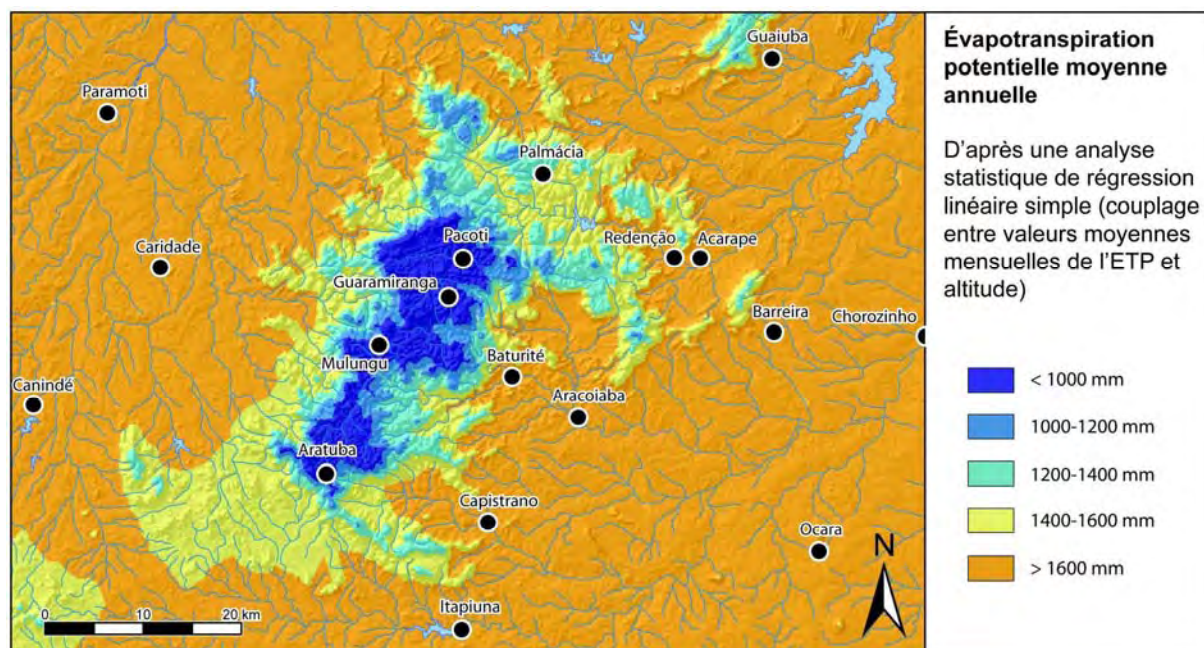


Fig. 20 – Carte de l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle de la zone d'étude.

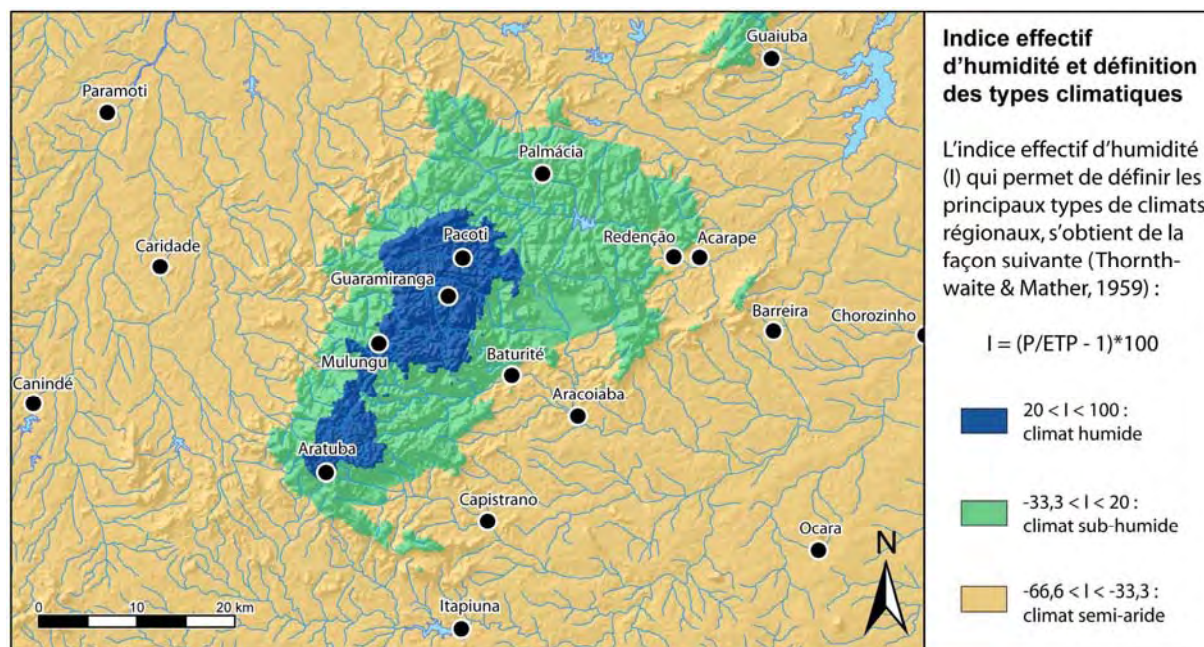


Fig. 21 – Carte de l'indice effectif d'humidité et des principaux types climatiques de la zone d'étude.

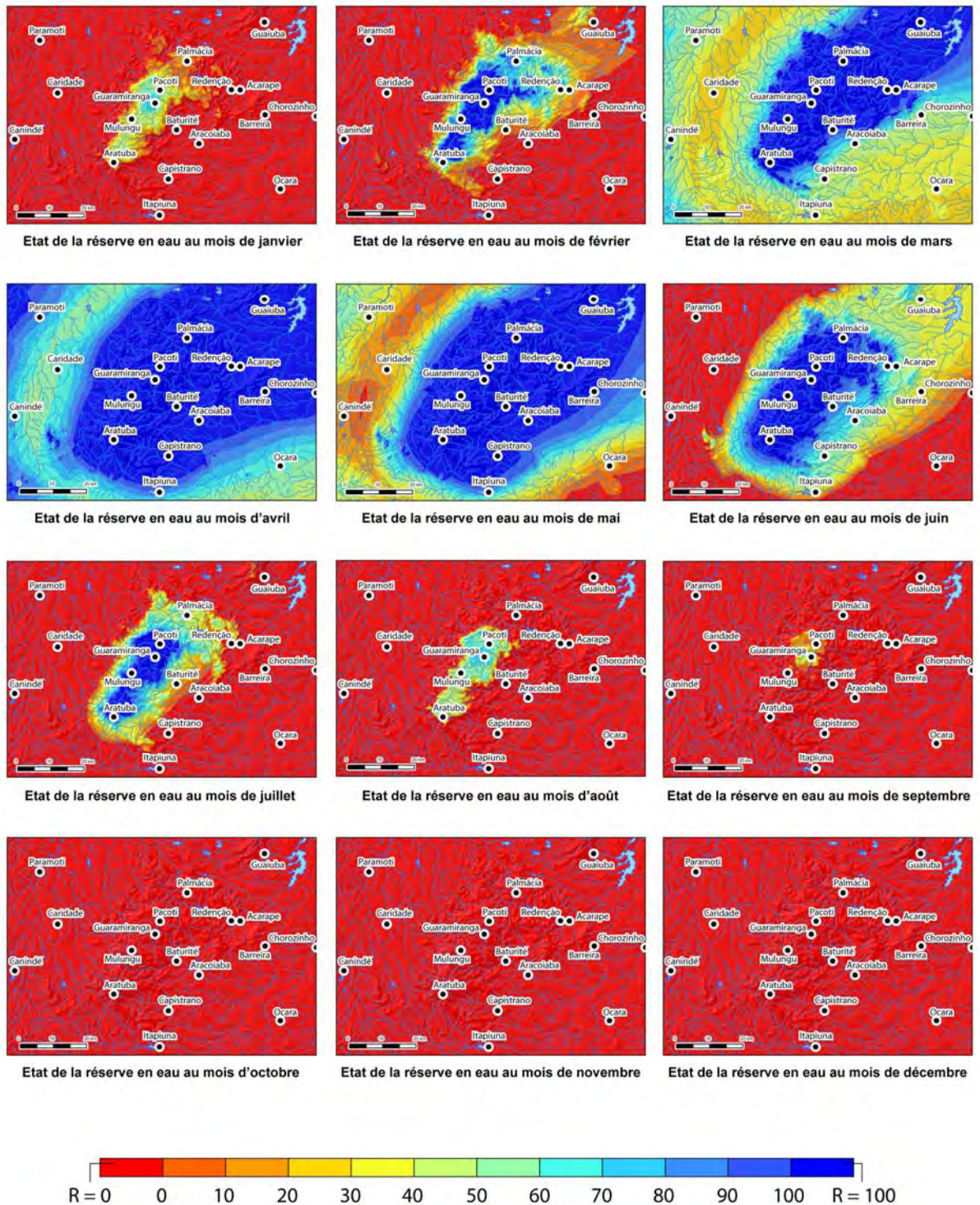
Les limites définies entre les grands types climatiques en zone tropicale sont :

Indice effectif d'humidité (I)	Types climatiques
$I > 100$	Hyper-humide
$20 < I < 100$	Humide
$-33,3 < I < 20$	Sub-humide
$-66,7 < I < -33,3$	Semi-aride
$I < -66,7$	Aride

Une carte dérivée (Fig. 21) obtenue de manière automatisée est dès lors rendue possible par l'utilisation de la « calculatrice raster » sous SIG. Les résultats de la carte montrent en particulier une forte corrélation spatiale entre indice effectif d'humidité et répartition de la végétation (Fig. 17). Autrement dit, le facteur ETP semble ici être un facteur de première importance, à côté de la pluviométrie, pour comprendre la distribution des formations végétales régionales : lorsque les valeurs annuelles de la pluviométrie (P) excèdent fortement celles de l'ETP ( $20 < I < 100$ ), on a affaire à la forêt sempervirente ; lorsque P et ETP tendent à s'équilibrer ( $-33,3 < I < 20$ ), c'est la forêt de transition semi-décidue qui s'installe ; enfin, si ETP dépasse largement P ( $-66,7 < I < -33,3$ ), alors la formation basse à espèces décidues et xérophytiques de la *caatinga* devient exclusive.

#### B – Réserve en eau du sol

La réserve en eau du sol, c'est-à-dire **la quantité d'eau présente dans le solum et utilisable par les racines des plantes à un moment donné**, peut être estimée de manière approximative pour chaque mois en utilisant toujours les termes du bilan hydrique (apport par les précipitations et perte par évapotranspiration). La capacité de stockage pour l'eau (CSE), qui représente le volume maximal d'eau que peut retenir un sol ressuyé, est fixée de manière arbitraire mais standard à 100 mm (valeur couramment utilisée en science du sol pour un sol moyen d'un mètre d'épaisseur). On peut donc calculer l'état de la réserve en eau du sol pour chaque mois et toujours de manière spatialisée (Fig. 22). Au-delà de son intérêt agronomique évident, le calcul mensuel de la réserve en eau du sol est un préalable indispensable, notamment pour le calcul de la durée de la saison sèche lorsque celle-ci est reliée à des paramètres édaphiques.



**Fig. 22** – Variations annuelles de l'état des réserves en eau du sol (en mm) pour le massif de Baturité et son piémont.

### C – Durée de la saison sèche

La durée de la saison sèche peut être estimée suivant deux méthodes différentes :

- **la saison sèche climatique**, qui prend en compte la pluviométrie (P) et la température (T) : c'est la méthode de GAUSSEN qui définit un mois sec lorsque  $P \leq 2T$  ;
- **la saison sèche édaphique**, qui nécessite la prise en compte de la pluviométrie (P), de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de la réserve en eau du sol (R), toujours fixée arbitrairement à 100 mm (BOURGEON, 1988) : on définit un mois sec lorsque  $(P + R) \leq 75\% \text{ ETP}$ .

Les résultats spatialisés issus des deux différentes approches (Figs 23 et 24) montrent que la méthode du bilan hydrique (ou saison sèche édaphique) semble plus fine et plus précise que celle de GAUSSEN. Ses contours correspondent en effet de manière remarquable avec ceux de la répartition du couvert végétal (Fig. 17) ou avec la définition des principaux types climatiques (Fig. 21). Elle est aussi plus adaptée à une étude morphopédologique comme celle envisagée ici puisqu'elle permet en même temps de rendre compte du régime hydrique des sols.

### D – Drainage climatique

Le drainage climatique représente la **quantité d'eau traversant les profils de sols au-delà de 1 mètre de profondeur**. BOURGEON & PÉDRO (1992) ont montré son influence déterminante dans la différenciation altéritique et pédologique des sols des régions chaudes. Son calcul revêt donc un intérêt tout particulier pour notre étude.

Soulignons d'abord que le drainage climatique représente une valeur théorique du drainage moyen et profond. En effet, le drainage local, ou « effectif », varie considérablement en fonction de la topographie, du type de sol et de la végétation (DUCHAUFOR, 2001). Les valeurs du drainage climatique admettent donc la présence d'un sol très perméable et d'une station parfaitement horizontale, c'est-à-dire où il n'y a pratiquement pas de ruissellement.

Le calcul du drainage climatique doit nécessairement s'appuyer sur des données mensuelles des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP). La formule générale du drainage climatique mensuel (Dcm), exprimée en mm, est la suivante :

$$D_{cm} = P - ETP - \Delta r$$



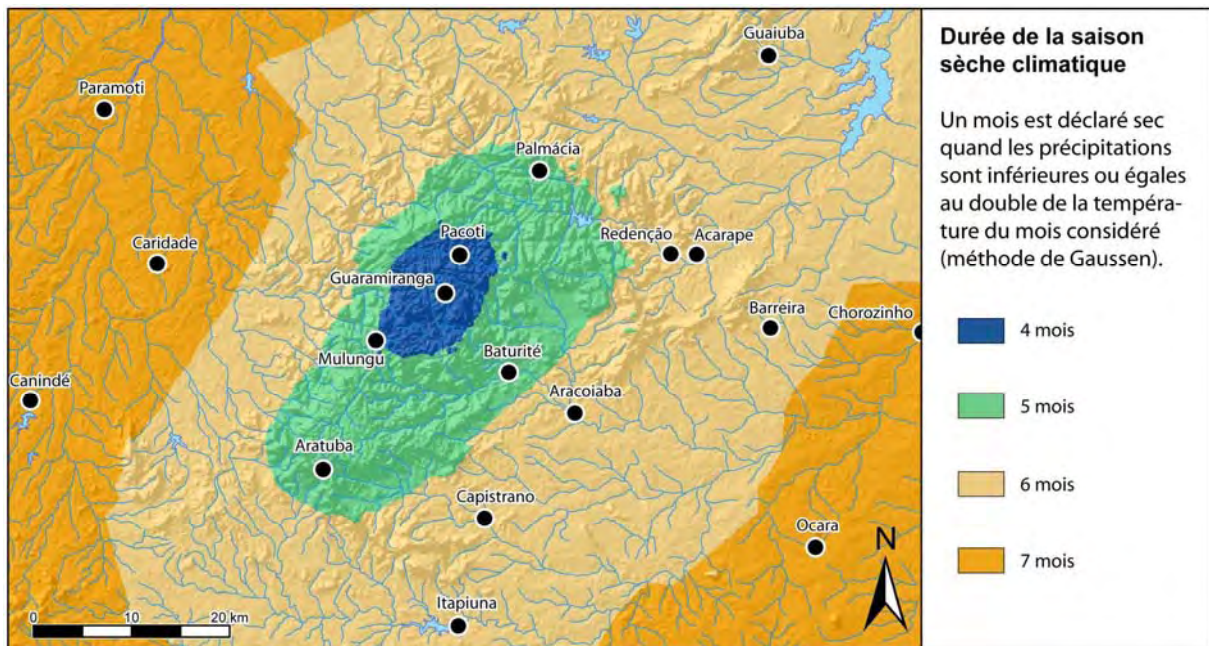


Fig. 23 – Carte de la saison sèche climatique selon la méthode de GAUSSEN.

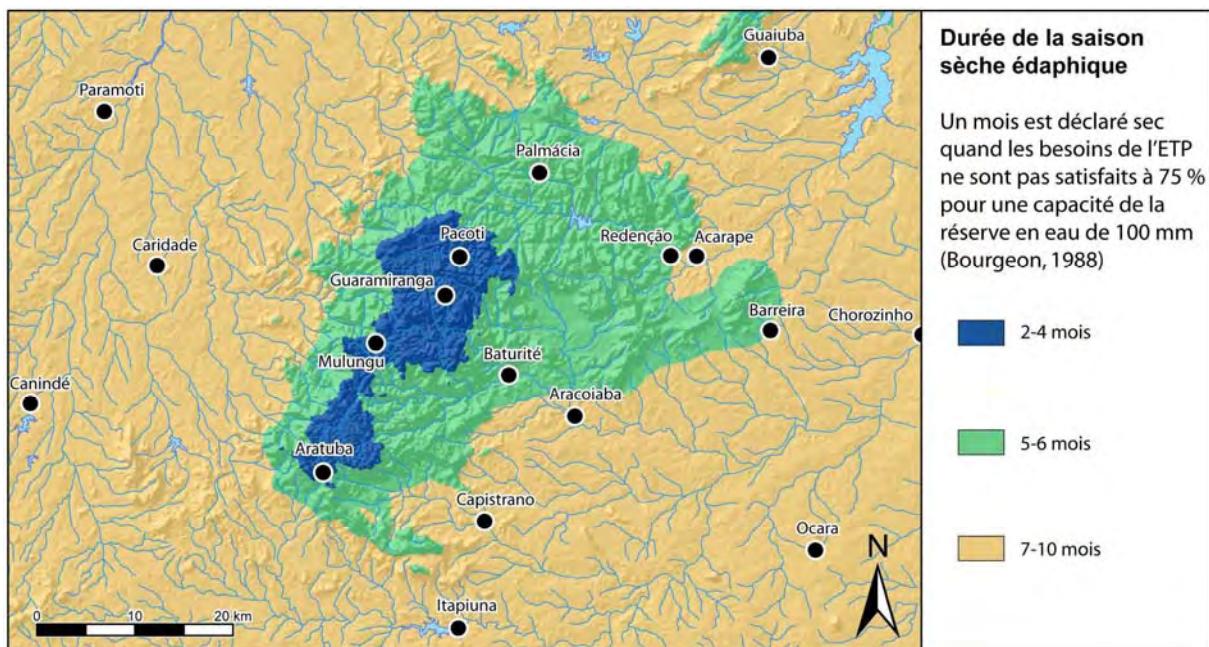


Fig. 24 – Carte de la saison sèche édaphique selon la méthode du bilan hydrique.

$\Delta r$ , qui représente les variations de la réserve en eau du sol, s'annule lorsqu'il s'agit d'un mois situé en saison humide, les réserves étant maximales à cette période ; le drainage climatique mensuel  $D_{cm}$  est alors défini comme égal à  $P - ETP$ . En période sèche,  $P$  devient inférieur à  $ETP$ , qui elle-même s'abaisse et est remplacée par l'évapotranspiration réelle ou  $ETR$ , plus faible ; il n'y a alors aucun drainage climatique. À la fin de la saison sèche, il y a reconstitution des réserves en eau du sol ; ce dernier prélève alors une fraction des précipitations, estimée en moyenne à 100 mm (valeur retenue pour la capacité de la réserve en eau du sol). Le drainage climatique annuel ( $D_c$ ) est alors égal à la somme des drainages mensuels positifs diminuée de cette valeur de 100 mm pour tenir compte de la réserve en eau de la partie supérieure des profils. Son calcul est donc donné par la formule :

$$D_c = \sum (P - ETP) - 100 \quad \text{avec } P - ETP > 0$$

Ces calculs du drainage climatique ont été réalisés pour les dix-huit stations de la région d'étude, année par année, à partir des données pluviométriques mensuelles d'une série d'années consécutives étalée sur plus de trente ans (période 1974-2004), et des valeurs moyennes mensuelles de l' $ETP$  calculées ici selon la méthode de THORNTHWAITE. À partir de la série des valeurs annuelles du drainage climatique (ou drainage « réel ») ainsi obtenues, des calculs fréquentiels ont été réalisés, ce qui a permis d'obtenir une valeur centrale pour le drainage climatique (médiane), ainsi qu'une appréciation de sa variabilité (1<sup>er</sup> et 3<sup>e</sup> quartiles). Comme pour les indices précédents (indice effectif d'humidité, saison sèche), une carte du drainage climatique obtenue à partir des valeurs moyennes de  $D_c$  a été élaborée à l'aide de la calculatrice « raster » sous SIG, permettant ainsi une meilleure appréciation de sa variabilité spatiale (Fig. 25).

#### *E – Conclusion sur le bioclimat*

L'ensemble des données étudiées et des résultats obtenus sur les bioclimats amène à distinguer **trois grandes zones bioclimatiques** pour la région de Baturité (Fig. 26) :

- à la zone sommitale du massif de Baturité correspond une **zone humide** de pluviométrie élevée ( $P > 1300 \text{ mm.an}^{-1}$ ), avec une courte saison sèche ( $\leq 4$  mois) et un drainage climatique toujours positif ( $D_c > 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ). C'est le domaine de la forêt sempervirente.

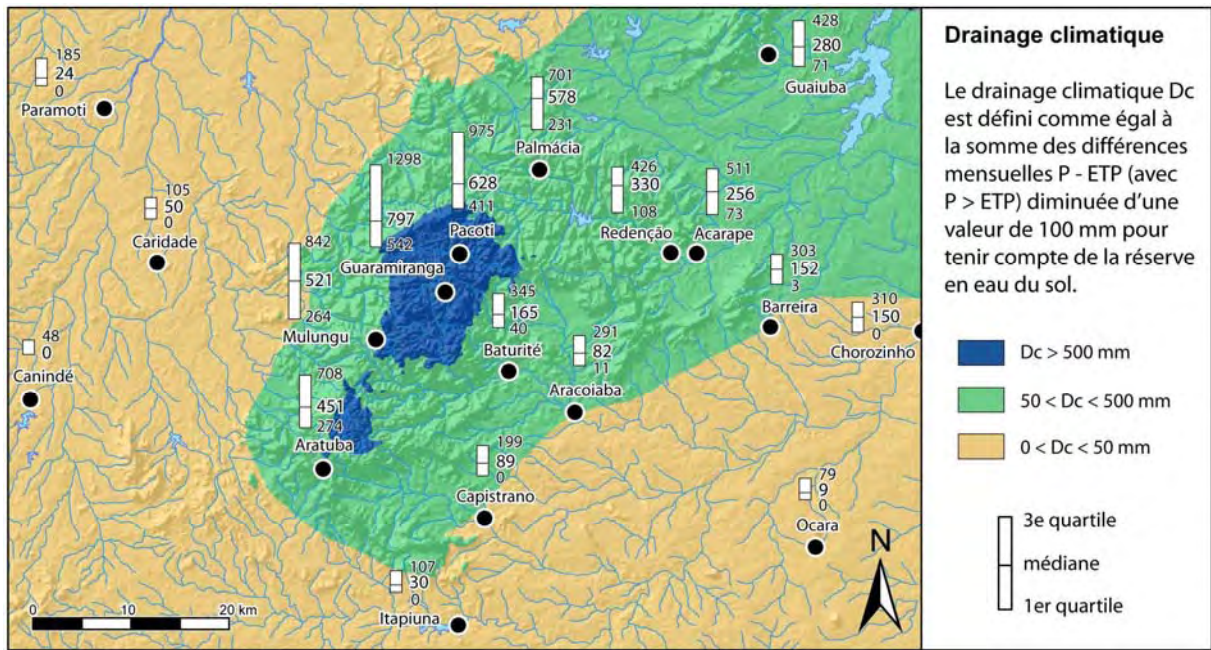


Fig. 25 – Carte du drainage climatique pour la zone d'étude.

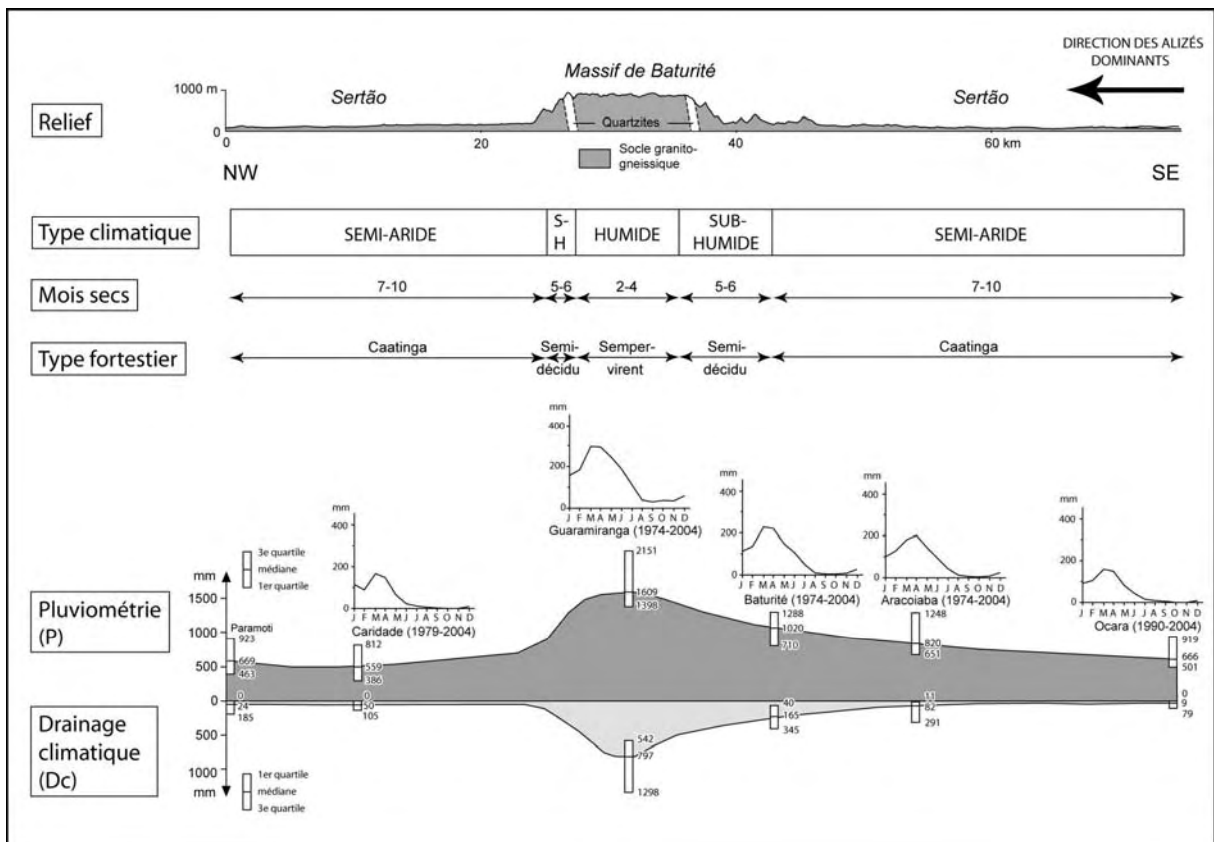


Fig. 26 – Transect bioclimatique synthétique NW-SE à travers le massif de Baturité et son piémont.

- une **zone de transition sub-humide** ( $900 < P < 1300 \text{ mm.an}^{-1}$ ), en relation avec le développement d'une forêt semi-décidue, affiche une saison sèche de 5 à 6 mois. Le drainage climatique est encore positif ( $50 < Dc < 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ) bien que très irrégulier d'une année à l'autre.
- la **zone semi-aride** s'étend majoritairement sur le piémont et est en équilibre avec la *caatinga* à espèces décidues et xérophytiques. Pour des précipitations inférieures à  $900 \text{ mm.an}^{-1}$ , la durée de la saison sèche s'étend sur plus de 6 mois et le drainage climatique est très faible ( $0 < Dc < 50 \text{ mm.an}^{-1}$ ) et devient nul au moins une année sur quatre.

## Chapitre 2

# Ancienneté géologique de la mise en place des volumes montagneux

Ce chapitre propose de prêter une attention particulière à la mise en place des volumes topographiques des montagnes humides nordestines. Selon nous, une étude morphopédologique comme celle envisagée ici ne peut se dispenser d'une analyse géomorphologique rigoureuse à toutes les échelles. Le développement des modelés, des altérites et des sols se comprend en fonction d'une longue histoire géomorphologique définie dans un cadre structural plus large. La mise en place des grands volumes de relief sous-tend finalement l'évolution morphoclimatique et la formation des couvertures pédologiques qui en dépendent. Afin de présenter le plus clairement possible la démarche d'analyse géomorphologique qui a été suivie, le chapitre s'articule autour de trois paragraphes :

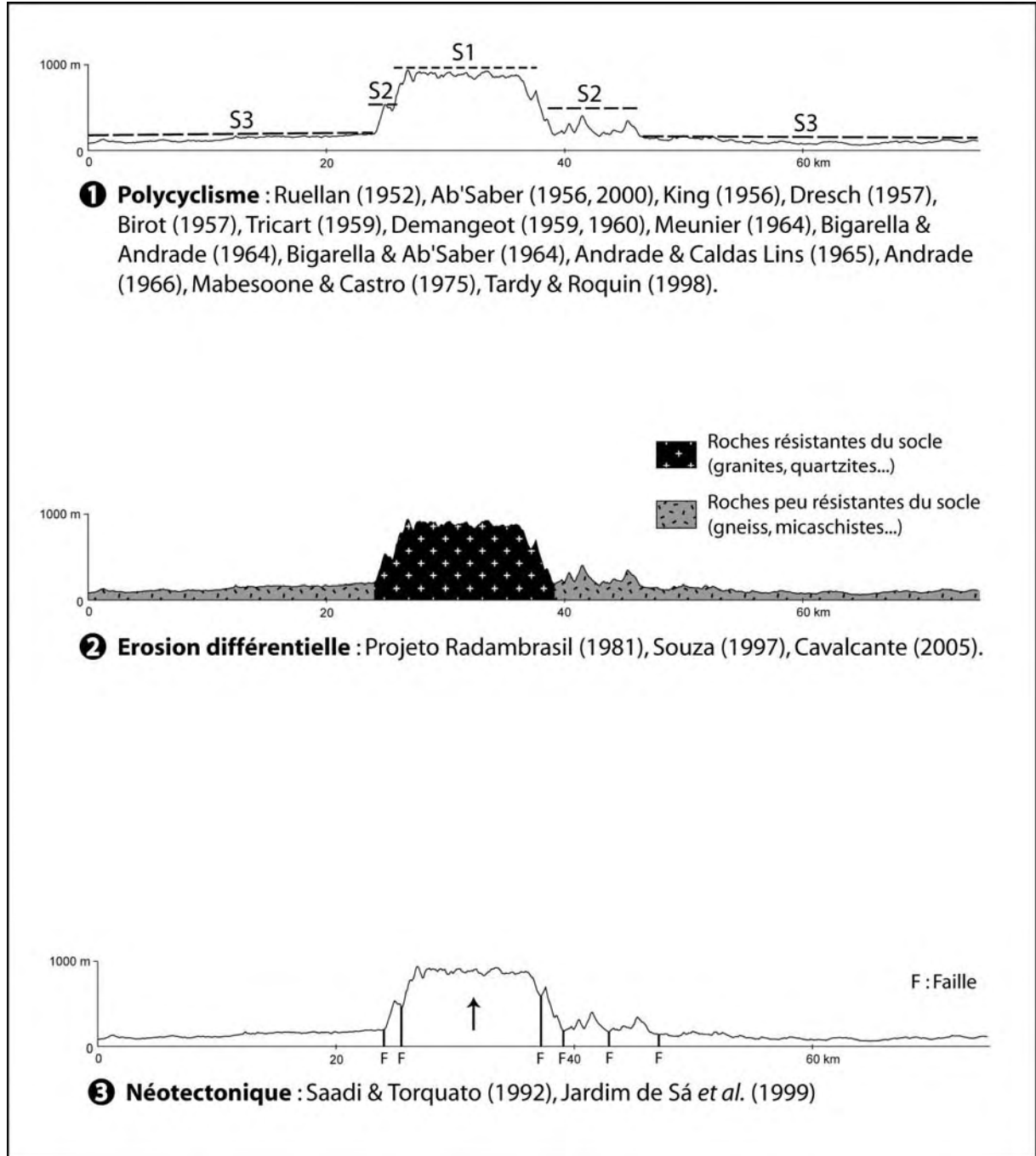
- Rappel des modèles classiques d'interprétation du relief antérieurement utilisés pour rendre compte de la mise en place de ces montagnes ;
- Prise en compte de l'histoire géologique et tectonique ancienne du Nordeste, assurément l'une des clés de la géomorphologie de cette région ;
- Réinterprétation et implications pour la mise en place des volumes montagneux, avec une focalisation sur le massif de Baturité choisi comme site principal de cette étude.

## **2.1. LES MODÈLES CLASSIQUES D'INTERPRÉTATION DU RELIEF DES MONTAGNES HUMIDES DU NORDESTE**

Dans les régions de bouclier tropical comme le Nordeste brésilien, les surfaces planes s'imposent sans conteste comme les éléments essentiels des paysages. Qu'il s'agisse des basses plaines intérieures du *Sertão* ou des montagnes humides qui ont, en fait, souvent l'aspect de hauts plateaux plus ou moins fortement disséqués, les traits majeurs du paysage comportent pour la plupart des vestiges de surfaces d'aplanissement, caractéristiques des régions de socle en général et des boucliers tropicaux en particulier (LAGEAT & GUNNELL, 2001). En dépit d'une relative atonie des paysages liée à la grande extension de ces espaces plans, le Nordeste du Brésil comporte toutefois de nombreux reliefs différenciés – formes d'étagement, abrupts vigoureux délimitant des massifs montagneux parfois imposants, inselbergs, etc. – qui, à travers la variété des dispositifs morphostructuraux, posent finalement des problèmes qui sont communs à l'ensemble des boucliers tropicaux. Comme d'autres, le bouclier semi-aride du Nordeste brésilien, ponctué de ses montagnes humides, est demeuré un terrain à l'épreuve des interprétations classiques du relief des socles (Fig. 27) : polycyclisme, érosion différentielle ou tectonique tardive ?

### **2.1.1. Les modèles polycycliques**

D'après les travaux anciens consacrés à la morphologie du Nordeste brésilien et selon une synthèse récente sur les surfaces d'aplanissement au Brésil (AB'SABER, 2000), l'organisation du relief dans le Nord-Est du Brésil résulterait en grande partie d'un soulèvement régional responsable du développement cyclique de surfaces d'aplanissement de plus en plus basses et de plus en plus jeunes, élaborées en relation avec les fluctuations climatiques alternativement sèches et humides intervenues au cours du Cénozoïque. Un tel soulèvement régional, amorcé semble-t-il dès le Crétacé avec la dislocation du supercontinent de Gondwana, serait intervenu sous la forme d'un large bombement du socle centré sur le massif de la Borborema (AB'SABER, 1956 ; DRESCH, 1957 ; DEMANGEOT, 1959, 1960 ; BIGARELLA & ANDRADE, 1964 ; ANDRADE & CALDAS LINS, 1965 ; ANDRADE, 1968) et/ou d'une ample « flexure continentale » (RUELLAN, 1952 ; KING, 1956 ; BIROT, 1957 ; TRICART, 1959 ; MEUNIER, 1962).



**Fig. 27** – Les interprétations classiques du relief des montagnes humides du Nordeste (Inspiré de LAGEAT, 2000b, à propos des interprétations sur le relief du Limousin en France).

Comme sur le bouclier guyanais voisin (MCCONNELL, 1968 ; ZONNEVELD, 1985, 1993), tous les auteurs admettent l'existence de plusieurs surfaces d'aplanissement étagées dans la région ; seul leur nombre varie d'une interprétation à l'autre. D'après J. DRESCH (1957), il y aurait lieu d'envisager trois surfaces d'aplanissement d'âges différents : (i) une surface supérieure d'âge crétacé, (ii) une surface intermédiaire d'âge éocène, recouverte en partie par les grès de la « Formation Serra do Martins », et (iii) une surface basse d'âge pliocène dont les dépôts corrélatifs correspondraient aux sédiments clastiques de la « Formation Barreiras ». La plupart des autres auteurs (DEMANGEOT, 1959, 1960 ; BIGARELLA & AB'SABER, 1964 ; ANDRADE & CALDAS LINS, 1965 ; ANDRADE, 1968 ; MABESOONE & CASTRO, 1975) s'accordent sur l'existence de quatre surfaces d'érosion emboîtées, principalement corrélées avec celles définies par L. KING (1956) dans d'autres régions du Brésil et d'Afrique (voir aussi PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004). De tels schémas évolutifs sont encore largement utilisés et répandus dans la littérature récente portant sur la géomorphologie ou les altérations au Brésil (AB'SABER, 2000 ; TARDY & ROQUIN, 1998). Tous ces schémas inspirés du modèle de KING contiennent la même idée d'un emboîtement polycyclique de surfaces d'érosion de plus en plus jeunes, schémas établis uniquement sur la base de simples corrélations altimétriques et géométriques (avec les sédiments mésozoïques et cénozoïques) et entre des régions plus ou moins éloignées. Dans ce contexte, il est difficile d'établir des liens précis entre ces modèles théoriques et le relief tel qu'il peut être décrit localement, notamment pour le massif de Baturité où l'identification de quatre niveaux distincts serait une entreprise vaine, malgré une gamme d'altitudes comparable (100-1115 m).

### **2.1.2. Les modèles fondés sur le jeu d'une érosion sélective**

Des travaux plus récents semblent privilégier le jeu de l'érosion différentielle dans l'individualisation des montagnes humides du *Sertão* brésilien (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b ; SOUZA, 1997 ; CAVALCANTE, 2005). Ces schémas d'interprétation, tous fondés sur une mise en valeur par l'érosion d'un potentiel lithologique contrasté, portent aussi bien sur la mise en saillie des « plateaux sédimentaires » à couverture gréseuse (*Chapada* d'Araripe, *Serra* d'Ibiapaba) que sur les « massifs résiduels » à substrat cristallin (*Serras* de Baturité, Uruburetama, Meruoca, Machado, das Matas, Pereiro). Ainsi soulignés par des roches du socle réputées résistantes (des granites pour l'essentiel, des quartzites dans une moindre mesure), les « massifs résiduels » – dont fait partie le massif de Baturité – résulteraient selon ces auteurs d'une exploitation sélective des contrastes lithologiques par l'érosion, affouillant les terrains plus tendres de la « dépression *sertaneja* ».



Mais le problème de l'appréhension de la résistance des roches en milieu de socle cristallin, qui nécessite la prise en compte d'un large éventail de paramètres structuraux (pétrographie, texture, diaclasage, microfissuration, porosité, etc.), rend encore l'hypothèse fragile en l'absence d'études fines et de cartographie géologique détaillée. L'idée d'une mise en valeur des montagnes humides par le jeu de l'érosion différentielle n'apporte donc pas de preuves irréfutables, ce qui a laissé apparaître progressivement, ici comme ailleurs, le dilemme fréquent des reliefs de régions de socle (LAGASQUIE *et al.*, 2001) : érosion différentielle ou tectonique récente ?

### 2.1.3. Les modèles faisant appel à la néotectonique

Bien que ces massifs puissent aussi s'apparenter à des horsts délimités par un réseau de failles complexe, l'hypothèse d'une contribution de la tectonique récente dans leur mise en place n'a finalement été avancée que très tardivement (SAADI & TORQUATO, 1992). L'hypothèse ne repose d'ailleurs pas tant sur l'intervention de forts rejeux de failles à rejet vertical (sauf pour l'alignement des *Serras* de Portalegre, Martins et Santana le long du « linéament de Lages »), que sur l'occurrence d'un bombement à grand rayon de courbure d'âge pliocène à pléistocène, qui serait reflété par la géométrie de la « surface *sertaneja* » doucement inclinée en direction de la côte (SAADI & TORQUATO, 1992 ; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1999). En revanche, des mouvements néotectoniques ont été plus clairement mis en évidence dans la zone côtière, suggérés par la présence de failles normales ou inverses et de déformations dans des formations sédimentaires supposées néogènes (Formation Barreiras), mais aussi dans des terrasses fluviales et des beachrocks datant de l'Holocène (BEZERRA *et al.*, 1998 ; CARMO SOUSA *et al.*, 1999 ; BEZERRA *et al.*, 2001 ; BEZERRA *et al.*, 2005).

Finalement, il ressort que cette dernière hypothèse a été relativement sous-exploitée, dans une région où l'activité sismo-tectonique est pourtant loin d'être négligeable (le Nordeste est considérée comme l'une des régions les plus sismiques du Brésil). Une attention particulière devra donc être portée à cette alternative possible pour tenter d'expliquer la mise en place de ces massifs montagneux.

Force est de constater aussi les divergences d'interprétation pour expliquer les grands volumes topographiques de cette portion de bouclier. Selon nous, l'une des clés de la géomorphologie de ces régions réside dans une meilleure connaissance de l'histoire géologique et tectonique ancienne, largement sous-employée dans les études régionales s'intéressant à la genèse du relief (géomorphologie classique, mais aussi traces de fission).

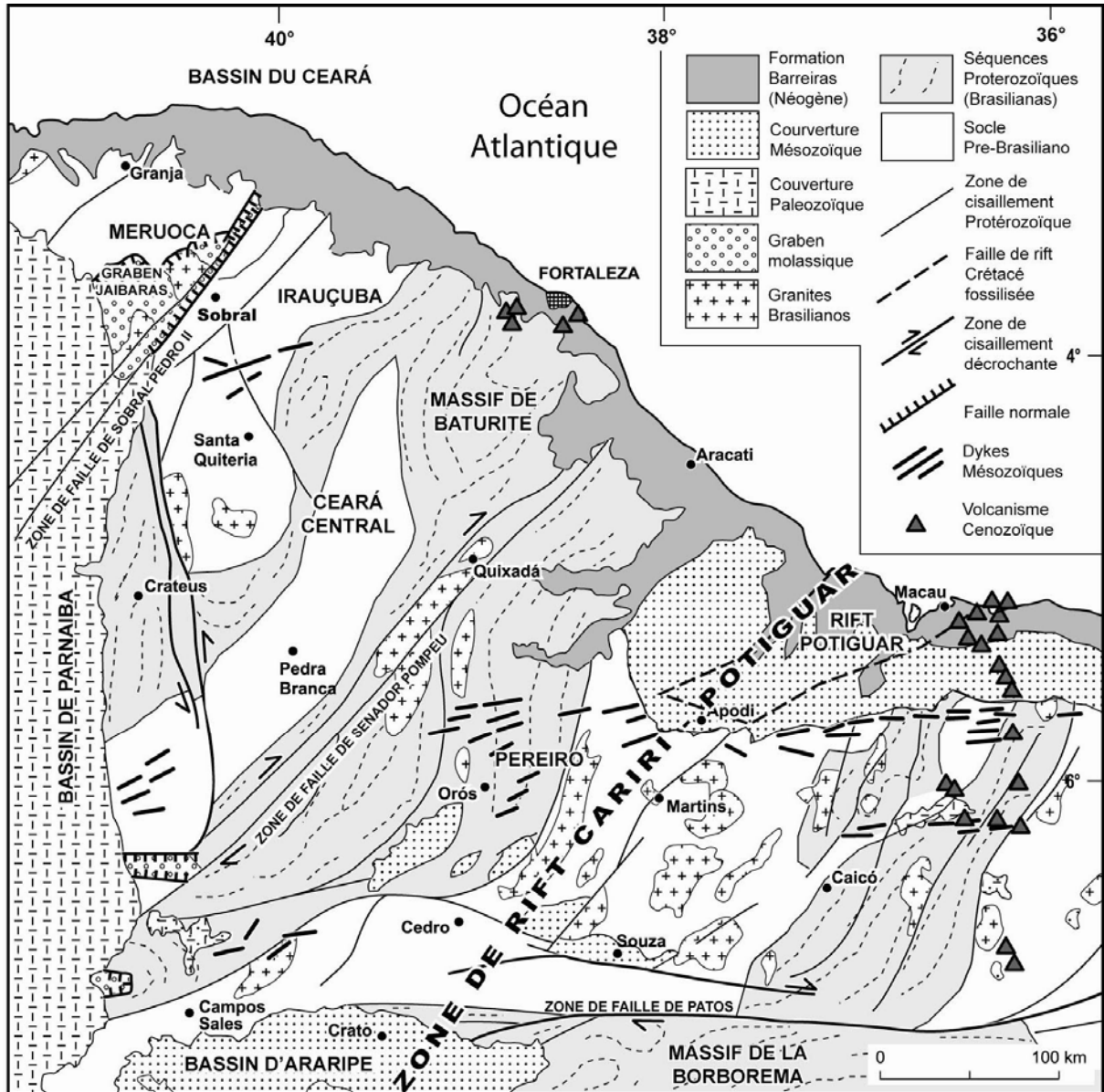


Fig. 28 – Carte structurale de la partie septentrionale de la Province Borborema (compilée d'après BRITO NEVES *et al.*, 2000, CARNEIRO *et al.*, 1989 et CABY *et al.*, 1995).

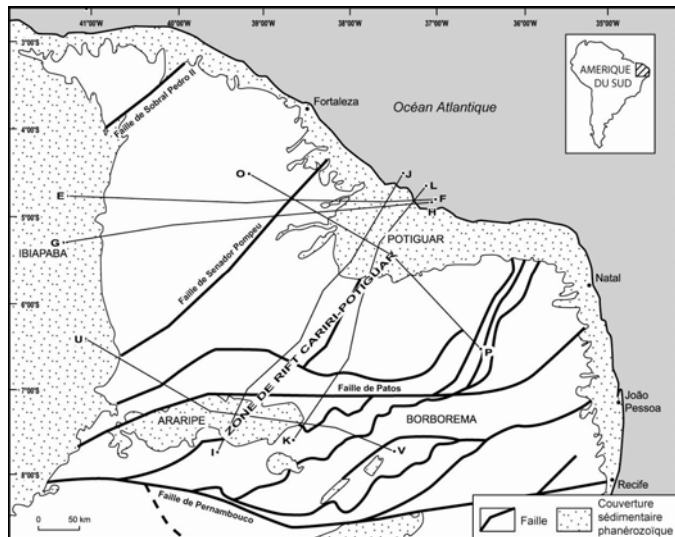


Fig. 29 – Carte de localisation des coupes géologiques de la figure 30.

La structuration du Nordeste montre en réalité une grande diversité en matière d'héritages structuraux d'âges variés. C'est de cette variété que peuvent dépendre, par les héritages pétrographiques, les phénomènes d'érosion différentielle, et par les héritages tectoniques, la mise en place des grands volumes montagneux.

## **2.2. PRISE EN COMPTE DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE ANCIENNE DE LA RÉGION**

Le substratum géologique du *Sertão* septentrional correspond, dans sa plus grande partie, à une région de socle précambrien – la *Province Structurale de la Borborema* – dont l'essentiel de la maille structurale est à rapporter au Protérozoïque supérieur (ALMEIDA *et al.*, 1981 ; CABY *et al.*, 1995 ; BRITO NEVES *et al.*, 2000 ; Fig. 28). Un alignement NE-SO de bassins sédimentaires et de demi-grabens forment la grande zone de rift continental Cariri-Potiguar d'âge Crétacé inférieur (MATOS, 1992), en partie fossilisée par une couverture sédimentaire post-rift (bassin Potiguar et bassin d'Araripe, aux deux extrémités). Ces structures de rift avorté sont recoupées par la marge transformante dans la zone du bassin Potiguar au nord. Par ailleurs, une frange de sédiments cénozoïques peu épais – la Formation Barreiras – est préservée tout au long de la zone côtière, entre les versants discontinus des massifs montagneux et le plateau continental étroit immergé.

S'appuyant sur les travaux géologiques les plus récents, les descriptions qui suivent sont une synthèse dont une première esquisse a été publiée en 2003 par PEULVAST & CLAUDINO SALES avec la carte géologique et la carte morphostructurale du Ceará (CPRM, 2003). Elles visent essentiellement à exposer les caractères généraux des affleurements, tout en retraçant brièvement l'histoire géodynamique et tectonique ancienne ayant conduit à la structuration géologique du Nordeste, et susceptible d'avoir influencé la mise en place des grands volumes montagneux.

### **2.2.1. L'ossature du socle précambrien et l'héritage *Brasiliano***

Le socle du Nord-Est du Brésil est principalement constitué de terrains d'âge Protérozoïque, dont la structure complexe résulte de la tectonique, du métamorphisme et des granitisations associés à la surimposition de plusieurs cycles orogéniques intervenus au cours du Précambrien jusqu'au début du Paléozoïque (CABY *et al.*, 1995 ; ALMEIDA *et al.*, 2000). Il en découle la constitution d'un socle composé de roches variées souvent affectées par un métamorphisme d'intensité élevée, avec lesquels se mélangent ou s'individualisent de

nombreux plutons (Figs 28 et 30). Ce socle est structuré en plusieurs blocs tectoniques séparés par de grandes zones de cisaillement d'orientation E-O à NE-SO (VAUCHEZ *et al.*, 1995). Ce grand système de failles comme l'essentiel de la maille structurale du nord-est brésilien est à rapporter à l'orogénèse *Brasiliano*/Panafricaine (Protérozoïque supérieur – Cambrien), le dernier des grands épisodes d'agglutination continentale du Gondwana ayant marqué la structuration socle nordestin (ALMEIDA *et al.*, 2000).

La partie septentrionale de la Province de la Borborema, située au nord de la grande zone de faille de Patos orientée E-O, est elle-même subdivisée en plusieurs domaines géologiques distincts : les unités tectonostratigraphiques *Médio Coreaú*, *Central Ceará*, *Schist Belt*, *Rio Piranhas* et *Séridó*. (MONIÉ *et al.*, 1997). Seul le domaine du Ceará Central nous intéresse de près ici (unité dans laquelle s'inscrit le massif de Baturité et sa région). Située entre les grandes zones de cisaillement de Sobral-Pedro II et de Senador Pompeu (Fig. 28), le socle du Ceará Central est formé pour l'essentiel de gneiss, de migmatites et de granitoïdes entre lesquels s'intercalent différents faciès métasédimentaires (micaschistes, quartzites, marbres). L'ensemble de ces structures a été affecté par une importante tectonique de chevauchement de type himalayen au cours de l'orogénèse *Brasiliano*, provoquant le plissement et le renversement des terrains sous la forme de grandes nappes de charriage bien identifiées au nord du massif de Baturité (nappe de Maranguape/Aratanha ; CABY & ARTHAUD, 1986 ; CABY *et al.*, 1995).

Les grands traits de la structure du socle sont donc avant tout l'héritage de l'orogénèse *Brasiliano* (620-580 Ma), considérée comme le résultat, à la fin du Précambrien (Protérozoïque supérieur), d'une fermeture océanique ayant entraîné la collision du craton Ouest-Africain/São Luis avec le craton Congo/São Francisco (TROMPETTE, 1994 ; ALMEIDA *et al.*, 2000 ; ALKMIM *et al.*, 2001). Les phases tardives de l'orogénèse *Brasiliano* sont caractérisées par un effondrement gravitaire du domaine initialement épaissi, accompagné de la mise en place de granites tardi-orogéniques et de l'ouverture de nombreux fossés d'effondrement. Cette période de dénudation généralisée (dénudation tectonique et érosive) qui caractérise l'évolution tardi- et post-orogénique a vu simultanément l'affaissement des zones les plus étirées, en particulier à l'emplacement du bassin du Parnaíba à l'ouest (ALMEIDA *et al.*, 2000 ; OLIVEIRA & MOHRIAK, 2003), ce qui a permis le développement dans cette zone d'une importante sédimentation au Paléozoïque (Fig. 31-A).

Alors que la période post-orogénique se caractérise plutôt par une stabilité tectonique relative, commencent à se faire sentir dès le Jurassique les échos du rifting à l'origine de la fragmentation du Gondwana, en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique.

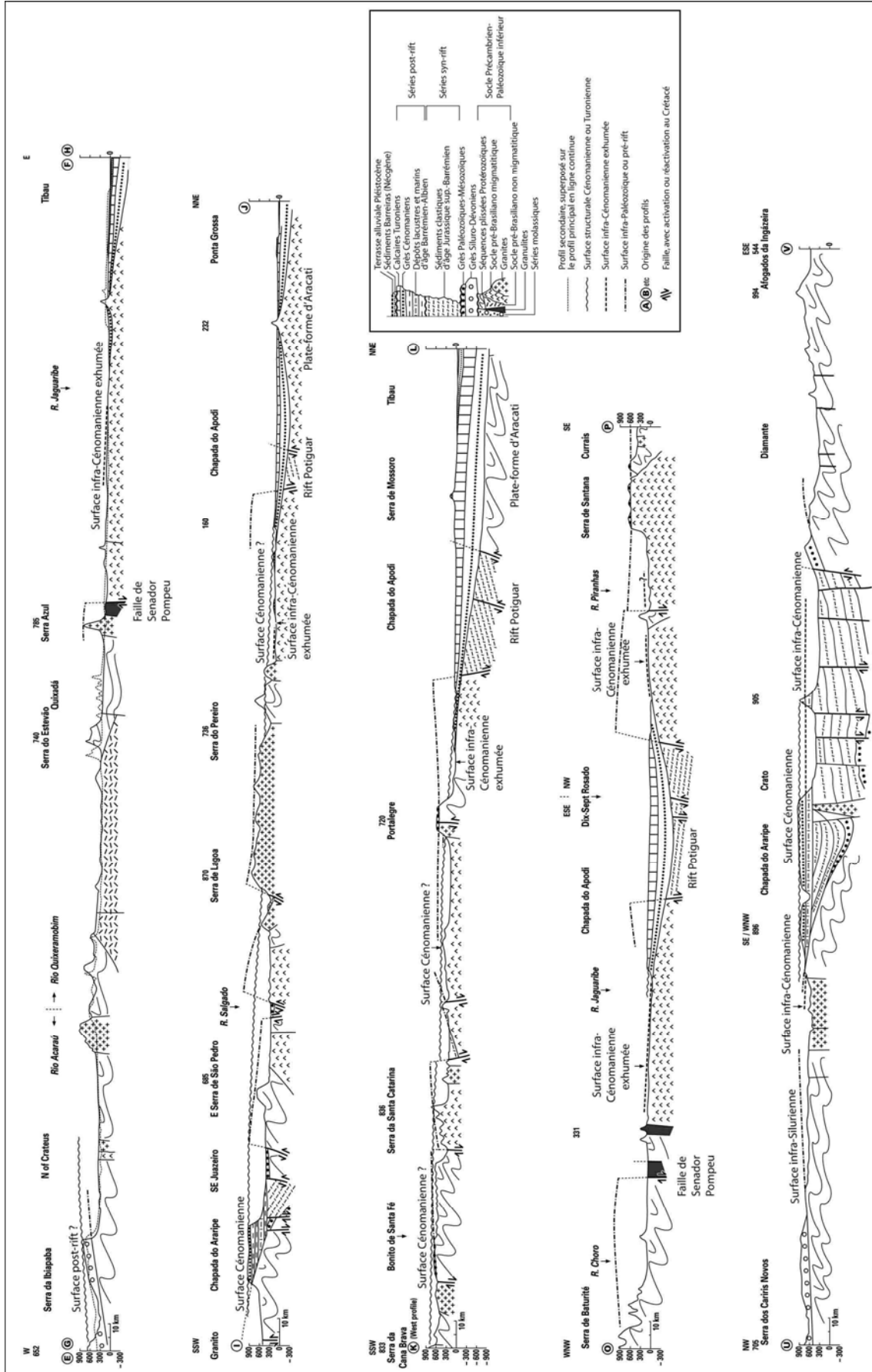


Fig. 30 - Coupes géologiques représentatives de la constitution géologique du socle et de ses relations morphostratigraphiques avec les différentes couvertures sédimentaires dans le nord du Nordeste brésilien (d'après Peulvast *et al.*, 2006a, adapté)

### 2.2.2. L'histoire géologique post-*Brasiliano*

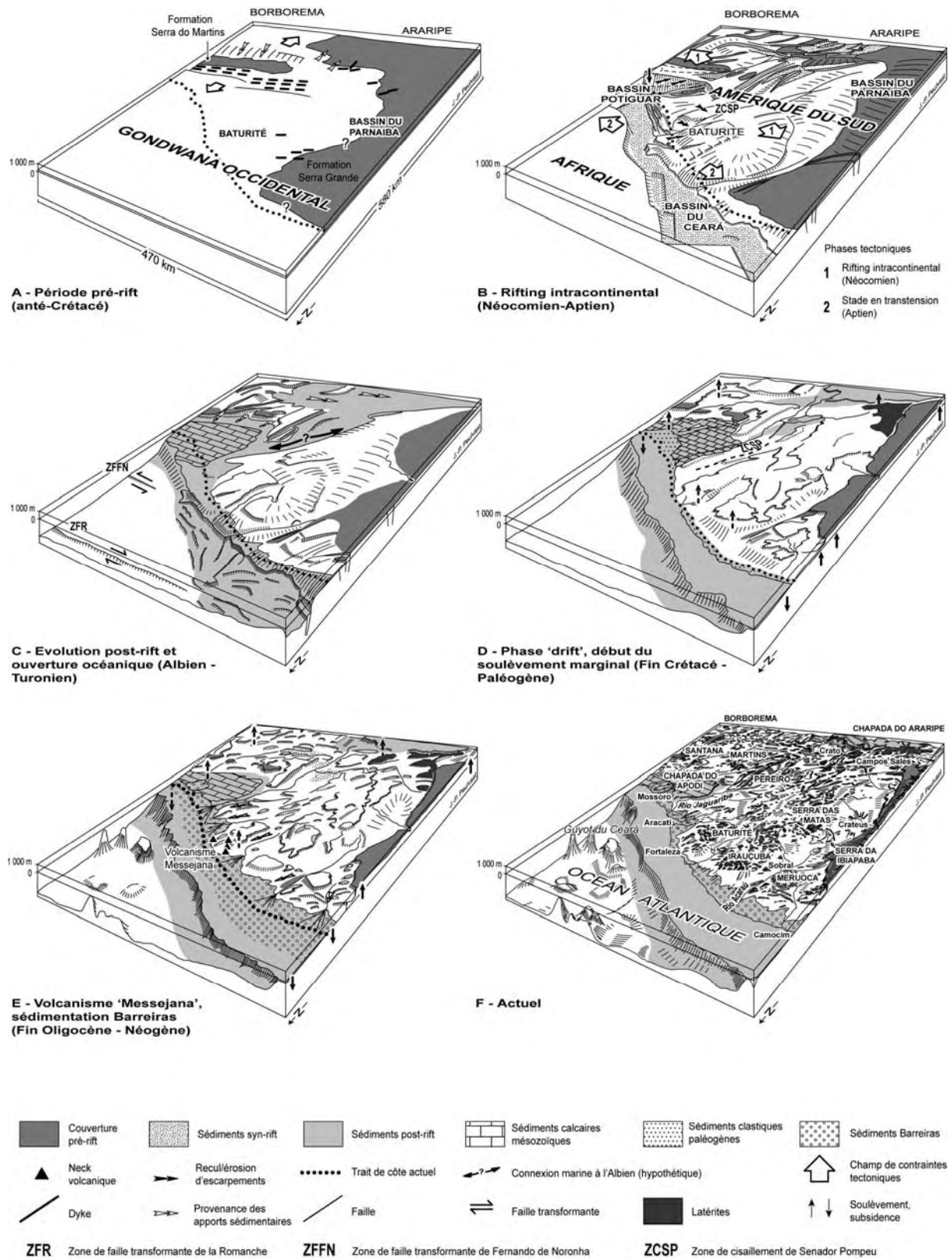
La présence de rifts intracontinentaux d'âge crétacé est une des originalités géologiques du Nordeste brésilien. Succédant à une importante phase de magmatisme fini-jurassique (magmatisme Ceará-Mirim : OLIVEIRA & GOMES, 1996 ; ARCHANJO *et al.*, 2000 ; HOLLANDA *et al.*, 2006) et correspondant à la grande zone de rift avorté Cariri-Potiguar (Fig. 28), la formation de ces structures est à rapporter au Crétacé inférieur (Néocomien-Barrémien : MATOS, 1992 ; VALENÇA *et al.*, 2003). La marge continentale du Nordeste, quant à elle, ne s'est formée qu'à partir de l'Aptien-Albien selon un nouveau champ de contraintes, oblique au précédent, qui a engendré une ouverture de l'Atlantique équatorial en régime transformant (MATOS, 2000).

#### *A – Le rifting intracontinental du Crétacé inférieur*

La zone de rifting diffus Cariri-Potiguar comporte des demi-grabens dissymétriques, typiquement d'une dizaine de kilomètres de large, orientés NE-SO, soit perpendiculairement aux contraintes d'extension qui les ont engendrés (Fig. 31-B). Ils sont délimités par des failles normales qui reprennent les anciennes zones de fractures d'âge protérozoïque de direction NE-SO, formées durant l'orogénèse *Brasiliano*/Panafricaine. L'ensemble de ces rifts forme une zone d'environ 150 km de large et 500 km de long, s'étendant du bassin Potiguar offshore jusqu'au bassin d'Araripe. Ces deux derniers bassins correspondent aux deux structures de rift les plus importantes de l'axe Cariri-Potiguar.

Le bassin d'Araripe, aujourd'hui perché à 800-1000 mètres d'altitude dans le sud du Ceará (Fig. 30, profils IJ et UV), a longtemps fonctionné comme une zone importante de subsidence, puisque ses couches basales datent du Paléozoïque et sont surmontées par des dépôts jurassiques. Le rift d'Araripe forme un demi-graben dissymétrique complexe comprenant deux sous-bassins, qui contiennent jusqu'à 1800 mètres de sédiments syn-rift, d'âge Néocomien et d'origine principalement fluvio-lacustre (NEUMANN, 1999).

Le bassin Potiguar représente la plus large des structures de rifts néocomiens et s'étend à la fois *onshore* et *offshore*, entre l'État du Ceará et l'État du Rio Grande do Norte. Le rift néocomien, composé de deux demi-grabens dissymétriques, est entièrement recouvert par les sédiments post-rift du Crétacé supérieur qui forment l'actuelle Chapada do Apodi (Fig. 30, profils EF, IJ, KL et OP). Sous les séquences d'âge Albien à Turonien, les deux portions *onshore* et *offshore* du bassin Potiguar contiennent environ 4000 mètres de sédiments syn-rift d'origine fluviale, deltaïque et lacustre d'âge Néocomien-Barrémien (NEVES, 1989 ; BERTANI *et al.*, 1990 ; ARARIPE & FEIJO, 1994).



**Fig. 31** – Reconstitution de l'histoire géologique et géomorphologique de la marge équatoriale du Nordeste brésilien depuis le Crétacé (adapté d'après PEULVAST *et al.*, 2006a).

Les autres rifts continentaux, plus petits, sont remplis de séquences sédimentaires du Néocomien, composées de grès, de conglomérats et d'argilites, typiques de la sédimentation des rifts intracontinentaux (SENANT & POPOFF, 1989, 1991 ; MATOS, 1992 ; FRANÇOLIN *et al.*, 1994).

#### *B – L'évolution post-rift et la mise en place de la marge continentale transformante*

A la fin du Barrémien, un changement majeur a lieu dans la trajectoire de la séparation continentale entre l'Amérique du Sud et l'Afrique : les champs de contraintes, jusqu'alors caractérisés par une extension SE-NO relative à la branche sud de l'Atlantique, passent à une extension E-O induite par l'ouverture de la branche atlantique équatoriale (POPOFF, 1988 ; MATOS, 2000). En raison de ce changement, l'ensemble des rifts de l'axe Cariri-Potiguar avorte. Au contraire, la partie offshore du bassin Potiguar est réactivée à cette occasion par des contraintes en transtension (CREMONINI, 1995), donnant naissance à de petits grabens offshore en échelons orientés NO-SE, contemporains de l'ouverture du fossé de la Bénoué côté africain (POPOFF, 1988). Des secteurs en transpression existent aussi le long des zones de coulissement naissantes, en particulier dans le bassin du Ceará (MATOS, 2000). Ainsi commence à se mettre en place la marge continentale transformante du nord-est du Brésil, contrepartie de la marge africaine de la côte nord du Golfe de Guinée (CHAUVEAU, 1994).

Au moment où d'importantes déformations prévalent dans le domaine atlantique équatorial liées à la mise en place des zones de failles transformantes, la zone de rifts avortés connaît des conditions de subsidence d'origine thermique, caractéristiques de l'évolution post-rift (MELLO, 1989 ; BOILLOT & COULON, 1998). Les rifts et les aires adjacentes, en position topographique déprimée, deviennent alors des lieux privilégiés de sédimentation, continentale ou marine, en particulier durant le Cénomaniens et le Campanien qui sont aussi des périodes de hauts niveaux marins mondiaux (ARAI, 1999, 2000 ; Fig. 31-C). Au-dessus des séquences sédimentaires syn-rift et de transition, repose en discordance une importante couverture sédimentaire post-rift formant les actuelles *Chapadas* d'Araripe et d'Apodi.

#### *C – Volcanisme et sédimentation au Cénozoïque : la phase 'drift'*

L'activité tectonique majeure ayant cessé, l'évolution post-crétacée de la marge est ensuite gouvernée par le refroidissement progressif de la lithosphère sur laquelle elle est construite (subsidence thermique), tandis qu'un soulèvement flexural de l'intérieur se fait sentir dès la fin du Crétacé (ASSINE, 1994), à l'origine du perchement et de l'inversion de relief du bassin crétacé d'Araripe au sud du Ceará (Fig. 31-D).



Toutefois, le Nordeste brésilien est touché à l'Oligocène par un important épisode de volcanisme (30-34 Ma) connu sous le nom de 'Volcanisme Messejana' dans la région et chronologiquement associé au volcanisme sous-marin de la chaîne de Fernando de Noronha, dans le prolongement de la zone de faille transformante de Chain (ALMEIDA *et al.*, 1988 ; MIZUSAKI *et al.*, 2002 ; Fig. 31-5). Ce magmatisme a été identifié sur la partie *onshore* de la marge, dans les environs de Fortaleza jusqu'à 35 km à l'intérieur des terres, sous la forme de necks, dômes et dykes de phonolites, trachytes et basaltes (ALMEIDA *et al.*, 1988 ; CARNEIRO *et al.*, 1989 ; BRANDÃO, 1995). Outre cet épisode volcanique isolé et localisé, la géologie du Tertiaire dans le Nordeste est surtout marquée par la formation d'une couverture sédimentaire étendue mais peu épaisse, couvrant l'ensemble de la frange atlantique du nord-est du Brésil. Cette formation géologique, généralement attribuée au Néogène, est connue sous le nom de Formation Barreiras, assez semblable sur de nombreux points au Continental Terminal africain ou indien (Fig. 31-E ; plus de détail au § 2.3.1).

De cette synthèse sur l'histoire géologique et tectonique ancienne du Nordeste, on retiendra surtout l'importance de la superposition des héritages structuraux dont les manifestations les plus importantes sont l'orogénèse *Brasiliano*, le rifting continental néocomien et l'ouverture océanique en régime transformant à l'Aptien-Albien. La connaissance de cette évolution ancienne et complexe est essentielle pour l'interprétation de la mise en place des volumes topographiques des montagnes humides du Nordeste brésilien, en particulier celle du massif de Baturité retenue comme site principal de cette étude.

## **2.3. IMPLICATIONS POUR LA MISE EN PLACE DES VOLUMES MONTAGNEUX : LE CAS DU MASSIF DE BATURITÉ**

### **2.3.1. L'armature structurale du massif de Baturité et de son piémont**

La zone étudiée s'insère dans le contexte géologique et tectonique du domaine du Ceará Central (MONIÉ *et al.*, 1997), entre les grandes zones de cisaillement de Senador Pompeu et de Sobral Pedro II. Cette région de socle protérozoïque est constituée de roches gneisso-migmatitiques (Unité Canindé) alternant avec des roches métamorphiques paradérivées de compositions variées (Unité Independência) et divers granitoïdes (CPRM, 2003 ; Fig. 32). La couverture sédimentaire néogène peu épaisse (Formation Barreiras) recouvre ce socle en discordance à l'est de la zone d'étude. Les descriptions qui suivent sont essentielles pour cerner de plus près l'armature structurale du massif et interpréter au mieux la configuration actuelle de son volume montagneux.

## A – Les roches du socle précambrien

*Les gneiss et migmatites de l'Unité Canindé* – Ce complexe de roches gneisso-migmatitiques a reçu dans la littérature des dénominations diverses et correspond à « l'Unité Canindé » d'âge paléoprotérozoïque délimitée dans la nouvelle carte géologique du Ceará à 1/500 000<sup>e</sup> (CPRM, 2003). Cette unité est une association lithologique qui se compose de gneiss variés, plus ou moins remobilisés et migmatitisés, intercalés avec quelques affleurements beaucoup plus réduits d'amphibolites, de quartzites et de marbres. Les gneiss de l'Unité Canindé sont constitués de paragneiss et d'orthogneiss affectés par un métamorphisme de faciès d'amphibolite, dont la composition chimique varie de celle des tonalites (riches en plagioclases : Fig. 33-A) à celle des granodiorites.

Dans la partie septentrionale de la zone d'étude, un vaste complexe migmatitique a été individualisé par les géologues bien qu'appartenant aussi à l'Unité Canindé. C'est un ensemble qui, à l'échelle de l'affleurement, est un mélange de roches de types granite et gneiss généralement à grain grossier (Fig. 33-B). Cependant, il semble que l'on passe graduellement, de la périphérie vers le centre du complexe, de gneiss et gneiss migmatitiques à foliation bien marquée, à des migmatites et noyaux granitiques avec perte de la foliation et tendance à l'homogénéisation (BRANDÃO, 1995).

*Les roches métamorphiques paradérivées de l'Unité Independência* – Bien que l'essentiel de la zone étudiée expose des roches appartenant au complexe gneisso-migmatitique précédemment décrit, une bonne partie du massif de Baturité *sensu stricto* est façonnée dans les séries supracrustales plissées de l'Unité Independência (CPRM, 2003). Ces séquences d'âge Paléoprotérozoïque, postérieures à l'unité précédente sur laquelle elles reposent en discordance probable, sont constituées de paragneiss et de micaschistes alumineux, entre lesquels s'intercalent des bancs parfois épais de quartzites micacés, de marbres et dolomies métamorphiques.

Les quartzites à muscovite (Fig. 33-C), en raison de leur composition chimique et minéralogique, figurent sans conteste au sommet de l'échelle de résistance régionale. Ces roches siliceuses composent l'armature de nombreuses crêtes et reliefs culminants (exemple : Pico Alto, 1115 m, point culminant du massif de Baturité), ainsi que la corniche des escarpements monoclinaux rencontrés sur les bordures occidentale et méridionale du massif.

*Les granitoïdes* – Le socle du Ceará Central est pénétré de nombreux plutons dont la mise en place est principalement à rapporter à l'orogénèse *Brasiliano* (450-700 Ma : BRITO NEVES *et al.*, 1975 ; MONIÉ *et al.*, 1997 ; FERREIRA *et al.*, 1998 ; FETTER *et al.*, 1999).

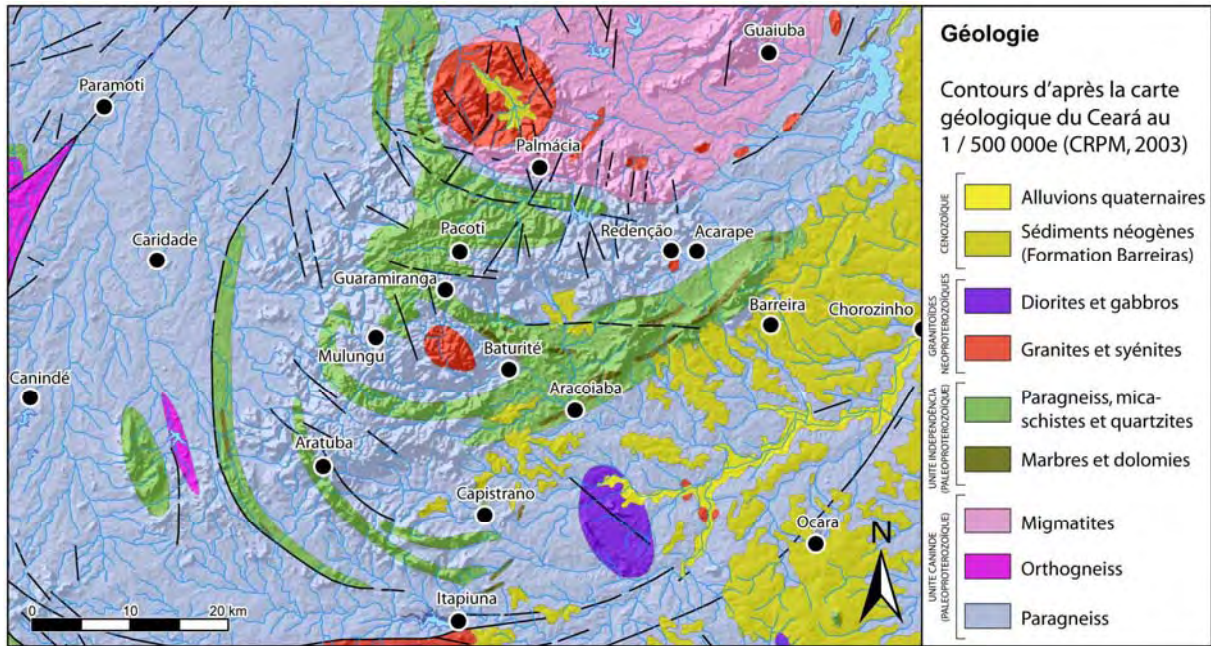


Fig. 32 – Carte géologique du massif de Baturité et de son piémont.

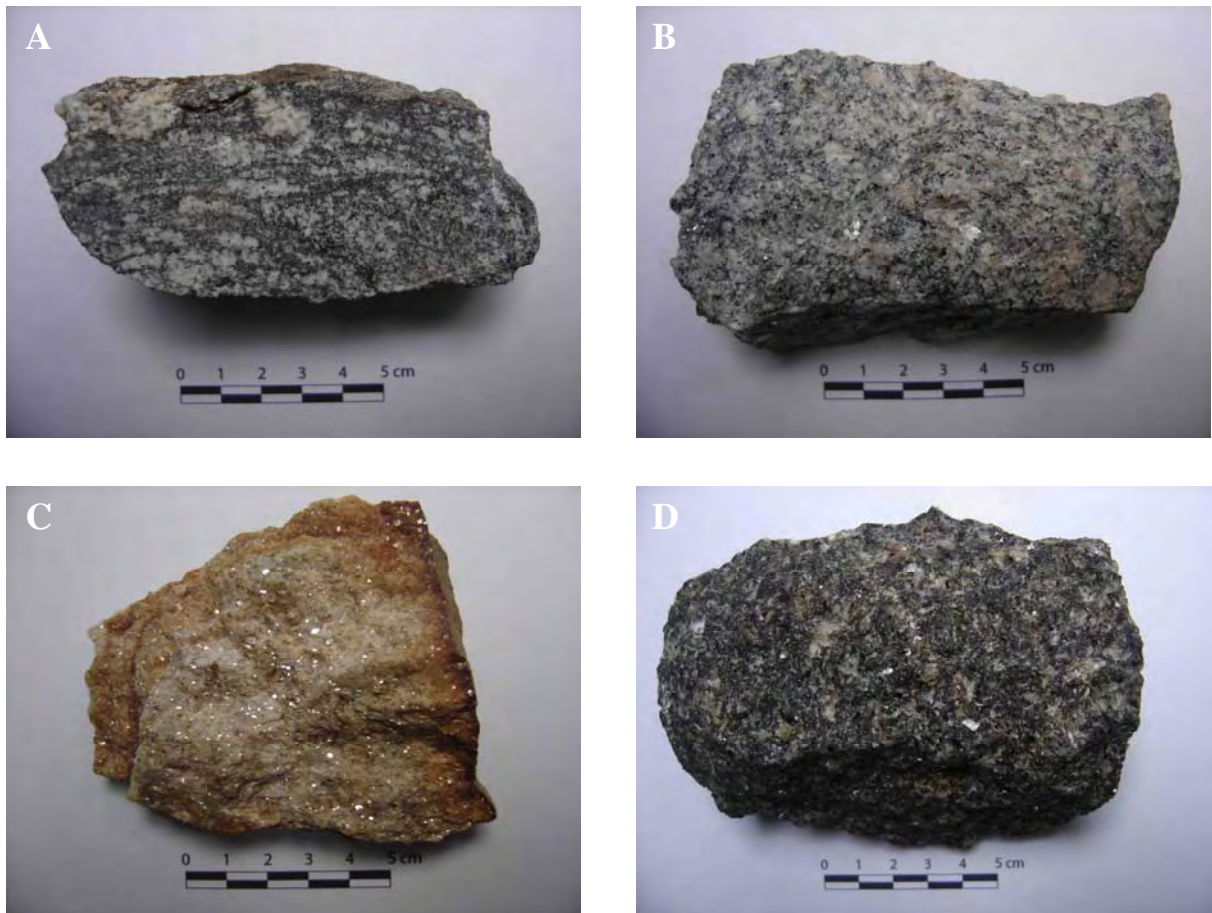


Fig. 33 – Échantillons représentatifs des principales roches de socle rencontrées dans la zone d'étude : macrophotographies d'un gneiss tonalitique de la région de Canindé (A), d'un granite migmatitique de la région de Palmácia (B), d'un quartzite à muscovite (avec cortex d'altération ferrugineux) prélevé sur les pentes du Pico Alto (C) et d'une diorite à pyroxène et hornblende provenant de l'intrusion située à l'est de Capistrano (D).

Dans la zone étudiée, plusieurs corps granitiques sont intrusifs dans les séquences plissées du Complexe Ceará regroupant les Unités Canindé et Independência. La plus importante de ces structures plutoniques se localise au nord-ouest de Palmácia : il s'agit d'un leucogranite rose, riche en muscovite, de granulation moyenne à grossière et fréquemment pegmatitoïde (BRANDÃO, 1992, 1995). D'autres corps granitiques plus petits, localisés sur le massif de Baturité ou son piémont, montrent des lithologies variant des granites à biotite aux granodiorites.

Au sud de la zone d'étude, à quelques kilomètres à l'est de Capistrano, a été individualisé un corps basique de forme ellipsoïdale, avec un axe majeur orienté grossièrement nord-sud. Pétrographiquement, cette intrusion est formée de diorites à pyroxène et hornblende de granulation moyenne à grossière (BRANDÃO, 1992 ; Fig. 33-D). Des intrusions acides de texture aplitique ont été identifiées au sein du complexe dioritique (lithologie formant l'inselberg en dôme rocheux de Pedra Aguda : Fig. 35), ce qui suggère ici un mécanisme d'intrusion magmatique polyphasé.

#### *B – Les sédiments détritiques néogènes de la Formation Barreiras*

Du delta de l'Amazone au littoral qui borde l'État de Rio de Janeiro, une couverture sédimentaire cénozoïque remarquable par sa continuité et connue sous le nom de « Formation Barreiras » s'étend sur plus de 4000 km tout au long de la zone littorale brésilienne. Dans le nord-est du Brésil, cette frange de sédiments cénozoïques peu épais occupe une bande côtière de 10 à 80 kilomètres de largeur qui s'interrompt quasiment à la hauteur de Fortaleza, où des massifs montagneux atteignent une altitude proche de 800 m à quelques kilomètres seulement du trait de côte. Dans la zone étudiée, la formation telle qu'elle est cartographiée occupe seulement la portion orientale où elle repose directement sur le socle précambrien (Fig. 32). Caractérisée par sa régularité au plan topographique mais disséquée par les rivières qui rejoignent l'océan, la Formation Barreiras forme le substrat des bas plateaux côtiers ou *Tabuleiros*, dont l'altitude oscille entre 10 et 170 mètres.

Semblable par de nombreux aspects au Continental Terminal africain (LAPPARTIENT, 1985 ; CONRAD & LAPPARTIENT, 1987 ; LANG *et al.*, 1990) ou encore aux formations de Cuddalore et Warkali beds de l'Inde péninsulaire (GUNNELL, 1998), la Formation Barreiras représente en réalité la portion émergée du biseau sédimentaire détritique néogène qui s'étend plus largement offshore (partie supérieure de la Formation Tibau : PESSOA NETO, 2003). La différence principale avec la Formation Tibau concerne l'épaisseur limitée des sédiments Barreiras (moins de 80 mètres, mais souvent inférieure à une quinzaine de mètres) et leur répartition relativement uniforme tout au long de la zone côtière.

Du point de vue faciologique, ce sont des dépôts de nature essentiellement sablo-argileuse peu consolidés, formés en vérité par une multitude de couches associant de nombreuses variations de faciès, verticales et latérales, avec la présence de passées conglomératiques (CLAUDINO SALES, 2002). De colorations variées (rougeâtre, jaunâtre ou blanchâtre), ces sédiments clastiques sont composés majoritairement de grains de quartz, plus rarement de feldspaths, dans une matrice argileuse kaolinique et à ciment ferrugineux, parfois siliceux (BRANDÃO, 1995). Les faciès conglomératiques, semble-t-il mieux représentés à proximité des embouchures fluviales et des massifs montagneux (CLAUDINO SALES, 2002), contiennent généralement des galets de quartz ou de quartzite pouvant atteindre une dizaine de centimètres ou plus. Des gravillons ferrugineux, mais aussi des concrétions carbonatées et des figures de bioturbation ont été identifiées parfois dans ces conglomérats. Un horizon « latéritique » plus ou moins bien développé est souvent décrit à la base de ces dépôts (BRANDÃO, 1992 ; CPRM, 2003) mais reste finalement assez mal défini.

L'origine et l'âge de ces sédiments ont fait l'objet de nombreuses controverses au sein de la communauté scientifique. Classiquement considérés comme étant des dépôts continentaux de nature sidérolithique (MABESOONE *et al.*, 1972 ; BIGARELLA, 1975), les sédiments Barreiras seraient les produits corrélatifs de l'ablation d'anciennes altérites continentales formées en climat humide, et déposées par les rivières sous forme de cônes coalescents en climat semi-aride. Néanmoins, des études récentes tendent à mettre en exergue la présence d'influences marines et littorales dans la mise en place de ces dépôts, au moins dans leur partie distale (MAIA, 1998 ; MENEZES *et al.*, 1998 ; CLAUDINO SALES, 2002). Dans le nord du Brésil (État du Pará), des données paléontologiques et sédimentologiques attestent l'origine marine du dépôt (ARAI, 2005), de la même manière que cela a été démontré pour le Continental Terminal cuirassé d'Afrique de l'Ouest qui correspond en vérité à des sédiments marins à glauconite longtemps confondus avec des formations continentales sidérolithiques (LAPPARTIENT, 1985 ; CONRAD & LAPPARTIENT, 1987).

Dans la région de Natal (État du Rio Grande do Norte), des datations relatives par paléomagnétisme et palynologie indiquent un âge Miocène à Pliocène pour la Formation Barreiras (BEZERRA *et al.*, 2001). Les effets de la régression tortonienne, baisse eustatique la plus importante enregistrée au cours du Néogène en relation avec un pic de croissance de la calotte glaciaire Antarctique vers 13 Ma, sont parfois invoqués (SHIMABUKURO & ARAI, 2001 ; ARAI, 2005), ce qui conduit les auteurs en question à distinguer une séquence pré-tortonienne d'âge Aquitanien à Serravalien, datée par palynologie, d'une séquence post-tortonienne d'âge Miocène Supérieur à Pliocène, séparées par une nette discordance.

### 2.3.2. La mise en place du massif de Baturité : le legs majeur du Crétacé

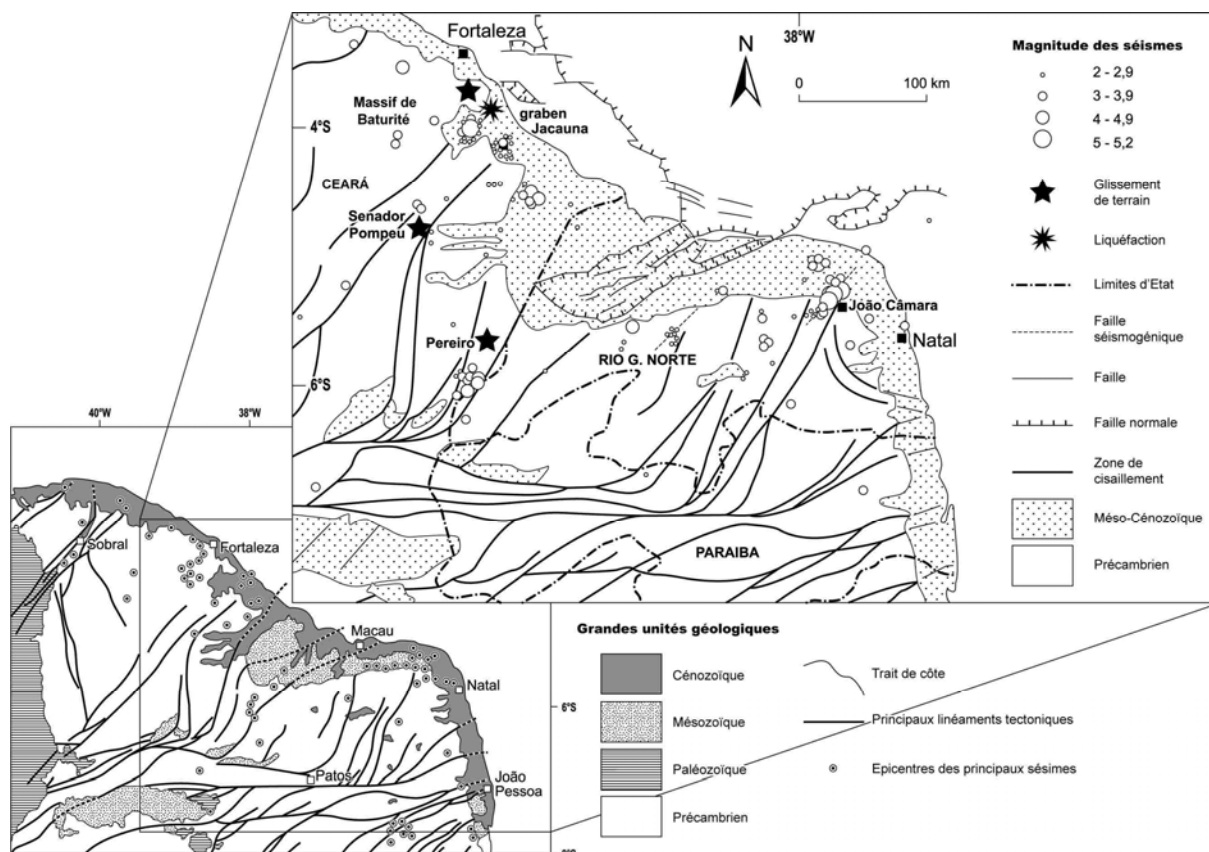
Eu égard au contexte géodynamique général de la marge équatoriale du Nordeste brésilien d'une part, et au contexte structural particulier du massif de Baturité d'autre part, il est maintenant possible de démêler les différents facteurs responsables de la mise en place et de la configuration actuelle des volumes montagneux. Dans une région où l'activité sismo-tectonique est significative, il convient de ne pas négliger l'influence d'une néotectonique éventuelle sur le relief. Un certain nombre d'arguments invite surtout à considérer que la différenciation des principaux volumes topographiques a été acquise dès le Crétacé, et que celle-ci est liée avant tout à l'épisode de rifting continental et à l'ouverture océanique.

#### *A – Rôle de la néotectonique : une contribution possible mais négligeable*

La région de Baturité-Fortaleza est l'une des zones les plus sismiques du Nordeste brésilien, lequel est également considéré comme l'une des régions les plus sismiquement actives du Brésil (CARNEIRO *et al.*, 1989 ; SAADI & TORQUATO, 1992 ; FERREIRA *et al.*, 1998 ; BEZERRA, 1999 ; BEZERRA *et al.*, 2001 ; PEULVAST *et al.*, 2006b). L'existence d'une zone de sismicité active ou récente dans une région de forte énergie de relief comme celle du massif de Baturité invite naturellement à s'interroger sur la contribution possible de la néotectonique dans la mise en place des reliefs.

Dans la région, l'activité sismo-tectonique a été étudiée avec l'utilisation conjointe de données instrumentales, historiques et paléosismiques. Une sismicité par enregistrement instrumental est connue dans la zone d'étude depuis les années 1960, et celle-ci intervient généralement dans les 12 premiers kilomètres de la croûte supérieure (FERREIRA *et al.*, 1998). Elle se manifeste par des intensités et des magnitudes qui restent modérées ( $M < 6,0$ ) mais non négligeables dans un contexte intraplaque de marge passive (Fig. 34).

La sismicité historique est connue dans le Nordeste brésilien depuis 1808. Aucune rupture de surface d'origine co-sismique n'a été mentionnée dans la région (ASSUMPCÃO, 1992), même pour le plus violent séisme jamais enregistré dans le Nord-Est du Brésil (Pacajus, le 20 novembre 1980,  $M = 5,2$  ; FERREIRA *et al.*, 1998). Ceci s'explique soit par les décalages trop faibles engendrés par le séisme, soit par un taux d'érosion supérieur à celui des mouvements tectoniques. Ailleurs, seuls quelques phénomènes localisés de glissements de terrain et d'éboulements sur des pentes fortes ont été observés en relation avec des événements sismiques (Fig. 34).



**Fig. 34** – Carte sismotectonique de la partie septentrionale du Nordeste brésilien (compilée d’après CARNEIRO *et al.*, 1989, FERREIRA *et al.*, 1998 et BEZERRA *et al.*, 2001, IN : PEULVAST *et al.*, 2006b, adapté).



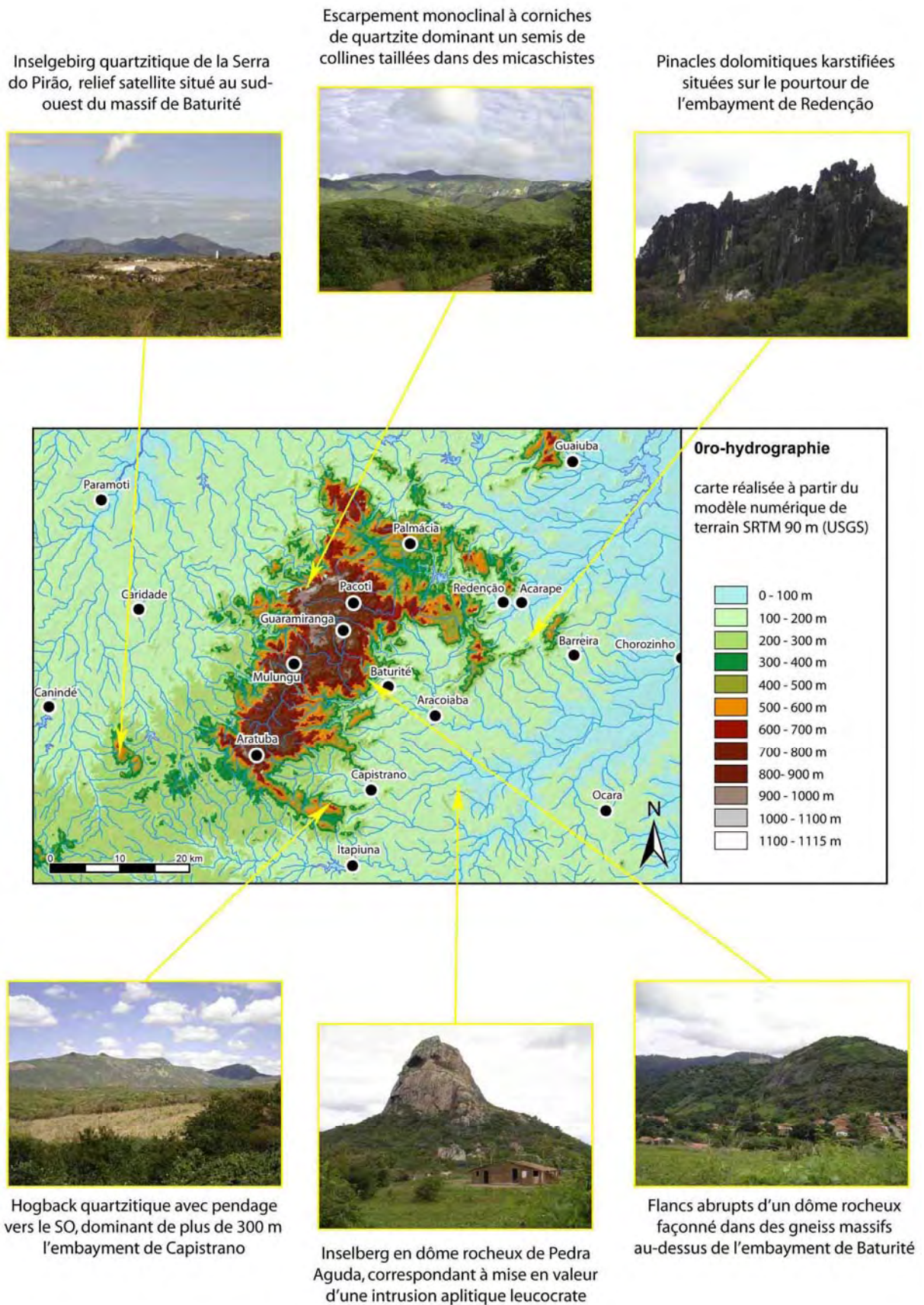
**Photo 6** – Indices probables d’une néotectonique affectant des sédiments post-Turonien considérés comme appartenant à la Formation Barreiras d’âge Néogène (mais possiblement anté-Néogènes) déformés le long de la falaise de Ponta Peroba (Icapui, Rio Grande do Norte). Plis post-dépositionnels nivelés et recouverts par des dépôts discordants (cuirasse allochtone et paléodunes). Cliché J-P. Peulvast.

Les investigations sur la paléosismicité portent essentiellement sur les sédiments plio-quaternaires de la bande côtière (BEZERRA, 1999, 2000 ; BEZERRA *et al.*, 2001 ; BEZERRA *et al.*, 2005 ; PEULVAST *et al.*, 2006b ; Photo 6). Les mesures effectuées indiquent généralement des mouvements néotectoniques enregistrant des taux inférieurs à 0,01 mm.a<sup>-1</sup>, principalement le long d'accidents décrochants. Des figures de liquéfaction d'origine sismique ont été identifiées à proximité de la zone d'étude du massif de Baturité, indiquant l'occurrence de séismes d'une magnitude de 5,5 ou plus au cours d'une période récente (4860-4570 ans B.P. : BEZERRA *et al.*, 2001).

L'existence d'une activité sismo-tectonique relativement élevée dans la région du massif de Baturité suggère donc une influence possible de la néotectonique dans la différenciation du relief local. Cependant, aucun escarpement de faille n'a pu être identifié le long de ses bordures (BÉTARD *et al.*, 2005b ; PEULVAST *et al.*, 2006b). À l'est, entre l'escarpement oriental qui délimite le massif et la grande zone de cisaillement de Senador Pompeu (soit sur une distance d'environ 50 km), aucune faille majeure n'est cartographiée, ni même visible sur les images radar ou SRTM. De plus, les failles existantes, d'orientation générale NE-SO, sont toutes fossilisées en direction de la côte sous les sédiments néogènes de la Formation Barreiras. Or, aucune de ces failles ne dénivelle la couverture sédimentaire finitertiaire, ce qui minimise encore les probabilités d'un bouleversement majeur du relief par la néotectonique. En réalité, bien qu'une bonne partie du massif de Baturité soit façonnée dans les mêmes gneiss (Unité Canindé) que ceux qui composent les basses plaines environnantes, la plupart des escarpements, crêtes et autres sommets sont soulignés par les bandes plissées de quartzites résistants de l'Unité Independência, multipliant ainsi les seuils rocheux (*knickpoints*) qui ont préservé durablement le massif de l'érosion régressive. De Capistrano à Redenção, plusieurs indices morphologiques suggèrent au contraire l'origine érosive de sa bordure orientale (Fig. 35) :

- (i) les contours très sinueux et irréguliers de cet escarpement haut de 500-600 mètres, incorporant cinq larges rentrants ou embayments ;
- (ii) les crêtes et hogbacks quartzitiques qui ceinturent l'embayment de Capistrano au sud-est ;
- (iii) les flancs abrupts de dômes rocheux façonnés dans des gneiss massifs au-dessus de l'embayment de Baturité ;
- (iv) les crêtes et pinacles de marbre et de dolomie qui se détachent des cloisons métasédimentaires autour de Redenção ;
- (v) la présence de vigoureux inselbergs granitiques ou quartzitiques assez nombreux au nord de la Serra Azul (exemple : Pedra Aguda, ci-contre).





**Fig. 35** – Indices morphologiques en faveur d'une origine érosive pour expliquer la formation des escarpements de bordure du massif de Baturité.

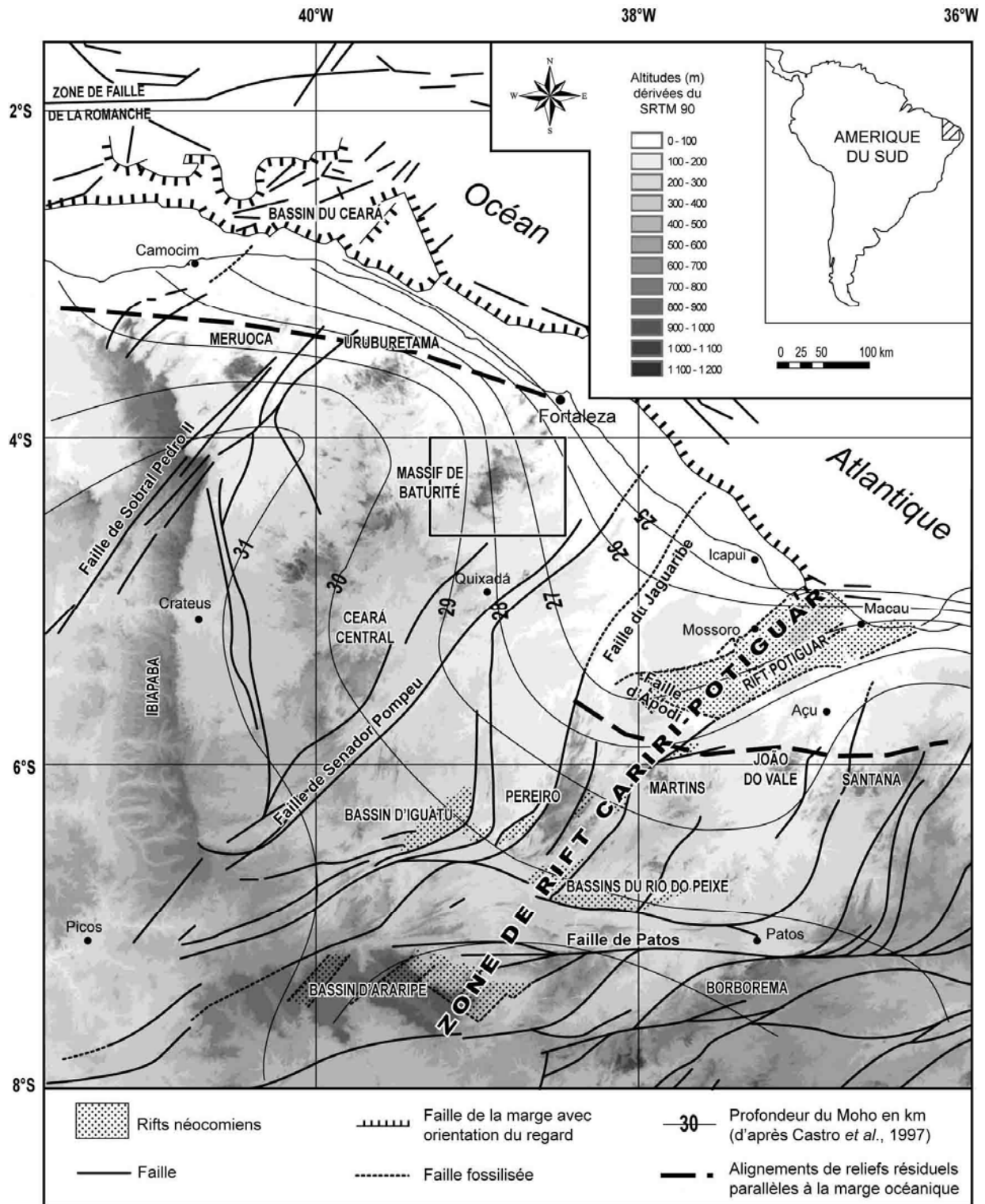
L'escarpement monoclinal à corniches multiples de quartzite qui délimite toute la bordure occidentale et méridionale du massif, et les nombreux reliefs résiduels de résistance qui s'en détachent, attestent plus encore son origine érosive (Fig. 35). Toutes ces observations vont dans le sens d'une influence déterminante exercée par la nature et la disposition des roches sur les contours et la morphologie du massif de Baturité (érosion différentielle). Cependant, il doit être signalé qu'un certain nombre de reliefs et de bordures escarpées ne correspondent pas à des contacts lithologiques francs, en particulier au nord du massif où l'escarpement de bordure et la Serra da Aratanha s'inscrivent à l'intérieur du vaste complexe migmatitique de l'Unité Canindé. Par conséquent, l'érosion différentielle n'est pas en mesure d'expliquer à elle seule la mise en saillie du massif de Baturité et il faut faire intervenir d'autres mécanismes pour expliquer la configuration actuelle du volume montagneux.

### *B – Une mise en place des volumes montagneux largement héritée du Crétacé*

Avant de proposer une interprétation de mise en place du massif de Baturité, il faut commencer par souligner le paradoxe suivant :

- D'un côté, si le massif de Baturité a longtemps constitué une anomalie inexplicable en termes d'érosion différentielle entre des lithologies contrastées, on sait maintenant que l'armature du massif est formée pour partie par les quartzites plissés résistants de l'Unité Independência ;
- D'un autre côté, si ce bastion montagneux peut être confondu avec un horst légèrement incliné vers l'est, on sait aussi que les failles majeures se situent à distance des escarpements et que la néotectonique a finalement eu un rôle négligeable dans la mise en place du volume montagneux.

Comment alors expliquer le perchement d'une haute surface d'érosion vers 800-900 m au-dessus d'une basse surface connectée au niveau de base actuel ? Aujourd'hui, grâce à une meilleure connaissance de la structure géologique et de l'évolution tectonique ancienne de la région, il est permis de considérer que la mise en place du massif de Baturité a débuté au cours d'une période beaucoup plus ancienne que ne le laissent supposer les modèles d'interprétation existants (cf. § 2.1.). Au cours de l'histoire post-orogénique (= post-*Brasiliano*), deux événements géodynamiques majeurs sont susceptibles d'avoir imprimé durablement leurs marques dans le relief régional : (i) le rifting intracontinental au Crétacé inférieur, souligné par la zone de rift avorté Cariri-Potiguar (Fig. 36), et (ii) l'ouverture océanique à l'Aptien-Albien, accompagnée de l'effondrement de nombreux fossés en échelons le long du bassin du Ceará bordant la zone de faille transformante de la Romanche.



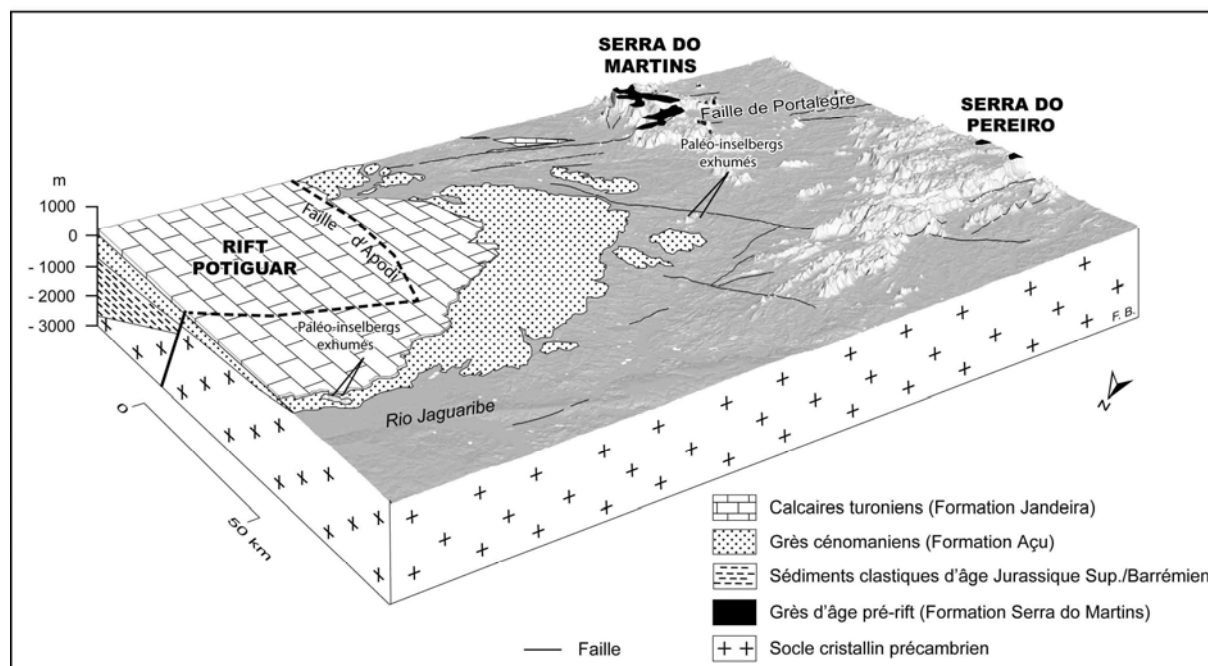
**Fig. 36** – Carte de la marge équatoriale du Nordeste brésilien montrant les relations spatiales entre le relief actuel, les structures de rift crétacées et l'épaisseur de la croûte continentale déduite de l'analyse des données gravimétriques (CASTRO *et al.*, 1997). La zone de rift Cariri-Potiguar correspond à une zone d'amincissement crustal d'environ 2 km par rapport aux zones externes qui correspondent, pour partie, aux anciennes épaules de rift crétacées et systèmes de blocs soulevés annexes. Une corrélation spatiale positive existe aussi entre l'épaisseur crustale et l'organisation régionale des grands volumes topographiques. Une telle corrélation d'ensemble suggère que l'orographie actuelle pourrait être le reflet direct de la réponse crustale à la phase d'extension qui a eu lieu dans la région au Crétacé inférieur (BARROS *et al.*, 1999).

Il ne fait guère de doute que le rifting intracontinental du Néocomien-Barrémien a été à l'origine de l'élévation topographique de volumes montagneux imposants autour des structures de rift aujourd'hui avortées qui s'alignent le long de l'axe Cariri-Potiguar, et que ces épaules de rift ont subi une érosion rapide au cours de la période syn-rift. La preuve de la mise en relief et de la destruction partielle d'importants volumes montagneux au cours de la période syn-rift peut s'appuyer sur le faisceau d'arguments suivants :

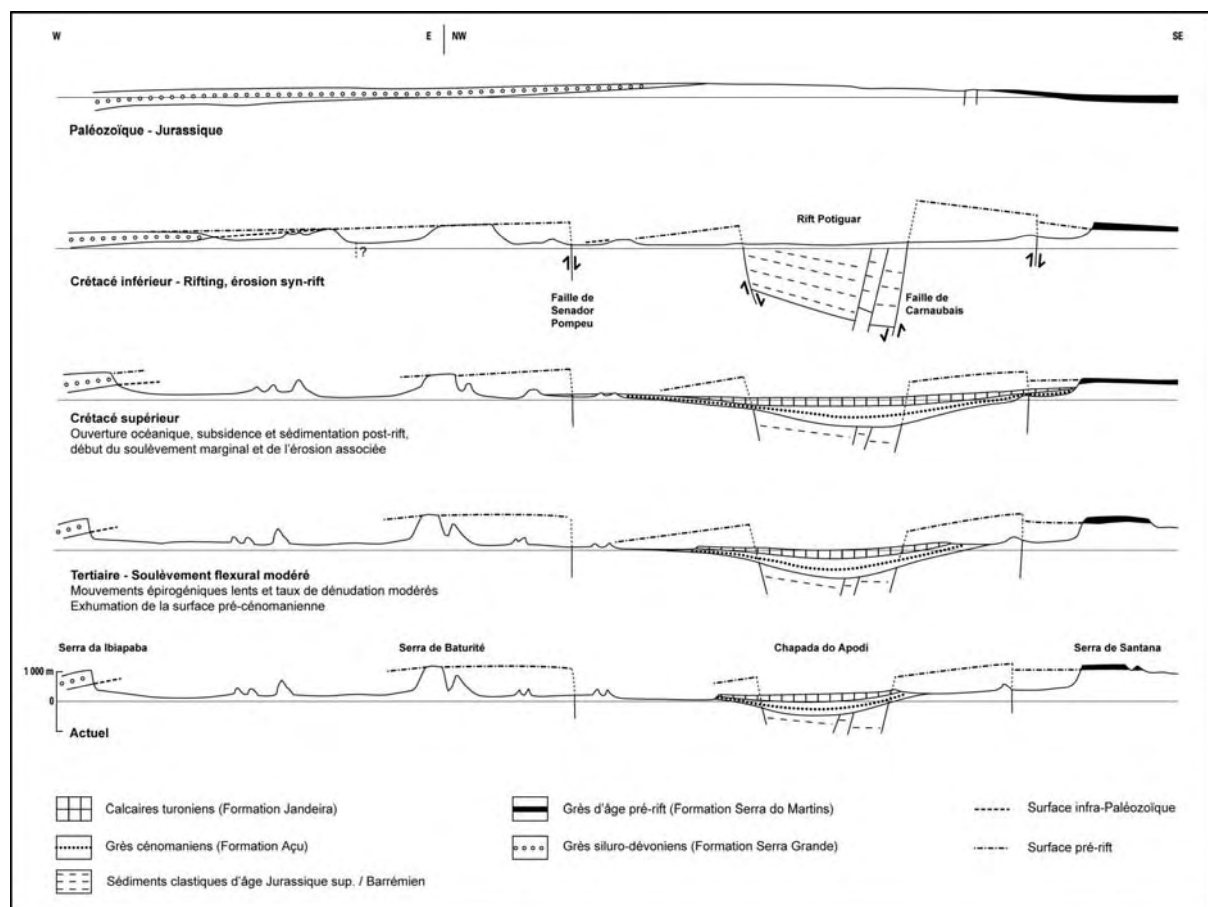
- (i) Peut d'abord être sollicité le témoignage des sédiments clastiques accumulés dans les bassins sédimentaires *on-* et *offshore*, grâce à la prospection pétrolière activement menée dans la région depuis plusieurs décennies par les géologues de la compagnie *Petróbras* (sismique-réflexion, forages) : dans le rift Potiguar, des sédiments syn-rift d'une épaisseur allant jusqu'à 4 km se sont mis en place entre le Néocomien et le Barrémien (135-113 Ma), séparés par une nette discordance des sédiments post-rift albiens à turoniens qui les surmontent (Fig. 37). Des épaisseurs de sédiments syn-rift comprises entre 2 et 4 km sont connues dans la plupart des autres rifts de l'axe Cariri-Potiguar. Cette accumulation considérable de sédiments clastiques au cours d'une période de ~20-30 Ma seulement reflète une intense érosion syn-rift impliquant la destruction d'importants volumes topographiques au voisinage de la zone de rift.
- (ii) Une autre preuve de cette phase d'érosion accélérée au Crétacé inférieur est fournie par la thermochronologie de basse température utilisant les traces de fission sur apatites. Au niveau de la faille de Portalegre (Fig. 37), NOBREGA *et al.* (2005) ont récemment montré l'intervention d'une tranche d'érosion de ~3-4 km au niveau du bloc oriental soulevé pour expliquer l'épisode de refroidissement majeur observé à partir de ~140 Ma, soit le début du rifting continental. L'accélération de la dénudation qui se lit à travers les échantillons TF est donc contemporaine de l'augmentation des taux de sédimentation inférés par l'analyse des logs stratigraphiques.
- (iii) Si l'augmentation des taux de dénudation *onshore* au cours de la période syn-rift se traduit à la fois dans les épaisseurs de sédiments accumulés et dans les données thermochronologiques, il est un troisième argument géomorphologique, toutefois plus fragile, qui suggère la survivance dans le paysage actuel de vestiges d'épaules de rift et de blocs soulevés contemporains du rifting crétacé. Considérer le maintien d'épaules de rift ou de reliefs résiduels qui en dérivent depuis plus de 100 Ma est une

attitude qui demande à être étayée par des arguments géomorphologiques solides. Ces derniers existent pour l'épaule sud du rift Potiguar (Fig. 37) où la basse surface qui s'étend au pied des escarpements des *Serras* de Martins et Pereiro représente un paléo-piémont en voie d'exhumation de la couverture sédimentaire post-rift d'âge Cénomaniens à Turonien (96-88 Ma ; PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004). Le nivellement des failles d'Apodi et de Carnaubais, leur fossilisation sous les grès cénomaniens Açú qu'elles déforment légèrement, et l'absence de failles parallèles aux rebords septentrionaux des *Serras* de Martins, Pereiro et Santana suggèrent l'origine érosive de ces escarpements sinueux et discontinus, situés à ~30 km des failles maîtresses délimitant le rift Potiguar. Des paléo-inselbergs en cours d'exhumation de la couverture post-rift hérissent la surface du paléo-piémont en avant des vestiges érodés de l'épaule de rift. Ces derniers sont coiffés par les grès mal datés et latéritisés de la Formation Serra do Martins dont l'âge pré-oligocène est démontré (MORAIS NETO *et al.*, 2002) et dont l'origine pré-rift fait aujourd'hui peu de doute. Ce dispositif morphostratigraphique complexe indique que les escarpements en question sont nécessairement des escarpements de faille hérités qui ont reculé à partir des failles enfouies du rift Potiguar, principalement avant le dépôt des grès cénomaniens de la Formation Açú. Ce recul de 20-30 km s'est effectué en 20-30 Ma (du Néocomien à l'Albien), ce qui implique une tranche de dénudation de 0,5 à 1 km de roche au niveau de l'épaule sud du rift Potiguar, à un rythme moyen de  $40 \text{ m.Ma}^{-1}$  (PEULVAST *et al.*, 2006a).

Un scénario d'évolution syn-rift identique est suggéré autour des autres rifts de l'axe Cariri-Potiguar et, de manière décalée dans le temps (Aptien-Albien), le long de la future marge océanique, où les grabens en échelon orientés NO-SE et les bassins losangiques en *pull-apart* (bassin du Ceará) ont amorcé le processus définitif de l'ouverture océanique en régime transformant. Certes, l'absence de sédiments crétacés post-rift au nord-ouest de la zone de rift Cariri-Potiguar, par exemple sur le piémont du massif de Baturité, ne permet pas de prouver avec le même série d'arguments morphostratigraphiques l'intervention d'une phase d'érosion accélérée des épaules de rift et/ou des horsts au cours de la période syn-rift. Cependant, l'épaisseur considérable des sédiments accumulés dans l'ensemble des rifts néocomiens suggère des taux de dénudation partout élevés pour la période syn-rift. Ce pic de dénudation fini-mésozoïque est sans doute responsable des profondes morsures d'érosion qui s'insinuent entre les blocs montagneux et de la sinuosité élevée de la plupart des escarpements, comme ceux qui délimitent l'enclave montagneuse du massif de Baturité.



**Fig. 37** – Représentation 3D de l’extension de la sédimentation post-rift jusqu’au pied de l’épaule sud du rift Potiguar (*Serras* de Martins et de Pereiro), preuve d’un recul significatif de l’escarpement depuis la faille maîtresse d’Apodi au cours de la période syn-rift. Surface pré-cénomaniennne et paléo-inselbergs en voie d’exhumation de la couverture post-rift. Réalisé sous le module *ArcScene* du logiciel *ArcGIS* 8.3 par la superposition du relief ombré (SRTM 90) et de la carte géologique du Brésil à 1/5 000 000° (CPRM, 2001).



**Fig. 38** – Profils synthétiques montrant l’évolution morphotectonique du bassin Potiguar et de ses épaules de rift de la période pré-rift jusqu’à l’Actuel (d’après PEULVAST *et al.*, 2006a, modifié).

Le long de la bordure orientale du massif de Baturité, aucune faille majeure n'a été identifiée au voisinage de l'escarpement à embayments multiples, lequel est localisé à 50 km au nord-ouest de la zone de cisaillement de Senador Pompeu (ZCSP). L'absence de reliefs résiduels de l'autre côté de la ZCSP (sud-est) suggère que l'escarpement oriental du massif de Baturité pourrait aussi être un escarpement de faille hérité qui aurait reculé depuis la zone de faille maîtresse pendant et/ou après le rifting crétacé (Fig. 38 ; PEULVAST *et al.*, 2006a). Le massif de Baturité à ossature quartzitique et gneissique, comme la plupart des montagnes humides du *Sertão* (Uruburetama, Meruoca, Machado, das Matas, Pereiro, Martins) peuvent donc être assimilés à des reliefs résiduels de résistance imposants, ou *inselgebirge*, préservés au-dessus d'une basse surface d'aplanissement partiel (« surface *sertaneja* »). Cette dernière correspond à une large encoche cyclique d'érosion dont les nombreux diverticules entre les blocs montagneux sont sculptés dans le flanc des épaules de rift, horsts et autres blocs basculés mis en place lors du rifting continental et de l'ouverture océanique.

Il semble donc que la mise en place des principaux volumes montagneux a été acquise dès la fin du Crétacé (CLAUDINO SALES, 2002), tandis que l'ère tertiaire paraît s'être caractérisée par une certaine atonie de l'érosion en réponse à un soulèvement flexural ultérieur lent et modéré (Fig. 38). En dépit de l'absence d'éléments de surface crétacée à basse altitude, une formation précoce des escarpements du massif de Baturité est malgré tout démontrée par l'identification de paléosurfaces d'âge pré-Néogène, en voie d'exhumation des sédiments Barreiras, jusqu'au pied des escarpes bordières. Un tel dispositif implique des valeurs de retrait limité pour les escarpements depuis au moins 20-25 Ma. Des taux de soulèvement crustal et de dénudation verticale  $<10 \text{ m.Ma}^{-1}$  ont été déduits par des méthodes morphostratigraphiques pour l'ensemble de la période post-rift (PEULVAST *et al.*, soumis), notamment à partir de l'altitude de sédiments marins albiens aujourd'hui perchés à 800 m dans le bassin d'Araripe au sud du Ceará, qui correspond à la zone de plus fort soulèvement régional. En s'approchant de la zone côtière, la retombée flexurée implique des valeurs de soulèvement et d'érosion encore inférieures, ce qui a permis la préservation de surfaces anciennes, pré-cénomaniennes à pré-néogènes, à basse altitude. Cette géométrie implique que la basse surface, déjà largement inscrite dans la retombée continentale flexurée avant le Néogène, ait subi une évolution tertiaire en régime acyclique (KLEIN, 1997), telle qu'elle est souvent décrite dans les parties distales des zones de soulèvement flexural où l'interaction entre un soulèvement lent et les variations peu accusées du niveau de base ne permet qu'une regradation par *etchplanation* d'une topographie déjà voisine de la planéité (PEULVAST *et al.*, sous presse). Ces conditions de relative quiescence tectonique sont demeurées insuffisantes pour déclencher l'encaissement des cours d'eau jusqu'à une dissection fini-tertiaire généralisée liée aux grandes baisses eustatiques de la fin du Cénozoïque.

Toutefois, on doit signaler le rôle possible du magmatisme oligocène dans le soulèvement régional du massif de Baturité et de sa région, en raison de l'importance des manifestations de surface (*plugs*, necks et dykes de la province volcanique de 'Messejana') et de l'existence d'une zone d'anomalie thermique importante ( $>200 \text{ mW.m}^{-2}$ ) identifiée au nord du massif de Baturité (CARNEIRO *et al.*, 1989). Plusieurs auteurs suggèrent en effet l'intervention d'une phase de soulèvement et de dénudation accélérée à partir du milieu du Tertiaire, en relation avec cet épisode magmatique oligocène (MAGNAVITA *et al.* 1994 ; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1999 ; MORAIS NETO & ALKIMIM, 2001 ; NÓBREGA *et al.*, 2005). Bien que l'hypothèse d'un sous-placage magmatique ou *underplating* ne puisse être totalement exclue en l'absence d'études géophysiques plus détaillées (investigations sismiques en particulier), plusieurs faits invitent cependant à considérer le rôle négligeable qu'a pu avoir le magmatisme oligocène dans le soulèvement différentiel du massif de Baturité et dans une éventuelle accélération de l'érosion à partir du milieu du Tertiaire : (i) l'absence de structures volcaniques et d'anomalies thermiques dans les zones de plus fort soulèvement (massif de la Borborema, Araripe) et *a contrario* leur fréquence dans des zones de faible soulèvement (province volcanique de Macau, Rio Grande do Norte) ; (ii) l'absence d'épaississement crustal significatif censé accompagner le phénomène d'*underplating*, tel que cela peut être déduit de l'analyse des données gravimétriques (CASTRO *et al.*, 1997) ; (iii) l'absence d'érosion accélérée depuis le Néogène, avec des taux de dénudation verticale  $<10 \text{ m.Ma}^{-1}$  (PEULVAST *et al.*, sous presse) similaires à ceux enregistrés sur l'ensemble de la période post-rift. Cependant, des accroissements temporaires de l'érosion, enregistrés par la prédominance de faciès détritiques dans la sédimentation néogène (Formation Barreiras *on shore*, et Formation Tibau *off shore*) ont pu être induits par des facteurs climatiques et/ou eustatiques. En particulier, de nombreuses fluctuations climatiques de courte durée, essentielles pour la regradation des basses surfaces par *etchplanation* et leur extension vers l'intérieur (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004), se sont produites depuis le Miocène (HARRIS & MIX, 2002).

Quoi qu'il en soit de l'influence possible mais nécessairement limitée du magmatisme oligocène dans l'épirogénie tertiaire, la discrétion du soulèvement et de la dénudation depuis la fin du Crétacé ne signifie nullement que l'évolution géomorphologique s'est trouvée depuis lors figée. La flexuration marginale post-rift a contribué à regrader les basses surfaces et à faire reculer les escarpements, aussi modestes soient ces contributions, ce qui n'est pas sans conséquence sur la nature du manteau d'altération et la géographie des sols (BOURGEON & GUNNELL, 1998a). On mesure là l'intérêt de connaître l'histoire tectonique et érosive du continent, appuyée par des estimations quantitatives du soulèvement et de la dénudation, ce qui autorisera des comparaisons intercontinentales avec d'autres régions de



socle tropical où ces valeurs de soulèvement et de dénudation sont connues, et où les trajectoires paléoclimatiques ont été comparables au cours du Cénozoïque (Afrique de l'Ouest, Inde du Sud : cf. chapitre 5).

Une autre implication importante pour la géographie des sols concerne le façonnement final de l'aplanissement partiel qui s'inscrit au pied du massif de Baturité comme des autres montagnes humides. Cet aplanissement composite largement développé dès la période syn-rift a pu être parachevé lors de la mise en place des épandages détritiques de la Formation Barreiras d'âge mio-pliocène. Ces dépôts à passées conglomératiques, qui témoignent du dernier pic de dénudation dans la région, doivent être considérés comme les produits corrélatifs de l'ablation de racines de paléaltérites pré-néogènes.

Il ressort de cette analyse de la mise en place des volumes montagneux l'influence déterminante de deux phases de soulèvement et d'érosion distinctes, qui ont chacune des implications importantes pour l'évolution morphopédologique des montagnes humides et de leurs piémonts associés :

- (i) **Une première phase de soulèvement faillé et de dénudation syn-rift, liée à l'épisode de rifting crétacé.** Cet héritage tectonique ancien et la dénudation accélérée qui l'a suivie supportent l'idée de plus en plus admise par la communauté scientifique internationale selon laquelle les épaules de rift et autres horsts associés s'érodent relativement rapidement (<40 Ma) après leur formation, ce qui n'empêche pas la survivance dans le paysage actuel de reliefs résiduels de résistance qui en dérivent (PEULVAST *et al.*, soumis). Ainsi est-ce le cas de beaucoup des montagnes humides qui ponctuent la plaine du *Sertão* brésilien semi-aride, en particulier à proximité de la façade atlantique (Fig. 36). Cette nouvelle interprétation invite à vieillir considérablement l'âge de mise en place de ces montagnes que certains auteurs plaçaient au début du Pléistocène (CAVALCANTE, 2005). L'existence de paléosurfaces pré-cénomaniennes à pré-néogènes jusqu'au pied des massifs montagneux (ou paléo-piémonts) ont montré l'impossibilité d'une mise en place aussi récente par l'érosion différentielle ou par la néotectonique. Ces conclusions rejoignent parfaitement celles émises par CLAUDINO SALES (2002) qui montre que les grands volumes de relief de l'intérieur du Ceará étaient sans doute acquis dès le Crétacé.

- (ii) **Une seconde phase de soulèvement flexuré et de dénudation post-rift, principalement cénozoïque**, sans rapport direct avec le processus de rifting et d'ouverture océanique. Il s'agit là d'un soulèvement à grand rayon de courbure (~300 km) d'amplitude modérée (600 m max. dans le sud du Ceará) dont la réponse érosive a consisté principalement en un réaménagement acyclique des basses surfaces par *etchplanation*, avec des taux de dénudation restés monotones. Autrement dit, une certaine stabilité du paysage semble avoir caractérisée la façade équatoriale du Nordeste brésilien au cours du Cénozoïque, n'ayant impliqué tout au plus que de simples retouches des volumes topographiques préexistants, essentiellement hérités du Crétacé, en dehors des zones de soulèvement maximal situées dans le massif de la Borborema et dans le sud du Ceará (Chapada do Araripe). Force est de reconnaître, cependant, que des retouches mineures à l'échelle macromorphologique du paysage ont pu avoir des conséquences importantes sur le modelé, le manteau d'altération et le sol. Il s'agit de deux échelles différentes du paysage qui ne répondent pas de la même manière ou à la même vitesse aux sollicitations tectoniques et aux fluctuations climatiques de longue durée.

# Conclusion de la première partie

Les caractéristiques bioclimatiques générales des montagnes humides situées au cœur du Nordeste brésilien semi-aride ont été esquissées au chapitre 1. De ce premier chapitre, dont l'organisation en deux paragraphes reflète le niveau scalaire d'observation et d'analyse, on peut insister sur les éléments de conclusion suivants :

- À l'échelle du Nordeste tout entier, la synthèse des données acquises sur le bioclimat a permis d'éclairer les causes de l'anomalie climatique générale du Nordeste à cette latitude, rarement expliqué en détail dans les études régionales ou dans les manuels d'enseignement. Dans cette toile de fond à dominante semi-aride, l'existence d'enclaves d'humidité (*Brejos d'altitude*) est liée à la présence d'obstacles montagneux isolés qui déclenchent les précipitations par une ascendance forcée et permettent l'installation de forêts stationnelles sempervirentes et/ou semi-décidues (*mata atlântica*) au milieu de la *caatinga* ;
- À l'échelle du massif de Baturité, sélectionné comme site d'étude principal, le traitement statistique et informatique des données brutes sur la pluviosité et l'ETP ont permis de proposer des cartes inédites sur le pédoclimat à l'échelle de la zone d'étude (indice effectif d'humidité, réserve en eau du sol, saison sèche édaphique, drainage climatique). L'analyse de la répartition spatiale de ces données pédoclimatiques, dont la prise en compte est indispensable dans une étude morphopédologique comme celle envisagée ici, a finalement permis de partitionner la zone d'étude en trois zones bioclimatiques principales.

Les grandes étapes de la mise en place des volumes orographiques des montagnes humides nordestines ont été précisées au chapitre 2, à la lumière des données géologiques les plus récentes. L'idée principale à retenir est celle de l'ancienneté géologique de la mise en place des volumes montagneux, principalement à rapporter au Crétacé en relation avec l'ouverture de l'Atlantique, l'ère Cénozoïque n'ayant apporté tout au plus que de simples retouches aux volumes topographiques préexistants (poursuite modérée du *downwearing* et faible ampleur du *backwearing*). Comme l'esquisse l'analyse développée dans ce second chapitre, la connaissance de la mise en place des volumes orographiques et de l'évolution géomorphologique à long terme apparaît comme un cadre fondamental dont une étude morphopédologique comme celle-ci ne peut se permettre de faire l'économie. En effet, le modelé, le manteau d'altération et les sols intègrent et reflètent une histoire géomorphologique qui s'inscrit nécessairement dans la longue durée. Ignorer cette histoire équivaut à se priver de clés de lecture importantes pour déchiffrer l'organisation morphopédologique d'une région. Des enseignements plus profonds seront tirés de cette analyse géomorphologique à petite échelle dans le chapitre 5, après confrontation avec les caractéristiques morphopédologiques de la région sélectionnée pour cette étude. C'est ce qui va maintenant être abordé avec l'étude morphopédologique du massif de Baturité et de son piémont.

## **Deuxième partie**

# **ÉTUDE MORPHOPÉDOLOGIQUE DU MASSIF DE BATURITÉ**



# Introduction de la deuxième partie

La deuxième partie de ce mémoire est consacrée à l'étude morphopédologique du massif de Baturité et de son piémont, et comporte deux chapitres :

- Le premier expose la démarche méthodologique générale et les techniques employées pour mener à bien cette étude morphopédologique, incluant une méthode de reconnaissance de terrain, les méthodes d'analyses de laboratoire et enfin la méthodologie et les techniques informatiques permettant de déboucher sur une cartographie des paysages morphopédologiques ;
- Le second chapitre présente les principaux résultats acquis au cours de cette étude sous la forme d'une caractérisation détaillée des différentes facettes morphopédologiques ainsi mises en évidence pour la *Serra* humide de Baturité et son piémont semi-aride.

Organisée ainsi, la deuxième partie du présent mémoire permet de suivre le cheminement méthodologique et scientifique général de l'étude, permettant de passer des méthodes aux principaux résultats. Cette seconde partie précède une dernière partie réservée à la discussion générale et aux interprétations plus globales.





## Chapitre 3

# Méthodologie de l'étude

Ce chapitre présente l'essentiel de l'arsenal méthodologique mis en œuvre au cours de ce travail. C'est le massif de Baturité qui a été choisi comme site-test afin de déchiffrer les logiques spatiales qui gouvernent l'agencement des paysages morphopédologiques de ces montagnes humides. L'un des objectifs de ce travail est donc de proposer une méthodologie et une cartographie qui seraient applicables à l'étude des autres montagnes humides qui ponctuent le Nordeste semi-aride, mais le caractère original de la démarche adoptée vise aussi à dépasser le simple cadre régional du nord-est du Brésil. La méthodologie suivie procède ainsi d'une triple approche (Fig. 39) :

- Reconnaissance détaillée du terrain, qui passe par une observation systématique des trois composantes essentielles du paysage morphopédologique, à savoir : le modelé, le manteau d'altération et le sol ;
- Caractérisation analytique des sols et des altérations en laboratoire, nécessitant l'utilisation de techniques issues de la pédologie et de la géochimie ;
- Traitement et spatialisation sous SIG (Système d'Information Géographique) des informations recueillies sur le terrain et au laboratoire, avec pour finalité de proposer une méthode actualisée de cartographie des paysages morphopédologiques, appliquée ici au massif de Baturité.

### **3.1. RECONNAISSANCE MORPHOPÉDOLOGIQUE DE TERRAIN : CONFRONTATION AVEC LES DESCRIPTIFS EXISTANTS**

L'étude préparatoire ou de reconnaissance s'est faite simultanément sur le terrain et sur documents (en particulier à l'aide des cartes et des descriptifs existants pour les sols), afin d'élaborer un inventaire provisoire des différentes unités cartographiques adaptées au type de carte envisagé et à son échelle. Les unités cartographiques ainsi prédéfinies sont regroupées dans des types de paysages morphopédologiques appréhendés comme étant des associations caractéristiques de modelés, d'altérites et de sols. Pour mettre en évidence ces différentes facettes morphopédologiques, ce travail préliminaire doit nécessairement s'appuyer sur une description systématique des trois composantes essentielles du paysage.

#### **3.1.1. Description des modelés**

Le modelé est considéré comme étant un élément majeur de structuration de la couverture pédologique, aussi bien dans l'espace (aspect statique ou physiographique) que dans le temps (aspect dynamique ou évolutif). C'est le sens même de la recherche morphopédologique initiée par KILIAN (1972, 1974) et TRICART (1974). Vu sous cet angle, il apparaît que les processus géomorphologiques régissent pour une large part la répartition géographique des sols et il existe ainsi souvent une liaison étroite entre forme du modelé et type d'altération ou de sol. En l'absence de travaux antérieurs détaillés sur le relief de la zone étudiée, la description précise du modelé et son report systématique sur un fond cartographique approprié au cours du travail de terrain représentent les bases indispensables d'une cartographie des paysages morphopédologiques telle que nous l'envisageons.

La reconnaissance du modelé sur le terrain (des formes majeures jusqu'aux formes de détail) est une démarche propre au géomorphologue. Ce travail descriptif passe par une reconnaissance détaillée du terrain qui ne peut s'effectuer sans l'appui des cartes topographiques au 1/100 000<sup>e</sup>, les plus précises des cartes disponibles dans cette partie du Brésil. Principalement qualitative, cette reconnaissance du modelé nécessite aussi des observations quantitatives telles que des reports d'altitude, d'orientation, de dénivellation et de pente qui représentent les mesures morphométriques de base pour caractériser le modelé. Ces mesures ont pu être réalisées facilement grâce à l'usage d'un GPS (*Global Positioning System*) sur le terrain. En s'appuyant ainsi sur une description minutieuse du modelé, cette approche permet une compréhension rapide des milieux de morphogenèse et de pédogenèse, et un gain de temps considérable dans la définition et la délimitation des unités pédologiques.

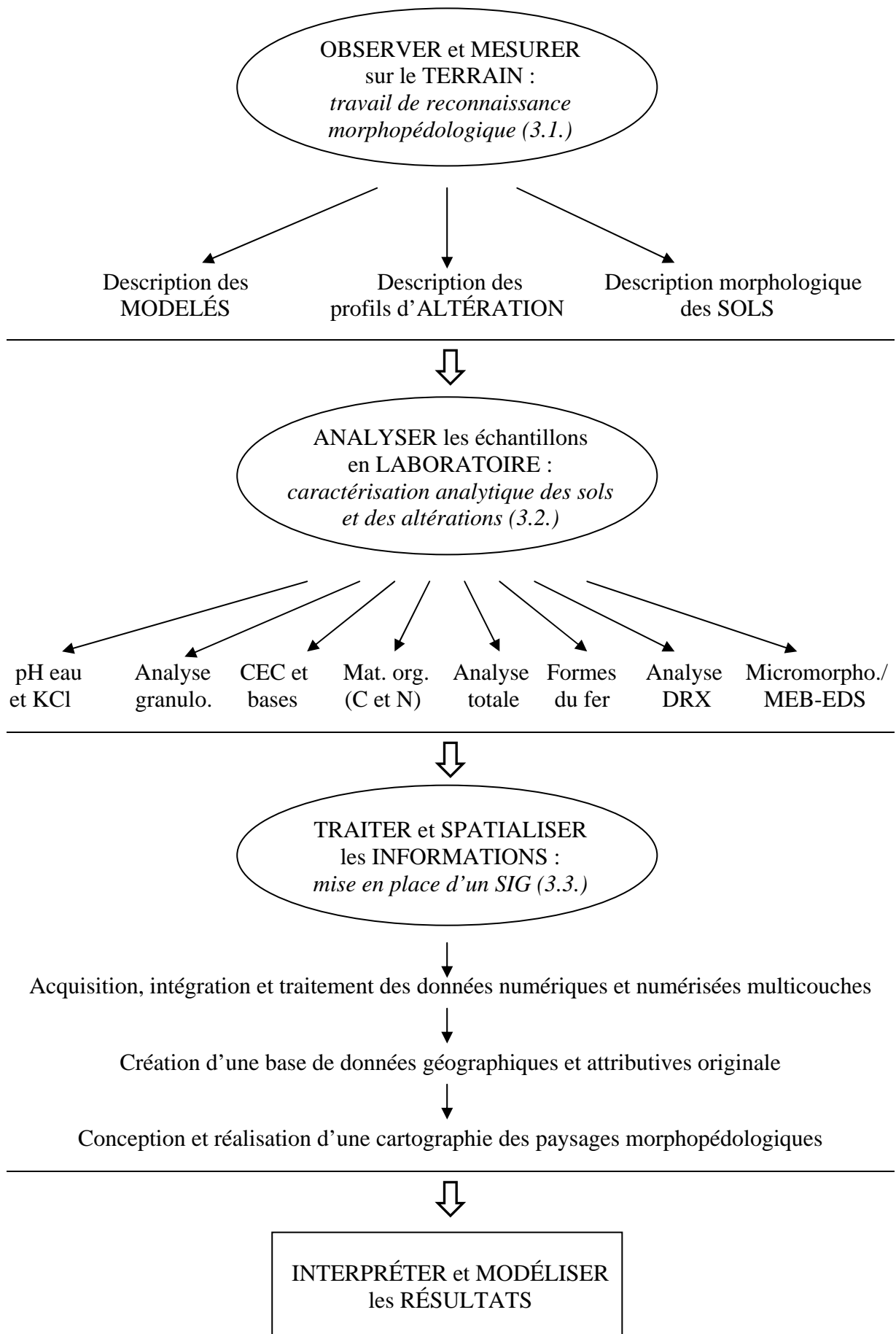


Fig. 39 – Démarche méthodologique générale employée pour l'étude.

### 3.1.2. Description des profils d'altération

La prospection sur le terrain, en vue de décrire les profils d'altération et les sols, nécessite l'établissement d'un réseau plus ou moins dense d'observations effectuées le long des talus de routes, des fossés ou dans les carrières. La densité des observations est dictée à la fois par la quantité de coupes disponibles, par la complexité du paysage morphopédologique étudié et par le degré de précision escompté. Compte tenu de l'échelle relativement petite envisagée pour la carte et grâce aux nombreux travaux d'aménagement entrepris un peu partout dans la zone d'étude, les possibilités d'observer les profils d'altération souvent jusqu'à la roche saine sont apparues suffisamment nombreuses pour qu'il ne soit pas nécessaire d'effectuer des sondages.

Aucun travail antérieur ne fait référence en détail aux caractéristiques du manteau d'altération dans la zone d'étude. C'est donc une description systématique des profils d'altération qui a été menée sur le terrain, en s'appuyant toujours sur deux aspects essentiels :

- **l'épaisseur de l'altération** : ces mesures ont été effectuées au double décimètre, depuis la partie supérieure des profils jusqu'à la roche saine lorsque celle-ci a été atteinte. Dans le cas contraire, une profondeur minimum a été notée ;
- **le degré d'altération** : c'est une appréciation qualitative du degré d'évolution de l'altérite, la consistance du matériau altéré étant jugée particulièrement importante ici. Cette notion de degré d'altération repose sur celle proposée par PÉDRO (1993), où l'élément de référence est représenté par le rapport constituants secondaires/constituants primaires sur une échelle graduée de 0 à 100. Il distingue 2 grands cas : (i) **altération massive**, où s'observe une décomposition de tous les principaux minéraux altérables de la roche de départ, ce qui produit des altérites très friables et souvent très argileuses ; (ii) **altération ménagée**, où seuls les minéraux primaires les plus vulnérables sont transformés, ce qui aboutit à des matériaux plus ou moins ameublés, riches en éléments grossiers (appelés *arènes* dans le cas de roches cristallines de texture grenue). Dans ce deuxième cas, les constituants secondaires s'avèrent être toujours minoritaires mais le stade d'évolution – évalué par le rapport constituants secondaires/constituants primaires – peut être plus ou moins poussé, la consistance de l'arène pouvant être cohérente à friable. Ce degré d'altération peut aussi être variable verticalement sur un même profil.

### 3.1.3. Description morphologique des sols

La description morphologique des sols est la troisième étape indispensable du travail de terrain en vue d'une cartographie détaillée des paysages morphopédologiques. Plusieurs descriptifs de sols existent déjà pour la zone d'étude, ou portent sur des sols de même nature ailleurs dans le nord-est du Brésil. Ces documents de référence sont en premier lieu ceux du volume Radambrasil (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b) dont les descriptifs couvrent une large gamme de sols représentés dans la région d'étude et, secondairement, les travaux des pédologues de l'Université du Ceará qui ont toujours travaillé sur une partie seulement du massif de Baturité ou de son piémont (FRUTUOSO DO VALE, 1991 ; LIMA, 1983 ; LIMA & LIMA, 1984 ; LIMA & PEREIRA, 1993). La confrontation des descriptions menées sur le terrain avec celles fournies dans les documents existants a permis de confirmer la présence d'un type de sol dans une zone donnée ou, le cas échéant, de montrer l'existence et l'extension d'un nouveau type de sol jamais répertorié.

C'est donc à une description détaillée d'un maximum de profils pédologiques qu'il a fallu procéder, horizon par horizon, en indiquant à chaque fois :

- **l'épaisseur**
- **la couleur** (code Munsell) en précisant éventuellement la couleur des taches ou des revêtements
- **la texture** (appréciée au toucher)
- **la structure**
- **la porosité**
- **l'enracinement**
- **la présence ou l'absence de CaCO<sub>3</sub>** (effervescence ou non aux acides)

Cette description morphologique du sol s'accompagne toujours d'une description de l'environnement dans lequel il s'insère, à savoir les conditions de climat et de pédoclimat local, la nature lithologique de la roche-mère, la position topographique du profil et enfin le type de végétation ou de mise en valeur agricole.

Ces caractéristiques morphologiques du sol seront ensuite complétées par des analyses pédo-géochimiques effectuées en laboratoire grâce à la collecte d'échantillons au niveau de chaque horizon, sur plusieurs profils sélectionnés jugés représentatifs. Ce travail de laboratoire est la seconde étape dans la démarche méthodologique qui a été suivie (Fig. 39).

## **3.2. CARACTÉRISATION ANALYTIQUE DES SOLS ET DES ALTÉRATIONS**

La prospection sur le terrain ayant permis de sélectionner plusieurs profils représentatifs, c'est une collecte d'échantillons au niveau des différents horizons qui a été menée de manière systématique. Cet échantillonnage a été réalisé dans le but d'aboutir à une caractérisation analytique précise des sols et des altérations, ce qui a nécessité le recours à des techniques 'routinières' de la pédologie (pH eau et KCl, granulométrie, détermination des bases échangeables et de la capacité d'échange cationique, évaluation des teneurs en matière organique), mais aussi une étude des formes du fer au moyen d'extractions sélectives (CBD et TAMM), ainsi qu'une analyse minéralogique par diffraction des rayons X. À côté de ces analyses systématiques, plusieurs méthodes d'analyses complémentaires ont été employées au cas par cas (sédimentologie des dépôts, pétrographie et micromorphologie sur lames minces, approche géochimique en microscopie électronique et spectrométrie d'émission X).

### **3.2.1. pH eau et KCl**

Parmi les analyses de routine en science du sol, la détermination du pH est sans doute l'une des plus systématiques. Les mesures de pH sont faites au pH-mètre à électrode de verre en laboratoire. Elles ont été réalisées sur des échantillons de 10 g de terre fine mis en suspension dans de l'eau osmosée d'une part (pH eau) et dans une solution de chlorure de potassium d'autre part (pH KCl), avec dans les deux cas un rapport sol/solution de 1/2,5.

Le  $\Delta\text{pH}$ , qui exprime la différence entre pH KCl et pH eau, permet habituellement d'obtenir une estimation relative de l'importance et du signe des charges variables (USDA, 2004). En réalité, l'interprétation du  $\Delta\text{pH}$  a souvent été négligée dans les études portant sur les altérations et les sols (BÉTARD *et al.*, soumis). Dans cette étude, une attention plus grande sera accordée à l'interprétation des  $\Delta\text{pH}$  fortement négatifs fréquemment rencontrés dans la zone étudiée et habituellement rares.

### **3.2.2. Analyse granulométrique**

L'analyse granulométrique a également été pratiquée sur des échantillons de 10 g de terre fine, ce qui a impliqué une séparation préalable de la terre fine et des éléments grossiers obtenue par tamisage avec un tamis à mailles de 2 mm.

Après destruction de la matière organique par un traitement à l'H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> à 20 volumes à chaud, les particules minérales sont dispersées grâce à l'utilisation d'un dispersant alcalin, l'hexamétaphosphate de sodium (1 ml à 102 g.l<sup>-1</sup> / g de sol).

L'extraction des argiles (< 2 µm) et des limons fins (2-20 µm) s'est faite par prélèvement à la pipette de Robinson. Les limons grossiers (20-50 µm), les sables fins (50 µm-0,2 mm) et les sables grossiers (0,2-2 mm) ont été séparés ensuite par tamisage. L'expression pondérale des différentes fractions en % a pu être positionnée sur un diagramme triangulaire des textures. L'attribution d'une classe texturale permet de préciser, en combinaison avec la structure, l'essentiel des propriétés physiques du sol.

### **3.2.3. Cations échangeables et capacité d'échange cationique**

L'extraction des cations basiques échangeables (Ca, K, Mg, Na) s'est faite sur des échantillons de 1 g de terre fine selon la méthode de percolation à l'acétate d'ammonium *N* à pH 7. Le dosage des bases échangeables retenues dans la solution de percolation est ensuite réalisé par spectrophotométrie d'absorption atomique. La détermination de la capacité d'échange cationique (CEC) est menée sur les mêmes échantillons. Après lavage du culot de centrifugation à l'alcool éthylique, le dosage de la CEC est déterminé par distillation selon la méthode de KJELDAHL.

Du côté des éléments acides échangeables, seul l'aluminium échangeable a été envisagé ici ; celui-ci est extrait par KCl *N* sur des échantillons de 5 g de sol et son dosage s'effectue ensuite sur l'extrait filtré par spectrométrie ICP.

### **3.2.4. Évaluation des teneurs en carbone et en azote**

La méthode pour la détermination du carbone organique repose sur la transformation en dioxyde (CO<sub>2</sub>) de la totalité du carbone présent dans l'échantillon de terre fine, pour une prise d'essai d'environ 50 g broyée à 250 µm. La réaction s'effectue en portant l'échantillon à une température de 1000 °C en présence d'oxygène. Après séparation chromatographique, la quantité de gaz carbonique formée a été quantifiée au moyen d'un catharomètre (conductibilité thermique) à l'INRA d'Arras.

La teneur en azote total (organique et minéral) est déterminée simultanément par chauffage de l'échantillon à 1000 °C en présence d'oxygène. Les produits de combustion ou de décomposition sont réduits à l'état d'azote moléculaire (N<sub>2</sub>). Les quantités de N<sub>2</sub> ainsi formées sont évaluées selon la même procédure que pour le carbone organique, après séparation chromatographique, au catharomètre.

### 3.2.5. Analyse chimique totale

L'analyse totale a été réalisée sur des échantillons de terre fine pour une prise d'essai de 300 mg. La préparation de l'échantillon nécessite une fusion au métaborate de lithium suivie d'une mise en solution acide. Les éléments en solution (Si, Al, Fe total, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na, P) sont ensuite déterminés par spectrométrie d'émission atomique utilisant une source à plasma d'argon généré par couplage inductif (ICP-AES : *Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy*). Un étalonnage à l'aide de standards géochimiques ayant subi le même traitement que les échantillons est systématiquement mené pour contrôler la qualité des résultats. Ces analyses ont été réalisées au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) du CRPG-CNRS de Nancy.

Afin de mieux rendre compte du degré d'évolution géochimique des profils d'altération étudiés, des indices d'altération ont été calculés à partir des résultats de l'analyse totale, l'objectif étant de fournir des indicateurs comparatifs de l'état d'avancement de l'altération. De nombreux indices d'altération existent et sont plus ou moins utilisés par les auteurs travaillant sur l'altération ou les sols (voir PRICE & VELBEL, 2003, et aussi MIGOÑ, 2006, pour un panorama récent sur les différents indices d'altération existants). Parmi les indices évalués dans le travail de recensement de PRICE & VELBEL (2003), le *Weathering Index of Parker* (WIP) est considéré comme le plus approprié et le plus fiable pour l'étude de profils d'altération développés aux dépens de roches métamorphiques de composition hétérogène. Sa formule est la suivante :

$$\text{WIP} = (100) [(2\text{Na}_2\text{O}/0,35) + (\text{MgO}/0,9) + (2\text{K}_2\text{O}/0,25) + (\text{CaO}/0,7)]$$

Grâce à l'incorporation dans sa formule des éléments alcalins et alcalino-terreux les plus mobiles (sodium, magnésium, potassium et calcium), le WIP fournit des valeurs qui diffèrent de façon expressive par rapport à celles du matériau parental et apparaît ainsi comme un indicateur intéressant pour rendre compte du sens de l'évolution géochimique des profils. Ces caractéristiques, combinées à la simplicité de sa formule de calcul, en font un indice de



premier choix, facilement applicable à l'étude de profils d'altération de la zone étudiée principalement développés sur substratum gneissique. Il doit être noté que les valeurs du WIP sont inversement proportionnelles à l'avancement de l'altération (progression théorique négative de bas en haut des profils).

Afin de décrypter au mieux toutes les nuances de l'état d'altération des profils, le choix d'un second indice d'altération a été envisagé pour compléter les valeurs du WIP. C'est le *Chemical Index of Alteration* (CIA), proposé par NESBITT & YOUNG (1989), qui a été choisi. Réputé d'une bonne fiabilité (PRICE & VELBEL, 2003), c'est l'un des indices les plus utilisés dans les études portant sur les manteaux d'altérites ou d'arènes (cité dans MIGOÑ & THOMAS, 2002). Sa formule est la suivante :

$$\text{CIA} = (100) [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$$

Son calcul revêt donc aussi un intérêt particulier pour notre étude en facilitant les comparaisons ultérieures avec d'autres profils d'altération de la zone tropicale ayant bénéficié du calcul de cet indice. Contrairement au WIP, les valeurs du CIA sont proportionnelles à un état d'altération croissant (progression théorique positive de bas en haut des profils).

### 3.2.6. Extractions sélectives des formes du fer

Deux méthodes d'extraction utilisant des réactifs chimiques sélectifs (adaptées d'après JEANROY, 1983) ont été employées pour tenter de séparer les différentes formes du fer pour chacun des horizons des profils étudiés. Les extractions sélectives sont réalisées sur la fraction < 2 mm et le dosage des teneurs en fer est ensuite déterminé au spectrophotomètre d'absorption atomique.

#### *A – Extraction par attaque CBD (Citrate-Bicarbonate-Dithionite)*

L'extraction par le réactif CBD est réalisée à chaud selon le protocole établi par MEHRA & JACKSON (1960). Ce réactif a la particularité d'extraire la totalité du fer libre (formes amorphes et formes cristallisées). Il s'avère particulièrement utile pour caractériser les différentes formes du fer dans les pédogenèses accompagnées d'une rubéfaction importante (SÉGALEN, 1971) et peut être considéré comme un bon traceur de l'évolution des sols. Cette méthode, d'une bonne fiabilité et largement employée, facilitera en outre les comparaisons avec les données de la bibliographie portant sur des sols de nature comparable.

### *B – Extraction par le réactif de TAMM (oxalate d'ammonium-acide oxalique)*

L'extraction par l'oxalate d'ammonium tamponné à pH 3 par l'acide oxalique (ou réactif de TAMM) permet la détermination des constituants amorphes et para-cristallins (oxydes mal cristallisés) présents dans les sols. Le dosage de ces formes 'actives' du fer permet de déduire en même temps la part des oxydes bien cristallisés au sein du fer dit « libre » extrait par CBD. L'ensemble de ces extractions sélectives peut ensuite être comparé aux quantités de fer total telles qu'elles peuvent être déduites des résultats de l'analyse chimique totale par ICP-AES (cf. *supra*).

### **3.2.7. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX)**

Des déterminations de composition minéralogique des sols et des altérites, et notamment de leur fraction argileuse (< 2 µm), ont été réalisées pour l'ensemble des échantillons des profils étudiés à l'aide de la diffractométrie des rayons X (DRX) au laboratoire HydrASA de l'Université de Poitiers. Ces opérations de détermination minéralogique s'appuient sur la réalisation de plusieurs types de diffractogrammes.

En premier lieu, des diffractogrammes obtenus à partir de poudres désorientées ont été réalisés à l'aide d'un diffractomètre PHILIPS Analytical XPert Pro utilisant une radiation  $\text{CuK}\alpha$  et un détecteur à sélection d'énergie X'CeLerator. Les diffractogrammes de poudre sont utilisés afin de déterminer la composition minéralogique globale de l'échantillon analysé (balayage dans un large domaine angulaire compris entre 2,5 et 65° 2 $\theta$ ).

Ensuite, des diffractogrammes obtenus sur préparations orientées ont été effectués par l'utilisation d'un diffractomètre SIEMENS Kristalloflex D500 avec une radiation  $\text{CuK}\alpha$  et un détecteur à sélection d'énergie Kevex. Ces analyses permettent la détermination des minéraux argileux, principalement concentrés dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm. L'étude de routine des minéraux argileux repose sur l'analyse de deux diffractogrammes de préparation orientée : (1) séchée à l'air ambiant (« normal ») ; (2) saturée à l'Éthylène-Glycol (« glycolé »). Les conditions expérimentales employées sont ici un balayage de 2,5 à 35° 2 $\theta$ , avec un pas de temps de 0,02° 2 $\theta$  et un temps de comptage de 5 secondes pour les lames orientées séchées à l'air, et un balayage de 2,5 à 25° 2 $\theta$  avec les mêmes autres conditions pour les lames glycolées.

D'autres diffractogrammes de préparation orientée ont été obtenus pour une identification plus précise des minéraux argileux après réalisation d'une saturation ionique avec  $K^+$  et après différents chauffages successivement aux températures de 110 °C, 330 °C et 550 °C afin d'accentuer la fermeture de certains minéraux à 10 Å. Enfin, des tests au formamide ont été réalisés sur certaines préparations orientées pour différencier les halloysites des interstratifiés kaolinite-smectite au niveau du pic dissymétrique vers 7 Å.

### 3.2.8. Méthodes d'analyse complémentaires

En marge des analyses précédemment exposées qui ont été systématiquement réalisées pour chaque échantillon de sol ou d'altérite, des méthodes et des techniques complémentaires ont été employées pour compléter ce corpus d'analyses lorsque cela s'est avéré nécessaire. Ce sont essentiellement l'usage de techniques sédimentologiques pour l'analyse des dépôts, une étude pétrographique et micromorphologique sur lames minces et enfin des observations en microscopie électronique (MEB) couplées à des microanalyses.

#### *A – Analyse sédimentologique des dépôts*

Les méthodes et techniques de sédimentologie se sont avérées être un complément indispensable à notre étude dès lors qu'une unité morphopédologique correspondait à une formation sédimentaire, et en particulier lorsque les formes ou les sols en question s'étaient formés aux dépens de sédiments meubles. L'usage de la sédimentologie n'a donc pas été systématique mais a surtout été le moyen pour nous de lever une incertitude sur l'origine, les agents de transport et le mode de mise en place final d'un dépôt ayant une traduction dans le relief ou dans les sols. La sédimentologie a permis également d'extraire et d'exploiter les informations contenues dans les sédiments pour mieux comprendre la genèse des paysages morphopédologiques régionaux.

Les analyses sédimentologiques réalisées dans le cadre de ce travail ont été effectuées au Laboratoire de Géographie Physique de l'IGARUN et à l'Institut des Matériaux (IMN) qui dépendent tous deux de l'Université de Nantes. Ces analyses sont triples :

- **La granulométrie** est l'étude de la répartition statistique de la taille des éléments qui composent une population sédimentaire. Elle renseigne sur le dernier mode de transport et les conditions de dépôt final (COQUE, 1988). L'analyse granulométrique peut s'effectuer sur différentes dimensions (blocs et galets : > 2 cm ; graviers : 2 cm à 2 mm ; sables : 2 mm à 50 µm ;

microgranulométrie :  $< 50 \mu\text{m}$ ). La plus fiable et la plus intéressante de ces dimensions pour mettre en évidence les grands modes de transport et de dépôt est la granulométrie des sables, la seule à avoir été envisagée dans cette étude. Celle-ci a été réalisée sur des échantillons d'environ 100 g par tamisage à sec sur des tamis aux mailles à progression géométrique  $^{10}\sqrt{10}$  (norme AFNOR) allant de 2 mm à  $50 \mu\text{m}$ . Les résultats granulométriques exprimant la distribution pondérale en % des différentes sous-fractions du sable ont été représentés sous forme de courbes cumulatives de fréquence semi-logarithmiques. Ces courbes ont servi au calcul d'indices numériques nécessaires à l'interprétation finale des conditions de dépôt du sédiment.

- **La morphoscopie** est l'étude combinée de la forme et de l'aspect de surface des grains de quartz. Cette analyse est limitée aux seuls grains de quartz car ils possèdent une forme et un aspect de surface bien spécifiques en fonction des actions mécaniques qui ont été à l'œuvre, et aussi parce qu'ils conservent bien les traces anciennes de ces actions mécaniques (héritages). En cela, la morphoscopie peut renseigner sur les remaniements éventuels et environnements de dépôt successifs. Pour chaque échantillon, les observations morphoscopiques à la loupe binoculaire ont été menées sur une cinquantaine de grains pour chaque refus des mailles à  $315 \mu\text{m}$  et  $500 \mu\text{m}$  issus de l'analyse granulométrique.
- **L'exoscopie des quartz** est l'étude des caractères distinctifs de l'aspect de surface des grains de quartz par des observations au microscope électronique à balayage (MEB). Le microscope utilisé pour ces observations à très forts grossissements est un microscope de type JEOL JSM 5800 LV, hébergé par le service commun de microscopie électronique à balayage et de microanalyse X de l'Institut des Matériaux de l'Université de Nantes. Ces observations exoscopiques ont été réalisées sur les mêmes dimensions que celles retenues lors de l'analyse morphoscopique ( $315 \mu\text{m}$  et  $500 \mu\text{m}$ ) et ont portées, pour chacune de ces dimensions, sur une dizaine de grains préalablement lavés à l' $\text{H}_2\text{O}_2$  puis métallisés. La démarche analytique consiste alors en une prospection systématique du relief des grains de quartz contenus dans les dépôts à forte signification morphoclimatique. Par la mise en évidence de phases successives de façonnement, elle peut permettre de préciser la chronologie relative des événements morphogéniques qui se sont succédés jusqu'à la mise en place finale du dépôt.

### *B – Étude pétrographique et micromorphologique sur lames minces*

Pour compléter l'observation macroscopique menée sur le terrain au niveau des roches, des horizons d'altération ou des sols, des prélèvements spécifiques ont été effectués dans les coupes de terrain afin de réaliser ultérieurement des observations microscopiques en laboratoire. Ces prélèvements concernent des échantillons de roches peu ou pas altérés à la base de profils pédologiques, mais aussi des blocs d'altérites et/ou de sols non perturbés et soigneusement orientés. Après induration des blocs de matériaux meubles par imprégnation de résines synthétiques très fluides et polymérisation, l'ensemble des échantillons de roches, d'altérites et de sols a été soumis à la fabrication de lames minces d'environ 30 µm d'épaisseur au Laboratoire HydrASA de l'Université de Poitiers. Ces lames minces ont ensuite été observées au microscope polarisant au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon. En fonction de la nature du matériau analysé sur la lame, ces observations microscopiques ont permis :

- lorsqu'il s'agissait d'**échantillons de roches**, de préciser leur nature pétrographique par l'identification de leurs minéraux constitutifs ;
- lorsqu'il s'agissait d'**échantillons d'altérites**, de décrire les modalités de l'altération ou de l'arénisation, et de mettre ainsi en évidence les modifications ou les transformations par rapport à l'échantillon de roche 'saine' ;
- lorsqu'il s'agissait d'**échantillons de sols**, d'identifier des microstructures qui pouvaient permettre de préciser ou de confirmer certains traits pédologiques (exemple : revêtements) ou d'éventuelles perturbations biologiques.

### *C – Observations en microscopie électronique à balayage (MEB) et microanalyses sur lames minces*

Le microscope électronique à balayage est un outil d'investigation sophistiqué offrant de nombreuses possibilités en vue d'une approche géochimique et cristallographique approfondie des modalités de l'altération. Une caractérisation sommaire de cette altération a déjà pu être esquissée grâce à l'étude micromorphologique sur lames minces au microscope polarisant et grâce à l'analyse minéralogique par diffraction des rayons X. Le MEB est donc une technique complémentaire, susceptible de résoudre certains problèmes et de répondre aux incertitudes qui concernent la nature ou l'évolution géochimique du manteau d'altération. Par conséquent, son usage n'a pas été systématique, ne serait-ce que pour des questions de coût et d'investigations en temps très longues.

Ce sont les modalités particulières de l'arénisation des gneiss de la zone semi-aride (profil CA1) qui ont posé le plus de difficultés d'interprétation en termes d'évolution géochimique, notamment en raison d'un cortège de minéraux argileux particulièrement diversifié dès l'arène profonde. Les possibilités offertes par le MEB couplé à la spectrométrie d'émission X dispersive en énergie (EDS : *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*), ont permis de caractériser à la fois morphologiquement et chimiquement l'altération des différents minéraux. Ce travail de caractérisation ultra-microscopique a été réalisé à partir des quatre lames minces du profil CA1 confectionnées à l'origine pour l'étude pétrographique et micromorphologique classique. Cette approche géochimique complémentaire au MEB a été menée sur ce profil avec deux objectifs principaux :

- Caractérisation des minéraux sains de la roche mère non altérée, avec en particulier une détermination normative de la composition chimique moyenne des principaux minéraux primaires (biotites et plagioclases essentiellement) ;
- Caractérisation de l'altération des minéraux primaires au niveau de la roche altérée et des niveaux arénisés, en couplant observations morphologiques et analyses chimiques.

Les observations et analyses au MEB ont été réalisées au Laboratoire HydrASA de l'Université de Poitiers, à l'aide d'un microscope de type JEOL JSM-5600LV équipé d'une source à effet de champ permettant d'obtenir un faisceau d'électrons d'une très grande finesse et d'atteindre ainsi une résolution spatiale de quelques dizaines de nanomètres. Couplée à une microsonde de type BRUCKER Xflash Detector 4010, cette haute résolution permet une cartographie élémentaire d'une grande précision et d'une bonne fiabilité. Le principe de la cartographie élémentaire est d'effectuer avec le faisceau d'électrons un balayage qui va amener le faisceau sur chaque point de la zone analysée de l'échantillon. L'analyse de l'émission X sur chacun de ces points permet de déterminer leur composition chimique. Il est ensuite possible d'attribuer, par traitement informatique de l'image, une couleur à un élément donné (exemple : potassium) et de faire une image de sa répartition de surface. La cartographie X est un outil qui peut s'avérer très utile car elle permet d'appréhender d'un seul coup d'œil, à l'échelle d'un ou de quelques cristaux, la distribution d'un élément donné ou les corrélations entre plusieurs éléments. Elle apparaît donc comme un complément intéressant à la microanalyse X ponctuelle dont les estimations quantitatives ont servi au calcul des formules chimiques des minéraux.

### 3.3. TRAITEMENT ET SPATIALISATION DES INFORMATIONS : ÉLABORATION D'UN SIG

Les SIG (Systèmes d'Information Géographique) sont des outils informatiques qui permettent la saisie, le stockage et le traitement d'informations spatiales géoréférencées. Leur utilisation, aussi bien par les géomorphologues que par les pédologues, a été envisagée depuis longtemps et leur intérêt n'est plus à démontrer. Cependant, le développement fulgurant des SIG au cours de la dernière décennie permet d'envisager la cartographie morphopédologique sous un angle nouveau, bien différent de celui développé par les pédologues de l'ORSTOM ou de l'IRAT il y a deux ou trois décennies. La mise en place d'un SIG pour cette étude a donc été retenue comme outil d'aide à l'analyse spatiale des paysages morphopédologiques, avec pour objectifs de gérer et de traiter l'information géographique, puis de la cartographier (Fig. 40).

#### 3.3.1. Acquisition, intégration et traitement des données numériques et numérisées multicouches

Plusieurs fonds cartographiques et imageries disponibles ont été à l'origine de la mise en place de ce SIG. Ce sont essentiellement des données topographiques numériques ou numérisées, des données géologiques numériques, des cartes de sols numérisées ainsi que des images satellitaires. La confrontation et la superposition de ces données de sources et d'échelles variées ont été facilitées grâce à leur disposition dans un même système de référence géographique (géoréférencement). C'est le logiciel *ArcGIS* 8.3 qui a été utilisé pour l'élaboration de ce SIG. Sa fonction simple de stockage et ses nombreuses possibilités de traitement avec les extensions « *Spatial Analyst* » et « *3D Analyst* » ont orienté le choix de ce logiciel et ont été de précieux atouts pour accomplir l'essentiel des tâches inhérentes à ce projet, depuis la saisie des données jusqu'à l'édition graphique.

##### *A – Les données topographiques*

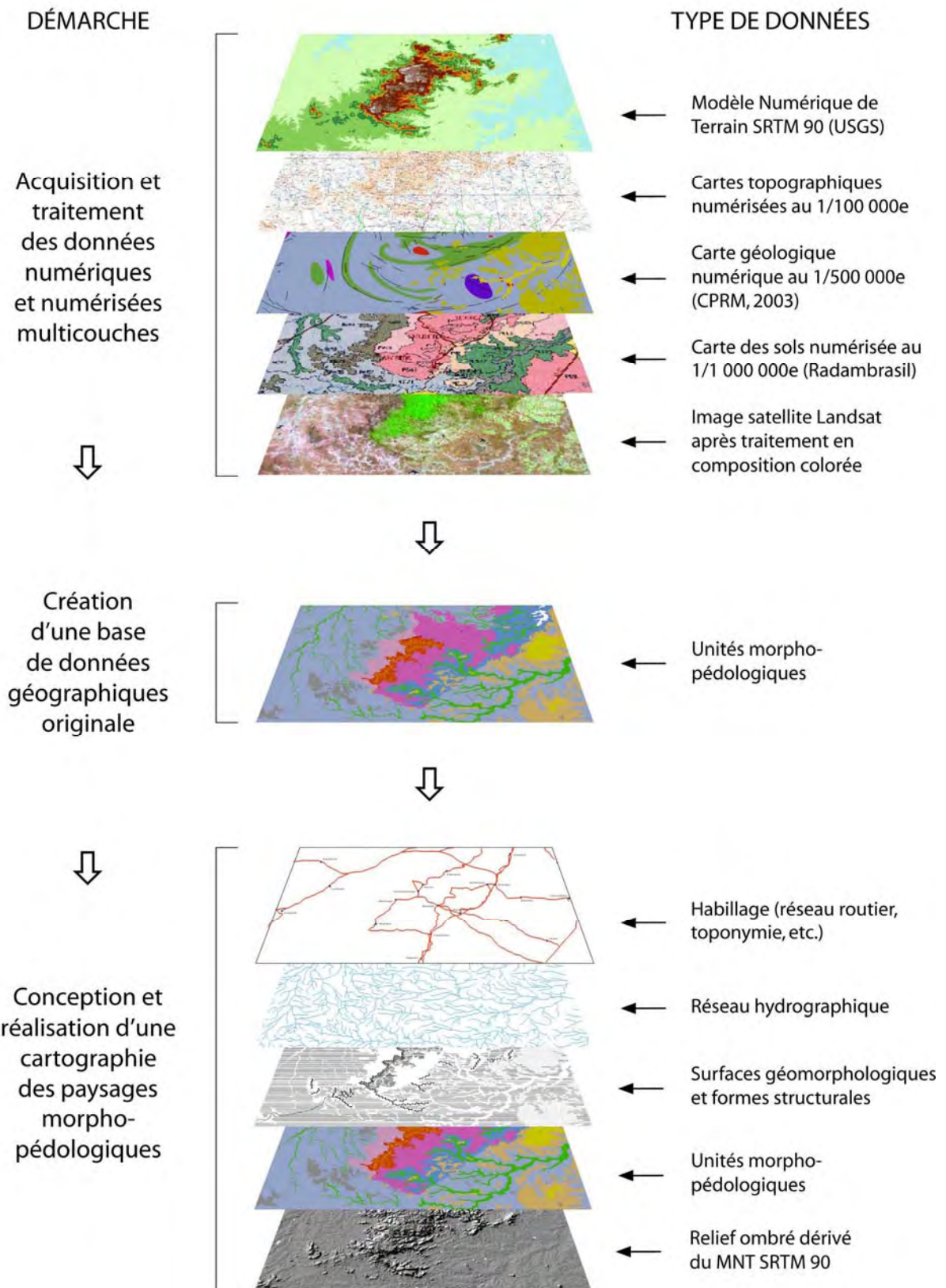
L'une des premières étapes de ce travail a consisté en l'acquisition de données topographiques. **Des cartes topographiques en courbes de niveau** existent à différentes échelles pour la région étudiée, du 1/1 000 000<sup>e</sup> au 1/100 000<sup>e</sup> en passant par le 500 000<sup>e</sup>. Seules les coupures au 1/100 000<sup>e</sup>, les plus précises, ont bénéficié d'une intégration dans le SIG destiné à la création d'une base de données inédite et à la réalisation d'une cartographie

des paysages morphopédologiques. Comme l'ensemble des données géographiques qui ont été intégrées dans ce SIG, ces cartes ont été géoréférencées dans le système de projection UTM WGS 84 (*Universal Transverse Mercator – World Geodesic System of 1984*). La bonne précision du réseau hydrographique figurant sur ces fonds topographiques a permis sa digitalisation en vue d'une utilisation comme support principal de l'information hydrographique. En revanche, l'équidistance de 40 mètres des courbes de niveau ne nous a pas paru satisfaisante pour une digitalisation dans la perspective d'une conversion sous forme de modèle numérique de terrain (MNT).

En l'absence de cartes à plus grande échelle et afin de pallier au manque de données topographiques, notre effort s'est donc porté vers l'acquisition de **modèles numériques de terrain** ayant une meilleure résolution verticale. Ceci a été rendu possible dès le début du travail de thèse grâce à la mise à disposition gratuite sur le site internet de l'USGS (*U.S. Geological Survey*), en septembre 2003, d'un modèle numérique de terrain à 3 secondes d'arc (soit une résolution spatiale d'environ 90 mètres) pour une résolution verticale de 16 mètres. Ce MNT, qui couvre 80% de la surface des terres émergées, est issu de la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) lancée conjointement par la *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) et la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) le 11 février 2000, dans le but d'obtenir une base de données topographiques mondiale à haute résolution. La collecte des informations altimétriques par la navette spatiale *Endeavour* a reposé sur la technique d'interférométrie radar (RABUS *et al.*, 2003).

L'intérêt d'une utilisation du MNT SRTM 90 est évident dans la mesure où les cartes topographiques existantes fournissent une résolution verticale inférieure. L'intégration de ces données numériques dans le SIG a donc servi de base topographique pour la réalisation de la cartographie des paysages morphopédologiques et pour la création de cartes dérivées (carte hypsométrique, carte des pentes, relief ombré) et autres formes de traitement nécessaires (construction de surfaces-enveloppes, de profils topographiques, de blocs-diagrammes, etc.). A côté du SRTM 90, on a aussi disposé du SRTM GTOPO30 à 30 secondes d'arc (~900 m), version améliorée de l'ancien GTOPO30, pour des analyses spatiales et des visions à plus petite échelle. Il doit être signalé que le principal handicap du modèle numérique de terrain SRTM 90, produit par radar interférométrique, est d'inclure la hauteur des arbres et des bâtiments dans le calcul de la topographie. Compte tenu de l'incertitude sur la précision verticale du MNT qui est de 16 mètres, ceci constitue surtout une gêne importante dans les régions de végétation haute associées à un relief peu accentué (exemple : plaines d'Amazonie brésilienne).





**Fig. 40** – Traitement et spatialisation des informations : élaboration d'un SIG et démarche suivie en vue d'une cartographie des paysages morphopédologiques de la zone d'étude.

## B – Les données géologiques

L'acquisition de données géologiques d'une bonne fiabilité est aussi indispensable que celle des données topographiques pour la délimitation des unités morphopédologiques. La lithologie, en particulier, représente un dénominateur commun à la morphogenèse et à la pédogenèse (TRICART, 1978). C'est donc une donnée de première importance.

La précision et le degré de fiabilité des cartes géologiques disponibles pour la région étudiée sont très variables et les renseignements qu'elles contiennent ne répondent que très inégalement aux besoins de l'étude. Néanmoins, le CPRM, équivalent brésilien du BRGM en France, a publié récemment deux cartes géologiques sous forme de CD-Rom, l'une à 1/5 000 000<sup>e</sup> pour le Brésil tout entier (CPRM, 2001), l'autre à 1/500 000<sup>e</sup> pour l'Etat du Ceará (CPRM, 2003). Malgré de petites échelles qui constituent une limitation certaine, ces deux cartes n'en constituent pas moins de précieux supports pour notre étude en raison de l'intégration de leurs données dans un SIG sur le CD-Rom lui-même. Le transfert de ces cartes géologiques dans notre propre SIG a évidemment été facilité grâce à leur existence sous ce format numérique. Les précieuses informations qu'elles contiennent ont pu être complétées par celles fournies par les cartes structurales à différentes échelles publiées dans certains articles (CABY & ARTHAUD, 1986 ; CARNEIRO *et al.*, 1989 ; CABY *et al.*, 1995 ; MONIÉ *et al.*, 1997 ; BRITO NEVES *et al.*, 2000) ou par de rares coupures géologiques, notamment celle au 1/150 000<sup>e</sup> de la région métropolitaine de Fortaleza qui a permis l'observation d'un plus grand niveau de détail dans la partie septentrionale du site d'étude principal (BRANDÃO, 1995).

C'est la **carte géologique du Ceará à 1/500 000<sup>e</sup>**, la plus récente et la plus fiable selon nous, qui a été retenue comme support principal des données spatiales sur la lithologie et sur la fracturation pour la cartographie de la zone d'étude. Ces données ont servi de manière utile à la reconnaissance géologique de terrain et ont facilité les recherches préliminaires sur les formations superficielles. Elles ont été progressivement complétées ou modifiées à cause de la découverte de gisements nouveaux sur la sédimentation tertiaire et quaternaire (sédiments Barreiras *sensu lato*).

## C – Les données pédologiques

Plusieurs cartes de sols ont été utilisées dans ce travail en vue de leur intégration dans le SIG et ont servi aussi à la reconnaissance préliminaire effectuée sur le terrain. Parmi les cartes qui ont été numérisées et géoréférencées, la carte des sols de la feuille Natal-

Jaguaribe extraite du **volume Radambrasil** (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b) a constitué le fond pédologique de référence pour cette étude, car jugé le plus fiable, malgré une faible précision spatiale liée à sa petite échelle (1/1 000 000<sup>e</sup>). On mesure là l'intérêt d'une cartographie détaillée des paysages morphopédologiques afin de pallier au manque de données pédologiques à plus grande échelle dans cette région du Brésil. La carte des sols de l'État du Ceará levée par LEITE & MARQUES (1997) bénéficie d'une échelle un peu plus grande (1/500 000<sup>e</sup>) mais le niveau de détail ne s'en ressent pas. Un constat identique peut être fait pour la carte des sols mise à jour en 2004 par l'IPECE (2004). Les travaux des pédologues de l'Université du Ceará qui portent sur des secteurs restreints du massif de Baturité ou de son piémont sont rarement accompagnés d'une carte détaillée de la couverture pédologique étudiée (FRUTUOSO DO VALE, 1991 ; LIMA, 1983 ; LIMA & LIMA, 1984 ; LIMA & PEREIRA, 1993). Leur utilité a été surtout mesurée lors de la confrontation de nos résultats avec les descriptifs et tableaux d'analyse qu'ils contiennent.

#### *D – Les données satellitaires*

Deux images satellitaires multispectrales de type Landsat ont été utilisées dans ce travail. Elles couvrent chacune le même carré de 185 km de côté dans lequel le massif de Baturité est légèrement excentré vers le nord-est. Les images brutes ont été téléchargées gratuitement à partir du site internet de l'Université du Maryland (UMIACS : *University of Maryland Institute for Advanced Computer Studies*). Ce sont :

- **une image Landsat de type TM** (*Thematic Mapper*) : elle a été prise par le satellite Landsat-5 le 26/07/1993 et est constituée de 7 canaux (trois dans le visible, une dans le proche-infrarouge, deux dans le moyen-infrarouge et une dans l'infrarouge thermique). L'image acquise est une image orthorectifiée dont la résolution spatiale est de 30 mètres dans le multispectral et de 120 mètres dans le thermique ;
- **une image Landsat de type ETM+** (*Enhanced Thematic Mapper plus*) : celle-ci a été prise par le satellite Landsat-7 le 7/10/1999 et possède presque les mêmes caractéristiques que l'image Landsat TM. Les principales différences sont l'existence d'une huitième canal de type panchromatique d'une résolution de 15 mètres et l'amélioration à 60 mètres dans l'infrarouge thermique. La prise de l'image à une période différente de l'année justifie l'utilisation et l'analyse des deux images (nuances dans l'aspect de la végétation, différences dans l'humidité des bas-fonds, etc.).

Les données brutes téléchargées ont ensuite été traitées sous le logiciel *Envi 4.0* afin de produire différents types de compositions colorées en fonction des canaux utilisés. Au final, les compositions colorées sélectionnées ont bénéficié d'une intégration dans le SIG destiné à stocker l'ensemble des données nécessaires à la cartographie des paysages morphopédologiques. La couverture de photographies aériennes, uniquement disponible pour la bande côtière du Ceará et pour une petite partie seulement de la zone d'étude, n'a pas pu être ajoutée aux autres données spatiales malgré le grand intérêt qu'elle aurait pu avoir. Il reste que la superposition et le traitement de toutes les données acquises vont constituer le support spatial de référence à la création d'une base de données inédite pour la délimitation des unités morphopédologiques.

### **3.3.2. Création d'une base de données géographiques et attributives originale**

En vue d'une gestion informatique optimale et dans la perspective du développement ultérieur de cartes à vocation thématique (exemple : carte des types d'altération, carte de la répartition des minéraux argileux caractéristiques, etc.), c'est sous ses deux aspects, géographiques et attributifs, que l'information de base de la carte morphopédologique a été saisie sous le logiciel *ArcGIS 8.3*. Ces deux composantes de la base de données apparaissent comme complémentaires et indissociables et faciliteront en outre d'éventuelles mises à jour.

#### *A – Base de données géographiques*

La création d'une base de données géographiques correspond à la digitalisation des entités surfaciques qui vont représenter les unités morphopédologiques élémentaires de la carte finale. La délimitation de ces unités a pu être mise en évidence dès la reconnaissance de terrain puis a été complétée, affinée et validée grâce à la confrontation des différentes données spatiales présentées précédemment (correspondances avec des limites topographiques, géologiques, pédologiques ; délimitation aussi à l'aide des images satellitaires traitées de type Landsat). Ces nouvelles données géographiques ont nécessité la création d'un 'fichier de forme' (*shape file*) de type polygonal dans le module *ArcCatalog* du logiciel *ArcGIS 8.3*. Ce nouveau 'fichier de forme' a été géoréférencé conformément au système de projection prédéfini UTM WGS 84.

### *B – Base de données attributives*

À côté de la composante purement spatiale ou géographique, la création d'une base de données attributives permet de rassembler l'ensemble des informations décrivant et hiérarchisant le contenu des unités cartographiques délimitées spatialement. Les informations répertoriées dans cette base de données alphabétique sont principalement celles relatives à la future légende de la carte : ce sont d'abord les différents niveaux hiérarchiques des unités et sous-unités morphopédologiques, la nature lithologique du sous-sol, le type d'altération, le cortège des minéraux argileux, les classes de sols du référentiel mondial WRB (FAO, 2006) et enfin les classes de sols du nouveau système brésilien de classification (SIBCS, 2005). Ces données ont été encodées pour toutes les entités surfaciques précédemment digitalisées. L'existence d'une base de données comme celle-ci permet d'envisager des traitements statistiques ou des opérations de sélection ultérieurs en vue de la réalisation de cartes thématiques. À l'avenir, ces informations pourront être complétées et enrichies par celles issues de la multiplication des descriptions morphologiques et déterminations physico-chimiques des horizons des profils caractérisant chacune de ces unités.

### **3.3.3. Conception et réalisation d'une cartographie des paysages morphopédologiques**

Pour mener à bien le projet de cartographie morphopédologique envisagé dès le début de ce travail de thèse, il a fallu choisir une méthode de représentation compatible avec la problématique et les objectifs de l'étude. En ce sens, la carte et la légende représentent le bilan des observations et traduisent le résultat des principales interprétations.

#### *A – Méthode de représentation cartographique*

Avant d'expliquer la méthode de représentation cartographique utilisée, il convient d'abord de préciser le choix de l'échelle retenue pour la carte. Malgré l'existence du fond topographique au 1/100 000<sup>e</sup> qui a constitué un support de référence pour les relevés de terrain et pour la base de données géographiques, cette échelle a tout de suite été exclue en raison du manque de données suffisamment nombreuses et précises sur les sols et aussi pour assurer la lecture d'une carte au format encore maniable, eu égard à l'étendue relativement importante de la zone d'étude (90 x 65 km). Les échelles au 1/500 000<sup>e</sup> et 1/1 000 000<sup>e</sup>, qui sont celles des cartes géomorphologiques et pédologiques existantes, ont été jugées trop

petites pour rendre compte du niveau de détail escompté. C'est donc l'échelle intermédiaire du 1/250 000<sup>e</sup> qui a été retenue pour la cartographie des paysages morphopédologiques du massif de Baturité et de son piémont. Cette échelle semble adaptée à la fois aux données du terrain et du SIG.

Le mode de représentation cartographique utilisé doit être adapté à la problématique et aux objectifs de l'étude. S'inscrivant nécessairement dans la lignée de travaux cartographiques de tradition morphopédologique, le choix du mode de représentation veut cependant s'en démarquer par une attention plus grande portée à la variable géomorphologique, souvent réduite à sa plus simple expression, celle de la topographie ou du système de pentes, dans un type de carte habituellement réalisé par des pédologues. Il faut dire que l'objectif de la carte morphopédologique consistait jusqu'ici davantage à délimiter des terroirs en vue d'une utilisation rationnelle des terres qu'à éclairer la genèse des paysages. Comme le soulignait très justement GUNNELL (1996a), la carte était alors orientée vers une « problématique d'aval » et non vers une « problématique d'amont ». La méthode plus récente de cartographie des « pédopaysages » initiée par ROBBEZ-MASSON *et al.* (1991) propose d'utiliser des critères de description extrinsèques au sol (végétation, géologie, géomorphologie, etc.) pour aboutir à un modèle d'organisation spatiale de la couverture pédologique mais délaisse encore l'aspect génétique du relief ou du sol au profit d'orientations directes vers une mise en valeur agricole.

Compte tenu des objectifs fixés au départ de ce travail, c'est d'abord vers cette problématique d'amont, celle de la genèse des paysages morphopédologiques, que s'oriente le choix d'une méthode de représentation cartographique, ce qui n'empêche pas d'en tirer des enseignements applicables. Dans les cartes issues des méthodes conventionnelles qui privilégient la composante pédologique/agronomique, la différence de niveau scalaire qui existe par exemple entre aplanissement et modelé a souvent tendance à être quelque peu brouillée, voire complètement effacée comme dans le concept de pédopaysage, ce qui constitue une entrave à la compréhension globale du milieu. Le mode de représentation adopté doit pouvoir rendre compte de ces hiérarchies scalaires et de ces générations de formes, utiles pour reconstituer l'histoire du sol lui-même, tout en exprimant un modèle cohérent d'organisation spatiale du modelé, des altérations et des sols. Comme ces trois composantes sont interdépendantes, car étroitement liées par une même histoire dictée par le jeu des interférences morphogénèse/pédogénèse, leurs relations dans l'espace et dans le temps deviennent plus facilement lisibles et compréhensibles par l'utilisation d'une méthode de représentation qui les associe au sein d'une même unité définie par un figuré unique (en l'occurrence une couleur).

Telle que nous la concevons, la carte doit permettre de distinguer, en première lecture, des unités de grande taille bien différentes les unes des autres par des ensembles de couleurs assez homogènes. Une grande partie de ces unités de premier ordre doit coïncider normalement avec les grands domaines morphostructuraux de la zone d'étude (massif montagneux, plaine sur socle cristallin, bas plateaux sédimentaires) qui, par leur position topographique ou leur lithologie, vont influencer de façon étroite l'organisation des paysages morphopédologiques. Malgré l'apparente homogénéité qui doit se dégager des principaux domaines, il doit être possible d'observer des différences de détail faisant la spécificité des associations de modelés et de sols, même à une échelle assez petite comme celle envisagée ici. D'où la présence de sous-unités de second ordre. Lorsque les sous-unités ont été nettement individualisées sur le terrain ou sous SIG, c'est-à-dire quand une unité géomorphologique correspond exactement à un type de sol, on est dans le cas le plus simple, c'est-à-dire celui où l'unité cartographique correspond à l'unité morphopédologique élémentaire. Mais il arrive parfois que ces sous-unités ne puissent faire l'objet d'une représentation séparée sur la carte en raison de variations rapides du modelé et des sols d'un point à l'autre, formant de véritables mosaïques non identifiables à partir des données spatiales de référence ou non cartographiables pour une raison d'échelle.

À côté de ces unités cartographiques élémentaires à caractère polychrome repris de la base de données géographiques créée spécialement à cet effet, des trames pour les surfaces géomorphologiques (surfaces d'érosion, d'accumulation) et des figurés linéaires pour les formes structurales (crêt, hogback, etc.) ont été superposés pour représenter la composante morphostructurale de base du paysage. Celle-ci est souvent délaissée dans les cartes morphopédologiques classiques mais revêt pourtant une grande importance pour comprendre les logiques d'organisation spatiale du modelé et des sols et pour reconstituer leur histoire.

Le choix d'une carte polychrome, l'échelle retenue et la nécessité d'utiliser des figurés supplémentaires pour représenter les surfaces géomorphologiques et les formes structurales ont écarté la possibilité de représenter le relief par des courbes de niveau qui auraient eu pour effet de surcharger la carte. Les indications topographiques sont donc fournies par des points cotés et les courbes de niveau sont remplacées par le rendu contrasté d'une image en relief ombré dérivée du SRTM 90 et définie en arrière-plan. De cette manière, l'intensité de la dissection du relief apparaît immédiatement et le tracé des escarpements de bordure du massif est clairement décelable. Ceci constitue une nouveauté par rapport aux cartes morphopédologiques ou cartes des pédopaysages conventionnelles.

Les données géologiques ou structurales ne figurent pas non plus directement sur la carte. Même si la lithologie exerce une influence certaine sur la morphopédologie, les roches qui constituent l'ossature granito-gneissique du massif de Baturité et de son piémont introduisent rarement des variations importantes dans le modelé et dans les sols, à l'exception des quartzites de l'Unité Independência déjà représentés par des figurés de formes structurales. Quant aux sédiments tertiaires et quaternaires de la Formation Barreiras, leur différenciation d'âge et de faciès est directement reflétée par le découpage morphopédologique des *Tabuleiros* en sous-unités, ce qui ne nécessite pas non plus de figurés supplémentaires. La trame tectonique, particulièrement dense dans la région, a également été exclue de la carte, malgré l'influence déterminante qu'exerce la tectostatique sur le tracé des réseaux hydrographiques et, partant, sur la forme du modelé. Mais comme pour l'hypsométrie, la représentation des failles aurait surchargé la carte, particulièrement au niveau des vallées où figure déjà le tracé du réseau hydrographique.

Ces problèmes de figuration graphique ou d'échelle ont donc impliqué une sélection rigoureuse des données à représenter. L'impossibilité de faire figurer l'ensemble des données topographiques, structurales, mais aussi biogéographiques ou encore pédoclimatiques dans la cartographie des paysages morphopédologiques, avant tout pour des raisons évidentes de lisibilité, ont incité à inclure sous la carte principale six cartons jugés utiles pour une confrontation directe avec ces différents éléments (hypsométrie, géologie, végétation, pluviosité, durée de la saison sèche, drainage climatique).

### *B – Organisation de la légende et lecture de la notice*

La carte privilégie donc les formes du relief, les modes d'altération et les types de sols. La légende est normalement le reflet du contenu scientifique de la carte car elle constitue habituellement une étape de réflexion préliminaire avant même la réalisation graphique de la carte. Celle-ci est présentée sous la forme d'un tableau à double entrée inspiré de celui réalisé par BOURGEON (1989) dans sa carte de reconnaissance des sols du Sud de l'Inde. Les composantes principales du paysage morphopédologique (modelé, géologie, altération, types de sols) sont représentées en colonnes tandis que les différentes facettes morphopédologiques régionales figurent en lignes. Une telle présentation a l'avantage d'être synthétique et de permettre une meilleure visualisation du découpage des paysages morphopédologiques en unités et sous-unités. Au-dessus du tableau sont représentés les figurés supplémentaires portant sur la topographie et l'hydrographie, sur la nature des surfaces géomorphologiques et les formes structurales.



Les principaux types de sols ont été classés suivant deux systèmes de classification, très semblables par leur démarche scientifique (ce sont des référentiels morphogénétiques) et leur contenu taxonomique. Tous deux prennent comme base les processus évolutifs des sols, étroitement liés aux conditions du milieu. En tant que tels, ils apparaissent particulièrement adaptés à une cartographie morphopédologique de ce genre. Ces deux systèmes de classification morphogénétique sont :

- **le référentiel WRB** (*World Reference Base for Soil Resources*) dont la dernière version (FAO, 2006) – considérée comme définitive – bénéficie d'une récente mise à jour de la première version de 1998. Cette dernière correspond elle-même à une amélioration et au remaniement de la légende FAO-UNESCO de la carte mondiale des sols. Adoptée officiellement par l'IUSS (*International Union of Soil Sciences*) depuis 1998, la réalisation de cette synthèse de portée universelle a encouragé le choix de la classification mondiale WRB comme système de référence principal de l'étude morphopédologique, facilitant en même temps les comparaisons ultérieures avec d'autres sols de la zone intertropicale. Les sols de la légende ont été classés suivant les groupements principaux ou unités de premier ordre du système de classification, définis par un horizon (ou des propriétés) 'diagnostiques' et liés à des processus pédogénétiques primaires. La WRB donne aussi une liste de 'qualificatifs' possibles rangés par ordre de priorité (en préfixe et en suffixe), liés à des processus pédogénétiques secondaires, permettant à l'utilisateur de construire des unités de second ordre et d'être ainsi plus précis. Ce découpage en unités de second ordre a seulement été utilisé pour classer les profils de sols analysés dans le texte (cf. Chapitre 4) ;
- **le référentiel SiBCS** (*Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*) qui représente le système de classification officiel des sols au Brésil (SiBCS, 2005). De la même manière, celui-ci a bénéficié d'une refonte récente de la première version qui date de 1999. Comme la WRB, le système de classification brésilien définit avec précision des horizons 'diagnostiques' – selon un procédé de valeurs-seuils comparables – censés traduire au mieux les processus de pédogenèse. Ce référentiel national est en réalité fortement inspiré du WRB, que ce soit pour les appellations taxonomiques, les horizons diagnostiques ou les valeurs-seuils. Ces nombreuses similitudes ont facilité les correspondances entre les deux colonnes de la légende.

Grâce à son aspect synthétique, l'organisation de la légende autorise une lecture de la carte qui peut être indépendante du présent mémoire dans lequel elle est incluse. Toutefois, le chapitre 4 qui suit peut aussi être abordé comme une notice explicative détaillée et comme une clé de lecture importante de la carte. L'organisation des principales unités morphopédologiques en quatre catégories définit le plan du chapitre suivant. Chacune de ces unités bénéficie d'une caractérisation détaillée suivant le même découpage morphopédologique, complété par la présentation du contexte bioclimatique, par la description et l'analyse de profils de référence, par des schémas permettant de préciser les relations spatiales ou temporelles entre les modelés ou les sols d'une zone donnée, ainsi que par un essai d'interprétation d'ensemble systématique.

## Chapitre 4

# Caractérisation détaillée des différentes facettes morphopédologiques du massif de Baturité

Ce chapitre présente les principaux résultats issus de l'étude morphopédologique du massif de Baturité. Ces résultats sont présentés sous forme d'un inventaire original des paysages morphopédologiques pour le massif montagneux et son piémont. C'est la démarche méthodologique exposée dans le chapitre précédent qui a permis d'aboutir à l'identification et la caractérisation détaillée des différentes facettes morphopédologiques exposées ici, accompagnées de l'étude altéro-pédologique systématique de profils de référence. La spatialisation de ces résultats figure sur la carte des paysages morphopédologiques hors-texte qui accompagne le mémoire. Le plan du chapitre reprend celui de la légende de la carte suivant le découpage en unités morphopédologiques. Sont ainsi abordés successivement :

- La zone sommitale du massif de Baturité, à modelé multiconvexe forestier ;
- La zone périphérique de dissection profonde, à pentes fortes et vallées en V ;
- La basse plaine à inselbergs du *Sertão*, qui forme le piémont d'érosion légèrement disséqué du massif de Baturité ;
- Les bas plateaux sédimentaires ou *Tabuleiros*, formant le piémont d'accumulation souligné par une mince série de sédiments cénozoïques.

## **4.1. LA ZONE SOMMITALE DU MASSIF DE BATURITÉ**

La zone sommitale du massif de Baturité (Fig. 41) est assez fortement peuplée et cultivée, comparée aux faibles concentrations démographiques et aux rares surfaces cultivées des plaines semi-arides environnantes. Ceci est dû en grande partie à des conditions hydro-climatiques bien meilleures que celles du *Sertão* semi-aride. Malgré la pression anthropique, la forêt sempervirente qui occupe cette zone, même dégradée, est encore largement dominante en superficie et a pour effet d'entraver les observations sur le modelé et les sols en camouflant les interfluves et en masquant les formations superficielles.

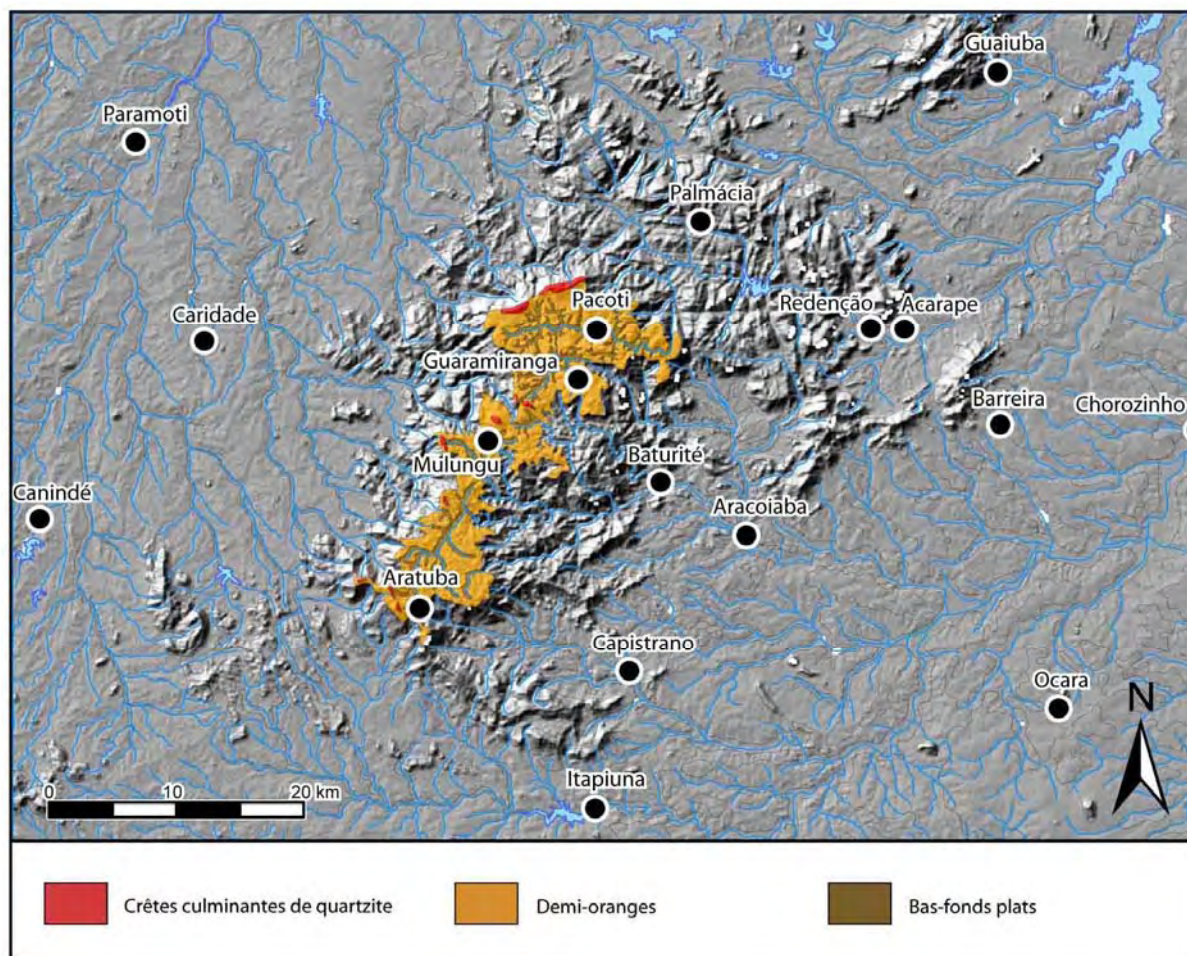
Néanmoins, les nombreux et récents aménagements humains ont multiplié les possibilités d'y observer la couverture pédologique le long des talus de routes, des fossés ou dans les carrières. Toutes ces coupes ont permis de se rendre compte de l'épaisseur considérable du manteau d'altération qui semble être la règle dans cette zone, sauf dans les parties les plus hautes du paysage représentées par les crêtes rocheuses culminantes de quartzite et, indirectement, dans les parties les plus basses, celles des bas-fonds où ce manteau est recouvert de colluvionnements ou d'alluvionnements généralement peu épais.

Après une présentation bioclimatique et morphopédologique générale, l'étude altéro-pédologique de l'une de ces coupes permettra de préciser la nature de l'altération et du sol, représentatifs de ce que l'on observe le plus fréquemment en position d'interfluve. À l'issue de la caractérisation de ce profil, des interprétations générales seront dégagées pour l'ensemble de cette zone, tant sur le plan de la genèse du relief que sur celui de la genèse de l'altération et des sols.

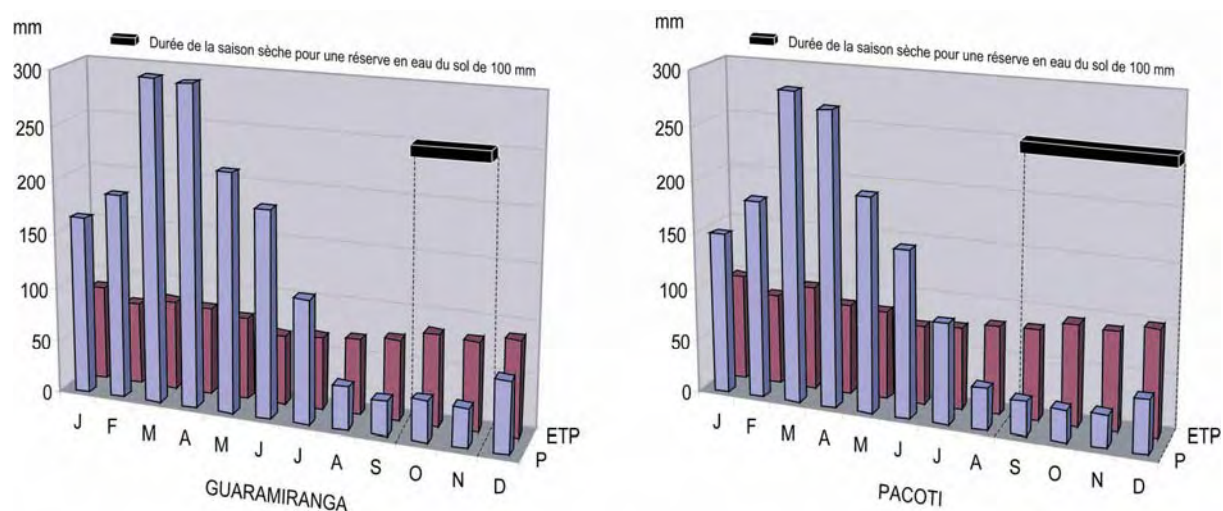
### **4.1.1. Présentation générale**

#### *A – Caractéristiques bioclimatiques*

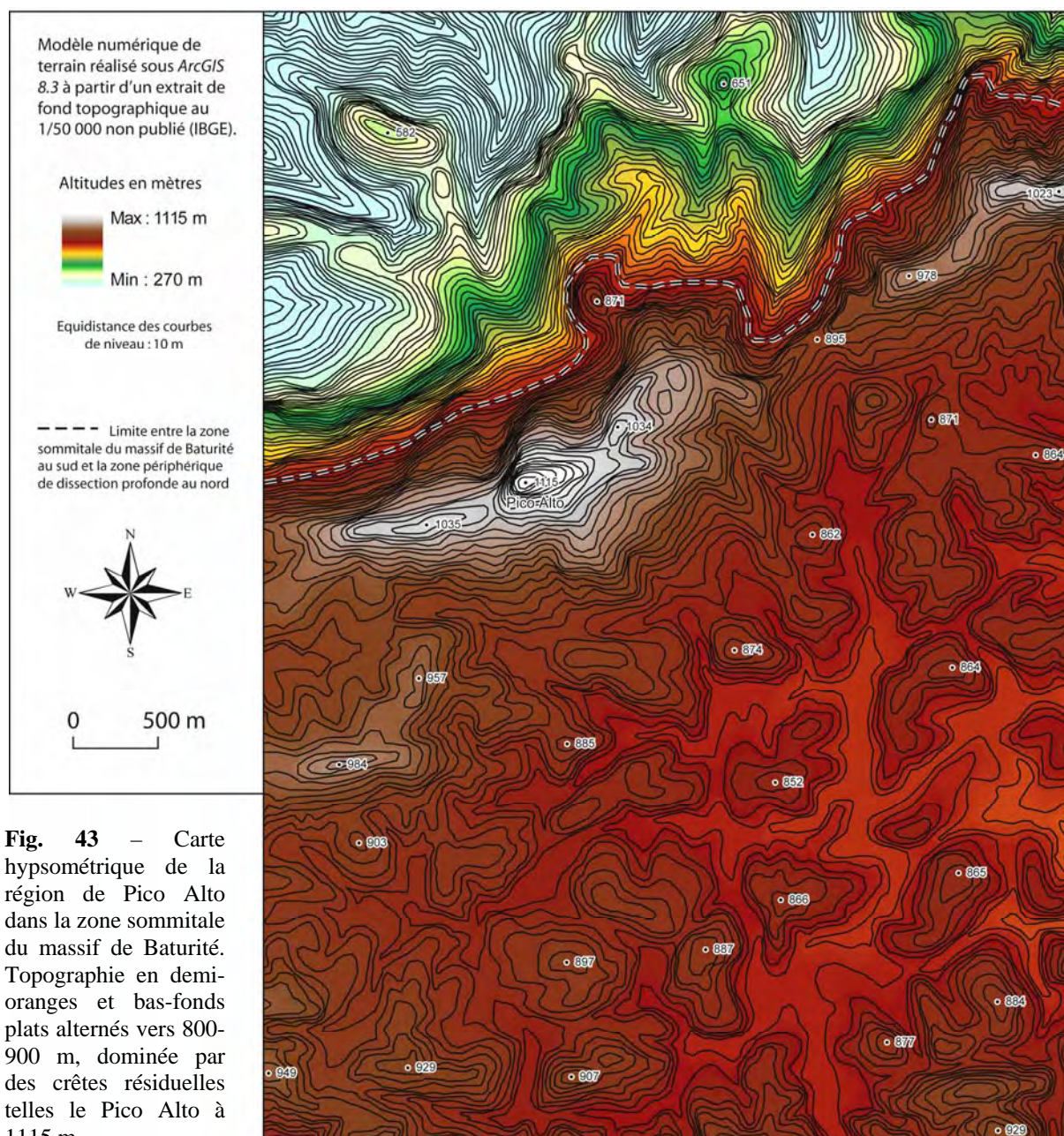
Les stations de Guaramiranga et de Pacoti, toutes deux situées dans la partie sommitale du massif de Baturité vers 800-900 m, ont été considérées comme représentatives de cette zone à climat humide (Fig. 42). L'altitude est responsable de températures relativement basses (20,6 °C de moyenne annuelle à Guaramiranga), sans grandes variations saisonnières (avec un maximum mensuel de 21,3 °C en décembre et un minimum de 19,6 °C en juillet).



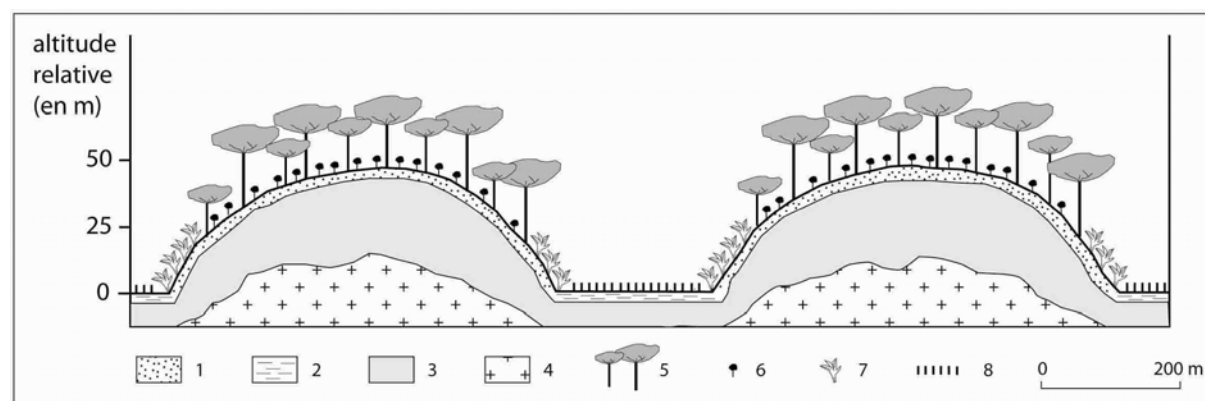
**Fig. 41** – Carte de localisation de la zone sommitale du massif de Baturité et de ses subdivisions morphopédologiques (cf. carte des paysages morphopédologiques hors-texte pour plus de détails).



**Fig. 42** – Diagrammes climatiques de la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide (source des données brutes mensuelles sur la période 1974-2004 : FUNCEME).



**Fig. 43** – Carte hypsométrique de la région de Pico Alto dans la zone sommitale du massif de Baturité. Topographie en demi-oranges et bas-fonds plats alternés vers 800-900 m, dominée par des crêtes résiduelles telles le Pico Alto à 1115 m.



**Fig. 44** – Modelé multiconvexe forestier et terroirs dans la zone sommitale du massif de Baturité. 1 : sol profond sur altérite en place ou remaniée ; 2 : sol jeune sur colluvio-alluvions ; 3 : manteau d'altération ; 4 : roche saine (gneiss) ; 5 : forêt sempervirente (*mata úmida*) ; 6 : caféier ; 7 : bananier ; 8 : cultures maraichères.

Cette zone se caractérise surtout par une pluviosité élevée, ordinairement supérieure à 1300 mm.an<sup>-1</sup>, parfois à 1500 mm.an<sup>-1</sup> comme à Guaramiranga ou Pacoti, avec une longue saison des pluies à maximum d'automne (mars-avril). Elle se définit au contraire par une courte saison sèche édaphique inférieure ou égale à 4 mois. Le drainage climatique est toujours important et dépasse partout 500 mm.an<sup>-1</sup>. Ces conditions climatiques se traduisent sur le plan de la couverture végétale par l'installation d'une forêt sempervirente (*mata úmida*) proche de la *mata atlântica* de la façade orientale du Brésil.

### *B – Modelé global*

Correspondant à la partie culminante du massif, cette zone humide présente un paysage typique de **modelé multiconvexe forestier à demi-oranges et bas-fonds plats** développés dans d'épaisses altérites rougeâtres sur gneiss et micaschistes (Figs 43 et 44). Sur le terrain comme sur les cartes, la sub-égalité des altitudes de ces collines convexes suggère leur rattachement à une même haute surface d'érosion disséquée (vers 800-900 m), elle-même couronnée de **reliefs résiduels de quartzite** tels le Pico Alto (1115 m), point culminant du massif (Photos 7 et 8).

Au pied des buttes culminantes de quartzite, un réseau dense de vallées et de vallons à fond plat, profonds d'une cinquantaine de mètres en moyenne, matérialise cette alternance remarquable de demi-oranges à couvert forestier dense et de bas-fonds plats cultivés. La densité et la géométrie de l'équipement hydrographique, guidé par un réseau de fractures dense et multidirectionnel, ont abouti à l'individualisation de nombreux interfluves de dimension hectométrique à kilométrique qui dérivent de cette haute surface portant encore des reliefs résiduels armés de quartzite. Les bas-fonds, surtout calibrés pour évacuer l'eau des nappes en saison des pluies, parfois drainés par des cours d'eau pérennes dans les vallées principales, présentent une pente longitudinale très faible (< 2 %) car ils sont encore préservés de l'érosion régressive par les multiples bandes de quartzite résistants qui recoupent leur tracé plus en aval. Montrant généralement un profil transversal horizontal au centre et légèrement concave au pied des versants, ces bas-fonds sont souvent tapissés de formations colluvio-alluviales argilo-sableuses peu épaisses ayant permis un développement important des cultures maraîchères dans de nombreux fonds de vallons de cette zone humide.

Entre Mulungu et Aratuba, une coupe d'une dizaine de mètres taillée dans des altérites de micaschistes montre vers le bas la préservation d'une terrasse à gros galets de quartz plus ou moins bien roulés (20-40 cm), environ 15 mètres au-dessus du lit actuel d'un

cours d'eau (point GPS : S 4°22.430' – W 39°01.779'). Le climat actuel franchement humide, synonyme d'altération intense et principalement favorable au transport de sables fins par les rivières, invite à penser que des climats beaucoup plus secs ont dû exister dans la région par le passé géologique pour approvisionner la terrasse en galets et sables grossiers. En raison du positionnement géographique très en amont du cours d'eau concerné, il est cependant probable que les plus gros blocs qui composent cette terrasse proviennent du versant ou des buttes quartzitiques voisines, une partie de l'éroulé pouvant être d'origine chimique.

### *C – Découpage morphopédologique de la zone sommitale du massif de Baturité*

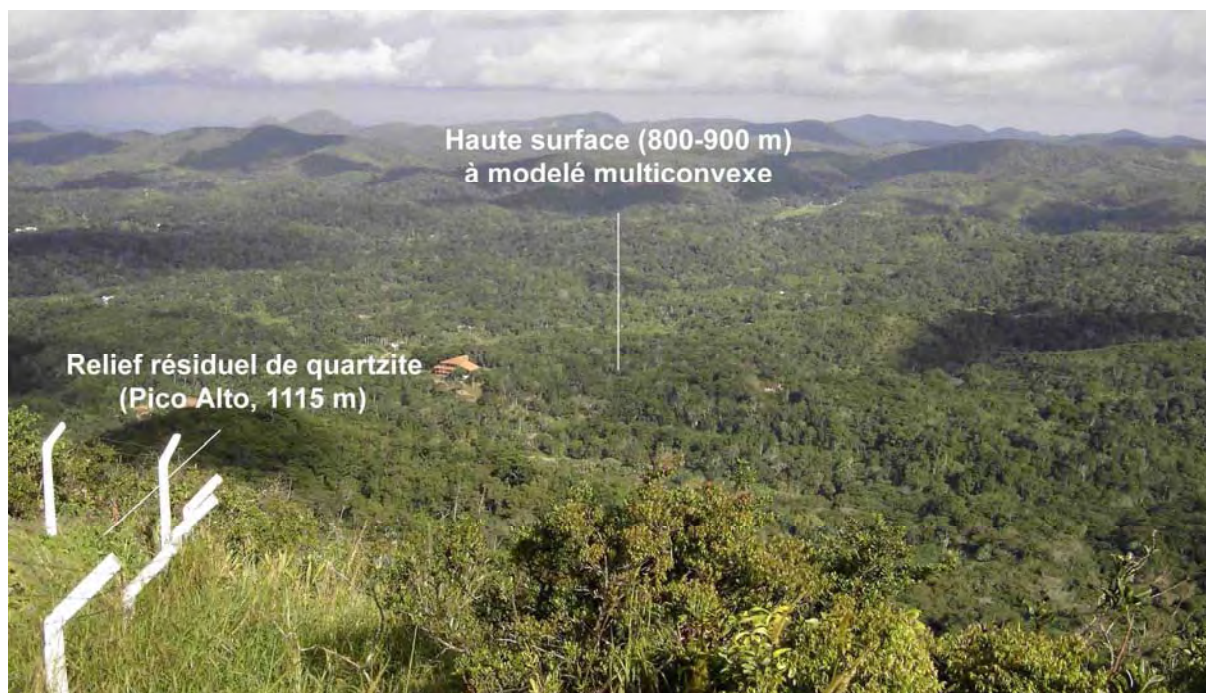
Le travail combiné de reconnaissance morphopédologique de terrain et d'analyse spatiale de cette zone a conduit à distinguer trois sous-unités géomorphologiques qui se différencient également par la nature des altérations et des sols qu'ils portent (Photo 8). Ce sont :

- **Les crêtes culminantes de quartzite**, en position de domination sur tous les autres reliefs, où les affleurements fréquents de roche saine côtoient des sols superficiels sableux riches en matière organique ;
- **Les demi-oranges**, qui forment le niveau géomorphologique fondamental de cette zone sommitale du massif vers 800-900 m, et qui sont associées à d'épais niveaux d'altération ;
- **Les bas-fonds plats**, vallons élémentaires d'une cinquantaine de mètres de profondeur encastrés entre les demi-oranges, recouverts de colluvio-alluvions peu épaisses sur lesquelles se sont développés des sols jeunes.

#### a – Crêtes culminantes de quartzite

Les crêtes culminantes de quartzite correspondent aux points les plus hauts de toute la zone d'étude (1000-1115 m). Par conséquent, elles se distinguent d'abord dans le paysage de la zone sommitale du massif de Baturité par leur position culminante. En dominant de 100 à 200 mètres la haute surface topographique à modelé multiconvexe, elles n'excèdent pas le kilomètre de largeur, ce qui implique des pentes fortes le plus souvent comprises entre 25 et 40 %. Elles se caractérisent aussi par leur homogénéité lithologique puisque l'ossature de ces crêtes est toujours constituée d'un quartzite à muscovite résistant à rattacher à l'Unité Independência d'âge Paléoprotérozoïque. Ces particularités topographiques et géologiques, associées au climat relativement frais et humide d'altitude, sont responsables de sols humifères peu profonds qui alternent avec des affleurements rocheux à Leptosols.





**Photo 7** – Vue panoramique prise depuis la crête quartzitique culminante du Pico Alto (1115 m) en direction du sud-est sur la zone sommitale du massif de Baturité. Depuis cet observatoire naturel, le modelé multiconvexe à demi-oranges et bas-fonds plats alternés apparaît comme formant un niveau topographique relativement uniforme vers 800-900 m, ce qui suggère de le rattacher à une même haute surface d'érosion disséquée et dominée par des reliefs résiduels de quartzite. Cliché F. Bétard.



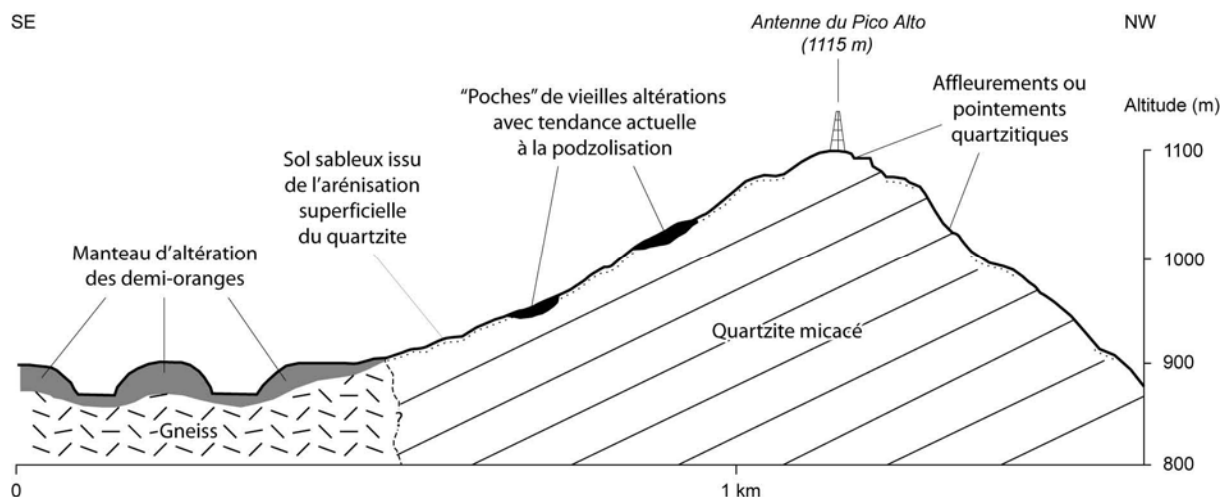
**Photo 8** – Les différentes unités morphopédologiques de la zone sommitale du massif de Baturité : trilogie crête culminante de quartzite / demi-oranges / bas-fonds plats. Cliché F. Bétard.

Ces sols humifères d'altitude, qui n'avaient jamais été décrits jusqu'à présent, correspondent à une pédogenèse complexe développée aux dépens de zones plus altérées en 'poches', ce qui semble refléter un comportement assez hétérogène du quartzite face aux processus d'altération (Fig. 45). Le profil décrit vers 1000 mètres d'altitude, le long de la route qui mène au sommet du Pico Alto, présente la séquence d'horizons suivante (Photo 9 ; voir aussi annexe B pour l'ensemble des données morphologiques et analytiques) :

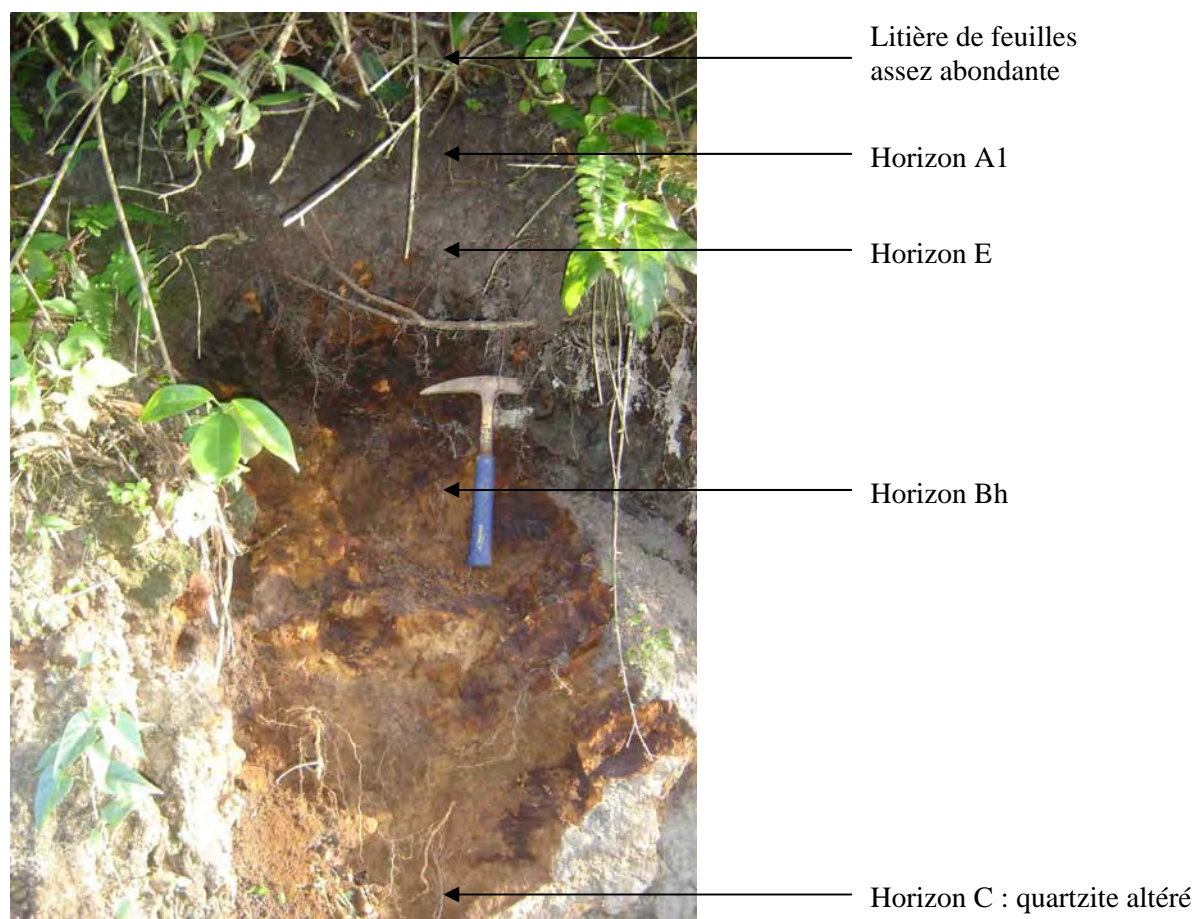
- Un horizon A1 très humifère, brun foncé (7,5 YR 4/2 humide), épais d'une dizaine de centimètres, à texture sablo-limoneuse et à structure massive ;
- Un horizon E plus clair (7,5 YR 5/2 humide), humifère, d'une profondeur comprise entre 10 et 30 cm, riche en sables quartziteux et à structure massive ;
- Un horizon Bh, rouge (2,5 YR 4/6 humide), entre 30 et 90 cm de profondeur, de structure massive à polyédrique anguleuse, possédant de nombreux revêtements organiques (2,5 YR 3/4 humide).

Cette succession d'horizons suggère des indices qui pourraient être ceux de la podzolisation : horizon blanchi (E) et revêtements organiques (Bh) sur une altérite très évoluée (les blocs d'altérite sont très légers bien que correspondant à l'altération d'un quartzite à muscovite peu altérable). Il y aurait ici toute une stratégie à élaborer pour mettre en évidence la podzolisation (FAO, 2006), tout en ayant peu de chance d'aboutir à l'identification d'un véritable Podzol en raison de la faible épaisseur du sol en question. De façon plus vraisemblable, on suggère que ce sol corresponde au stade précoce d'un processus de podzolisation ou *crypto-podzolisation*.

Des analyses pédologiques classiques (Annexe B) ont néanmoins été réalisées pour tenter de préciser les caractéristiques de ce sol. Ces analyses montrent d'abord des pH et une capacité d'échange cationique relativement élevés à mettre en relation directe avec l'exceptionnelle richesse de ce sol en matière organique (teneur en carbone allant jusqu'à 55,20 g.kg<sup>-1</sup> dans l'horizon Bh). La forte contribution de la matière organique à la CEC traduit en contrepartie la faible capacité d'échange des minéraux secondaires (minéraux argileux et oxydes) du matériau quartzitique altéré. La matière organique, abondante et acide, accumulée sur un matériau siliceux tel que le quartzite altéré, favorise ainsi la formation d'associations organo-métalliques mobiles, qui migrent et s'accumulent au sein de l'horizon Bh où dominent normalement les formes amorphes du fer et/ou de l'aluminium (DUCHAUFOR, 2001). Étant donné la situation topographique du sol, les migrations de complexes organo-métalliques sont possiblement orientées latéralement. Il ne s'agit là que d'hypothèses qu'une analyse plus approfondie devra éventuellement tester ultérieurement.



**Fig. 45** – Transect morphopédologique schématique SE-NW à travers la crête culminante de quartzite du Pico Alto. Echelles approximatives.



**Photo 9** – Sol organique observé un peu au-dessus de 1000 mètres d'altitude sur le versant sud-est de la crête quartzitique du Pico Alto. Ce sol complexe, sans doute issu d'un polyphasage, montre des indices qui sont ceux d'un début de podzolisation : horizon blanchi (E) et revêtements organiques (Bh) sur une vieille altérite à caractère 'ferrallitique' (C) formée aux dépens d'un quartzite à muscovite peu altérable. Cliché F. Bétard.

Les données de l'analyse totale et les diffractions de rayons X (Annexe B) apportent des informations complémentaires intéressantes sur l'état d'avancement de l'altération. Ces résultats montrent surtout l'opposition très nette entre les horizons de surface (A1 et E) et le matériau quartzitique altéré de profondeur (Bh et C). Les indices d'altération géochimique calculés à partir des résultats de l'analyse totale font apparaître que les deux horizons supérieurs sont moins altérés que les horizons sous-jacents, avec en particulier un *Chemical Index of Alteration* nettement moins élevé en surface qu'en profondeur. Cette opposition entre horizons de surface et horizons de profondeur se traduit également dans les diffractogrammes de rayons X par la présence d'une plus grande quantité de minéraux primaires altérables dans les horizons A1 et E (avec beaucoup de micas résiduels), associés à une petite quantité d'interstratifiés réguliers (10-14)Sm et à une phase à 7 Å moyennement abondante. Les horizons Bh et C colorés en rouge par les oxydes métalliques montrent au contraire la dominance très nette de la kaolinite, la diminution de la teneur relative en micas résiduels et la disparition des interstratifiés illite-smectite.

Cette superposition d'horizons supérieurs relativement peu altérés et riches en matière organique sur un horizon d'altération à caractère 'ferrallitique' invite à considérer la possibilité d'un polyphasage pour ce sol complexe. Dans cette hypothèse, seuls les horizons supérieurs humifères correspondraient à la pédogenèse actuelle avec tendance à la podzolisation, l'altérite 'ferrallitique' sous-jacente dans laquelle les complexes organo-métalliques migrent serait alors un paléosol formé sous un climat à la fois plus chaud et plus humide. Cette altération poussée pourrait ainsi être le témoin d'un stade bien plus ancien de la couverture pédologique que celui représenté dans la zone des demi-oranges, au même titre que les témoins latéritiques qui coiffent le sommet d'autres massifs montagneux du *Sertão* brésilien (Serra do Pereiro, Serra do Martins), sans pouvoir évidemment établir de corrélations d'âge. L'accumulation de matière organique, quant à elle, semble être un processus actuel, de même que l'altération par acido-complexolyse qui l'accompagne dans la partie supérieure du profil. Ces processus sont un trait observé dans d'autres montagnes humides de la zone intertropicale (montagnes d'Afrique Centrale, massifs des Nilgiri ou du Gopalswami Betta en Inde du Sud : BOURGEON, 1988 ; CANER *et al.*, 2000) et s'expriment soit par la *podzolisation* lorsque les complexes organo-métalliques migrent vers les horizons de profondeur, soit par l'*andosolisation* lorsque leur mobilité est annulée dès l'origine par une immobilisation immédiate. Il reste que ce type de sol podzolisé n'occupe ici qu'une portion très limitée de l'espace étudié, puisqu'il se réduit à quelques poches de vieilles altérations sur les quartzites culminants. L'altitude modeste du massif de Baturité est aussi un frein à l'expression complète de la podzolisation qui nécessiterait idéalement un climat plus frais.

## b – Demi-oranges

Malgré l'existence du terme brésilien *meia laranja* à l'origine de celui de 'demi-orange' en français, largement entré dans la vulgate géomorphologique, le semis de collines convexes qui fait la spécificité de la zone sommitale du massif de Baturité n'avait jamais été décrit comme tel dans les travaux préexistants. Pourtant, les demi-oranges couvrent l'immense majorité de la superficie de cette zone avec les bas-fonds plats auxquels elles sont morphologiquement associées (Photo 10). Compte tenu de cette 'consanguinité' géomorphologique entre les deux unités, la séparation chromatographique entre demi-oranges et bas-fonds dans le découpage morphopédologique de la zone repose avant tout sur une distinction d'ordre pédologique, avec des sols de nature et d'origine bien différentes. En coupe, les demi-oranges sont des interfluves à profil convexe, dont le diamètre moyen se situe autour de 500 mètres pour un commandement qui dépasse rarement les cinquante mètres au-dessus du réseau de bas-fonds élémentaires. Ces collines convexes sont considérées comme étant représentatives des conditions d'altération et de pédogenèse qui prévalent dans les parties moyennes du paysage (les bas-fonds étant influencés par les apports alluviaux ou colluviaux allochtones). C'est donc vers l'étude altéro-pédologique de l'une des coupes taillées dans ces demi-oranges que s'orientera le choix d'un profil de référence pour préciser la nature exacte de l'altération et des sols.

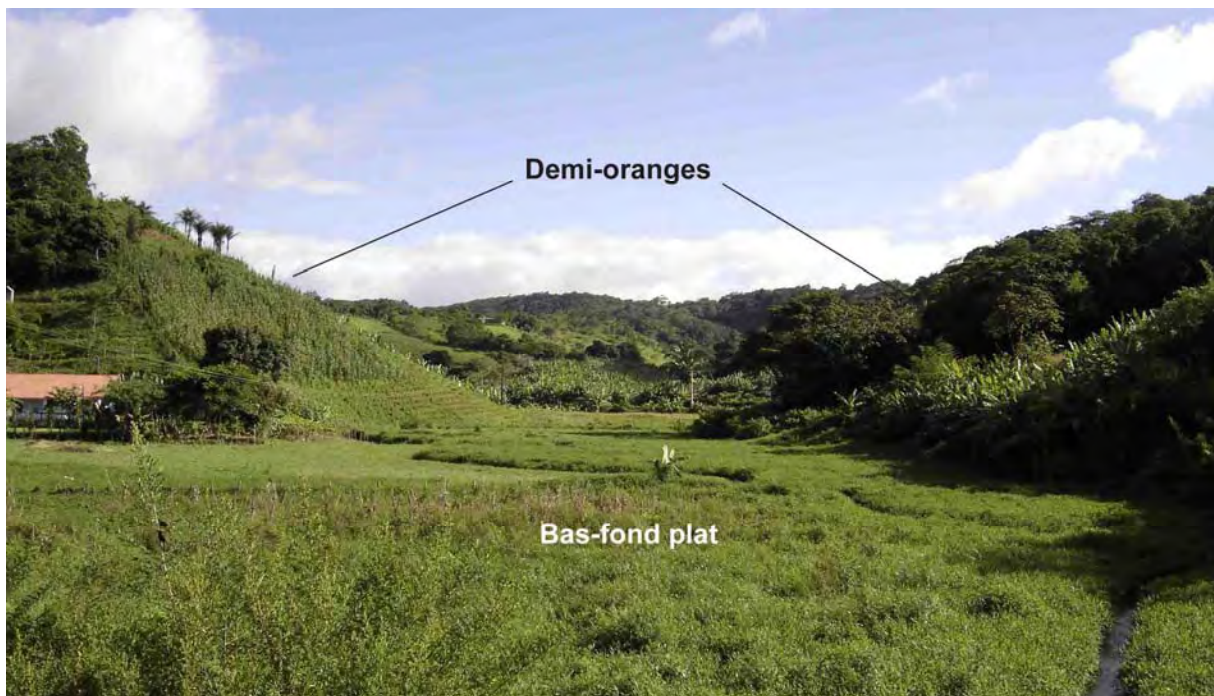
Tous les profils d'altération observés au niveau des demi-oranges montrent des épaisseurs atteignant régulièrement les 20-30 mètres avant d'atteindre la roche saine de nature gneissique. Les nombreux travaux d'aménagement entrepris autour de la localité de Guaramiranga ont permis la multiplication de telles observations (Photo 11). Ce manteau d'altération, profond et homogène, suggère le caractère monogénique et continu de sa formation, à travers laquelle les alternances climatiques humides/sèches, si elles existent, seraient bien difficiles à déchiffrer. Lorsqu'elle est présente, une mince ligne de graviers, ou *stone-line*, généralement située vers 1 mètre de profondeur, semble épouser la convexité générale de la colline (Photo. 12). Le front d'altération aussi paraît reproduire cette convexité du relief à la profondeur de 20-30 mètres. Il existe donc une certaine forme d'équilibre, voire d'autocatalyse entre modelé et altération, ce qui est un trait commun à la plupart des demi-oranges du domaine forestier humide de la zone intertropicale.

Les sols des demi-oranges sont des sols acides, antérieurement considérés comme appartenant au groupe des *Podzólicos Vermelho-Amarelo distróficos* de l'ancienne classification brésilienne (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b ; FRUTUOSO DO VALE, 1991),

l'équivalent exact du groupe des Acrisols (du latin *acris*, très acide) défini dans la classification mondiale de la *World Reference Base* (FAO, 2006). Les caractéristiques principales de ces sols sont la présence d'un horizon B argique, une faible capacité d'échange cationique ( $< 24 \text{ cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$  d'argile) et un taux de saturation faible ( $< 50 \%$ ), ce qui en fait des sols chimiquement pauvres. Ces propriétés chimiques sont dues à l'abondance des argiles de faible activité (*low activity clays*) contenues dans ces sols. L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X permettra de préciser cet aspect. Un autre trait pédologique caractéristique des demi-oranges, jamais mentionné dans les études antérieures, est la fréquence d'horizons tachés de type plinthite, même si le stade d'induration ultérieur représenté par la carapace ou la cuirasse n'a jamais été observé, car probablement jamais atteint dans les sols de cette zone humide (Photo 13). Au total, la basse fertilité des sols des demi-oranges est compensée par la potentialité plus grande des sols jeunes développés sur les colluvio-alluvions peu épaisses qui tapissent le réseau de bas-fonds.

#### c – Bas-fonds plats

Les bas-fonds de la zone culminante du massif de Baturité représentent un réseau dense de vallons et de vallées élémentaires à fond plat ne possédant pas, la plupart du temps, de cours d'eau important ou de talweg bien marqué. Cette absence d'entaille d'écoulement concentré est favorisée, entre autres, par la faiblesse des pentes longitudinales ( $< 2 \%$ ). Ces axes de drainage élémentaire sont en réalité imprimés dans l'épais manteau d'altération qui forme le soubassement meuble des demi-oranges adjacentes. Les bas-fonds plats sont saisonnièrement submergés par une nappe d'eau qui correspond à la remontée de la nappe phréatique pendant la saison des pluies. Ils diffèrent en cela d'une véritable vallée alluviale caractérisée en principe par un régime de débordement de crue au-dessus de bourrelets de rive et dotés de terrasses au-dessus du lit fluvial. Rien de tel ici, ce qui rejoint les observations faites par de nombreux auteurs ayant travaillé dans les paysages multiconvexes forestiers des Tropiques humides dotés de bas-fonds à la morphologie et au fonctionnement hydrodynamique comparables (RAUNET, 1985 ; PETIT, 1990 ; THOMAS, 1994a ; GUNNELL, 1996a, entre autres). Contrairement à ce que l'on peut croire, la platitude de ces bas-fonds ne correspond pas à un remblaiement massif d'alluvions. Le manteau d'altération *in situ* est généralement masqué par une couverture de colluvio-alluvions épaisse d'un à deux mètres seulement, déposées après avoir subi un faible transport, principalement latéral, en provenance des versants de collines convexes voisines. Seuls les bas-fonds principaux, drainés par des cours d'eau importants comme le cours supérieur du Rio Pacoti, peuvent présenter des stratifications dans leur couverture alluvionnaire constituée en majorité de sables fins.



**Photo 10** – Bas-fond plat d’une centaine de mètres de largeur entre les versants des demi-oranges aménagés ici en terrassettes pour accueillir les plantations récentes de bananiers, entre Mulungu et Aratuba. Noter l’angle de raccord brutal entre les versants des collines convexes et le bas-fond plat, ce dernier étant marqué en outre par l’absence d’entaille d’écoulement concentré. Cliché F. Bétard.



**Photo 11** – Coupe dans une demi-orange à Guaramiranga. Le manteau d’altération, dont la puissance atteint ici les 25 mètres avant d’atteindre la roche saine perceptible au niveau de la route, est issu de la décomposition poussée du gneiss précambrien. Ce manteau profond et de couleur rouge, dont la consistance très friable est typiquement celle d’une isaltérite kaolinique, est associée dans la partie supérieure des profils à des Acrisols rouges-jaunâtres où les horizons pédologiques atteignent régulièrement les 2 mètres. Cliché F. Bétard.

Les sols des bas-fonds sont donc sablo-argileux ou argilo-sableux, généralement acides, à rattacher majoritairement au groupe des Fluvisols et des Gleysols (FAO, 2006). Une demi-douzaine de profils correspondant à ces sols alluviaux souvent hydromorphes ont été décrits et analysés dans l'étude pédologique faite par FRUTUOSO DO VALE (1991) sur les *municípios* de Pacoti et Guaramiranga, et il sera fait ici référence à ses descriptions.

D'une part, les sols peu évolués de type Fluvisol montrent des horizons A de surface dont l'épaisseur varie de 10 à 20 cm, généralement de couleur brun foncé et de texture sableuse. Ils surmontent directement l'horizon C où le matériau parental est toujours formé de dépôts alluviaux récents. Ces sols sont souvent acides, avec des pH eau régulièrement inférieurs à 5, et un taux de saturation faible à élevé. La basse fertilité chimique naturelle de ces sols est compensée par de bonnes propriétés physiques liées à la texture légère ou équilibrée des horizons de surface et par les faibles déclivités des fonds de vallons.

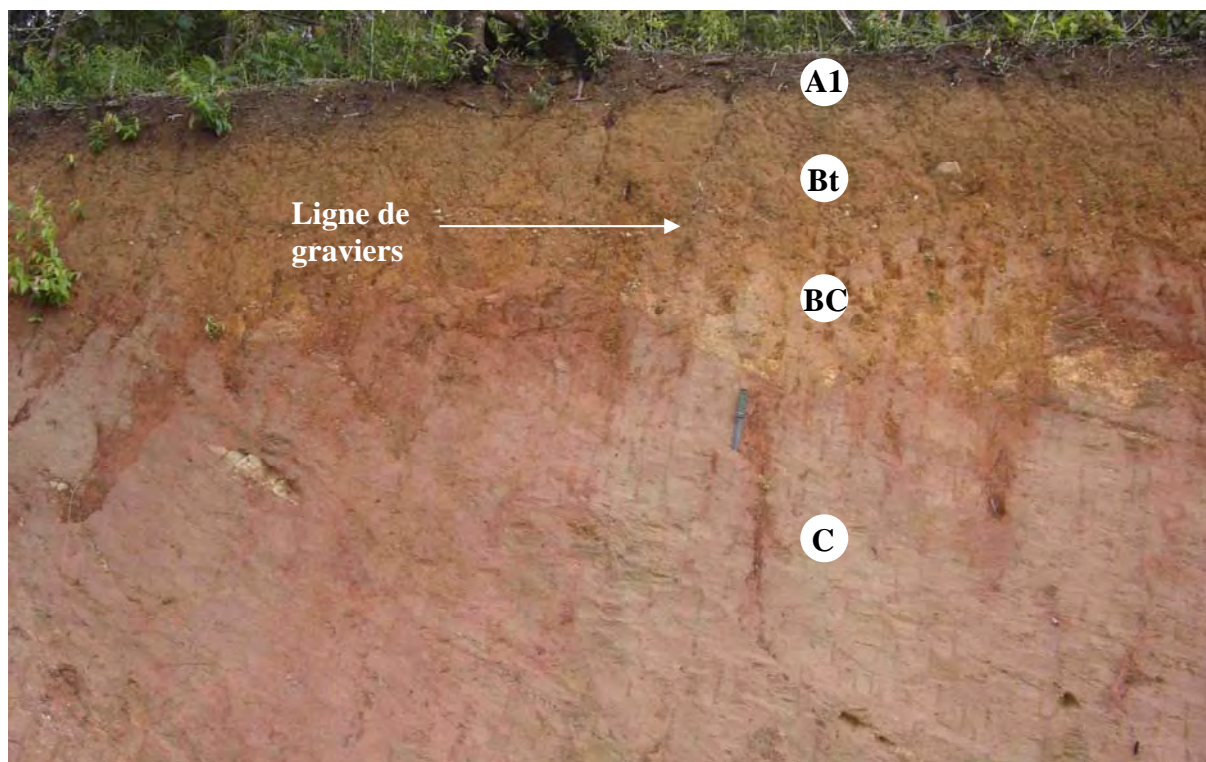
D'autre part, les sols plus évolués de type Gleysol sont des sols mal drainés présentant des caractères marqués d'hydromorphie. L'horizon A de surface est semblable à celui du Fluvisol, mais les horizons Btg sous-jacents affichent des traces prononcées d'oxydo-réduction sous forme de taches et de colorations verdâtres de fer ferreux (propriétés gleyiques : FAO, 2006). Ces dernières sont liées au battement saisonnier de la nappe phréatique qui provoque des conditions d'engorgement en saison humide. Là encore, les sols sont fortement acides, ce qui à mettre en relation avec la prédominance des *low activity clays* dans la fraction argileuse. En effet, le remblai alluvial argilo-sableux est de nature kaolinique, car il dérive de l'érosion des versants de collines convexes à altérites monosiallitiques qui glissent ainsi vers le bas-fond, principalement sous l'effet du soutirage exercé par les fluctuations et les circulations latérales des nappes phréatiques subaffleurantes.

Après cet aperçu général de l'organisation morphopédologique de la zone sommitale du massif de Baturité, il est maintenant nécessaire de préciser les conditions moyennes d'altération et de pédogenèse à partir de l'étude d'un profil de référence.

#### **4.1.2. Étude altéro-pédologique du profil de référence LS1**

L'étude altérologique et pédologique du profil LS1 (Photo 12), représentatif de la majeure partie de la couverture pédologique de la zone sommitale du massif, constitue une étape importante et essentielle dans la caractérisation morphopédologique de cette zone. Pour cela, seront abordées successivement les descriptions macro- et micromorphologique des différents horizons du profil, leur caractérisation physico-chimique globale, l'étude des formes du fer, et enfin l'étude de leurs constituants minéraux par la diffraction des rayons X.





**Photo 12** – Coupe du profil de référence LS1, typique d'un Acrisol, localisé sur le tiers supérieur d'une demi-orange au nord-ouest de Guaramiranga (lieu-dit Linha da Serra). La lecture des différents horizons y apparaît clairement : A1, Bt, BC et C. Une mince ligne de graviers, située vers 1 mètre de profondeur entre les horizons Bt et BC, épouse parfaitement la convexité du versant jusqu'au bas-fond voisin. Cliché F. Bétard.



**Photo 13** – Aspect caractéristique des horizons tachés de type plinthite, potentiellement en voie d'induration, dans les horizons pédologiques de certains Acrisols des demi-oranges. La formation de ces plinthites suppose ordinairement des conditions alternées d'humectation et de dessiccation, autorisées par le climat humide de la zone sommitale du massif qui bénéficie d'une saison sèche de 2 à 4 mois. Mais le climat semble insuffisamment contrasté pour aboutir aux stades d'induration ultérieurs de type carapace ou cuirasse. Cliché F. Bétard.

## A – Description morphologique

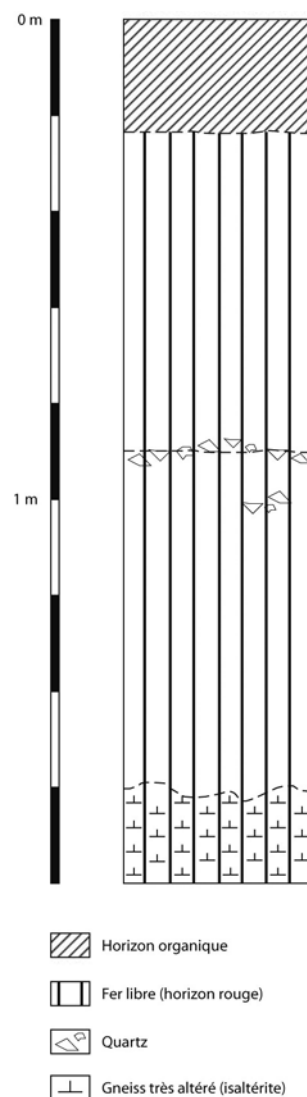
La coupe du profil LS1 est située à environ six kilomètres au nord-ouest de la localité de Guaramiranga, près du lieu-dit Linha da Serra (point GPS : S 4°14.289' – W 38°58.887'). Il s'agit d'une tranchée de route d'environ 4 mètres de hauteur, ouverte moins d'un an avant la description morphologique du profil. Topographiquement, cette coupe se localise sur le tiers supérieur d'une demi-orange occupée par la forêt sempervirente, à une altitude d'environ 900 mètres. La roche-mère est un gneiss à passées pegmatitiques à rattacher à l'Unité Independência d'âge Paléoproterozoïque, mais la coupe n'est pas assez profonde pour permettre d'y observer la roche saine. La description du profil LS1 est la suivante :

### a – Description du profil LS1

- |    |  |
|----|--|
| A1 | De 0 à 24 cm : Brun foncé (7,5 YR 4/4 humide). Humifère. Texture limono-argilo-sableuse. Structure grumeleuse. Très poreux. Très nombreuses racines grosses et moyennes d'orientation horizontale.                         |
| Bt | De 24 à 90 cm : Rouge jaunâtre (5 YR 5/6 humide). Texture argileuse. Structure polyédrique sub-anguleuse peu marquée. Quelques revêtements argileux. Poreux. Nombreuses racines fines et moyennes d'orientation verticale. |
| BC | De 90 à 160 cm : Rouge jaunâtre (5 YR 6/8 humide). Texture limono-argilo-sableuse. Structure massive. Poreux. Quelques racines.  |
| C  | De 160 à 360+ cm : Rouge (10 R 5/6 humide). Texture limono-sableuse. Structure massive. Peu poreux. Quelques racines.  |

### b – Commentaires

Une ligne de graviers assez continue (ou *stone-line*) sépare ici les horizons Bt et BC. Celle-ci semble résulter de l'accumulation différentielle sur place des filons plus résistants de quartz et de pegmatite qui parcourent le gneiss. Si le profil LS1 ne permet pas d'atteindre la roche saine, d'autres coupes plus hautes situées dans le même secteur permettent d'observer le manteau d'altérites jusqu'à une profondeur de 20-30 mètres en moyenne.



### c – Interprétations

À l'issue de la description macromorphologique de ce profil, deux points essentiels paraissent importants à souligner :

- Au niveau de l'horizon C d'altération, la consistance très friable et la couleur rougeâtre de l'altérite sont symptomatiques d'un degré d'altération élevé, *altération massive* pour reprendre la terminologie de G. PÉDRO (1993) où s'observe une décomposition de tous les principaux minéraux primaires, à l'exception du quartz et des muscovites contenues dans les filons de pegmatite. C'est l'aspect typique d'une isaltérite kaolinique.
- Au niveau de l'horizon B, la structure polyédrique, la texture argileuse et surtout la présence de revêtements sont les indices macromorphologiques d'un lessivage du sol autorisé par un drainage climatique partout supérieur à 500 mm.an<sup>-1</sup> dans la zone sommitale du massif. Ces caractéristiques sont aussi en accord avec la définition d'un Acrisol qui doit obligatoirement comporter un horizon B argique (FAO, 2006).

L'étude micromorphologique d'échantillons prélevés à différents niveaux de la coupe devrait maintenant permettre de préciser ces deux points.

### *B – Observations micromorphologiques*

Les horizons Bt, BC et C du profil LS1 ont été examinés en lames minces au microscope polarisant. Les observations micromorphologiques de ces trois lames viennent compléter les deux points essentiels mis en évidence à la fin de l'analyse macromorphologique, à savoir :

- La description des modalités de l'altération au niveau de l'horizon C ;
- Les indices d'un lessivage au niveau des horizons pédologiques.

#### a – Horizon d'altération

D'après les observations micromorphologiques effectuées à ce niveau, il semble que l'horizon C d'altération se soit développé aux dépens d'un gneiss riche en muscovite puisque ce minéral figure, à côté du quartz, parmi les seuls 'rescapés' de l'altération générale (Photos 14 et 15). Tous les autres minéraux primaires moins résistants, feldspaths et biotites

essentiellement, ont été remplacés par un plasma brun amorphe responsable de la consistance très friable de l'altérite. Si quartz et muscovite conservent plus ou moins leur aspect sain général, il est probable que les autres minéraux qui composaient le gneiss ont été transformés majoritairement par kaolinisation directe. Néanmoins, de rares lithoreliques à restes de feldspaths incomplètement digérés par le plasma brun se rencontrent parfois avec une morphologie en 'accordéon'.

#### b – Horizons Bt et BC

Contrairement à l'horizon d'altération, les horizons pédologiques B et BC ne contiennent plus de lithoreliques constituées de feldspaths partiellement altérés. Le plasma brun amorphe occupe plus de place dans le fond matriciel parsemé de cristaux isolés de quartz et de muscovite plus ou moins altérés. Les revêtements argileux sont nets et abondants autour de ces cristaux isolés mais les argilanes de couleur jaune-rouille apparaissent aussi noyés ou incorporés dans le fond matriciel (Photos 16, 17, 18 et 19). Ces caractéristiques vont dans le sens d'un processus de lessivage actif pour ces sols. Elles viennent donc confirmer les observations macromorphologiques faites sur le terrain.

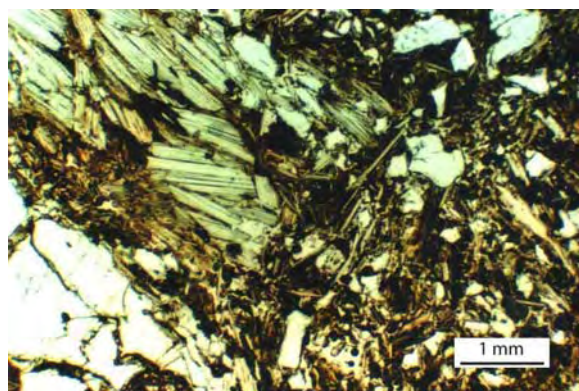
### C – Propriétés physico-chimiques

#### a – pH et $\Delta$ pH

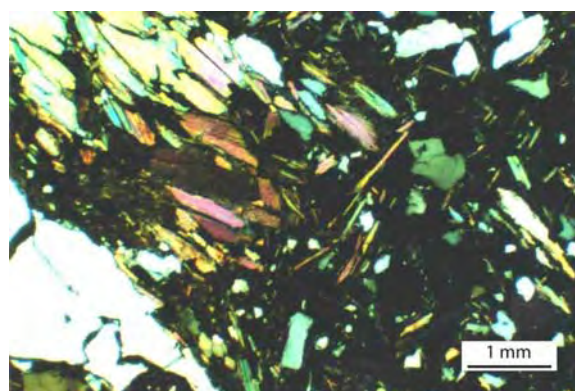
Les analyses de pH effectuées sur ce profil confirment le caractère fortement acide des sols de la zone des demi-oranges du massif de Baturité, avec des pH H<sub>2</sub>O inférieurs à 5 aussi bien dans les horizons pédologiques que dans les horizons d'altération (Fig. 46). Le pH KCl est toujours inférieur au pH eau, et le  $\Delta$ pH (qui exprime la différence entre pH KCl et pH eau) varie entre -0,6 et -1, ce qui paraît traduire la présence en assez grande quantité d'éléments acides échangeables, en particulier Al<sup>3+</sup> (Fig. 46).

#### b – Granulométrie

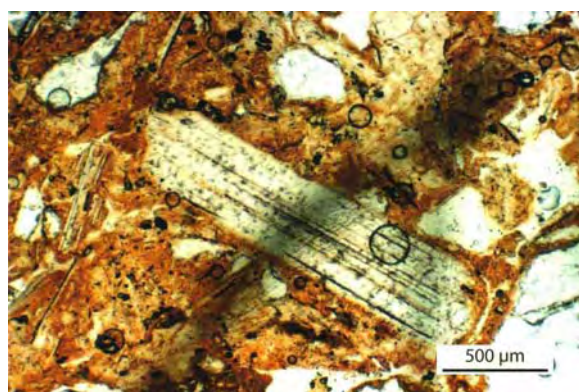
Les résultats de l'analyse granulométrique du profil LS1 montrent un maximum d'argile à 53,2 % au niveau de l'horizon B, ce qui confirme le caractère lessivé du profil mis en évidence lors des descriptions macro- et micromorphologique (Fig. 46). Cela est aussi en accord avec la définition d'un horizon B argique (taux d'argile au moins 1,2 fois supérieur à celui de l'horizon sus-jacent : FAO, 2006), nécessaire à l'attribution au groupe des Acrisols.



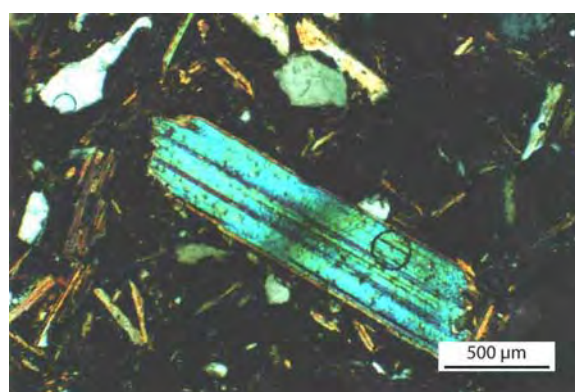
**Photo 14** – Profil LS1, micromorphologie de l'isaltérite à 260 cm : quartz et muscovite sont peu ou pas altérés, les autres minéraux primaires sont remplacés par un plasma brun amorphe responsable de la consistance très friable de l'altérite, L.P.N.A.



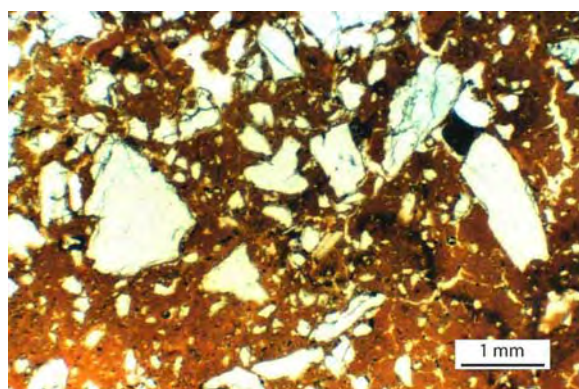
**Photo 15** – Même vue que la photo 14, L.P.A.



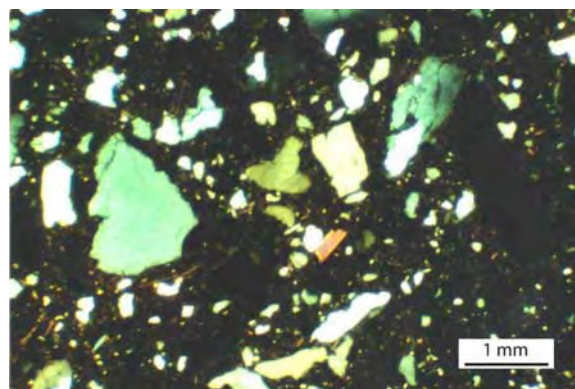
**Photo 16** – Profil LS1, micromorphologie de l'horizon BC à 140 cm : pellicule d'argilane entourant une muscovite peu altérée, argilanes nombreux aussi dans le fond matriciel, L.P.N.A.



**Photo 17** – Même vue que la photo 16, L.P.A.



**Photo 18** – Profil LS1, micromorphologie de l'horizon Bt à 60 cm : cristaux de quartz entourés de revêtements nets (argilanes), toujours présents en quantité importante dans le fond matriciel dominé par le plasma brun, L.P.N.A.



**Photo 19** – Même vue que la photo 18, L.P.A.

Le taux d'argile reste néanmoins important sur l'ensemble de la coupe étudiée (même s'il est un peu plus faible dans l'horizon C), ce qui témoigne de processus d'argilification importants au cours de l'altération et de la pédogenèse.

#### c – Matière organique

La couleur sombre de l'horizon A1 laissait pressentir des teneurs assez élevées en matière organique, ce que confirment les résultats des analyses avec une teneur en carbone de  $18,90 \text{ g.kg}^{-1}$  de terre fine pour cet horizon superficiel (Fig. 46). Les teneurs diminuent ensuite de manière classique avec la profondeur. Le maintien de la relative richesse en matière organique des sols des demi-oranges s'explique en partie par la faible mise en culture des pentes de ces collines convexes, mis à part la caféiculture sous ombrière et la bananiculture sur les bas de pentes, contrairement à la plus grande mise en valeur des bas-fonds plats même si cette dernière demeure finalement assez récente (moins de deux siècles).

#### d – Cations échangeables et capacité d'échange cationique

Une CEC faible ( $< 24 \text{ cmol}(+).\text{kg}^{-1}$  d'argile) et un taux de saturation inférieur à 50% sont nécessaires à la classification de ce sol dans le groupe des Acrisols (FAO, 2006). Ces conditions sont parfaitement remplies ici et les valeurs de la CEC sont mêmes particulièrement faibles (jusqu'à  $12,28 \text{ cmol}(+).\text{kg}^{-1}$  d'argile dans l'horizon BC et jusqu'à  $2,42 \text{ cmol}(+).\text{kg}^{-1}$  de terre fine dans l'horizon C : Fig. 46), ce qui permet de surcroît l'identification de propriétés *ferraliques* (FAO, 2006). Ces caractéristiques s'accompagnent d'une lixiviation extrêmement poussée des bases échangeables avec, en particulier, l'élimination complète du sodium et du potassium sous forme échangeable.

#### e – Analyse totale et indices d'altération géochimique

Les indices d'altération géochimique calculés à partir des résultats de l'analyse totale ont été utilisés comme indicateurs comparatifs de l'état d'avancement de l'altération (Fig. 46). Le WIP (*Weathering Index of Parker*), croissant avec la profondeur, montre de manière assez classique une diminution progressive de l'avancement de l'altération des horizons supérieurs vers les horizons de profondeur. Le CIA (*Chemical Index of Alteration*) affiche cependant sa plus forte valeur dans l'horizon Bt, ce qui paraît traduire la dominance des processus d'argilification et, par conséquent, la concentration relative de minéraux secondaires à ce niveau du profil.

**PROFIL LS1**

Echantillon n°	LS 11	LS 12	LS 13	LS 14
<b>Horizon</b>	A1	Bt	BC	C
<b>Profondeur (cm)</b>	0-24	24-90	90-160	160-360+
<b>Eléments grossiers (%)</b>	13,2	8,0	13,7	4,6
<b>pH</b>				
eau	4,9	4,9	4,8	4,8
KCl	3,9	4,1	4,2	4,2
ΔpH (pH KCl – pH eau)	-1,0	-0,8	-0,6	-0,6
<b>Analyse granulométrique (%)</b>				
Sables grossiers	40,1	26,3	32,4	40,6
Sables fins	19,0	13,4	12,2	29,9
Limons grossiers	3,6	3,1	3,7	3,9
Limons fins	4,7	4,0	16,9	11,7
Argiles	32,6	53,2	34,7	13,8
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>				
Carbone	18,90	8,20	2,77	3,01
Azote	1,17	0,57	0,34	0,13
MO	32,70	14,19	4,79	5,21
C/N	16,15	14,34	8,15	23,70
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>				
Ca	0,6	0,2	0,3	0,2
Mg	0,4	0,1	0,0	0,0
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Somme	1,00	0,30	0,30	0,20
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>				
Al	1,19	1,55	1,23	0,70
<b>Capacité d'échange cationique</b>				
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	6,63	7,37	4,26	2,42
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	20,33	13,85	12,28	17,56
Taux de saturation (%)	15	4	7	8
<b>Analyse totale (%)</b>				
SiO <sub>2</sub>	75,54	64,78	62,32	63,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,33	17,10	22,64	18,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,38	5,68	3,61	7,94
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,74	0,35	1,22
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,11	0,13	0,13	0,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,98	1,16	1,79	2,04
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,07	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,35	0,13
Perte au feu	8,30	11,25	9,10	7,09
Total	100,25	100,88	100,06	100,52
<b>Indices d'altération géochimique</b>				
CIA (Chemical Index of Alteration)*	92,07	93,64	92,40	89,44
WIP (Weathering Index of Parker)**	792,91	942,91	1487,69	1704,54

\*CIA = (100) [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)]

\*\*WIP = (100) [(2Na<sub>2</sub>O/0,35)+(MgO/0,9)+(2K<sub>2</sub>O/0,25)+(CaO/0,7)]

**Fig. 46** – Caractéristiques physico-chimiques du profil LS1 [*Cutanic Acrisol (humic)*].

## D – Étude des formes du fer

L'étude des différentes formes du fer dans le profil LS1 a été menée en procédant à des extractions sélectives à l'aide de deux réactifs chimiques appropriés : (i) l'oxalate d'ammonium (pH 3) pour extraire les formes amorphes et complexées (réactif de TAMM), (ii) le CBD (Citrale-Bicarbonate-Dithionite) pour extraire la totalité du fer libre.

### a – Résultats

Les résultats des extractions sélectives sont présentés ci-contre (Fig. 47). La quantité de fer dissoute par le réactif CBD, qui correspond au fer dit « libre », est extrêmement élevée et voisine de 90 % du fer total dans les horizons rouges-jaunes de subsurface. La proportion de fer libre évolue en profondeur en même temps que le fer total, mais la proportion de fer mal cristallisé, tel qu'il est extrait par le réactif de TAMM, devient plus importante en allant vers la surface. En effet, le rapport fer mal cristallisé/fer libre est très bas dans l'horizon d'altération (0,32 %) et va en augmentant vers la partie supérieure du profil pour atteindre 9,03 % dans l'horizon humifère A1.

### b – Interprétations

La forte prépondérance du fer libre dans le fer total du profil LS1 est un trait normal des sols à sesquioxydes évoluant en conditions tropicales humides (SÉGALEN, 1971). Au sein du fer libre, la forte concentration d'oxydes de fer bien cristallisés confère au sol une teinte vive (rouge-jaune) correspondant à des proportions variables de goethite ( $\alpha\text{FeO.OH}$ ) de couleur ocre et d'hématite ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) de couleur rouge. Une analyse minéralogique par diffraction des rayons X réalisée sur poudre totale a révélé que le fer était largement de type goethite dans les horizons pédologiques rouges-jaunes et que l'hématite devenait ensuite majoritaire dans l'horizon C d'altération vivement coloré en rouge. Cette répartition de la nature du fer s'explique probablement par l'influence de la matière organique dans les horizons supérieurs. L'acidité du milieu et les températures modérées de la surface sommitale du massif de Baturité sont également des facteurs favorables à la cristallisation de la goethite, intervenant au fur et à mesure que la matière organique se biodégrade (DUCHAUFOUR, 2001). En présence d'humus de type *mull*, l'insolubilisation immédiate des ions ferriques explique la proportion plus importante des formes amorphes ou cryptocristallines du fer dans l'horizon A1. Le fer s'associe alors aux argiles pour former des agrégats stables de type fer-humus-kaolinite, caractéristiques des sols ferrallitiques. La stabilité de ces agrégats est imparfaite, compte tenu ici d'un lessivage actif responsable de la constitution d'un horizon Bt illuvial.



Profondeur cm	Horizon	Fe Total (1) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Fe CBD (2) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Fe Oxalate (3) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Rapport (2) / (1) %	Rapport (3) / (1) %	Rapport (3) / (2) %
0-24	A1	23,66	18,27	1,65	77,22	6,97	9,03
24-90	Bt	39,76	36,40	1,94	91,55	4,88	5,33
90-160	BC	25,27	22,37	0,31	88,52	1,23	1,39
160-360+	C	55,58	49,66	0,16	89,35	0,29	0,32

(1) Fer total déduit des résultats de l'analyse totale (en prenant pour base le pourcentage de la masse moléculaire de Fe dans Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

(2) Fer libre après extraction par le réactif CBD (Citrates-Bicarbonate-Dithionite)

(3) Fer mal cristallisé (amorphe et para-cristallin) après extraction par le réactif de Tamm (oxalate d'ammonium-acide oxalique)

(2) / (1) Rapport Fer libre/Fer total

(3) / (1) Rapport Fer mal cristallisé/Fer total

(3) / (2) Rapport Fer mal cristallisé/Fer libre

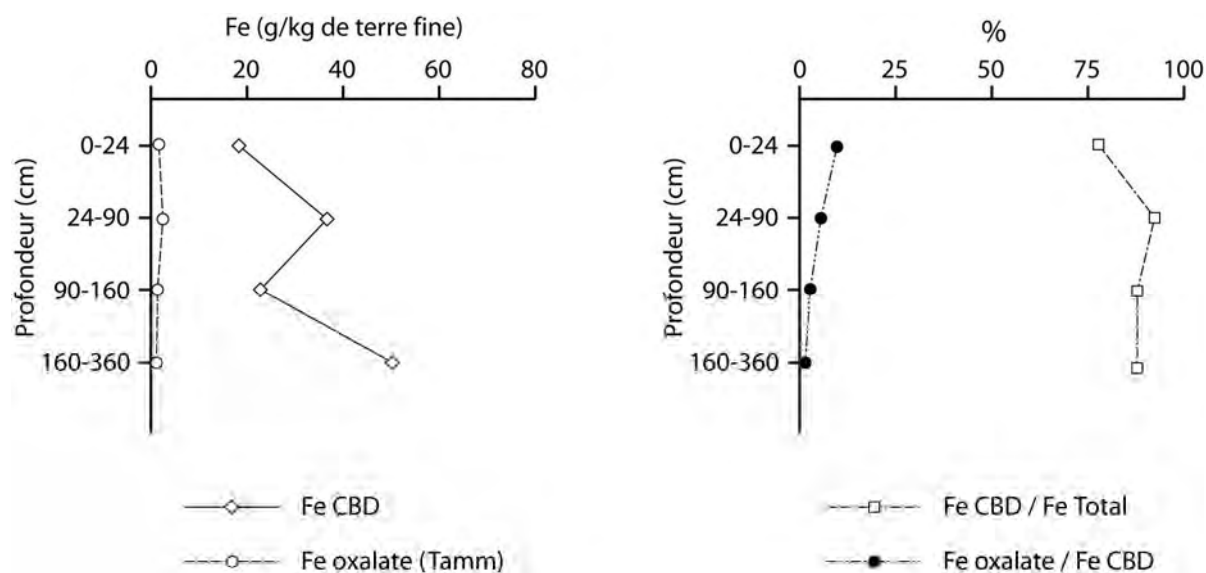


Fig. 47 – Extractions sélectives des formes du fer à l'aide des réactifs CBD et Tamm pour le profil LS1.

Le pédoclimat plus contrasté des altérites friables, mis en évidence par le calcul d'un drainage climatique mensuel très irrégulier, explique la cristallisation rapide et intense de l'hématite en profondeur, favorisée par l'absence de matière organique complexante.

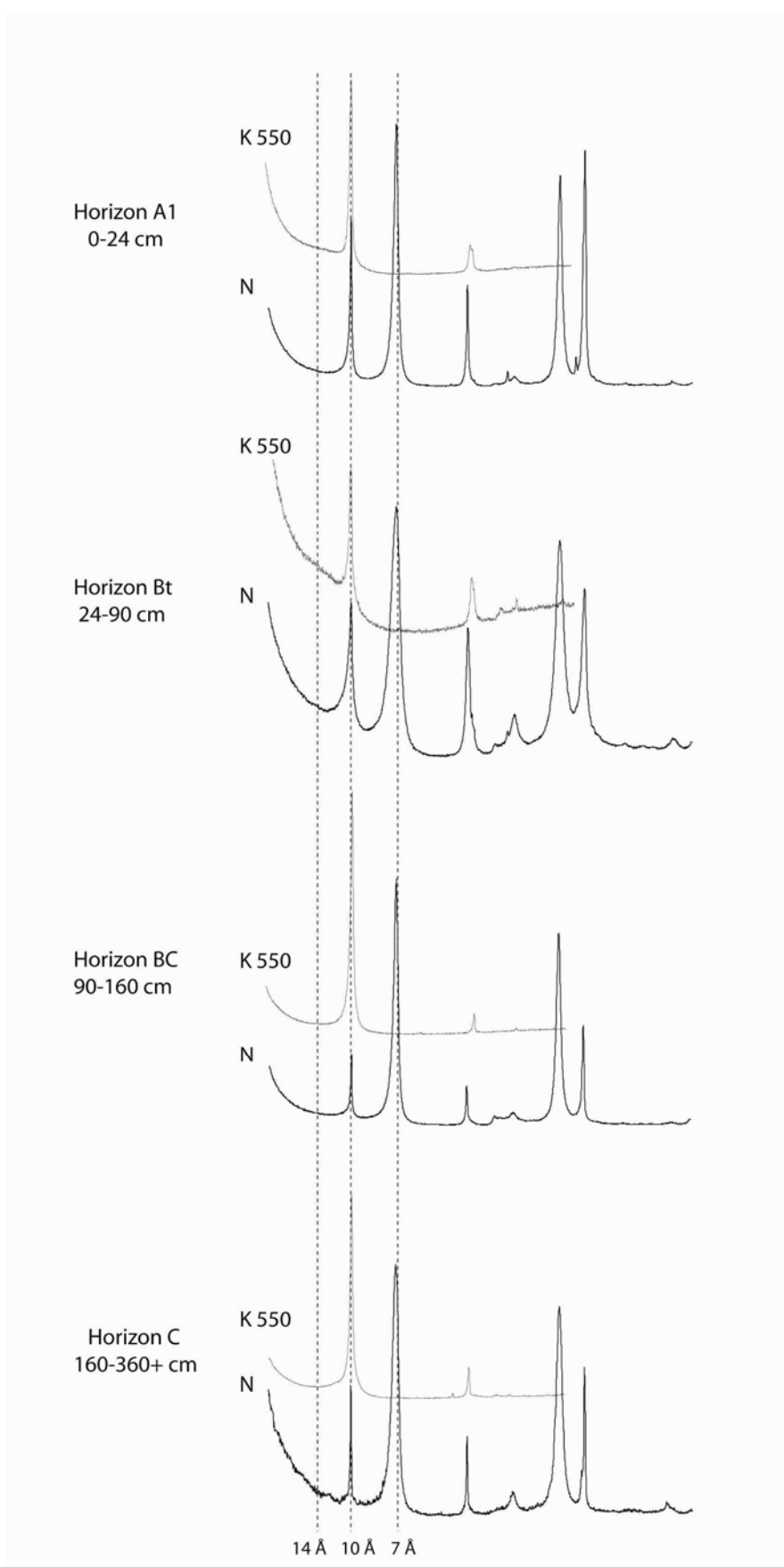
#### *E – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X*

Les diffractogrammes de poudres désorientées réalisés sur la terre fine (non illustrés) ont servi en premier lieu à identifier l'ensemble des phases cristallines des échantillons analysés au niveau des différents horizons. Ceux-ci révèlent, à tous les niveaux du profil, la dominance du quartz, mais aussi la présence d'un mica de type muscovite et celle d'un plagioclase calcique relictuel. À côté de ces minéraux primaires hérités de la roche-mère, les minéraux secondaires occupent une place importante, représentés par une phase argileuse très nette à 7 Å de type kaolinite et par des oxy-hydroxydes de fer (goethite / hématite).

Les diagrammes de DRX réalisés sur la fraction <2 µm à l'aide de préparations orientées confirment la dominance très forte de la kaolinite dans le cortège des minéraux argileux, avec une élimination typique de la réflexion à 7 Å après saturation au potassium et chauffage à 550°C (Fig. 48). On retrouve aussi la phase micacée de type muscovite héritée de la roche mère, soulignée par un pic fin à 10 Å typique de micas résiduels. La gibbsite est seulement présente à l'état de traces. Cependant, des analyses préliminaires de DRX réalisées sur un autre profil de demi-orange autour de la localité de Guaramiranga avaient révélé une plus grande abondance de la gibbsite et au contraire l'absence de micas résiduels, même si le minéral dominant de la fraction argileuse restait la kaolinite. Ceci suggère peut être une réserve de micas trop importante (source de silice) pour former abondamment de la gibbsite dans le profil LS1, les conditions de drainage profond étant à peu près égales.

#### *F – Enseignements généraux apportés par l'étude du profil LS1*

**Sur le plan de l'altération et de la genèse du sol :** l'étude minéralogique de la fraction argileuse a permis de confirmer le caractère nettement *monosiallitique* du manteau d'altération, suspecté dès l'observation macromorphologique de terrain. Dans un contexte de drainage climatique élevé et toujours positif ( $D_{cm} > 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ), les minéraux primaires de la roche mère gneissique évoluent essentiellement par kaolinisation directe, à l'exception du quartz et d'une partie des muscovites qui représentent les minéraux les plus résistants. La gibbsite semble aussi se former en conditions de lithologie et de pédoclimat favorables. À l'inverse, la présence d'argiles 2/1 ayant un pic à 10 Å souligne le fait que les muscovites de la roche mère résistent plus que les autres minéraux primaires à la kaolinisation ; il s'agit donc d'illites de transformation provoquées par le fractionnement mécanique des muscovites.



**Fig. 48** – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm du profil LS1 (N : normal ; K550 : chauffage à 550 °C après saturation au potassium)

Les analyses pédologiques classiques du profil LS1 ont également confirmé le fait que les sols dominants des demi-oranges sont des Acrisols présentant un horizon B argique, avec des traits pédologiques macro- et microscopiques de lessivage actif. Toutefois, la très forte libération du fer liée à une pédogenèse agressive, la très faible capacité d'échange des argiles ( $< 16 \text{ cmol}(+)/\text{kg}^{-1}$ ) et la quasi-exclusivité de la kaolinite dans le cortège argileux confèrent au sol des caractères *ferrallitiques* marqués, typiques des climats tropicaux humides à courte saison sèche caractérisés par la forêt dense sempervirente (DUCHAUFOR, 2001).

**Sur le plan des propriétés agronomiques :** les analyses chimiques ont corroboré ce que l'on sait de la fertilité chimique des Acrisols de cette zone qui cumulent les principaux défauts inhérents à la plupart des sols tropicaux : réserve en bases inexistante et teneur élevée en aluminium échangeable peu favorable à la mise en culture sans un apport conséquent de fertilisants. Toutefois, la teneur élevée en argile dans les horizons de subsurface des Acrisols, même si elle est de 'faible activité', offre de bonnes possibilités de mise en culture en retenant l'eau utile dans le sol, ce que ne permettent pas les sols *ferrallitiques* à pseudo-sables de type Ferralsol. Dans la zone sommitale du massif de Baturité, la caféiculture et la bananiculture sont les principaux modes de mise en valeur des Acrisols sur demi-oranges. La préservation de l'horizon humifère, partie la plus fertile du sol, est essentielle car elle permet de contrebalancer la toxicité aluminique (FAO, 2006).

#### 4.1.3. Interprétations d'ensemble

A l'issue de la caractérisation morphopédologique globale de cette zone, une série d'enseignements généraux peuvent être dégagés à propos de la formation du modelé et de la genèse des sols recouvrant la totalité de la zone concernée. L'analyse permet de mettre en évidence une association de processus géomorphologiques et pédologiques logiquement ordonnés selon les modalités du climat actuel et les fluctuations des climats passés.

##### *A – Processus morphodynamiques et formation du modelé*

La topographie multiconvexe qui caractérise la zone sommitale du massif de Baturité, avec le développement de véritables demi-oranges de faible dimension horizontale, hectométrique à kilométrique, est un trait caractéristique des milieux perhumides et humides de la forêt dense et mésophile tropicale (PETIT, 1990 ; BEAUDET & COQUE, 1994 ; THOMAS, 1994a). Bien que les demi-oranges soient devenues un symbole emblématique de la tropicalité né au Brésil (*meias laranjas*), les descriptifs existants sur la morphologie du massif

de Baturité ne mentionnent jamais ce type de forme morphologiquement associé au réseau de bas-fonds plats, pas même dans le volume concerné du projet Radambrasil (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b). La carte géomorphologique établie suite au zonage de protection environnementale du massif de Baturité (SEMACE, 1992) va même jusqu'à employer le terme de « niveau de pédimentation » et de « vallées pédimentaires » pour décrire le réseau de bas-fonds qui s'inscrit uniformément en contrebas des demi-oranges. Une telle description rappelle la *valley floor pedimentation* décrite par ROHDENBURG (1969) dans les paysages multiconvexes de l'Afrique humide et étendu ensuite au contexte brésilien.

Considérer à la suite des travaux de la SEMACE que l'on a affaire à un « niveau de pédimentation » n'est pas acceptable dans un tel contexte morphologique et bioclimatique, car les bas-fonds plats n'ont rien d'un pédiment. Si le terme ne convient pas, il suggère néanmoins un processus d'évolution géomorphologique commandé par un recul des versants raides des demi-oranges parallèlement à eux-mêmes avec élargissement corrélatif des bas-fonds plats. Ce type d'évolution, s'il est effectivement à l'oeuvre dans les paysages multiconvexes du massif de Baturité, rappelle clairement le processus de réduction des demi-oranges décrit en Inde péninsulaire, où les bas-fonds plats s'élargissent corrélativement pour atteindre des largeurs supérieures à 1 km, dans un contexte bioclimatique, lithologique et morphotectonique comparable (GUNNELL & BOURGEON, 1997). Le soutirage de pied de versant lié au battement saisonnier des nappes phréatiques est en effet susceptible d'assurer le sapement latéral des versants de collines convexes et l'exportation des débris fins vers le bas-fond. Ce dernier assure alors une fonction de relais et de transit des matériaux produits par l'érosion des demi-oranges vers l'aval, en direction du piémont et du niveau de base.

La plupart des auteurs s'accordent aujourd'hui pour dire que la genèse des reliefs multiconvexes forestiers, marqués par l'alternance demi-orange / bas-fond plat, est précédée d'une phase d'incision des artères hydrographiques. Selon BEAUDET & COQUE (1994), cette phase d'incision n'a pu s'effectuer que lors de périodes plus sèches que l'Actuel, en raison de l'absence d'écoulement véritable dans les bas-fonds élémentaires. La présence de terrasses à galets et sables grossiers, perchées de 10 à 20 mètres au-dessus du niveau actuel des bas-fonds, est la preuve que des climats plus secs ont existé dans la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide, la charge grossière assurant le creusement des vallées élémentaires. Il est probable que des alternances humides/sèches se soient ainsi succédées depuis le fin du Tertiaire, comme le suggère d'ailleurs les études paléoclimatiques régionales (BEHLING *et al.*, 2000 ; HARRIS & MIX, 2002). Finalement, la rareté des terrasses étagées signalétiques de ces variations climatiques souligne la nature du processus morphodynamique principal à l'oeuvre,

marqué par le recul des versants des demi-oranges et la destruction des terrasses fluviales qui s'y adossent. L'évolution du modelé multiconvexe résulte ainsi d'un équilibre dynamique dont on peut s'étonner qu'il se maintienne à une altitude de 900 m, perché au-dessus de la plaine semi-aride, dans des lithologies gneissiques qui ne sont pas fondamentalement différentes de celles rencontrées sur le piémont.

À la lumière du chapitre 2, on peut aisément comprendre la modestie de l'incision verticale et le maintien du modelé en demi-oranges au sommet du massif montagneux, préservé de l'érosion régressive par les multiples bandes de quartzite résistant qui entrelacent le massif. Ces quartzites, ainsi que plusieurs zones de gneiss massifs, jouent le rôle de seuil rocheux ou de barrage structural, favorable aux phénomènes de 'résistance morphologique' (BRUNDSSEN, 1993a et b), empêchant le développement d'une dissection profonde comme celle qui existe dans toute la zone périphérique du massif de Baturité ; ils matérialisent des secteurs de *knickpoints* qui correspondent à autant de rapides et de chutes d'eau, nombreuses dès que l'on quitte la zone de modelé multiconvexe du massif de Baturité.

#### *B – Processus d'altération et genèse des sols*

Les Acrisols du massif de Baturité sont des sols à altération géochimique dominante (DUCHAUFOR, 2001), dont on a vu qu'elle était soustraite au processus de monosiallisation. Une kaolinisation intense et une pédogénèse *ferrallitique*, bien que faiblement exprimée en raison de la persistance de phénomènes superficiels de lessivage, caractérisent la majeure partie des superficies culminantes du massif de Baturité à modelé multiconvexe. Les Gleysols et les Fluvisols des bas-fonds plats se développent aussi sur un matériau de nature monosiallitique, dans la mesure où les colluvio-alluvions des bas-fonds sur lesquels ils se développent proviennent de l'érosion des versants des demi-oranges. En revanche, les sols humifères d'altitude développés sur les crêtes quartzitiques culminantes indiquent en ces endroits une altération biochimique dominante. La matière organique complexante agissant sur un matériau quartzeux favorise la formation de complexes organo-métalliques mobiles (*chélates*) qui migrent et s'accumulent au sein d'un horizon Bh. Ces sols podzolisés occupent une superficie restreinte puisqu'ils se cantonnent aux poches d'altérations anciennes qui ponctuent les versants des crêtes quartzitiques. Ils correspondent par conséquent à une pédogénèse complexe, spatialement restreinte et verticalement peu développée (*crypto-podzolisation*). Toutefois, l'étude future de ces sols pourrait constituer une opportunité pour la reconstitution de l'histoire paléoenvironnementale du massif grâce aux possibilités de datation et d'estimation de la stabilité de la matière organique à partir du  $^{14}\text{C}$  et/ou du  $\delta^{13}\text{C}$  (SCHWARTZ *et al.*, 1985 ; CANER & BOURGEON, 2001 ; CANER *et al.*, 2007).

## 4.2. LA ZONE PÉRIPHÉRIQUE DE DISSECTION PROFONDE

Le massif de Baturité pris dans son ensemble ne constitue pas une unité géomorphologique homogène. Ainsi, au modelé multiconvexe de la partie centrale et sommitale du massif succède une zone périphérique de dissection profonde (Fig. 49) qui tranche par la vigueur de ses dénivellations et de ses déclivités avec la topographie plus ‘molle’ des collines convexes et la platitude des bas-fonds qui font la spécificité de la première zone.

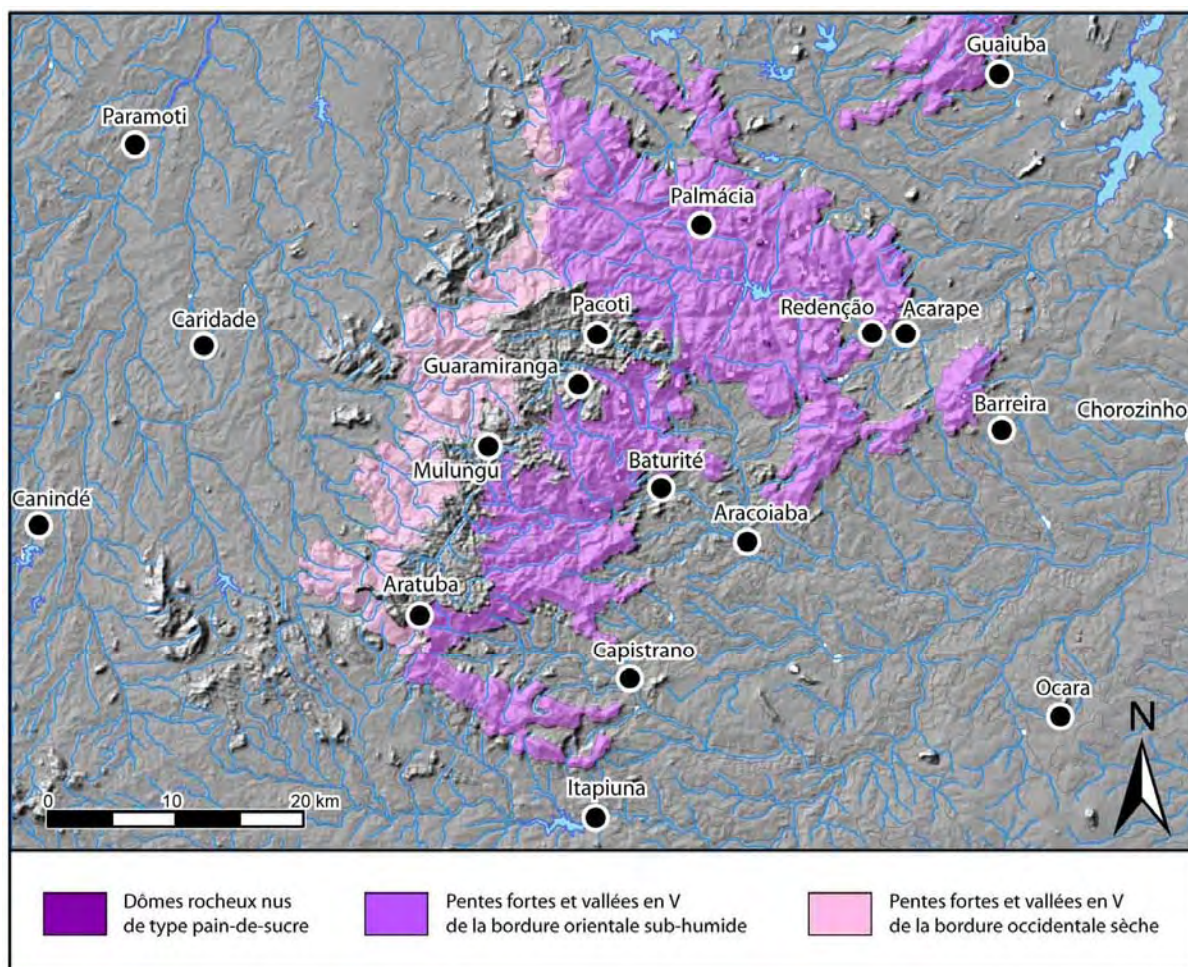
Zone de transition géomorphologique entre le massif de Baturité et les plaines environnantes, la zone de dissection périphérique est aussi une aire de transition climatique entre le climat humide de la partie culminante du massif et le climat semi-aride des basses terres du *Sertão*. Ces conditions écologiques intermédiaires sont responsables de variations sur le plan de la couverture végétale (développement d’une forêt semi-décidue), mais aussi sur le plan de la couverture altéritique et pédologique.

Comme pour la zone précédente, un aperçu général du bioclimat et de l’organisation morphopédologique permettra de justifier le choix d’une coupe représentative pour l’étude des conditions d’altération et de pédogenèse qui prévalent dans cette zone. Un essai d’interprétation d’ensemble permettra de souligner en même temps les modifications qui interviennent par rapport aux paysages morphopédologiques de la première zone.

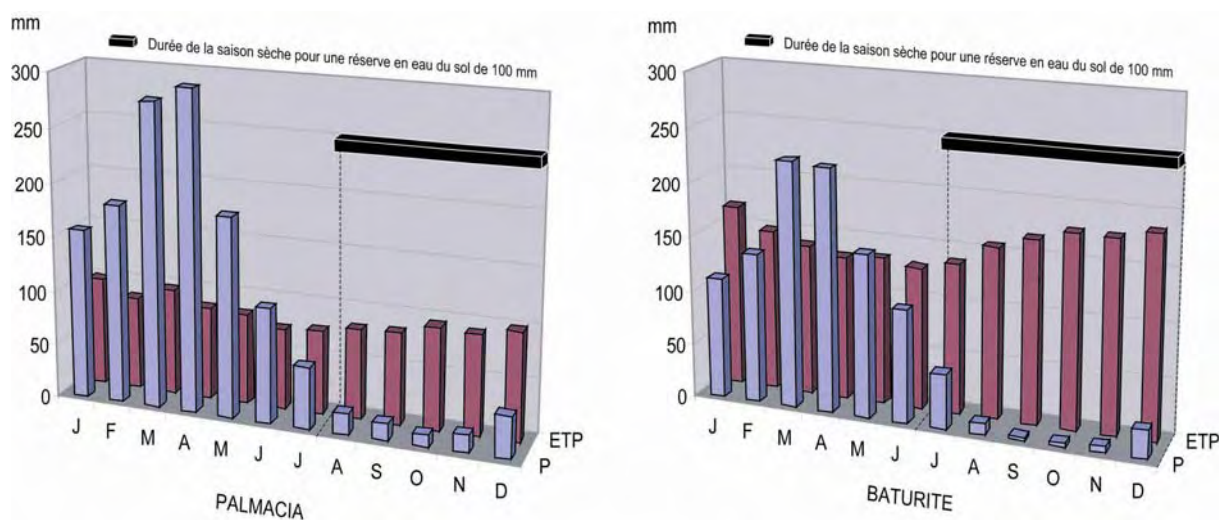
### 4.2.1. Présentation générale

#### *A – Caractéristiques bioclimatiques*

La zone décrite ici présente un climat sub-humide de transition illustré par les stations de Palmácia et de Baturité prises en référence (Fig. 50). La diminution progressive de l’altitude jusqu’au niveau de la plaine s’accompagne logiquement d’une augmentation graduelle des températures moyennes annuelles, autour de 20 °C pour les parties les plus élevées de la zone jusqu’aux 26 °C habituellement rapportés dans le *Sertão*. Les variations du climat interviennent aussi et surtout au niveau de la pluviosité, largement dépendante encore des effets du relief et de l’altitude, avec des précipitations moyennes annuelles qui s’échelonnent entre 900 et 1300 mm.an<sup>-1</sup> le plus souvent. Le régime pluviométrique reste marqué par un pic de saison des pluies centré sur mars-avril.



**Fig. 49** – Carte de localisation de la zone périphérique de dissection profonde et de ses subdivisions morphopédologiques (cf. carte des paysages morphopédologiques hors-texte pour plus de détail).



**Fig. 50** – Diagrammes climatiques de la zone périphérique de dissection profonde à climat sub-humide (source des données brutes mensuelles sur la période 1974-2004 : FUNCEME).



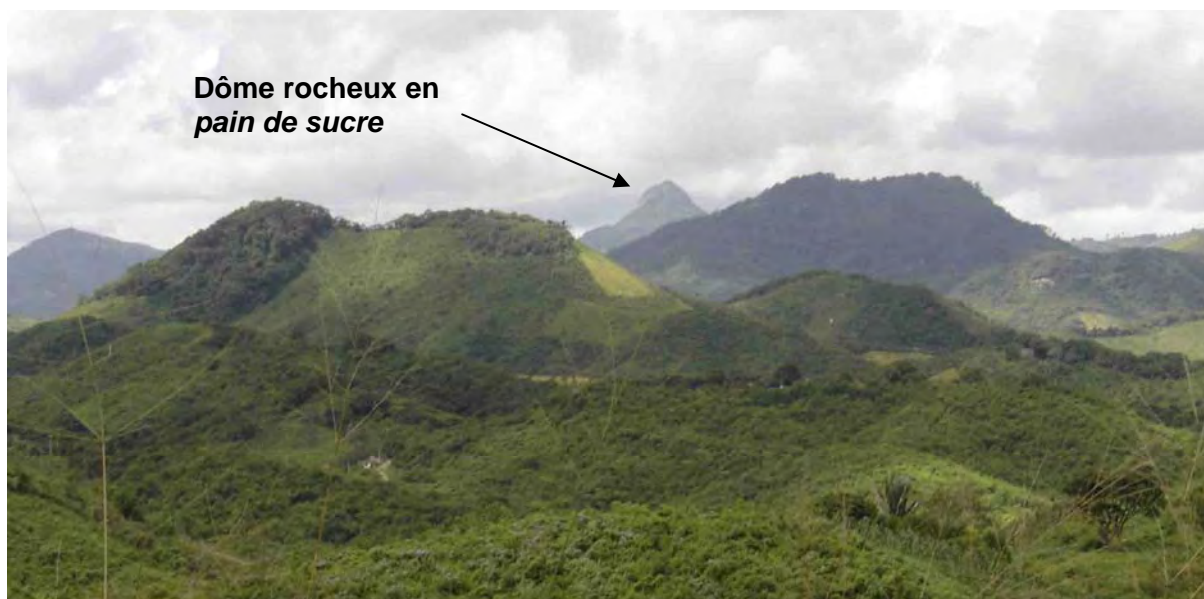
La saison sèche se situe entre 5 et 6 mois et le drainage climatique est toujours positif ( $50 < D_{cm} < 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ) bien que très irrégulier d'une année à l'autre : en effet, à Palmácia, le drainage climatique estimé était de 29 mm en 1983 alors qu'il était de 1074 mm en 1985, il est même devenu nul en 1993, année exceptionnellement sèche sur le massif de Baturité. La couverture forestière, beaucoup plus dégradée par l'action anthropique que dans la zone sommitale du massif, s'en distingue aussi par l'apparition d'espèces caducifoliées à côté des espèces sempervirentes. C'est donc une forêt semi-décidue adaptée à une plus longue saison sèche qui s'est installée dans cette zone à climat de transition.

Contrairement au versant oriental 'au vent' bien arrosé par les alizés d'est, cette zone de transition sub-humide connaît une extension très limitée sur la portion supérieure du versant occidental 'sous le vent' où le gradient bioclimatique est très resserré. Toute la partie moyenne et inférieure du versant ouest est alors dominée par des conditions climatiques semi-arides identiques à celles qui règnent dans le *Sertão*, favorables à l'installation d'une *caatinga* arborée riche en cactacées.

### *B – Modelé global*

Au modelé multiconvexe de la partie sommitale du massif succède avec un fort contraste cette zone périphérique de dissection profonde dans laquelle les **vallées en V** s'enfoncent rapidement et irrégulièrement par paliers successifs, marquant le passage de barres rocheuses résistantes. Les restes de la haute surface d'érosion identifiée vers 800-900 mètres ont ici disparu sous l'effet du défonçage profond réalisé par les rivières qui s'encaissent de 200 à 300 mètres en contrebas des interfluves en pentes fortes et à versants rectilignes (Photo 20). Les affleurements rocheux y sont fréquents et une érosion accélérée et irréversible des sols est perceptible dans les versants cultivés les plus pentus (Photo 21).

Un réseau dense de vallées de ligne de fracture dessine une sorte de quadrillage bien visible sur MNT ou image satellite notamment dans le secteur de Palmácia. L'inscription des cours d'eau le long de ces plans de faiblesse et la dissection profonde qu'ils opèrent dans le manteau d'altération discontinu s'accompagne de l'émergence de **dômes rocheux nus de type pain de sucre** sculptés dans les roches grenues du socle, en particulier dans celles du complexe migmatitique qui s'étend au nord de la zone d'étude, là où les dômes rocheux sont les plus nombreux. Cette zone de dissection périphérique paraît en fait traduire la progression de l'érosion régressive au cœur du massif jusqu'aux secteurs de *knickpoints* ou ruptures de pente fluviales qui elles-mêmes délimitent la zone de modelé multiconvexe.



**Photo 20** – Paysage de dissection profonde entre Pacoti et Palmácia au nord au massif de Baturité, accidenté de dômes rocheux nus de type *pain de sucre* sculptés dans les roches migmatitiques de l'Unité Canindé. Les interfluves à versants rectilignes et en pentes fortes sont séparés par de profondes vallées en V. Noter l'aspect très dégradé de la forêt semi-décidue (*mata seca*). Cliché F. Bétard.



**Photo 21** – Autre aperçu de la zone de dissection périphérique au sud-ouest de Palmácia : topographie confuse et bosselée, avec vallées en V et dôme rocheux dissymétrique. Les vestiges très dégradés de forêt semi-décidue alternent avec de nombreuses parcelles cultivées associant maïs et riz le plus souvent, parfois sur des pentes extrêmement fortes soumises à une dégradation accélérée des sols, conséquence directe de la déforestation. Cliché F. Bétard.

### C – Découpage morphopédologique de la zone périphérique de dissection profonde

Trois sous-unités morphopédologiques ont été distinguées à l'intérieur de la zone périphérique de dissection profonde. Ce sont :

- **Les dômes rocheux nus de type *pain de sucre***, modelés rocheux de superficie réduite marqués par des pentes sub-verticales, souvent dépourvus de sols et de végétation ;
- **Les pentes fortes et vallées en V de la bordure orientale sub-humide**, associées à un manteau d'altération discontinu et à des sols rouges lessivés de type Lixisol sur lesquels s'est installée une forêt humide semi-décidue ;
- **Les pentes fortes et vallées en V de la bordure occidentale semi-aride**, où les sols peu évolués de type Leptosol occupent plus de place que les Lixisols et les Luvisols, et où la végétation dominante est une *caatinga* arborée.

#### a – Dômes rocheux nus de type *pain de sucre*

Les dômes rocheux n'occupent au total que peu d'espace dans la zone d'étude. Ce sont des modelés rocheux étroits et vigoureux, de dimension hectométrique, qui doivent leur singularité à leurs formes pittoresques, définies par des pentes raides ou des parois nues sub-verticales. Aussi hauts que longs ou larges, les dômes rocheux peuvent atteindre jusqu'à 300 mètres de hauteur dans la zone étudiée. Ils ne peuvent être considérés comme des *inselbergs* ou des *bornhardts*, termes qui doivent être réservés aux reliefs isolés dominant de grandes surfaces planes (BIROT, 1978 ; PEULVAST & VANNEY, 2001, LAGEAT & GUNNELL, 2001). Rien de tel ici puisque ces dômes rocheux forment des reliefs saillants au sein d'une zone profondément disséquée et sont, par conséquent, plutôt à ranger parmi les *pains de sucre* (par référence au *Pão de Açúcar* de la baie de Rio de Janeiro), modelés rocheux vigoureux qui caractérisent habituellement les montagnes disséquées ou les rebords de blocs cristallins vigoureusement soulevés.

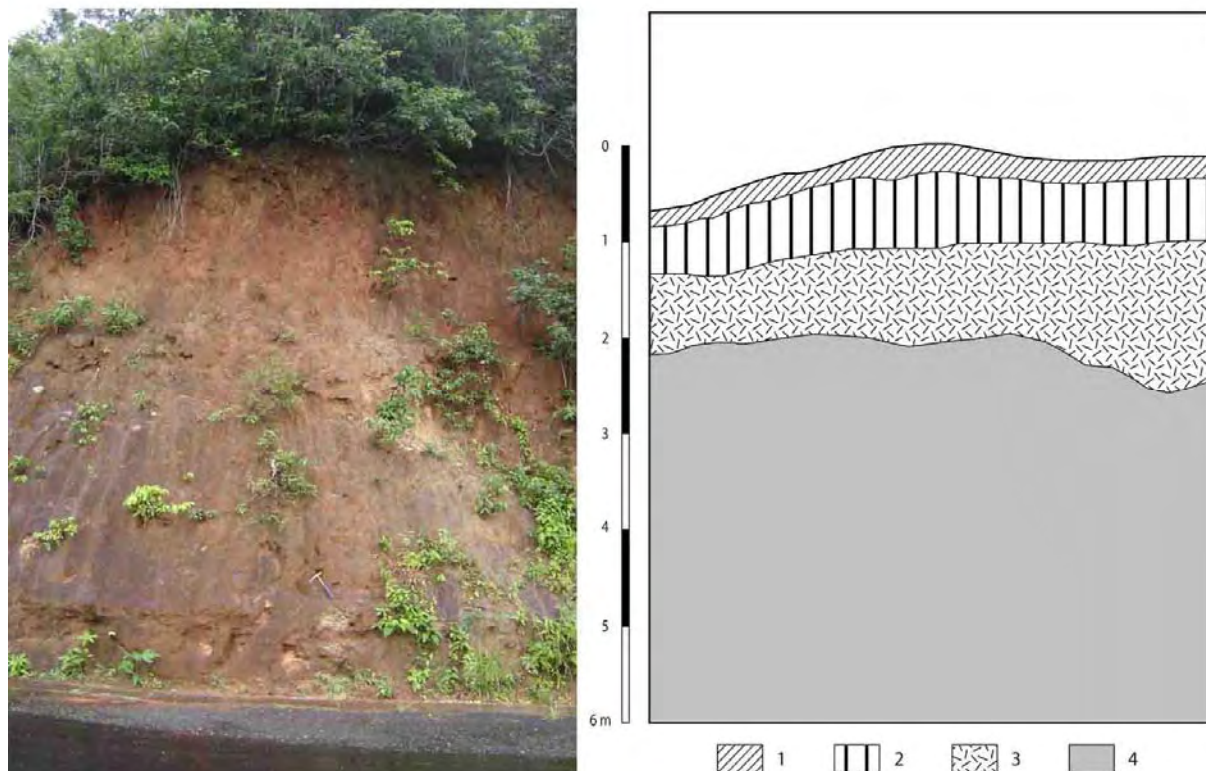
Correspondant généralement à des volumes rocheux peu divisés du socle cristallin, les dômes rocheux sont inscrits dans le complexe migmatitique de l'Unité Canindé qui s'étend au nord de la zone d'étude (Photos 20 et 21), et dans certains gneiss massifs de la bordure disséquée orientale, comme au-dessus de l'embalement de Baturité. Leurs contours en plan sont souvent contrôlés par un réseau de fractures multidirectionnel, particulièrement dense dans les environs de Palmácia où ces *pains de sucre* sont les plus nombreux.

Des formes de décompression et d'écaillage issues de l'ouverture de diaclases courbes expliquent l'exfoliation fréquente en grandes dalles le long de leurs parois raides d'allure convexe. Les pentes de ces reliefs, qui peuvent atteindre la verticalité, ne leur permettent pas de porter des sols sur les parois de roche nue, pas plus qu'une couverture forestière. Tout au plus, le ruissellement fixe des mousses et des lichens sur les dalles rocheuses curvilignes. Toutefois, des arbres ou des arbustes peuvent se maintenir sur les sols minces de type Leptosol qui coiffent leur sommet.

#### b – Pentas fortes et vallées en V de la bordure orientale sub-humide

Les zones fortement disséquées qui succèdent avec un fort contraste à la zone de modelé multiconvexe à l'est et au nord du massif présentent des pentes fortes avec des déclivités qui se situent le plus souvent entre 15 et 35 %. Les profondes vallées en V qui s'enfoncent brutalement pour rejoindre la basse plaine du *Sertão* sont exigües et ne s'élargissent jamais en bas-fond plat. Mais surtout, la particularité physique de cette bordure orientale et septentrionale est son exposition directe aux alizés d'est chargés d'humidité en provenance du littoral, à l'origine d'importantes précipitations orographiques. Le climat sub-humide de cette zone disséquée couverte de forêt semi-décidue diffère en cela du climat principalement semi-aride de la bordure disséquée opposée occidentale, dominée par la *caatinga* et localisée 'sous le vent' du massif.

Ces caractères topographiques et bioclimatiques ont, de manière évidente, des répercussions sur le manteau d'altération et les sols. Les profils d'altération rougeâtres observés le long de la route qui mène de Baturité à Guaramiranga sur le versant oriental du massif révèlent encore des épaisseurs importantes (une dizaine de mètres) et un degré d'altération poussé. Cependant, les coupes observées dans cette partie orientale et septentrionale du massif montrent partout les marques d'une altération plus modérée par rapport à celle observée dans la zone des demi-oranges. Un manteau d'altération à consistance d'arène friable semble ici être la règle à partir de 2-3 mètres de profondeur, entre l'isaltérite rougeâtre très friable qui s'observe immédiatement sous le sol et la roche saine granito-gneissique (Photo 22). Toute proportion gardée, les variations verticales dans le degré d'altération restent relativement progressives. Les sols des interfluves sont des sols rouges lessivés (Lixisols), modérément acides (taux de saturation > 50 %), antérieurement classés comme *Podzólicos Vermelho-Amarelo eutróficos* sur les cartes de sols utilisant l'ancienne classification brésilienne (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b). Les indices macromorphologiques d'un lessivage (revêtements argileux) sont abondants et bien visibles sur les faces des agrégats et peuvent être considérés comme un bon indicateur de ce type de sol sur le terrain.



**Photo 22** – Coupe le long d’une tranchée de route entre Pacoti et Palmácia, montrant au sommet un sol rouge lessivé typique de cette zone (Lixisol) au-dessus d’un manteau d’altérite où s’observent des variations verticales dans le degré d’altération. Cliché F. Bétard. Légende de la figure interprétative : 1 : horizon A1 ; 2 : horizon Bt rouge à revêtements argileux abondants ; 3 : horizon C très friable (isaltérite rouge) ; 4 : arène friable de couleurs variées à structure lithologique conservée.



**Photo 23** – Longs versants rectilignes en pente forte et profonde vallée en V sur la bordure occidentale semi-aride du massif de Baturité (sud de Pico Alto). Les affleurements rocheux fréquents et les ‘poches’ de Lixisols de la partie apicale des versants couverts de forêt semi-décidue cèdent progressivement le relais aux Luvisols et Leptosols sous *caatinga* arborée dans la partie distale qui établit le contact avec la plaine semi-aride du *Sertão* visible à l’arrière-plan. Cliché F. Bétard.

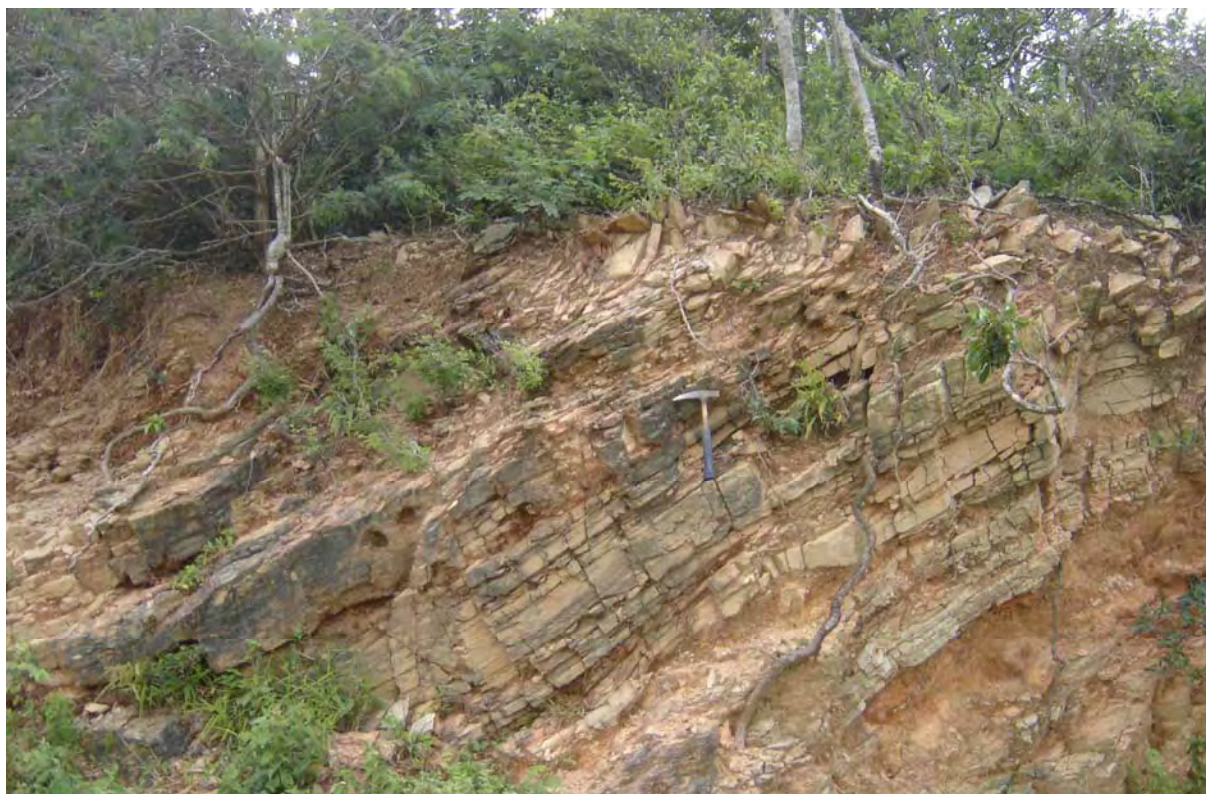
c – Pentas fortes et vallées en V de la bordure occidentale semi-aride

Par opposition à la bordure orientale sub-humide ‘au vent’ du massif de Baturité, les pentes fortes et vallées en V de la bordure occidentale ‘sous le vent’ (Photo 23) sont dominées par des conditions climatiques semi-arides, semblables à celles qui caractérisent la plaine à inselbergs du *Sertão*. De fait, le gradient bioclimatique est très resserré sur ce versant et la transition entre la forêt sempervirente de la zone sommitale et la *caatinga* de la zone dissection périphérique est brutale, passant par une étroite bande de forêt semi-décidue.

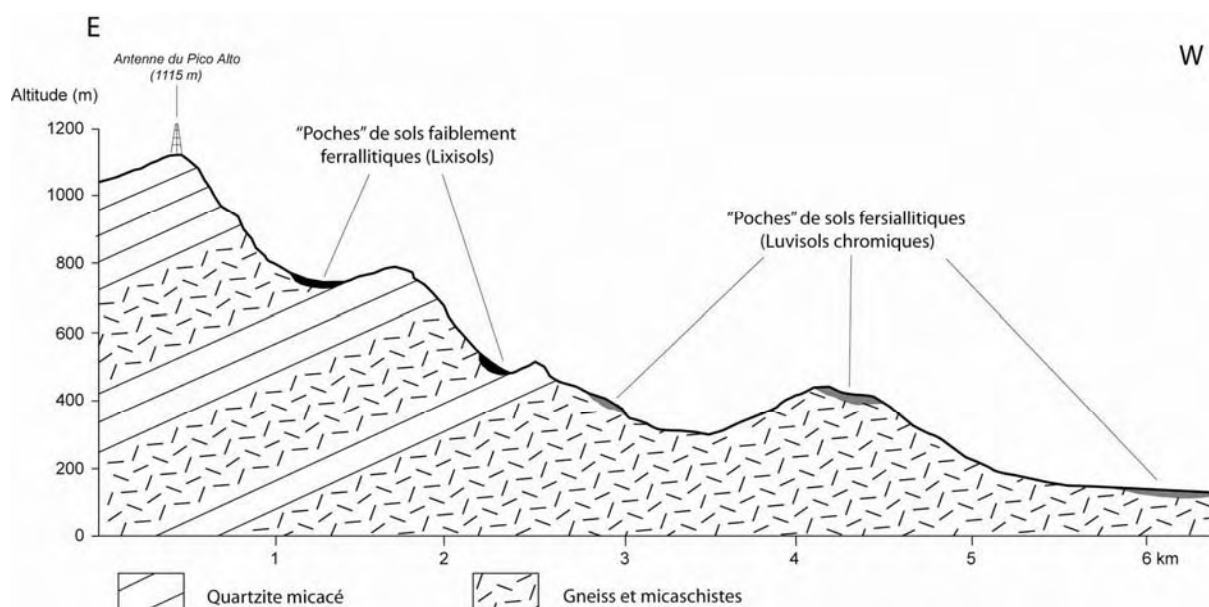
D’après LIMA (1983) et LIMA & PEREIRA (1993), il est possible d’observer le passage graduel des *Brunos não cálcicos* (Luvisols) aux *Podzólicos Vermelho-Amarelos distróficos* (Acrisols) en passant par les *Podzólicos Vermelho-Amarelos eutróficos* (Lixisols) le long d’une toposéquence climatique qui s’étend depuis le pied de l’escarpement disséqué jusqu’au sommet du massif. Cependant, le suivi de ce transect sur la route qui relie Inhaporanga à Pico Alto nous a permis de nous étonner de la rareté des sols différenciés de type Luvisol, Lixisol ou Acrisol, et au contraire de l’omniprésence des sols peu évolués sur roche dure de type Leptosol (Photo 24). Dans leur étude pédologique de la bordure orientale du massif, les précédents auteurs ont fait le choix de n’étudier que les sols ‘mûrs’ ou pédologiquement évolués, mais une telle approche a l’inconvénient de ne refléter qu’une partie de la réalité du terrain. Cela se répercute jusque dans les cartes des sols établies pour l’État du Ceará (LEITE & MARQUES, 1997 ; IPECE, 2004) où seuls les Lixisols sont considérés. En fait, les sols évolués de type Luvisol, dans la partie inférieure du versant, et Lixisol, dans sa partie supérieure, se présentent le plus souvent en ‘poches’ dans des situations topographiques où le bilan morphogénèse-pédogénèse est favorable à la seconde (Fig. 51). Dans le cas inverse d’un bilan favorable à la morphogénèse, les fortes déclivités de la bordure disséquée occidentale, souvent supérieures à 40 %, et le climat fortement contrasté à tendance semi-aride expliquent pour une large part le faible degré d’évolution pédologique des profils observés. En considérant les Leptosols comme les sols dominants de ce versant, la carte des sols levée pour le PROJETO RADAMBRASIL (1981b) est plus proche de la réalité.

#### 4.2.2. Étude altéro-pédologique du profil de référence PA1

Le profil PA1, situé dans la zone de dissection périphérique à climat sub-humide, a été choisi comme profil de référence pour préciser les caractéristiques de la couverture pédologique qui prévaut dans cette zone. Cela passe par l’interprétation de l’ensemble des données macro- et micromorphologiques, physico-chimiques et minéralogiques obtenues.



**Photo 24** – Exemple de Leptosol sur le versant occidental semi-aride du massif de Baturité, représentatif de la couverture pédologique de cette partie du massif. Ces sols peu évolués ou squelettiques alternent avec des ‘poches’ de sols rouges évolués de type Lixisol ou Luvisol tout au long de ce versant situé ‘sous le vent’ du massif montagneux. Les bancs rocheux de gneiss, de micaschistes et de quartzite alternés attestent du pendage vers l’est des roches de l’Unité Canindé sur cette bordure occidentale du massif. Cliché F. Bétard.



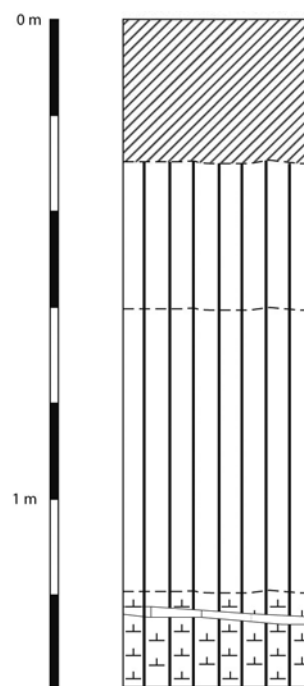
**Fig. 51** – Coupe schématique illustrant l’organisation morphopédologique du versant oriental semi-aride : escarpement monoclinale à corniches multiples où les sols superficiels sur roche dure (Leptosols) sont dominants, en alternance avec des ‘poches’ de sols plus évolués (Lixisols et Luvisols). La distribution éparse de ces ‘poches’ de sols reflète en grande partie celle des zones de replats où des volumes significatifs d’altérites ou d’arènes ont pu être préservés de l’érosion.

## A – Description morphologique

La coupe du profil PA1 est localisée à un kilomètre au nord de la localité de Palmácia (point GPS : S4°08.380' – W38°50.784'). Le profil décrit se situe au niveau d'une petite carrière qui a permis d'observer le sol sur une hauteur d'environ 2 mètres. La coupe a été rafraîchie mais n'a pas permis d'atteindre la roche saine dont la lithologie s'inscrit dans le vaste complexe migmatitique de l'Unité Canindé d'âge Paléoprotérozoïque qui s'étend au nord de la zone d'étude. Du point de vue topographique, cette coupe se situe sur le tiers supérieur d'un interfluve en pente forte, à une altitude de 400 mètres environ. La forêt semi-décidue y est très dégradée, en grande partie remplacée par des cultures pluviales associant maïs, riz et haricot. Le profil étudié a été décrit sur le terrain comme suit :

### a – Description du profil PA1

- |     |  |
|-----|--|
| A1  | De 0 à 30 cm : Brun foncé (5 YR 4/3 humide). Humifère. Texture limono-argilo-sableuse. Structure massive. Très poreux. Nombreuses racines fines et moyennes.   |
| B1t | De 30 à 60 cm : Brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/4 humide). Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique peu nette. Revêtements argileux fréquents. Poreux. Quelques racines.                                |
| B2t | De 60 à 120 cm : Rouge (10 R 4/8 humide). Texture argileuse. Structure polyédrique peu nette. Revêtements argileux abondants de couleur brun rougeâtre sombre (2,5 YR 3/4 humide). Poreux. Quelques racines. |
| C   | De 120 à 180+ cm : Rouge (10 R 4/8 humide). Texture limono-argilo-sableuse. Structure massive. Peu poreux.   |



- Horizon organique
- Fer libre (horizon rouge)
- Quartz
- Gneiss très altéré (isaltérite)

### b – Commentaires

L'horizon C a l'aspect d'une altérite très friable, parcourue par un filon de quartz horizontal peu perturbé. D'autres coupes plus profondes dans cette zone de dissection périphérique ont permis d'observer vers 5-10 mètres de profondeur, sous l'altérite rouge, une arène friable moins évoluée à macrostructure lithologique conservée.



### c – Interprétations

Les faits importants à retenir à l'issue de la caractérisation morphologique de ce profil rejoignent les principaux constats faits lors de la description du profil LS1 dans la zone sommitale du massif, avec néanmoins quelques différences à souligner :

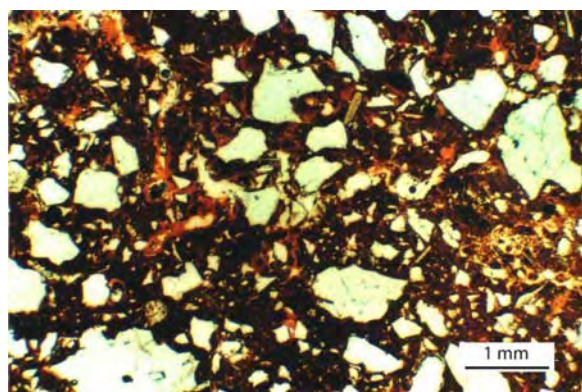
- L'horizon C a encore la consistance très friable d'une isaltérite kaolinique de couleur rouge, mais l'aspect peu perturbé du filon de quartz suggère un degré d'altération peut être moins évolué qu'à la base de l'Acrisol. La consistance d'arène observée ailleurs vers 5-10 mètres de profondeur, jamais relevée dans le manteau d'altération de la zone à climat humide, plaide aussi en faveur d'une diminution progressive du degré d'altération vers la base des profils.
- L'horizon B présente ici des traces plus affirmées et plus abondantes de lessivage que dans l'Acrisol, avec des revêtements argileux particulièrement nets à la surface des peds. Ce phénomène marqué de migration des argiles dans un horizon Bt est aussi en accord avec la définition d'un Lixisol, également caractérisé par une accumulation argileuse de sub-surface (FAO, 2006).

Ces interprétations issues de l'observation macromorphologique vont maintenant être complétées par l'étude micromorphologique des horizons B et d'altération.

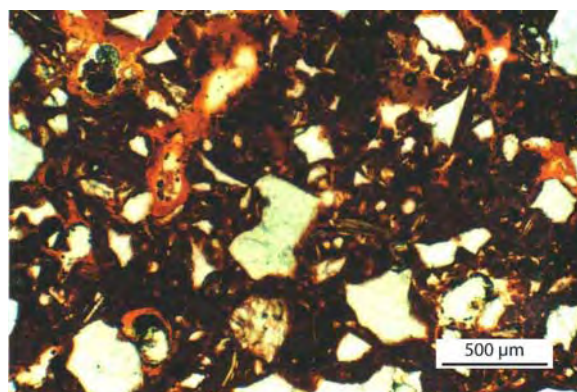
### *B – Observations micromorphologiques*

#### a – Horizon d'altération

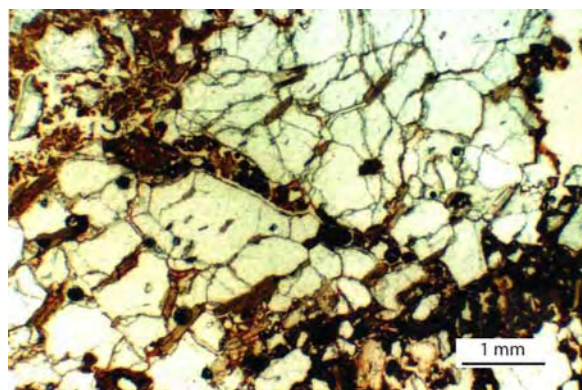
Le profil étudié n'ayant pas permis d'atteindre la roche saine, il est difficile de dire si la roche mère est un gneiss, une migmatite ou même un granite. Parmi les minéraux primaires rencontrés dans l'horizon C, on retrouve le quartz, auquel s'ajoutent un tectosilicate de type feldspath, ainsi que deux phyllosilicates, muscovite et biotite. Il s'agit donc encore d'une roche cristalline de texture grenue et de tendance leucocrate. Comme on peut s'y attendre, les minéraux qui la composent sont inégalement altérés dans cet horizon C. Seuls le quartz et la muscovite paraissent intacts. Quelques lithoreliques à restes de feldspaths partiellement altérés n'ont pas encore été gagnés entièrement par le plasma brun amorphe qui constitue une bonne partie du fond matriciel, responsable de la grande friabilité de l'altérite (Photo 25). Les biotites ont été, le plus souvent, complètement transformées et intégrées dans ce plasma auquel ils ont livré leur fer responsable de la couleur rouge de l'horizon d'altération.



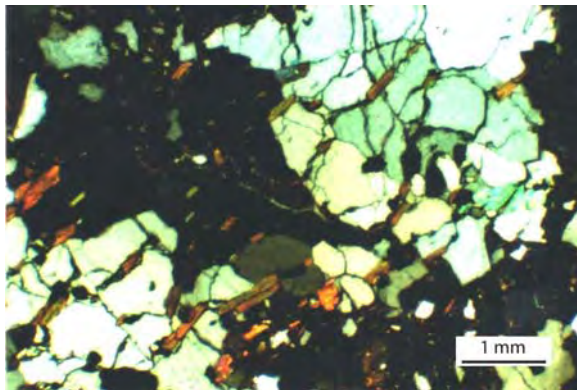
**Photo 25** – Profil PA1, micromorphologie de l'isaltérite à 150 cm : le quartz et la muscovite paraissent intacts, de rares feldspaths n'ont pas été gagnés encore par le plasma brun amorphe, argilanes nombreux au voisinage des porosités, L.P.N.A.



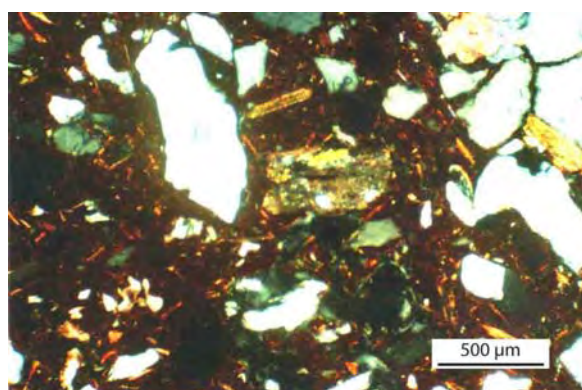
**Photo 26** – Détail de la photo 25 : noter l'abondance et l'épaisseur importante des argilanes de couleur rouille, autour des lithoreliques et des porosités de l'altérite, L.P.N.A.



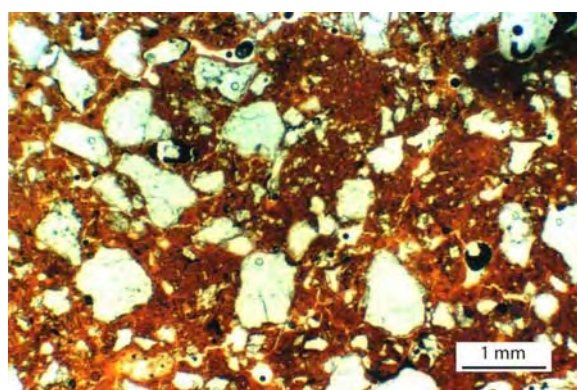
**Photo 27** – Profil PA1, autre aspect micromorphologique de l'isaltérite à 150 cm : amas polycristallins de quartz fissurés avec inclusions de muscovite et surtout de biotites peu ou pas altérées, L.P.N.A.



**Photo 28** – Même vue que la photo 27, L.P.A.



**Photo 29** – Profil PA1, micromorphologie de l'isaltérite à 150 cm : détail d'une biotite fortement altérée et illitisée au centre de la photographie, revêtements nets et abondants, L.P.A.



**Photo 30** – Profil PA1, micromorphologie de l'horizon Bt à 90 cm : les lithoreliques à restes de feldspaths ou de biotites deviennent rares dans cet horizon, les argilanes sont toujours très abondants, L.P.N.A.

Cependant, plusieurs amas polycristallins de quartz repérés sur la lame présentent de nombreuses inclusions de muscovite et surtout de biotite qui semblent avoir été totalement épargnées par l'altération météorique (Photos 27 et 28). Le quartz, en amas continus, a ainsi joué le rôle de bouclier protecteur pour les biotites incluses, facilement altérables d'ordinaire. Malgré cette immunité apparente, les micas ont subi un gonflement visible responsable du réseau dense de fissures dans le quartz, les nœuds du réseau étant généralement constitués par les biotites. Lorsqu'elles ne sont pas incluses, les biotites peuvent se présenter fortement altérées sans être mélangées au plasma brun et en conservant des contours nets. Dans ce cas, des phénomènes d'illitisation des micas ont pu être parfois observés par la mise en évidence de fines paillettes blanches d'illite ( $< 10 \mu\text{m}$ ) entre les clivages (Photo 29).

Un trait pédologique qui n'avait pas été observé lors de la description macromorphologique de terrain est la présence de revêtements nets et abondants, avec des argilanes confinés autour des porosités et des cristaux isolés de natures variées (Photos 25, 26, 29). De fait, l'horizon C qui a été décrit à la base du profil pourrait à la limite être assimilé à un BC.

#### b – Horizon Bt

C'est l'horizon B2t qui a été échantillonné pour un examen en lame mince au microscope polarisant. Dans cet horizon, les argilanes deviennent plus fins mais plus systématiques (Photo 30). Les indices macromorphologiques évidents d'argilluviation, nécessaires à la classification de ce sol parmi les Lixisols, sont ainsi amendés par les observations micromorphologiques. Les principaux changements avec l'horizon sous-jacent concernent la plus grande rareté des lithoreliques feldspathiques et micacées dans cet horizon Bt où domine le quartz en cristaux isolés ou en amas polycristallins.

### C – Propriétés physico-chimiques

#### a – pH et $\Delta\text{pH}$

Le sol est encore relativement acide mais affiche des pH eau supérieurs de 0,5 à 1 unité pH par rapport à l'Acrisol de la zone précédente, avec des valeurs ici autour de 5,5 (Fig. 52). Les pH KCl sont encore bas, autour de 4,5. Par conséquent, le  $\Delta\text{pH}$  marque une différence d'une unité pH en moyenne, avec un maximum de  $-1,3$  dans l'horizon Bt. En l'absence de quantités significatives d'aluminium échangeable dans le sol, des  $\Delta\text{pH}$  relativement forts comme ceux-ci pourraient être le reflet d'une abondance des illites dans le sol (BÉTARD *et al.*, soumis).

L'hypothèse d'une abondance des illites demande évidemment à être confirmée par l'analyse minéralogique aux rayons X. Cependant, c'est surtout dans les sols où les  $\Delta\text{pH}$  sont supérieurs ou égaux à  $-2$  que cette voie d'altération par illitisation est la plus affirmée.

#### b – Granulométrie

Le profil granulométrique de ce sol ressemble d'assez près à celui de l'Acrisol, dans la mesure où le pourcentage élevé d'argile granulométrique au niveau des horizons B1 et B2 (43,6 et 47,9 %, respectivement) confirme une nouvelle fois un lessivage accentué du sol (Fig. 52). L'indice de lessivage de l'argile (taux d'argile de l'horizon B / taux d'argile de l'horizon A) est de 1/1,45, soit largement supérieur à la valeur de 1/1,2 qui sert à définir l'horizon B argique de la *World Reference Base*, nécessaire à la classification de ce sol dans le groupe des Lixisols (FAO, 2006).

#### c – Matière organique

Sur le taux de matière organique, dont les valeurs diminuent de manière classique avec la profondeur (Fig. 52), il n'y a pas de commentaires importants à faire. Par rapport à l'Acrisol de la zone sommitale du massif, la teneur en carbone est ici légèrement inférieure quelque soit le niveau dans le profil. Il faut voir dans ces teneurs plus faibles en matière organique la double conséquence d'un climat à la fois plus chaud et moins humide que dans la partie sommitale du massif, et en même temps d'un défrichage et d'une mise en culture plus généralisée dans cette zone. Il reste que les valeurs affichent encore des teneurs tout à fait bonnes, sans conséquence notable sur le pH ou sur la capacité d'échange cationique.

#### d – Cations échangeables et capacité d'échange cationique

Comme dans l'Acrisol, la CEC mesurée est faible ( $<24 \text{ cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$  d'argile), ce qui traduit encore la dominance des *low activity clays* dans la fraction argileuse du sol (Fig. 52). En revanche, le taux de saturation en bases est ici supérieur à 50% dans l'horizon B argique, ce qui permet le rattachement de ce sol au groupe des Lixisols (FAO, 2006). Par conséquent, la lixiviation des bases est ici moins poussée et reste assez modérée dans la partie supérieure du profil. Cette différence avec les Acrisols de la zone précédente est à attribuer à des modifications des conditions pédoclimatiques : dans la zone sommitale à climat humide, le drainage climatique est positif toutes les années ; dans la zone périphérique à climat sub-humide, le drainage plus faible est irrégulier et peut devenir nul certaines années sèches.

**PROFIL PA 1**

Echantillon n°	PA 11	PA 12	PA 13	PA 14
<b>Horizon</b>	A1	B1t	B2t	C
<b>Profondeur (cm)</b>	0-30	30-60	60-120	120-180+
<b>Eléments grossiers (%)</b>	8,2	32,4	15,1	3,8
<b>pH</b>				
eau	5,7	5,6	5,3	5,4
KCl	4,6	4,3	4,2	4,5
$\Delta$ pH (pH KCl – pH eau)	-1,1	-1,3	-1,1	-0,9
<b>Analyse granulométrique (%)</b>				
Sables grossiers	35,7	31,4	27,1	40,5
Sables fins	19,0	13,8	12,0	14,0
Limons grossiers	6,9	4,8	3,9	3,9
Limons fins	8,3	6,3	9,0	12,7
Argiles	30,0	43,6	47,9	28,9
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>				
Carbone	9,71	6,77	3,28	2,23
Azote	0,81	0,60	0,36	0,26
MO	16,80	11,71	5,67	3,86
C/N	11,97	11,26	9,01	8,58
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>				
Ca	3,2	2,5	1,9	1,4
Mg	0,9	1,0	1,0	1,4
Na	0,00	0,02	0,04	0,02
K	0,00	1,24	0,33	0,00
Somme	4,10	4,76	3,27	2,82
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>				
Al	0,01	0,06	0,14	0,02
<b>Capacité d'échange cationique</b>				
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	5,98	6,02	5,92	8,21
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	19,94	13,80	12,35	28,40
Taux de saturation (%)	69	79	55	34
<b>Analyse totale (%)</b>				
SiO <sub>2</sub>	73,68	68,86	65,67	70,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	16,18	18,33	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	3,80	4,98	6,03
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,51	0,59	0,76
MnO	0,05	0,03	0,02	0,01
MgO	0,17	0,19	0,22	0,33
CaO	0,13	0,10	0,05	0,04
K <sub>2</sub> O	2,47	2,17	1,61	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,17	0,08	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,06	0,07
Perte au feu	6,58	8,07	8,64	7,17
Total	99,78	100,14	100,24	100,13
<b>Indices d'altération géochimique</b>				
CIA (Chemical Index of Alteration)*	81,96	86,90	91,39	92,38
WIP (Weathering Index of Parker)**	2153,02	1868,96	1358,53	960,31

\*CIA = (100) [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)]\*\*WIP = (100) [(2Na<sub>2</sub>O/0,35)+(MgO/0,9)+(2K<sub>2</sub>O/0,25)+(CaO/0,7)]**Fig. 52** – Caractéristiques physico-chimiques du profil PA1 [*Cutanic Lixisol (rhodic)*].

#### e – Analyse totale et indices d'altération géochimique

Les résultats issus de l'analyse totale ont permis de calculer les indices d'altération géochimique censés refléter l'état d'avancement du matériau altéré. Contrairement au profil de l'Acrisol, le CIA et le WIP montrent ici un état d'altération de plus en plus poussé en allant vers la profondeur (Fig. 52). Cela est plutôt contraire à ce qu'on a l'habitude d'observer et pourrait faire penser à un éventuel polyphasage pour ce sol (sol actuel reposant sur un paléoaltérite plus évoluée). Cependant, il semble que les modalités d'altération de ce profil doivent être interprétées autrement. Le fait que l'horizon A1 présente un état d'altération moins poussé que les horizons Bt n'est pas choquant et même plutôt habituel. Quant à l'horizon d'altération, l'étude micromorphologique avait permis de montrer que les caractéristiques de cet horizon C se rapprochaient davantage de celles d'un horizon BC en raison de l'abondance des revêtements argileux à ce niveau du profil. Par ailleurs, la description d'autres profils d'altération à l'intérieur de la zone de dissection périphérique avait clairement mis en évidence une diminution progressive du degré d'altération avec la profondeur, l'aspect d'isaltérite rougeâtre très friable du sommet de l'horizon d'altération cédant progressivement le relais à une arène friable à macrostructure lithologique conservée vers la base.

#### D – Étude des formes du fer

Les résultats des traitements effectués pour extraire les différentes formes du fer sont présentés sur la figure 53. Ces résultats sont commentés et interprétés ci-dessous.

##### a – Résultats

Les résultats d'extraction du fer par le réactif CBD font encore apparaître des quantités importantes de fer libre sur l'ensemble du profil (> 60 %) mais dans des proportions partout inférieures à celles déduites pour le profil LS1 situé dans la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide, où le rapport fer libre/fer total atteignait et dépassait même 90 %. La quantité de fer mal cristallisé déterminable à l'aide du réactif de TAMM correspond à une plus forte proportion du fer libre, avec une même tendance à l'augmentation vers la surface.

##### b – Interprétations

Une altération moins poussée et une pédogenèse moins agressive que dans la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide expliquent une libération du fer moins importante dans les profils de la zone de dissection périphérique à climat sub-humide.

Profondeur cm	Horizon	Fe Total (1) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Fe CBD (2) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Fe Oxalate (3) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Rapport (2) / (1) %	Rapport (3) / (1) %	Rapport (3) / (2) %
0-30	A1	21,00	12,70	2,49	60,48	11,86	19,61
30-60	B2t	26,60	19,00	2,15	71,43	8,08	11,32
60-120	B1t	34,86	27,93	2,68	80,12	7,69	9,60
120-180+	C	42,21	36,64	2,10	86,80	4,98	5,73

(1) Fer total déduit des résultats de l'analyse totale (en prenant pour base le pourcentage de la masse moléculaire de Fe dans Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

(2) Fer libre après extraction par le réactif CBD (Citrate-Bicarbonate-Dithionite)

(3) Fer mal cristallisé (amorphe et para-cristallin) après extraction par le réactif de TAMM (oxalate d'ammonium-acide oxalique)

(2) / (1) Rapport Fer libre/Fer total

(3) / (1) Rapport Fer mal cristallisé/Fer total

(3) / (2) Rapport Fer mal cristallisé/Fer libre

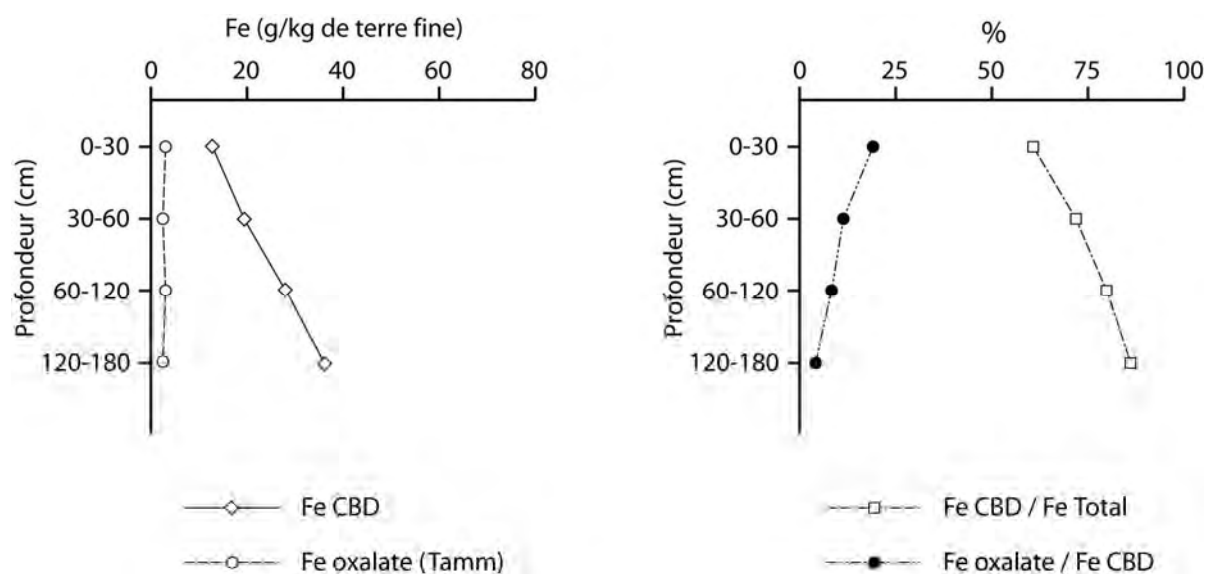


Fig. 53 – Extractions sélectives des formes du fer à l'aide des réactifs CBD et TAMM pour le profil PA1.

Le fait que le sol et l'altérite aient des couleurs Munsell situées sur les planches 5YR, 2,5YR et 10R laissent supposer des proportions importantes d'hématite bien cristallisée (TORRENT *et al.*, 1983). La teneur élevée en hématite, telle qu'elle peut être déduite des couleurs du code Munsell, est confirmée par la diffraction des rayons X réalisée sur poudre totale qui n'a pas révélé en parallèle la présence de goéthite, quel que soit l'horizon analysé.

#### *E – Analyse minéralogique par diffractométrie des rayons X*

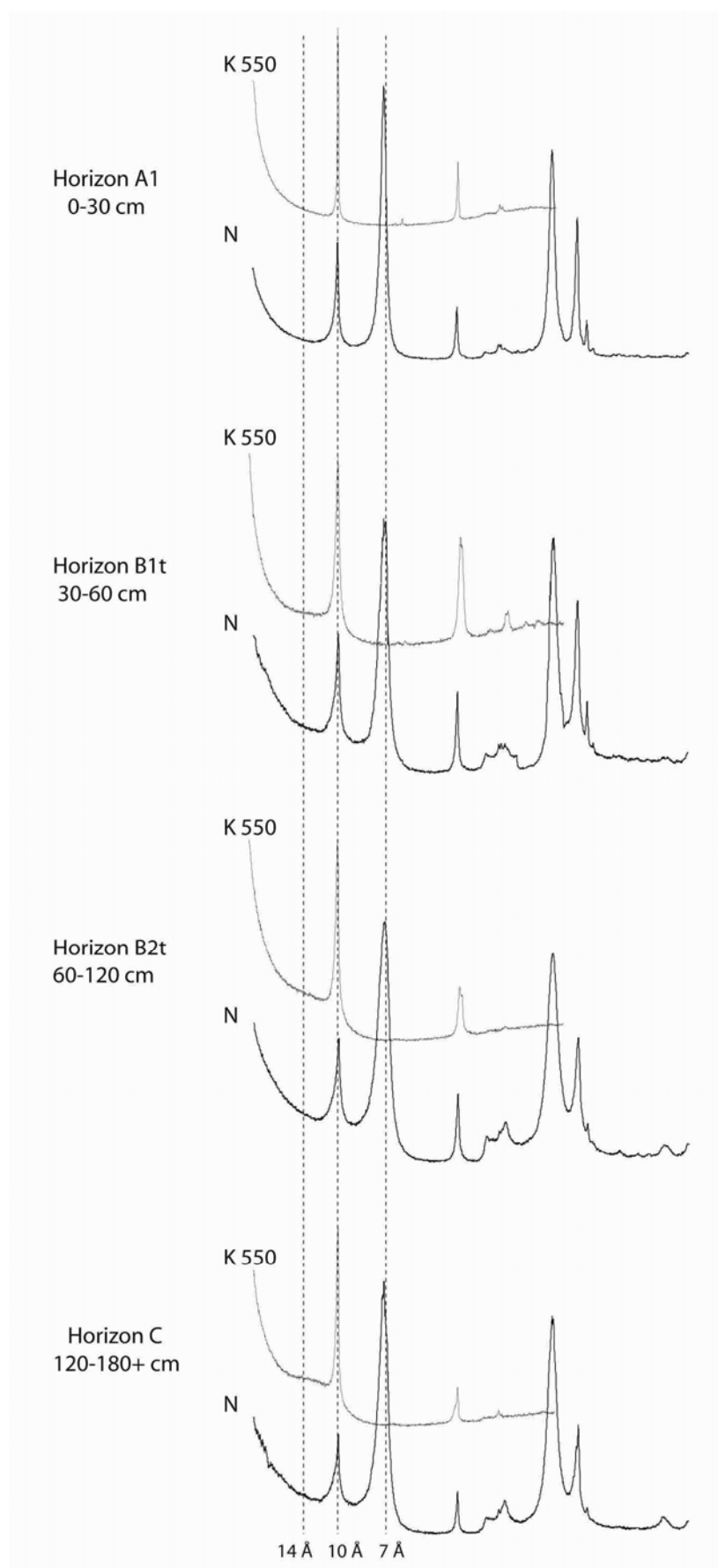
Les espèces minérales composant la totalité de la terre fine des différents horizons du profil ont été déterminées par analyse DRX à l'aide de poudres désorientées (non illustrés). À tous les niveaux du profil, les diffractogrammes révèlent la présence d'un microcline à côté du pic majeur du quartz à 3,3 Å et, possiblement, celle d'un mica, d'une albite et d'une tourmaline. En marge de ces minéraux primaires constitutifs de la roche de départ, les constituants secondaires sont essentiellement la kaolinite, minéral argileux dominant, l'illite dans une moindre mesure, ainsi qu'un oxyde de fer représenté par l'hématite.

Les minéraux argileux composant la fraction <2 µm ont été déterminés pour les différents échantillons du profil à l'aide de préparations orientées (Fig. 54). On remarque que le profil minéralogique ne subit pas de variations verticales importantes et que les minéraux argileux sont les mêmes en surface et en profondeur. Ce cortège argileux est constitué d'un mélange kaolinite-illite, la kaolinite étant encore partout largement dominante. Les quantités assez importantes d'illite à tous les niveaux du profil pourraient être en mesure d'expliquer les ΔpH relativement forts (ΔpH < - 1) relevés sur ce profil (BÉTARD *et al.*, soumis).

#### *F – Enseignements généraux apportés par l'étude du profil PAI*

**Sur le plan de l'altération et de la genèse du sol :** les déterminations de DRX effectuées sur la fraction argileuse ont permis de confirmer une nouvelle fois le caractère *monosiallitique* dominant du manteau d'altération. Les principales différences relevées avec les profils d'altération étudiés dans la zone sommitale à climat humide concernent l'absence de gibbsite et une proportion plus importante de minéraux 2/1 ayant un pic large à 10 Å dont la signature est typique de l'illite (BOUCHET *et al.*, 2000). D'après les observations micromorphologiques, une partie de ces argiles micacées semble correspondre à des illites de transformation formées à partir des biotites altérées et peut-être aussi à des illites de néoformation formées à partir des nombreuses lithoreliques feldspathiques partiellement altérées. Dans ce cas, on est conduit à envisager la coexistence des processus de monosiallisation et de bisiallisation dans les altérations de la zone sub-humide du massif, autorisée par un drainage climatique encore positif mais peu élevé (50 < Dcm < 500 mm.an<sup>-1</sup>).





**Fig. 54** – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm du profil PA1 (N : normal ; K550 : chauffage à 550 °C après saturation au potassium).

Le profil PA1, représentatif de la couverture de Lixisols de cette zone, présente un horizon B argique à revêtements argileux nets, preuve d'un lessivage particulièrement actif, ce qui est un trait distinctif commun à l'ensemble des Lixisols de la zone étudiée. Cependant, comme pour l'Acrisol, on retrouve ici des caractères *ferrallitiques* affirmés, avec encore une très forte libération du fer, une capacité d'échange des argiles qui peut être très faible (< 16 cmol(+)/kg) et une forte prépondérance de la kaolinite dans le cortège des minéraux argileux.

**Sur le plan des propriétés agronomiques :** le tableau d'analyse du Lixisol (Fig. 52) montre de meilleurs attributs physico-chimiques que les Acrisols de la zone humide, avec en particulier un taux de saturation en bases > 50 % et des quantités insignifiantes d'aluminium échangeable. La bananiculture et un système pluvial riz/maïs sont les principaux modes de mise en valeur des Lixisols sur pentes fortes, lesquelles sont souvent associées à des problèmes sérieux d'érosion (ravines, glissements de terrain) lorsqu'elles sont ainsi cultivées.

### 4.2.3. Interprétations d'ensemble

À l'issue de l'analyse morphopédologique de la zone périphérique de dissection profonde, il apparaît nécessaire de faire une synthèse des différents résultats obtenus sur le terrain et en laboratoire en privilégiant toujours deux aspects :

- Les relations entre les processus morphodynamiques et la morphogénèse ;
- Les relations entre les processus d'altération et la pédogénèse.

#### *A – Processus morphodynamiques et formation du modelé*

Par rapport à la zone sommitale du massif de Baturité à modelé multiconvexe, la topographie de cette zone de dissection périphérique tranche fondamentalement par la vigueur de ses dénivellations et de ses pentes. La limite virtuelle qui sépare les deux zones morphopédologiques du massif de Baturité se manifeste par une zone d'alignement de *knickpoints* dans les profils de cours d'eau traduisant une accélération brutale de la pente des talwegs (cf. carte des paysages morphopédologiques hors-texte). Aux bas-fonds plats de la zone de modelé multiconvexe succèdent ainsi de profondes vallées en V aux profils longitudinaux irréguliers matérialisant l'avancée de l'érosion régressive jusqu'aux secteurs de *knickpoints*, eux-mêmes localisés sur des affleurements lithologiques résistants (quartzites essentiellement). L'incision profonde réalisée par les cours d'eau pour rejoindre le niveau de base est responsable de l'amincissement des manteaux d'altération sur les pentes fortes et du dégagement corrélatif de dômes rocheux nus en *pains de sucre*, dont on peut souligner l'absence dans la zone de modelé multiconvexe à altérations épaisses.

Ainsi que cela a été envisagé par différents auteurs (THOMAS, 1994a ; DEMANGEOT, 1999), les dômes et *pains de sucre* pourraient dériver des points hauts d'une ancienne *crypto-topographie*, dégagée de son manteau d'altérites par l'érosion, sous l'effet de la dissection profonde opérée par les cours d'eau dans un contexte où le bilan morphogénèse/pédogénèse semble favorable dans l'ensemble à la première. Leur situation géographique dans une zone de dissection périphérique au massif montagneux s'accorde parfaitement avec cette hypothèse. Toutefois, l'intervention de phases multiples d'altération et d'ablation, alternées ou simultanées, est nécessaire au dégagement des plus grands dômes qui dépassent la centaine de mètres de dénivellation. Dans un contexte tectostatique de fracturation intense du socle, il est probable que l'exploitation des lignes de faille et de fractures ait aussi contribué à l'individualisation hectométrique des dômes.

### *B – Processus d'altération et genèse des sols*

L'étude altéro-pédologique du profil de référence PA1 a permis d'esquisser un schéma de fonctionnement général des Lixisols qui représentent la couverture pédologique dominante sur les pentes fortes de la bordure orientale sub-humide du massif de Baturité. Issus d'une pédogénèse *dissociative* (PÉDRO, 1983), c'est-à-dire marqués par une importante mobilisation de l'argile au sein des profils (lessivage), il s'agit encore de sols nettement monosiallitiques, mais des quantités notables de minéraux 2/1 de haute charge (illites) se trouvent ici associées à la kaolinite sur l'ensemble du profil argileux. Dans un contexte où le bilan morphogénèse/pédogénèse est globalement défavorable à la progression et à l'épaississement des altérations, les parties les plus pentues des versants sont souvent occupées par des Leptosols à proximité des affleurements rocheux, parfois aussi par des Cambisols ou des Luvisols. Tous ces types de sols témoignent d'un 'rajeunissement' de la couverture pédologique par l'érosion, avec différents stades et degrés d'évolution (du moins évolué au plus évolué : Leptosol → Cambisol → Luvisol → Lixisol). Lorsque l'érosion ne contrebalance pas les effets de la pédogénèse climatique, les conditions de drainage profond positif mais irrégulier d'une année à l'autre ( $50 < D_{cm} < 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ) semblent favorables à la formation des Lixisols.

L'assèchement des conditions pédoclimatiques sur la bordure occidentale semi-aride, située 'sous le vent' du massif montagneux, favorise plutôt la formation de Luvisols sur les replats, tandis que les Leptosols deviennent clairement dominants sur les pentes fortes qui dominent à l'ouest la dépression de Canindé.

### 4.3. LA BASSE PLAINE À INSELBERGS DU *SERTÃO*

La basse plaine à inselbergs du *Sertão* forme le piémont d'érosion légèrement disséqué du massif de Baturité (Fig. 55). Caractérisée par un climat semi-aride et des sécheresses quasi-périodiques, elle est le domaine de la *caatinga*, forêt sèche basse constituée d'espèces arborées et arbustives xérophytiques et souvent épineuses. Cette végétation est à la fois suffisamment haute pour entraver les points de vue sur le relief depuis les interfluves et suffisamment dense pour gêner les observations sur les sols, à tel enseigne qu'elle devient parfois impénétrable.

Lors de la reconnaissance morphopédologique de terrain, les nombreux talus de routes et les carrières, qui permettent une vision verticale de la couverture pédologique, ont permis de se rendre compte de la faible épaisseur des profils d'altération et des sols partout dans le *Sertão* où les affleurements rocheux, tors ou 'dos de baleine' gneissiques, sont extrêmement fréquents. Le contraste est donc saisissant avec les hautes terres du massif de Baturité caractérisé par la présence d'un manteau d'altération souvent épais et continu. Au final, ce sont des altérites et des sols de nature bien différente qui couvrent la basse plaine à inselbergs du *Sertão*. A l'intérieur de cette zone, le modelé et le facteur pente introduisent aussi une différenciation dans les types de sols rencontrés.

C'est suivant la même logique de présentation et d'analyse que la caractérisation de cette troisième unité morphopédologique va être abordée. Le choix d'une coupe représentative pour étudier la couverture pédologique s'est orienté vers l'étude d'un sol rouge évolué en position d'interfluve, afin de pouvoir effectuer des comparaisons avec les autres profils sélectionnés, tous formés sur roche mère gneissique, en situation d'interfluve et sur des durées d'évolution comparables. Des interprétations d'ensemble seront dégagées à l'issue de la caractérisation de ce profil.

#### 4.3.1. Présentation générale

##### *A – Caractéristiques bioclimatiques*

La majeure partie de la superficie des plaines formant le piémont du massif de Baturité est caractérisée par un climat semi-aride où la pluviosité est inférieure à 900 mm.an<sup>-1</sup>, toujours répartie en une seule saison des pluies. Les stations d'Itapiuna (P = 770 mm) et de Canindé (P = 632 mm), toutes deux situées dans la plaine semi-aride, sont représentatives de ces conditions climatiques (Fig. 56).

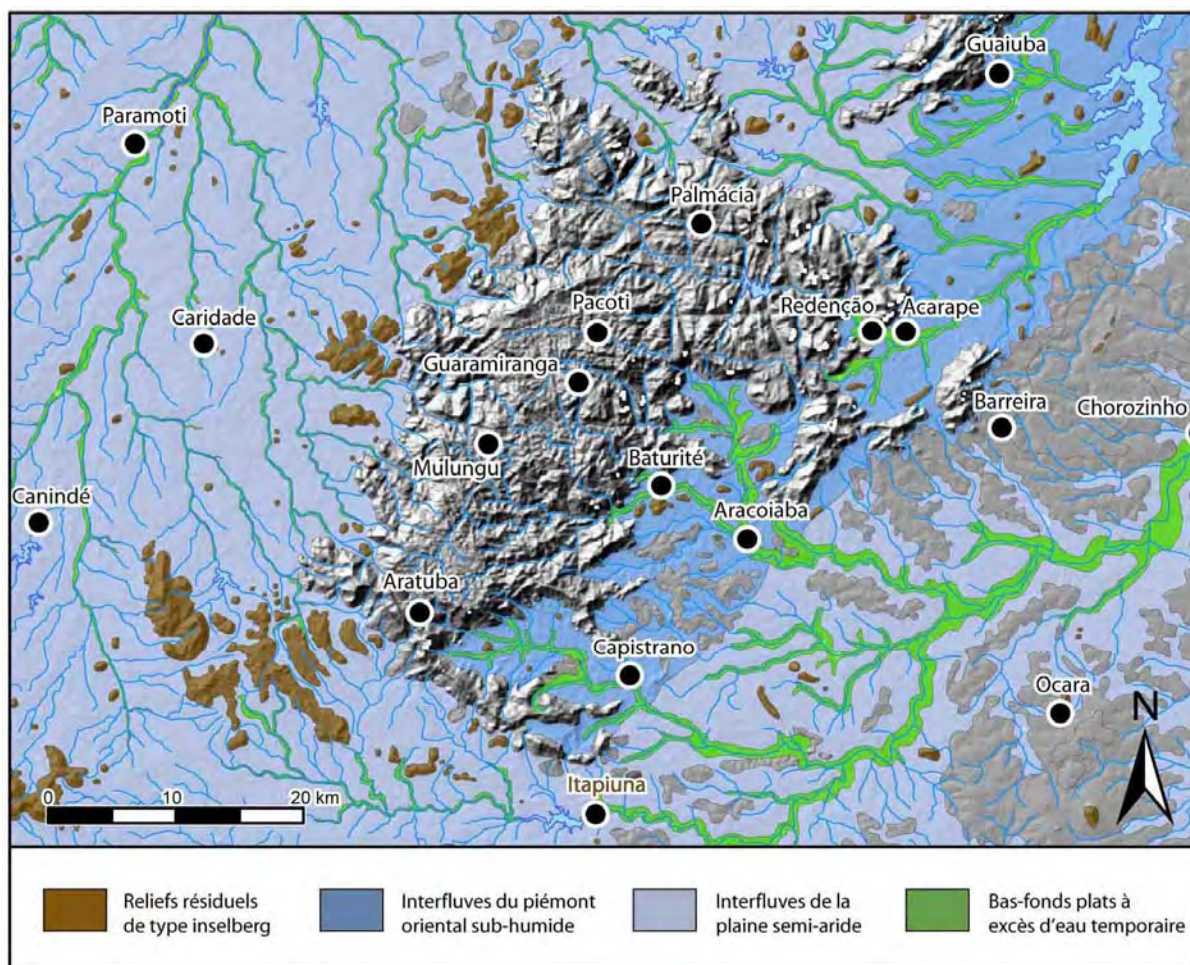


Fig. 55 – Carte de localisation de la basse plaine à inselbergs du *Sertão* et de ses subdivisions morphopédologiques (cf. carte des paysages morphopédologiques hors-texte pour plus de détail).

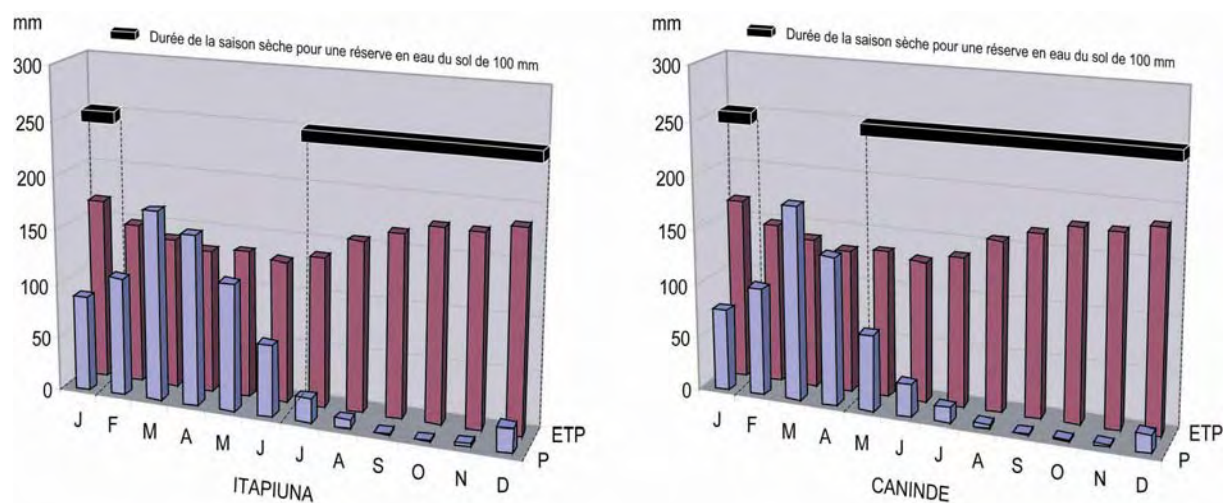


Fig. 56 – Diagrammes climatiques de la basse plaine à inselbergs du *Sertão* à climat semi-aride (source des données brutes mensuelles sur la période 1974-2004 : FUNCEME).

Une température moyenne annuelle de ~26 °C et une forte évapotranspiration potentielle supérieure à 1600 mm.an<sup>-1</sup> sont de règle partout dans le *Sertão*. En conséquence, la saison sèche édaphique varie entre 6 et 10 mois et le drainage climatique calculé est faible à nul ( $0 < D_{cm} < 50 \text{ mm.an}^{-1}$ ). Ces caractéristiques climatiques adverses ont seulement permis l'installation d'une *caatinga* arborée ou arbustive à espèces décidues et xérophytiques riches en cactacées qui contraste avec la forêt exubérante qui coiffe le sommet humide du massif de Baturité.

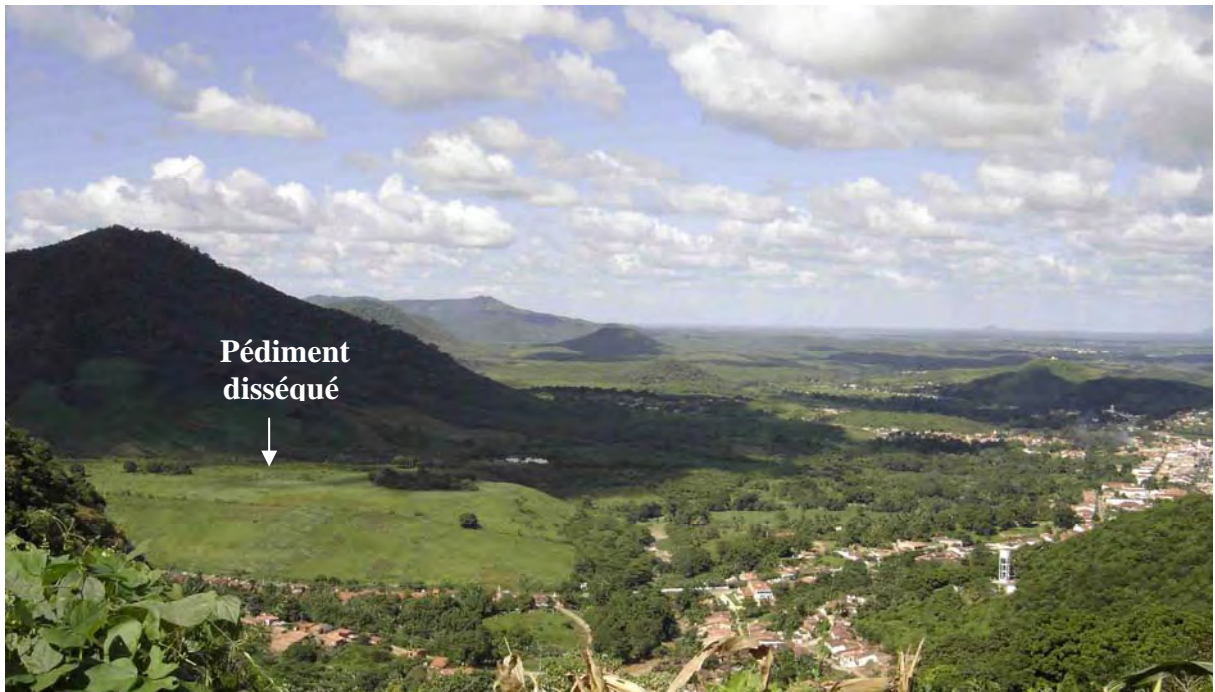
### *B – Modelé global*

Les horizons rigides de la basse plaine du *Sertão* parsemée de reliefs résiduels à flancs raides caractérisent les topographies monotones rencontrées sur le piémont du massif de Baturité (Photo 31). Un tel dispositif, évocateur de nombreux paysages de la zone tropicale sèche, pose d'abord un problème terminologique. Malgré un usage fréquent dans de nombreux travaux de géomorphologie tropicale, le terme de « pédiplaine », trop chargé de concepts – ceux de L.C. KING qui en est à l'origine – ne semble pas tout à fait adapté pour décrire cet ensemble géomorphologique. Par conséquent, l'expression de « plaine à inselbergs » (BEAUDET & COQUE, 1994), plus descriptif et plus neutre, semble plus appropriée pour caractériser les vastes surfaces planes hérissées de reliefs résiduels qui font la spécificité du *Sertão* brésilien semi-aride. Ces surfaces, qui tronquent les roches variées du socle précambrien indépendamment de leur nature, s'imposent sans conteste comme les éléments d'une basse surface d'érosion portant encore des reliefs résiduels (*inselbergs*) ayant échappé à l'aplanissement.

La surface de la plaine s'établit entre 100 et 200 mètres d'altitude autour du massif de Baturité, avec une inclinaison générale assez douce (pente < 0,2 %) en direction de l'océan vers le nord. Elle apparaît légèrement disséquée, entaillée de 10 à 20 mètres seulement par un réseau hydrographique bien hiérarchisé à écoulement temporaire. Sur le piémont oriental, au pied des vigoureux escarpements qui ceignent les embayments multiples de Baturité, Capistrano ou Redenção, des pédiments disséqués se raccordent indistinctement aux interfluves de la plaine semi-aride, matérialisant un plan régulièrement et doucement incliné (pente ~0,5 %) jusqu'au cours encaissé du Rio Choró (Photo 32). De manière symétrique, le piémont occidental forme une surface plane ou glacis topographique légèrement disséquée par les affluents du Rio Canindé, avec une inclinaison identique en direction de cette rivière.



**Photo 31** – Basse plaine à inselbergs du *Sertão*, faiblement disséquée, dans les environs de Caridade sur le piémont occidental du massif de Baturité. Aspect de la *caatinga* en saison humide (mai), avec quelques parcours pour le bétail. Photographie prise depuis la digue d'un *açude*. Cliché F. Bétard.



**Photo 32** – Embayment de Baturité sur le piémont oriental du massif de Baturité (vue en direction de l'est, depuis l'escarpement oriental du massif). Le plancher de cet embayment, dans le prolongement topographique de la plaine à inselbergs du *Sertão*, est occupé par des pédiments disséqués en contact franc avec les versants bordiers. Noter la présence d'un *knick* basal ou très courte concavité de raccord entre le versant à profil légèrement convexe et le pédiment doucement incliné et disséqué. Cliché F. Bétard.

### C – Découpage morphopédologique de la basse plaine à inselbergs du Sertão

La basse plaine à inselbergs du *Sertão* a été subdivisée en quatre sous-unités morphopédologiques :

- **Les reliefs résiduels de type *inselberg***, reliefs isolés à flancs raides hérissant la plaine semi-aride du *Sertão* et portant généralement des sols superficiels sur roche dure (Leptosols) ;
- **Les interfluves du piémont oriental sub-humide**, correspondant aux profonds embayments qui s'insinuent au pied de l'escarpement oriental du massif, occupés par des pédiments disséqués couverts de Lixisols ;
- **Les interfluves de la plaine semi-aride**, occupés par des sols rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols) quand ils ne sont pas trop érodés ou par des sols bruns eutrophes (Cambisols) dans les zones rajeunies par l'érosion ;
- **Les bas-fonds plats à excès d'eau temporaire**, encaissés de 10-20 mètres dans la plaine semi-aride, où les sols rencontrés sont des Planosols périodiquement saturés d'eau.

#### a – Reliefs résiduels du type *inselberg*

La plaine semi-aride du *Sertão* qui forme le piémont d'érosion légèrement disséqué du massif de Baturité est riche en reliefs résiduels aux flancs raides (Photo 31). Le mot d'origine allemande *inselberg* (« montagne-île »), introduit par BORNHARDT au début du siècle dernier, s'applique bien ici pour décrire les multiples reliefs isolés qui s'élèvent au-dessus des grandes surfaces planes du *Sertão*. Ici comme ailleurs, les inselbergs voient leur répartition et leurs contours souvent contrôlés par la structure géologique (densité de la trame tectonique, lithologies résistantes : LAGEAT & GUNNELL, 2001 ; PEULVAST & VANNEY, 2001). Leur morphologie varie ensuite suivant le type de soubassement rocheux :

- Crêt, hogback ou barre rocheuse lorsque l'armature du relief résiduel est constituée par les roches supracrustales du socle, les quartzites étant particulièrement bien représentés ;
- Bornhardt, coupole rocheuse hémisphérique (*morro*) ou dôme rocheux lorsque son ossature est formée par des roches massives, gneiss ou granitoïdes ; les granites leucocrates sont alors les roches qui arment le plus communément ces reliefs.



Les sols des reliefs résiduels sont très variés. Les sols superficiels sur roche dure (Leptosols), voire l'absence de sol sur les surfaces et parois de roche nue, sont communs. Des sols plus évolués de type Cambisol ou Luvisol se rencontrent parfois et sont semblables à ceux des plaines semi-arides environnantes. Sur les inselbergs granitiques, les Luvisols rouges et leurs arènes forment souvent de grandes poches entre les boules de granite sain. Sur les inselbergs de roches métamorphiques, les Cambisols bruns forment généralement une couverture pédologique plus continue mais qui reste peu épaisse et peu différenciée.

#### b – Interfluves du piémont oriental sub-humide

Le piémont oriental du massif de Baturité diffère des autres parties du piémont correspondant à la plaine semi-aride du *Sertão* par son climat sub-humide. Son exposition aux alizés dominants en provenance de l'est, au pied l'escarpement de 500-600 m qui fait office de barrière orographique aux précipitations, explique les conditions climatiques plus humides de ce secteur du piémont. Cette humidité plus importante est favorisée aussi par le dispositif particulier des reliefs bordiers du massif et de son escarpement sinueux, formant de multiples embayments mal ouverts sur la plaine *sertaneja*. Les quatre embayments principaux de Capistrano, Baturité, Candeia et Redenção sont tous occupés par des pédiments plus ou moins disséqués en contact franc avec les versants bordiers (Photo 32).

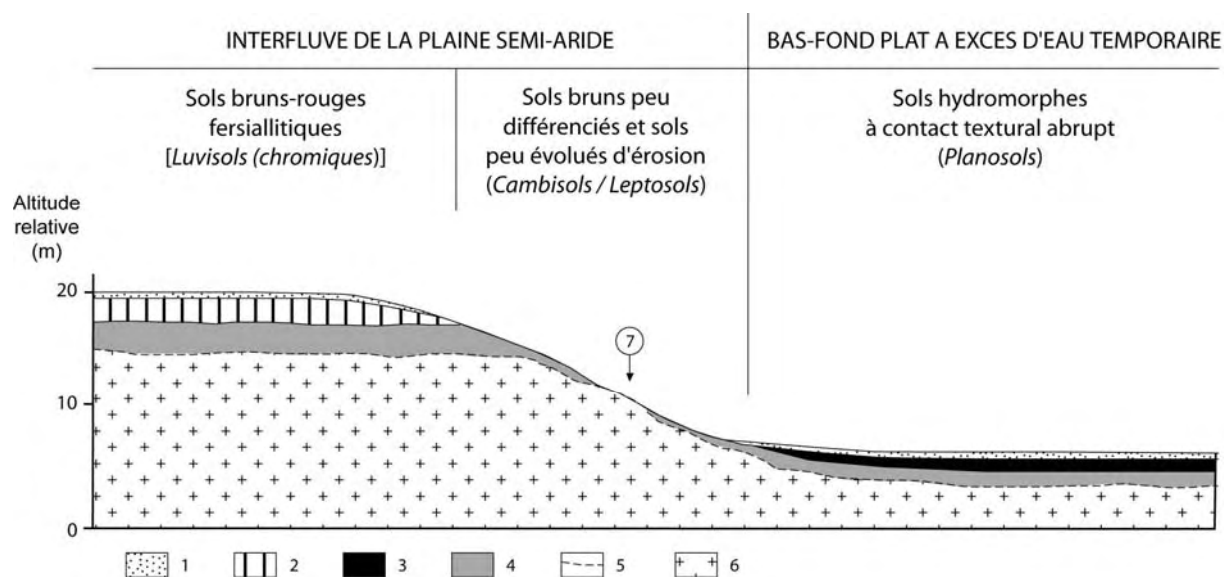
Utilisé en anglais pour désigner tous les types de glaciais, le terme « pédiment » en français est habituellement réservé aux glaciais d'ablation tronquant des roches cohérentes ou matériaux rocheux mécaniquement durs à l'état frais, notamment les roches cristallines (BEAUDET & COQUE, 1994 ; PEULVAST & VANNEY, 2001). De telles formes d'ablation se rencontrent fréquemment au pied d'escarpements montagneux ou de parois d'inselbergs avec lesquels ils forment généralement un contact franc (*knick*). Cette situation caractérise assez bien les interfluves altimétriquement concordants (170-180 m) qui forment le piédestal de l'escarpement oriental du massif, matérialisant un plan légèrement incliné en direction de l'ouest où ils se raccordent indistinctement à la surface topographique de la plaine semi-aride établie vers 100-150 m. Ces pédiments sont entaillés de 20 à 40 m environ par les *riachos* en provenance du massif montagneux ce qui en fait incontestablement des formes héritées, connaissant les processus habituels de leur façonnement commandés par le ruissellement diffus. De fait, aucune couverture détritique en transit, actuelle ou subactuelle, n'a été identifiée dans le plan de ces pédiments. Seules quelques racines de dépôts détritiques aujourd'hui en situation d'interfluves, donc également héritées, ont pu être identifiées de manière éparse au sein des vastes rentrants.

Tous les profils d'altération observés dans le plan des pédiments ou interfluves du piémont oriental sub-humide montrent des arènes et des roches modérément altérées, semblables par leur profondeur et leur degré d'altération aux profils décrits dans la zone de dissection périphérique du massif montagneux (cf. § 4.2.1. C). Les cartes pédologiques existantes et la reconnaissance de terrain indiquent que les sols les plus communs sont aussi les Lixisols, présentant parfois des horizons à plinthite et de rares nodules ferrugineux. Une telle ressemblance avec la zone sub-humide du massif dans les altérites et dans les sols se vérifie dans les modalités du drainage climatique qui sont semblables entre les deux zones.

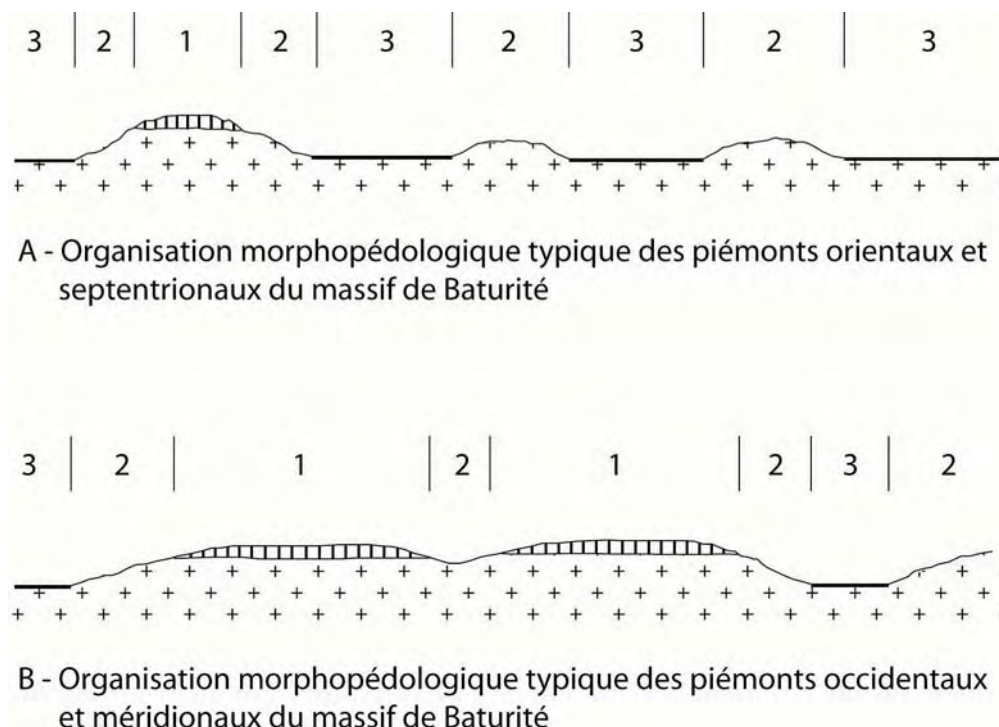
Du point de vue des terroirs, cette partie orientale du piémont de Baturité, appelée localement « *Pé-da-Serra* », se distingue aussi des autres secteurs de la plaine semi-aride par une agriculture assez prospère, où la multiplication des *açudes* alimentés par les rivières qui descendent de la *Serra* permet aux agriculteurs du secteur de s'approvisionner facilement en eau et d'entretenir un développement important des cultures pluviales (maïs et haricot essentiellement). Cette différence est attribuable au moins en partie à des conditions hydroclimatiques moins répulsives qu'ailleurs dans le *Sertão* et à la présence de sols modérément acides et moyennement profonds (Lixisols).

#### c – Interfluves de la plaine semi-aride

Exception faite du piémont oriental sub-humide précédemment décrit, toute la région du piémont du massif de Baturité correspond à la plaine semi-aride du *Sertão* (Photo 31). Les interfluves de la plaine sont dans le prolongement topographique des pédiments disséqués qui s'inscrivent au pied des escarpements de bordure. D'autres pédiments disséqués d'aspect similaire, formant des plans doucement inclinés au pied des inselbergs dont ils sont souvent séparés par un *knick* prononcé, se retrouvent au niveau de la plaine semi-aride. En plan, les interfluves de la plaine semi-aride se présentent comme de longues lanières au tracé légèrement sinueux, larges de 3 à 5 km, ce qui correspond également à la distance entre les principaux axes de drainage. Le raccord topographique avec les bas-fonds plats voisins encaissés de 10 à 20 mètres dans la plaine s'établit toujours par l'intermédiaire d'un versant convexo-concave assez court (Fig. 57). De nombreux affleurements rocheux et autres formes de déchaussement – tors et 'dos de baleine' gneissiques ou granitiques – pointent régulièrement hors des manteaux d'arènes peu profonds (< 5 mètres) qui coiffent les interfluves. L'altérite est donc une arène grossière de texture sableuse, formée aux dépens des roches granito-gneissiques du socle. La faible épaisseur du manteau d'arènes et la présence minoritaire de constituants secondaires dans les profils impliquent une altération géochimique ménagée qui va de pair avec le climat plus chaud et plus sec de la dépression *sertaneja*.



**Fig. 57** – Toposéquence typique de l'organisation morphopédologique de la plaine semi-aride du *Sertão* : chaîne de sols entre un interfluve et un bas-fond plat raccordés par un versant convexo-concave. Légende : 1 : horizons bruns sableux, en place ou remaniés ; 2 : horizons rouges argilo-sableux ; 3 : horizons bruns argilo-sableux peu ou pas perméables (plancher de la nappe perchée) ; 4 : arène gneissique friable ; 5 : front d'altération actuel ; 6 : roche saine (gneiss cohérent) ; 7 : affleurement rocheux.



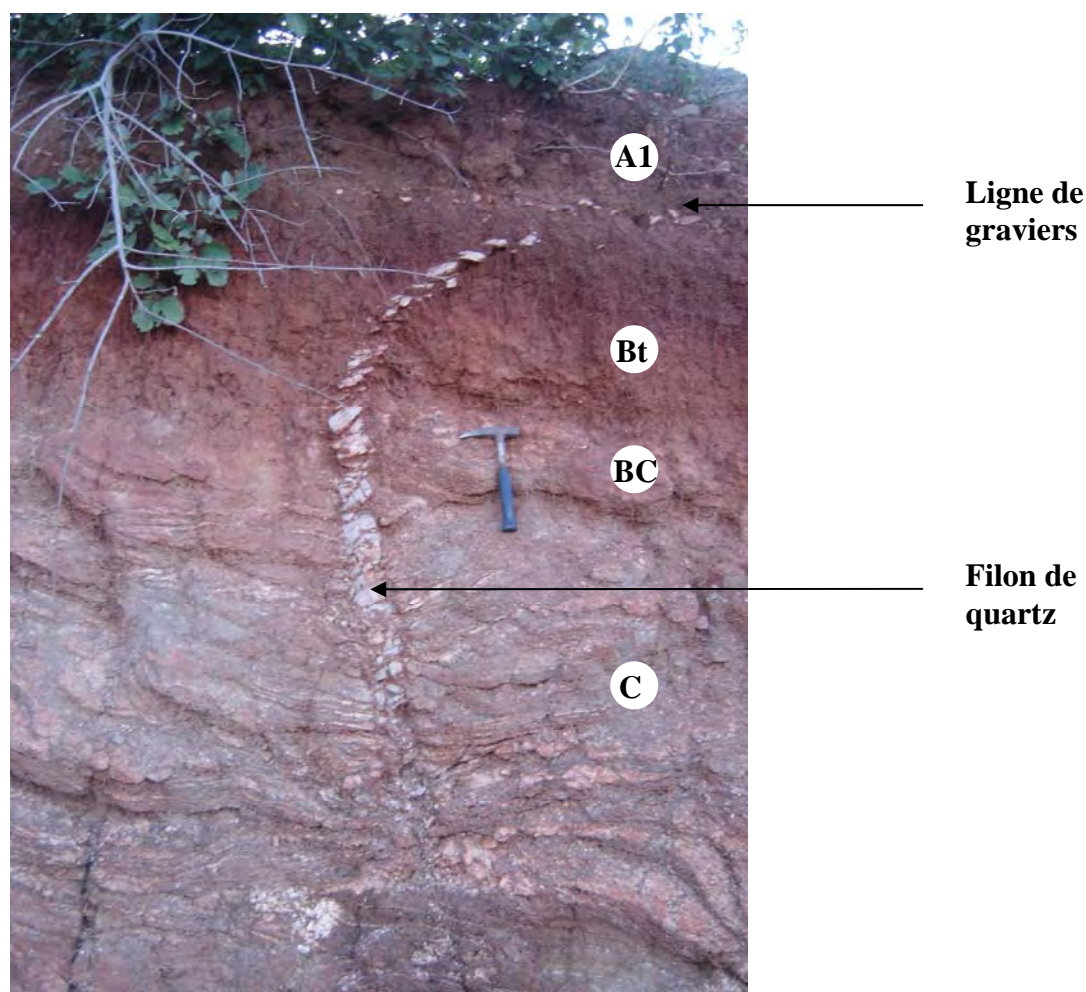
**Fig. 58** – Profils schématiques représentatifs des paysages morphopédologiques du piémont du massif de Baturité. Légende : 1 : Luvisols (*chromiques*) ; 2 : Cambisols / Leptosols ; 3 : Planosols. Noter l'extension considérable des bas-fonds plats à Planosols au nord et à l'ouest du massif de Baturité et la relative rareté des Luvisols sur les interfluvés largement 'rajeunis' par l'érosion.

Cependant, la répartition des affleurements rocheux et l'épaisseur du manteau d'arènes est inégale sur les interfluves de la plaine semi-aride : tandis que de rares tors dominent les croupes d'interfluves, la plupart des affleurements rocheux sont localisés sur les versants convexo-concaves qui raccordent les interfluves aux bas-fonds plats, ce qui suggère en même temps une épaisseur de régolite plus importante sur les sommets d'interfluve que sur les versants convexo-concaves (Fig. 57). Cette opposition entre sommet d'interfluve et versant de raccordement se manifeste également au niveau de la répartition des sols : alors que les sommets plats d'interfluve sont occupés par des sols bruns-rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols ; Photo 33) lorsqu'ils ne sont pas trop érodés, les versants raccords rajeunis par l'érosion sont le domaine privilégié des sols bruns eutrophes (Cambisols ; Photo 34) et des sols superficiels sur roche dure (Leptosols).

L'impossibilité de différencier les zones à Luvisols et les zones à Cambisols sur la carte morphopédologique s'explique avant tout par la grande hétérogénéité spatiale de la couverture pédologique des interfluves de la plaine semi-aride. Certaines parties de la plaine sont quasiment dépourvues de Luvisols, alors que les cartes de sols existantes les représentent presque partout (*Brunos não cálcicos*, récemment renommés *Luvissolos crômicos* : SIBCS, 2005). Ainsi, sur le piémont septentrional du massif de Baturité marqué par une digitation importante des bas-fonds à Planosols, les interfluves de la plaine semi-aride sont réduits à de faibles croupes convexo-concaves portant seulement des Cambisols et des Leptosols, plus rarement des Luvisols (Fig. 58). Il ressort que les Cambisols occupent une place au moins aussi importante que les Luvisols dans la plaine semi-aride du *Sertão*, alors que ces sols n'avaient jamais été signalés ou cartographiés auparavant. La reconnaissance morphopédologique de terrain a donc révélé une mosaïque de sols éminemment plus complexe que ne laissaient sous-entendre les cartographies pédologiques existantes.

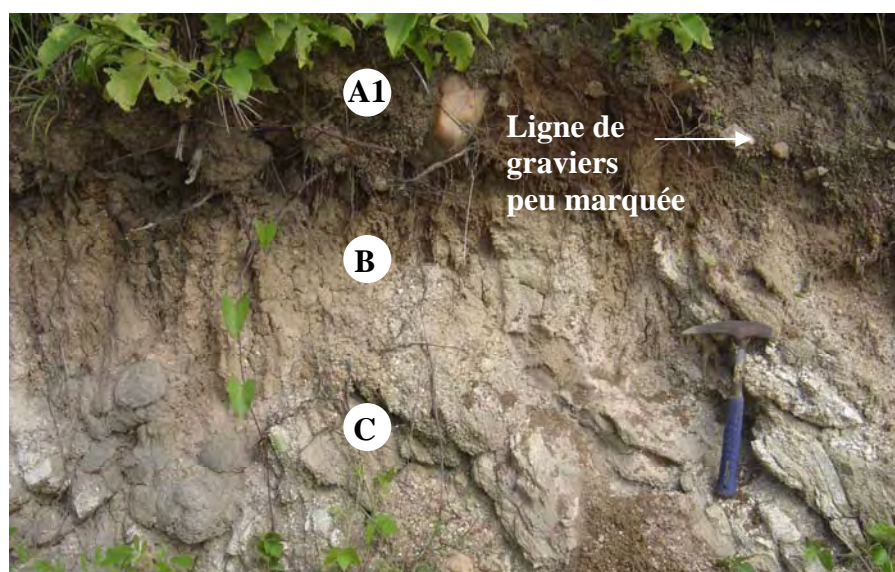
#### d – Bas-fonds plats à excès d'eau temporaire

Peu encaissés dans le paysage de la plaine semi-aride du *Sertão*, les bas-fonds de la plaine semi-aride forment les points les plus bas de toute la zone d'étude. Le profil transversal des bas-fonds est horizontal et la pente longitudinale toujours très faible (< 1 %). Malgré d'apparentes similitudes, les caractères hydro-morpho-pédologiques des bas-fonds de la plaine s'opposent assez nettement à ceux des bas-fonds de la zone sommitale du massif de Baturité à modelé multiconvexe et à climat humide. Par rapport à ces derniers, ils sont, en règle générale, d'une largeur plus importante (400 à 800 mètres pour les drains élémentaires). Ils sont également moins encaissés que dans la zone des demi-oranges : les dénivellations entre sommets d'interfluve et bas-fonds sont ici de l'ordre de 10 à 20 mètres seulement.



**Photo 33** – Coupe du profil de référence CA1, typique d'un Luvisol [*Haplic Luvisol (chromic)*], localisé sur le tiers supérieur d'un interfluve de la plaine semi-aride, au sud de Canindé. Il s'agit d'un sol évolué ayant, *a priori*, toutes les caractéristiques d'une pédogenèse fersiallitique : (1) forte libération du fer reflétée par la couleur brun rougeâtre (5 YR 4/4 humide) de l'horizon Bt et (2) quantités notables de minéraux argileux 2/1 suggérées par une structure polyédrique nette et la présence de quelques faces de glissement. La déformation du filon de quartz s'explique par la pédogenèse du sol rouge (soutirage géochimique et disparition de matière autour du quartz résistant), peut être aidée par des processus de reptation sur l'interfluve en pente faible. Cliché F. Bétard.

**Photo 34** – Coupe du profil RE1 (voir Annexe B), typique d'un Cambisol, localisé au sommet d'un versant rajeuni par l'érosion, au sud-ouest de Guaiúba. Interprétés comme le résultat d'une dissection récente de la plaine semi-aride du *Sertão*, les Cambisols sont des sols moins évolués que les Luvisols (*chromiques*). Noter aussi le faible degré d'altération de l'arène gneissique faiblement cohérente (horizon C). Cliché F. Bétard.



Vus en plan, les bas-fonds de la plaine semi-aride forment un réseau hydrographique moins dense que dans la zone multiconvexe du massif à climat humide et délimitent donc des interfluves beaucoup plus larges dont le raccord avec le bas-fond s'établit par un versant convexo-concave crénelé d'affleurements rocheux. Ce réseau de bas-fonds élémentaires est constitué de segments rectilignes de largeur à peu près constante qui tranchent avec l'aspect multilobé en 'feuilles de chêne' des bas-fonds de la zone humide du massif de Baturité. Une autre différence hydrogéomorphologique importante concerne la présence systématique d'une entaille d'écoulement concentré, profonde de 1 à 2 mètres en moyenne, occupée par un cours d'eau qui reste sec durant pratiquement toute l'année. Ce régime hydrologique intermittent provoque une submersion générale du bas-fond en saison des pluies, alimentée surtout par le ruissellement superficiel en provenance du bassin-versant et des interfluves voisins, peu par les écoulements hypodermiques en raison d'un manteau d'altération quasi-inexistant sur les versants aux sols superficiels.

Les bas-fonds plats à excès d'eau temporaire sont remblayés par un dépôt alluvial uniquement dans leurs parties axiales et aval, donc sur une faible largeur mais aussi sur une faible épaisseur (moins de 2 mètres). Ces matériaux alluviaux sont totalement absents dans les parties moyennes et amont du réseau, éventuellement remplacés par de faibles apports colluviaux. Les remblaiements alluviaux n'occupent au total que peu d'espace et c'est finalement le socle granito-gneissique précambrien qui constitue d'ordinaire le matériau parental des sols de ces bas-fonds plats. Les sols formés à partir des roches peu altérées du socle sont des sols hydromorphes, mais à hydromorphie temporaire (contrairement à l'hydromorphie quasi-permanente des bas-fonds à Gleysols de la zone humide du massif) : ce sont des Planosols, où le contact textural abrupt entre les horizons A et Bt est le caractère distinctif de base de ces sols (FAO, 2006 ; voir profil de référence CE88 en Annexe C).

Les Planosols se forment dans des conditions stationnelles bien particulières de topographie, de pédoclimat et de végétation : ce sont des sols des parties basses et planes du paysage, où le climat fortement contrasté autorise la présence saisonnière d'une nappe perchée à la fois fugace et mobile ; ils sont recouverts par une végétation graminéenne dense non spécifiquement hygrophile qui 'brûle' à la fin de la saison sèche. Ces conditions écologiques de station sont à l'origine de la morphologie particulière des profils, caractérisée par une variation brutale de texture à relier directement au type particulier de fonctionnement hydrique du sol. Ce contraste textural oppose en effet un horizon A sableux perméable, qui est saisonnièrement le siège d'excès d'eau et peut présenter parfois des caractères rédoxiques, et un horizon Bt beaucoup plus argileux dont la perméabilité est faible ou nulle.



**Photo 35** – Bas-fond plat à excès d'eau temporaire, encaissé de 10-20 m dans la plaine semi-aride du *Sertão* (entaille du cours d'eau inférieure au mètre). Les sols de ces bas-fonds humides sont des Planosols, à contact textural abrupt, périodiquement saturés d'eau et présentant fréquemment un excès de sodium. La présence des palmiers carnaúba (*Copernicia cerifera*) est souvent un indicateur de ce type de milieu associant bas-fonds plats humides et Planosols. A l'arrière-plan, l'inselberg en dôme rocheux de Pedra Aguda, correspondant à mise en valeur d'une intrusion acide aplitique au sein d'un complexe de roches basiques gabbroïdes. Cliché F. Bétard.



**Photo 36** – Briqueterie du *Sertão* dans les environs de Canindé, piémont occidental du massif de Baturité. Ces briqueteries s'approvisionnent en matériel argileux en provenance des carrières situées dans les bas-fonds plats humides à Planosols (centre de la photographie, bas-fond humide drainé par un tributaire du Rio Canindé, souligné par les forêts-galeries de palmiers carnaúba). A l'arrière-plan, l'escarpement occidental du massif de Baturité dominant de 600-900 mètres la basse plaine à inselbergs du *Sertão*. Cliché F. Bétard.

Les nappes perchées temporaires montrent alors un écoulement essentiellement latéral qui conduit à un lessivage accentué des horizons éluviaux superficiels, sans accumulation des particules argileuses en profondeur. Le complexe d'altération de l'horizon Bt semble constitué d'un mélange de minéraux 1/1 et 2/1 (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b), la teneur plus ou moins importante des minéraux argileux gonflants (présence de *slickensides*) pouvant aboutir parfois à l'identification de caractères vertiques.

Malgré une fertilité chimique naturelle relativement bonne, une humidité prolongée par rapport aux interfluves voisins et de très faibles déclivités, les bas-fonds à Planosols de la plaine semi-aride sont rarement cultivés et sont le plus souvent laissés en herbages. Cette faible utilisation agricole des terres de bas-fond s'explique d'abord par l'accentuation locale des contrastes hydroclimatiques saisonniers : en effet, à l'excès d'eau de la courte saison des pluies succède rapidement une intense dessiccation du sol avec l'arrivée de la saison sèche. Les caractéristiques morphologiques et physiques de l'horizon argileux compact de profondeur sont aussi peu favorables à la pénétration des racines des plantes culturales. Mais la principale limitation provient souvent d'un excès de sodium sous forme échangeable dans le complexe absorbant, le taux de saturation en sodium ( $100.Na^+/T$ ) pouvant atteindre 15 % dans l'horizon Bt (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b). Ceci constitue un facteur restrictif pour de nombreuses cultures. Seule une végétation graminéenne rase et des forêts-galeries de palmiers carnaúba (*Copernicia cerifera*) semblent s'adapter parfaitement aux conditions hydro-pédologiques locales. Ces palmiers apparaissent d'ailleurs comme de véritables indicateurs de ce type de milieu (Photo 35). Leur importance dans l'économie régionale du Nordeste est reconnue pour la production de cire de carnaúba, qui est récoltée sur les feuilles des arbres et donne lieu à de nombreuses applications (industrie pharmaceutique, agro-alimentaire, cosmétique, etc.). Les bas-fonds humides à Planosols ont aussi une grande importance économique pour les nombreuses briqueteries de la plaine semi-aride qui s'approvisionnent dans les carrières des bas-fonds plats et utilisent les horizons argileux de profondeur des Planosols pour la confection des briques (Photo 36).

#### **4.3.2. Étude altéro-pédologique du profil de référence CA1**

Le choix d'une coupe représentative pour caractériser la couverture pédologique de la basse plaine à inselbergs du *Sertão* s'est orienté vers l'étude d'un profil de sol rouge évolué en situation d'interfluve, plutôt que vers l'étude détaillée d'un Cambisol qui représente un stade moins avancé de la couverture pédologique. Ce choix se justifie par la volonté de caractériser des sols formés dans des contextes et sur des durées d'évolution comparables.



## A – Description morphologique

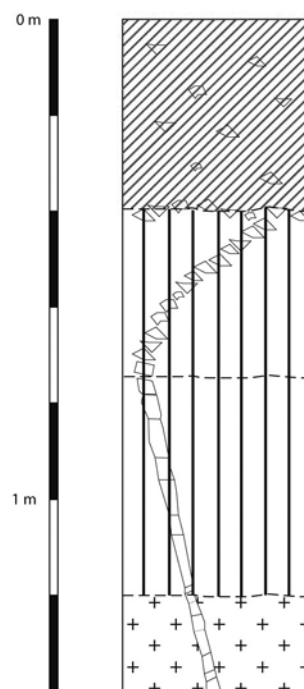
La coupe du profil CA1 est située à un kilomètre au sud de la ville de Canindé (S4°22.301' – W39°18.271'). Le profil décrit correspond au front de taille d'une petite carrière localisée près de la route fédérale BR 020 qui a permis d'observer le sol et son arène sur une hauteur de plus de 2 mètres. Le fossé de la route situé quelques mètres en contrebas a aussi permis d'observer la roche mère plus ou moins saine qui est un gneiss à rattacher à l'Unité Canindé d'âge Paléoprotérozoïque. Topographiquement, la coupe se situe sur le tiers supérieur d'un interfluve de la plaine légèrement disséquée, à une altitude de 195 mètres. La végétation est une *caatinga* arbustive dégradée par l'action anthropique. La description morphologique du profil CA1 est la suivante :

### a – Description du profil CA1

- |    |   |
|----|---|
| A1 | De 0 à 40 cm : Brun foncé (7,5 YR 4/4 humide). Humifère. Texture limono-sableuse. Structure massive. Nombreux éléments grossiers comprenant des cailloutis de colluvionnement. Très poreux. Nombreuses racines fines et moyennes. |
| Bt | De 40 à 75 cm : Brun rougeâtre (5 YR 4/4 humide). Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique nette. Poreux. Quelques racines.   |
| BC | De 75 à 120 cm : Rouge (2,5 YR 4/6 humide). Texture limono-argilo-sableuse. Quelques faces de glissement. Peu poreux.   |
| C  | 120-215+ cm : Couleurs variées. Arène gneissique faiblement cohérente à friable, à macrostructure lithologique conservée. Peu poreux.   |

### b – Commentaires

Les horizons A et Bt sont séparés par une mince ligne de graviers provenant de l'effondrement sur place, par soutirage géochimique, des filons de quartz qui parcourent le gneiss. La courbure du filon de quartz principal de la coupe au niveau de l'horizon B est révélatrice de ce phénomène, peut être associé à des processus de reptation sur l'interfluve en pente faible. Au niveau de l'horizon C, l'altération peu profonde ne produit qu'une arène de texture sableuse conservant la macrostructure lithologique du gneiss.



- Horizon organique
- Fer libre (horizon rouge)
- Quartz
- Gneiss altéré (arène)

### c – Interprétations

A l'issue de la description morphologique de ce profil, plusieurs points paraissent importants à retenir et permettent de proposer quelques interprétations préliminaires :

- L'horizon C d'altération est complètement différent de ce qui avait été observé dans le massif de Baturité à climat humide ou sub-humide. Il s'agit ici d'une arène faiblement cohérente à friable, peu profonde (moins de 5 mètres), où la macrostructure lithologique du gneiss est parfaitement reconnaissable. La texture sableuse de l'arène, où les constituants secondaires apparaissent très minoritaires, est typique d'une *altération ménagée* (PÉDRO, 1993) au cours de laquelle seuls les minéraux les plus vulnérables sont transformés.
- Les indices macromorphologiques d'un lessivage (revêtements) sont peu évidents au niveau de l'horizon B mais la texture argilo-sableuse et la structure anguleuse de cet horizon sont révélatrices d'un enrichissement en argile, ce qui est compatible avec la définition de l'horizon B argique diagnostique du groupe des Luvisols (FAO, 2006). La structure polyédrique de l'horizon Bt et l'observation de faces de glissement au niveau de l'horizon BC suggèrent des proportions non négligeables d'argiles gonflantes dans le cortège des minéraux argileux du sol. La présence d'édifices 2/1, ou argiles de haute activité (*high activity clays*), est aussi conforme aux caractéristiques d'un Luvisol.
- Aucune trace évidente d'activité biologique animale (termitières, fourmilières) ne permet d'affirmer que la constitution de l'horizon B d'accumulation argileuse est le résultat de l'activité de la faune du sol comme cela a été prouvé pour d'autres Luvisols de la zone tropicale (BOURGEON, 1992). Cette hypothèse 'biologique' n'est pas plus en mesure d'expliquer le processus d'effondrement sur place des filons de quartz (Photo 33) qui s'explique simplement par une disparition de matière par dissolution autour des filons rocheux plus résistants, peut être aidée par des processus de reptation. Par conséquent, l'hypothèse d'un lessivage du sol doit encore être privilégiée ici.
- La couleur brun rougeâtre de l'horizons Bt et la couleur rouge du BC sont symptomatiques d'un enrichissement en oxydes de fer (hématite) par rapport à l'horizon superficiel appauvri, lessivé en argile et en fer. Ces caractéristiques de couleur Munsell sont en accord avec la définition d'un Luvisol (*chromique*) qui doit posséder une *hue* plus rouge que 7,5 YR dans l'horizon de subsurface (FAO, 2006).

Tous ces caractères morphologiques sont conformes au profil type d'un Luvisol. Le sol étudié montre aussi, *a priori*, toutes les caractéristiques d'une pédogenèse *fersiallitique* (AFES, 1995 ; DUCHAUFOR, 2001) : abondance des minéraux 2/1 et forte libération du fer responsable de la rubéfaction des horizons pédologiques. C'est par l'étude micromorphologique d'échantillons prélevés au niveau des roches et des arènes qu'il faut maintenant procéder pour préciser les modalités de l'arénisation du gneiss à la base du profil.

### *B – Étude micromorphologique des roches et des arènes*

Plusieurs lames minces ont été confectionnées pour un examen au microscope polarisant à partir de quatre prélèvements situés à différents niveaux du profil :

- Le premier correspond à un échantillon de gneiss, choisi pour être le plus sain possible en vue d'une étude pétrographique de la roche mère ;
- Le second est un échantillon de gneiss un peu plus altéré mais toujours cohérent, afin d'observer les modifications par rapport au gneiss 'sain' ;
- Les deux derniers sont situés au niveau de l'arène, à 215 et 135 cm respectivement, pour décrire les modalités de l'arénisation du gneiss.

#### a – Gneiss 'sain'

Il s'agit d'un gneiss tonalitique, de structure granoblastique, constitué principalement de quartz, de plagioclase et de biotite, les feldspaths potassiques et les grenats étant peu abondants (Photos 37 et 38) :

- Le quartz, très abondant, se présente sous forme de massifs polycristallins d'aspect globuleux et xénomorphe dont la taille est généralement supérieure ou égale au millimètre. Il se présente plus rarement en cristaux isolés de petite taille, parfois inclus dans les cristaux de plagioclase.
- Les plagioclases sont les minéraux les plus abondants de la roche avec le quartz. Ils sont essentiellement constitués d'oligoclase (An 25-30 %) dont la taille varie de 0,5 à plus de 2 millimètres. Ces plagioclases présentent un aspect sain et ont la particularité de contenir parfois de petites inclusions de feldspaths potassiques de taille inférieure ou égale à 100 µm. Ces lames ou îlots d'orthose contenus dans les plagioclases sont appelés *antiperthites*. Leur formation est due à une syncristallisation des deux minéraux, ou à des phénomènes de recristallisation ou encore d'exsolution (FOUCAULT & RAOULT, 2001).

- Les biotites sont relativement abondantes dans ce gneiss tonalitique et ont un aspect sain. De section rectangulaire allongée ou trapézoïdale, elles se présentent généralement regroupées en lits continus, plus rarement en cristaux isolés. La taille de ces cristaux est le plus souvent comprise entre 0,5 et 1 millimètre.
- Quelques rares grenats, de taille voisine du millimètre, viennent compléter la gamme des minéraux ferromagnésiens.

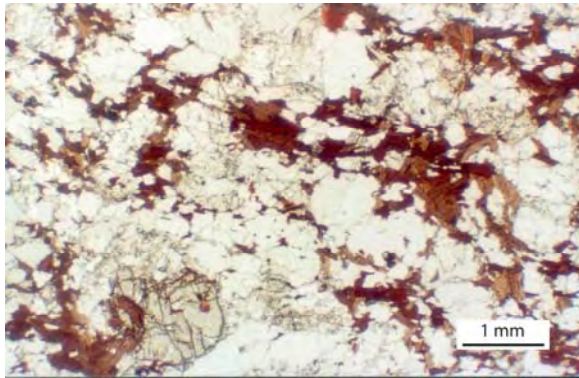
#### b – Gneiss ‘altéré’

Dans l'échantillon de gneiss ‘altéré’, la roche est encore très cohérente mais montre les indices d'un début d'altération (Photos 39 et 40). Par rapport au gneiss ‘sain’, les modifications observées au microscope polarisant sont les suivantes :

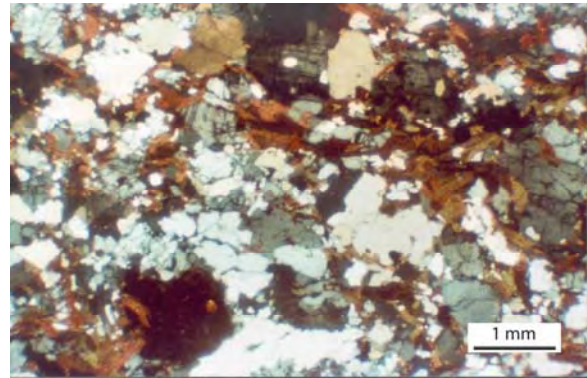
- Les biotites semblent avoir subi une légère transformation même si elles conservent, dans l'ensemble, leur aspect sain général. Cela se manifeste essentiellement par des liserés bruns-rouges ou beiges dans le plan des clivages, sans doute à corréliser avec l'apparition de minéraux secondaires (oxydes de fer et minéraux argileux).
- Les plagioclases aussi semblent avoir subi une altération somme toute modérée, mais bien visible sur les photos 39 et 40. Cette altération n'affecte pas les antiperthites qui restent parfaitement intactes au même titre que le quartz. Ce début d'altération qui affecte les plagioclases s'accompagne d'une microfissuration assez importante de leurs cristaux, peut être à relier au gonflement de certaines biotites qui commencent à se dilater avec l'apparition de minéraux argileux gonflants le long des clivages.

#### c – Arène profonde (215 cm)

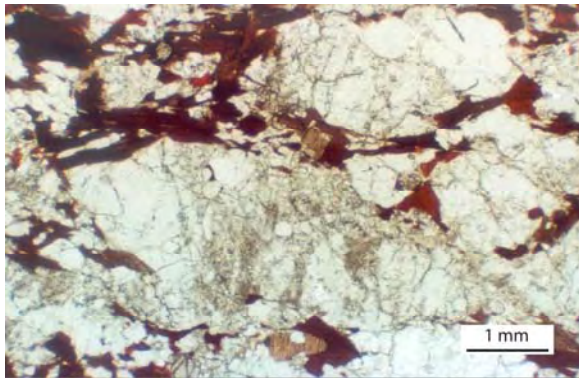
Au niveau de l'arène, la structure lithologique et la foliation du gneiss sont encore bien conservées. En revanche, la consistance friable de l'arène contraste avec les niveaux inférieurs où la roche altérée est cohérente. À l'exception du quartz et des inclusions micrométriques de feldspaths K, tous les autres minéraux primaires ont subi une transformation majeure, responsable de la consistance friable de l'arène dès la partie profonde à 215 cm (Photos 41, 42, 43 et 44). C'est en se basant sur ce qui se passe au niveau des biotites et des plagioclases que nous proposons de détailler ces changements :



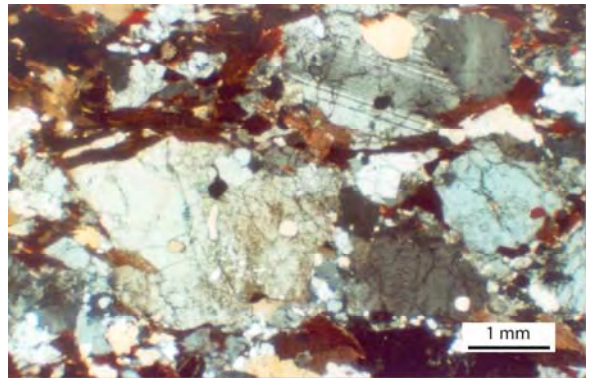
**Photo 37** – Profil CA1, micromorphologie du gneiss ‘sain’ : il s’agit d’un gneiss tonalitique, constitué principalement de quartz, de plagioclases et de biotites, les feldspaths potassiques et les grenats étant peu abondants, L.P.N.A.



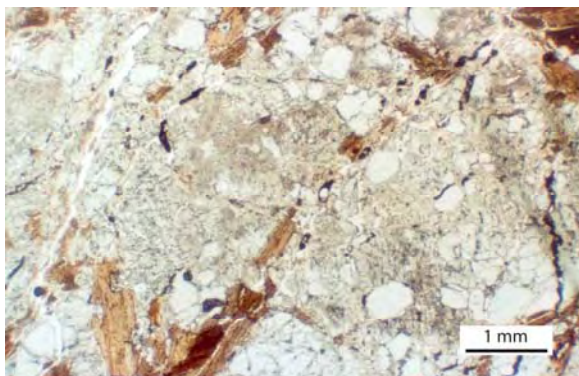
**Photo 38** – Même vue que la photo 37, L.P.A.



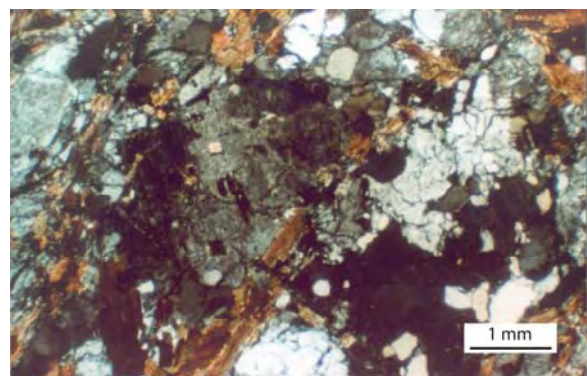
**Photo 39** – Profil CA1, micromorphologie du gneiss ‘altéré’ : la roche est toujours cohérente, seuls les biotites et les plagioclases ont subi une transformation légère, accompagnée d’une microfissuration, même s’ils conservent leur aspect sain général, L.P.N.A.



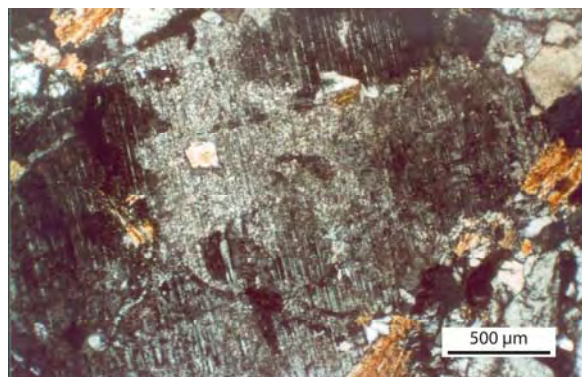
**Photo 40** – Même vue que la photo 39, L.P.A.



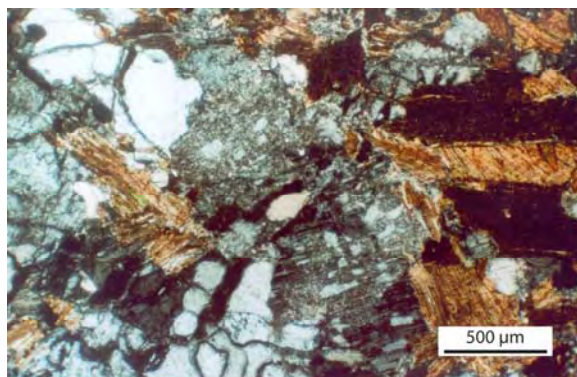
**Photo 41** – Profil CA1, micromorphologie de l’arène profonde à 215 cm : les biotites et les plagioclases ont subi une transformation beaucoup plus importante (aspect ‘illitisé’), avec néoformation importante de minéraux argileux, L.P.N.A.



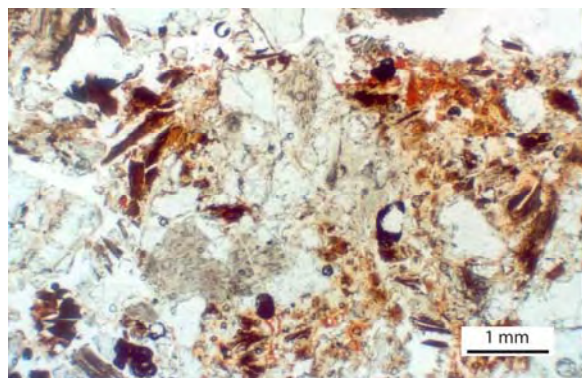
**Photo 42** – Même vue que la photo 41, L.P.A.



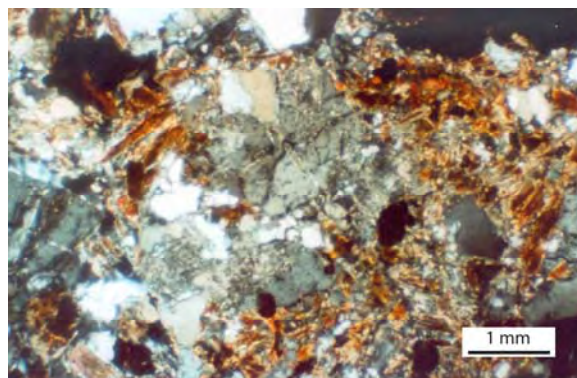
**Photo 43** – Détail de la photo 42 : plagioclase fortement altéré et partiellement illitisé, L.P.A.



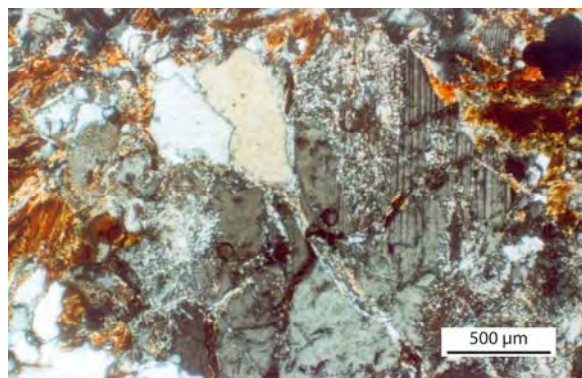
**Photo 44** – Autre exemple de plagioclase illitisé au niveau de l'arène profonde, contenant de nombreuses inclusions de feldspaths potassiques non altérés. Noter le gonflement des biotites qui comblent les fissures, L.P.A.



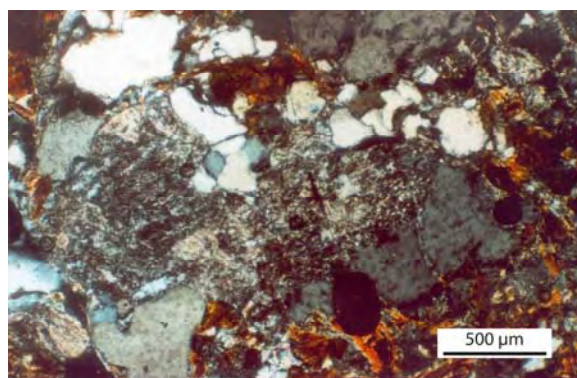
**Photo 45** – Profil CA1, micromorphologie de l'arène supérieure à 135 cm : semblable à l'arène profonde, la principale différence est une amplification des phénomènes d'altération et d'illitisation des biotites et des plagioclases, L.P.N.A.



**Photo 46** – Même vue que la photo 45, L.P.A.



**Photo 47** – Détail de la photo 46 : plagioclase partiellement illitisé et quartz non altérés, L.P.A.



**Photo 48** – Autre détail de la photo 46, plagioclase et biotites fortement altérés et partiellement illitisés, L.P.A.

- Les biotites ont subi ici une transformation beaucoup plus importante qui se manifeste par la formation de nouveaux minéraux, principalement des minéraux argileux, dans le plan des clivages. Les phénomènes de gonflement des biotites sont beaucoup plus évidents et contribuent à l'écartement des fissures dans les plagioclases, dans les quartz et entre les minéraux (Photo 44). Ce mécanisme a déjà été signalé dans les arènes des Luvisols de l'Inde semi-aride (BOURGEON & LARQUÉ, 1992) où les minéraux smectitiques issus de la transformation des biotites font éclater la roche qui semble globalement s'être « dilatée » au cours de l'arénisation. Bien que le matériau arénisé soit apparu, lors de la description macromorphologique, comme étant 'en place', ces phénomènes de « foisonnement » impliquent la non conservation des volumes altérés, remettant en cause le principe fondamental du raisonnement isovolume dans les altérations contenant des argiles gonflantes.
- Les plagioclases également sont fortement altérés. Ceux-ci sont atteints par une illitisation partielle, le mot étant pris ici au sens descriptif du terme. Cela se traduit par la formation d'un plasma granuleux dans lequel on distingue de fines paillettes blanches typiques d'argiles micacées ou d'illites (Photos 42, 43 et 44). Des observations complémentaires au MEB couplées à des microanalyses (cf. *infra*) seront nécessaires pour préciser avec certitude la nature des processus d'altération qui affectent ces minéraux ainsi que le sens de leur évolution géochimique.

#### d – Partie supérieure de l'arène (135 cm)

La partie supérieure de l'arène à 135 cm est assez semblable à la partie profonde décrite au paragraphe précédent. La structure lithologique est encore conservée bien que moins apparente sur la lame mince à l'œil nu. La principale différence est surtout une amplification des phénomènes d'altération des minéraux (Photos 45, 46, 47 et 48) :

- Amplification de l'altération des biotites, où la structure lamellaire du mica devient difficilement reconnaissable (Photos 45 et 46). Cela correspond en particulier à un envahissement du matériel micacé originel par des minéraux argileux dont la nature reste encore à préciser.
- Amplification des phénomènes d'illitisation des plagioclases (Photos 47 et 48). Cette accentuation du phénomène vers le haut du profil est en contradiction avec une origine profonde pour cette illitisation, processus généralement

interprété comme le résultat d'une altération hydrothermale (voir la synthèse de MEUNIER & VELDE, 2004). En revanche, ce constat rejoint parfaitement les observations faites par BOURGEON (1992) dans le Sud de l'Inde où l'illitisation des feldspaths est considérée comme le processus d'altération météorique prépondérant dans les niveaux arénisés de moyenne profondeur des sols fersiallitiques lessivés.

Les horizons d'altération des sols rouges et bruns de la plaine semi-aride sont donc très différents de ce qui avait été observé dans les zones humides et sub-humides du massif de Baturité. L'horizon C a la consistance d'une arène faiblement cohérente à friable où la structure lithologique du gneiss est parfaitement reconnaissable. Quand on observe cet horizon d'altération en lames minces, il affiche des phénomènes marqués d'illitisation et ne présente pas de plasma brun amorphe comme dans l'isaltérite kaolinique de couleur rouge qui caractérise les profils d'altération du massif de Baturité.

Après les observations macro- et micromorphologiques, c'est à l'interprétation des résultats des analyses physico-chimiques du profil CA1 qu'il faut maintenant procéder.

### *C – Propriétés physico-chimiques*

#### *a – pH et $\Delta$ pH*

Le pH eau, compris entre 6,2 et 7,1, souligne la faible acidité du sol, avec une augmentation graduelle des valeurs jusqu'à l'arène où le pH est voisin de la neutralité (Fig. 59). Les valeurs du pH KCl sont comparativement très faibles, comprises entre 4,3 et 4,8. Par conséquent, le  $\Delta$ pH donne des valeurs négatives exceptionnellement fortes qui dépassent même la valeur de  $-2$  au niveau des arènes. Malgré les valeurs très faibles atteintes par le pH KCl, les quantités d'aluminium échangeable dans le sol sont insignifiantes et ne sont donc pas plus en mesure d'expliquer les forts  $\Delta$ pH. Des mesures de pH dans des solutions d'un autre sel, en l'occurrence  $\text{CaCl}_2$  0,01M, montrent que la réaction d'échange est sélective vis-à-vis des ions  $\text{K}^+$ . En effet, les valeurs du  $\delta$ pH (pH  $\text{CaCl}_2$  – pH eau) sont très inférieures à celle du  $\Delta$ pH et s'annulent même au niveau de l'arène à 215 cm, pourtant là où le  $\Delta$ pH affiche sa valeur la plus forte ( $-2,6$ ). C'est un constat identique qui peut être fait pour le Cambisol (cf. Annexe B) où les valeurs de  $\Delta$ pH et de  $\delta$ pH sont en tous points semblables. Il est donc possible de mettre en évidence, au niveau des arènes de la plaine semi-aride, un phénomène marqué de forte affinité pour le potassium, semblable à celui décrit à la base de certains Luvisols du Sud de l'Inde (BOURGEON, 1992).



**PROFIL CA 1**

<b>Echantillon n°</b>	CA 11	CA 12	CA 13	CA 14	CA 15
<b>Horizon</b>	A1	Bt	BC	C1	C2
<b>Profondeur (cm)</b>	0-40	40-75	75-120	135	215
<b>Éléments grossiers (%)</b>	12,9	5,7	13,9	21,7	23,7
<b>pH</b>					
eau	6,2	6,2	6,4	6,7	7,1
KCl	4,8	4,4	4,3	4,3	4,5
CaCl <sub>2</sub>	5,7	5,1	5,6	6,2	7,1
ΔpH (pH KCl – pH eau)	-1,4	-1,8	-2,1	-2,4	-2,6
δpH (pH CaCl <sub>2</sub> – pH eau)	-0,5	-1,1	-0,8	-0,5	0,0
<b>Analyse granulométrique (%)</b>					
Sables grossiers	33,7	22,4	30,7	-	-
Sables fins	30,7	19,6	24,1	-	-
Limons grossiers	6,6	4,1	4,3	-	-
Limons fins	9,5	10,2	12,7	-	-
Argiles	19,5	43,7	28,2	-	-
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>					
Carbone	5,52	6,01	1,85	0,86	0,33
Azote	0,56	0,47	0,17	0,06	0,04
MO	9,55	10,40	3,20	1,49	0,57
C/N	9,84	12,79	10,69	13,67	8,09
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>					
Ca	5,8	6,6	7,4	-	-
Mg	3,0	5,1	6,1	-	-
Na	0,02	0,02	0,07	-	-
K	0,01	0,00	0,00	-	-
Somme	8,82	11,72	13,57	-	-
<b>Éléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>					
Al	0,00	0,02	0,05	0,03	0,01
<b>Capacité d'échange cationique</b>					
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	11,16	19,16	20,57	-	-
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	57,22	43,85	72,96	-	-
Taux de saturation (%)	79	61	66		
<b>Analyse totale (%)</b>					
SiO <sub>2</sub>	65,46	58,17	61,07	66,00	62,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,85	18,54	17,94	16,13	16,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,84	8,28	7,00	5,85	7,66
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,77	0,68	0,52	0,73
MnO	0,09	0,06	0,08	0,07	0,13
MgO	1,72	1,36	1,43	1,38	2,07
CaO	1,69	0,76	0,50	1,22	1,25
K <sub>2</sub> O	1,82	1,57	2,48	2,21	3,02
Na <sub>2</sub> O	1,63	0,65	0,41	1,65	1,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	0,04	0,05	0,07
Perte au feu	5,88	10,25	8,65	5,15	5,11
Total	100,81	100,48	100,26	100,20	100,75
<b>Indices d'altération géochimique</b>					
CIA (Chemical Index of Alteration)*	74,28	86,12	84,15	76,06	74,04
WIP (Weathering Index of Parker)**	2823,15	1892,60	2442,29	3036,35	3779,62

\*CIA = (100) [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)]\*\*WIP = (100) [(2Na<sub>2</sub>O/0,35)+(MgO/0,9)+(2K<sub>2</sub>O/0,25)+(CaO/0,7)]**Fig. 59** – Caractéristiques physico-chimiques du profil CA1 [*Haplic Luvisol (chromic)*].

Selon BOURGEON (1992), la présence de sites à forte affinité potassique que soulignent les forts  $\Delta\text{pH}$  traduirait la nature du principal processus d'altération météorique à l'œuvre au niveau des arènes, à savoir l'illitisation des feldspaths et des micas. L'étude micromorphologique effectuée au niveau de ces arènes, qui semble montrer une formation importante d'argiles micacées potassiques (illites) à l'intérieur des plagioclases, va dans ce sens. Cette hypothèse doit encore être confirmée par les résultats de l'analyse DRX et par des observations complémentaires au MEB et à la microsonde (cf. *infra*).

#### b – Granulométrie

L'analyse granulométrique pratiquée sur la terre fine des échantillons du profil CA1 (Fig. 59) montre encore un maximum d'argile au niveau de l'horizon B (43,2 %) qui contraste avec les plus faibles teneurs en argile de l'horizon A sus-jacent (19,5 %). Ceci est en accord avec la définition d'un horizon B argique, horizon diagnostique indispensable au classement dans le groupe des Luvisols (FAO, 2006). Les Acrisols et les Lixisols du massif de Baturité à climat humide et sub-humide sont également des sols à horizon B argique. Par conséquent, quel que soit le total annuel des précipitations, il semble que le régime pluviométrique unimodal qui caractérise partout la région de Baturité soit favorable au phénomène de lessivage des sols dans la fourchette pluviométrique considérée. L'analyse granulométrique n'a pas été pratiquée sur les échantillons d'arènes de texture sableuse qui caractérisent l'horizon C, où les pourcentages d'argiles granulométriques restent faibles.

#### c – Matière organique

Dans un contexte de milieu récemment anthropisé (les activités agricoles ont commencé il y a moins de 400 ans avec la colonisation portugaise), où environ 5 % seulement de la superficie actuelle du *Sertão* est cultivée, les faibles teneurs en matière organique du sol ( $\leq 10 \text{ g.kg}^{-1}$  : Fig. 59) ne peuvent s'expliquer par une intensité particulière de la mise en culture, même si, par action indirecte, la *caatinga* est souvent une formation secondaire dégradée. Le profil CA1 est situé sous une couverture ouverte de *caatinga* arbustive adaptée à une saison sèche édaphique longue de 9 mois, pour une pluviométrie médiane de  $575 \text{ mm.an}^{-1}$ . Il faut donc voir dans la faible abondance en matière organique du profil étudié la conséquence d'un climat semi-aride prononcé, où le stress hydrique a pour effet de bloquer le processus d'humification, tandis que la fourniture en débris végétaux, moyennement abondante sous *caatinga* arbustive, s'effectue en période peu favorable à la décomposition (la chute des feuilles a lieu en début de saison sèche ; COHEN & DUQUE, 2001).

#### d – Cations échangeables et capacité d'échange cationique (CEC)

Le sol présente une CEC élevée (entre 10 et 20 cmol(+) / kg<sup>-1</sup> de terre fine) et un taux de saturation supérieur à 50 % (Fig. 59). Rapportée à 1 kg d'argile, les valeurs de la CEC sont comprises entre 43 et 72 cmol(+) / kg<sup>-1</sup>, soit largement supérieures à la valeur-seuil de 24 cmol(+) / kg<sup>-1</sup> d'argile requise pour le rattachement au groupe des Luvisols (FAO, 2006). Le sol est bien pourvu en calcium et magnésium sous forme échangeable. La richesse en cations alcalins et alcalino-terreux et les valeurs élevées de la CEC confèrent aux Luvisols de la plaine semi-aride une fertilité chimique naturelle relativement élevée.

#### e – Analyse totale et indices d'altération géochimique

Les indices d'altération géochimique calculés à partir des résultats de l'analyse totale indiquent de manière classique une diminution progressive de l'état d'avancement du matériau altéré des horizons pédologiques vers les horizons d'altération. Les deux indices montrent que l'altération chimique la plus évoluée se situe niveau de l'horizon B, ce qui traduit encore la dominance des processus d'argilification à ce niveau du profil. Au niveau de l'arène gneissique, le *Chemical Index of Alteration* (CIA) se situe autour de 70-75, ce qui est en accord avec les valeurs-types du CIA relevées pour les manteaux d'arènes (MIGÓN & THOMAS, 2002), que ce soit en milieu tropical ou tempéré.

### D – Étude des formes du fer

La mise en évidence des différentes formes du fer a été conduite selon les mêmes méthodes d'extraction que celles réalisées pour les deux profils du massif de Baturité : extraction de la totalité du fer libre par le réactif CBD et détermination de la proportion de formes amorphes et para-cristallines du fer à l'aide du réactif de TAMM.

#### a – Résultats

Les quantités de fer libre extraites par le réactif CBD permettent d'opposer deux ensembles au sein du profil (Fig. 60) :

- Les horizons pédologiques rubéfiés, à forte teneur en fer libre, avec un maximum de 50,36 % au niveau de l'horizon Bt ;
- Les horizons d'altération à consistance d'arène, avec de faibles quantités de fer libre et un minimum de 13,22 % à 215 cm de profondeur ;

La quantité de fer ‘actif’, telle qu’elle peut être déduite par le traitement à l’oxalate, reste faible sur l’ensemble du profil et représente une part négligeable du fer libre ( $\leq 5,5\%$ ) dont les valeurs les plus faibles correspondent aux horizons les plus rubéfiés.

#### b – Interprétations

Par rapport à l’Acrisol et au Lixisol étudiés dans les zones plus humides du massif de Baturité, le profil de Luvisol de Canindé (profil CA1) localisé sur le piémont semi-aride révèle des teneurs en fer libre nettement moins importantes, mais le rapport fer libre/fer total atteint encore 50 % dans l’horizon Bt rubéfié. Ces valeurs sont identiques à celles obtenues par BOURGEON (1992) en Inde sur des profils de Luvisols présentant des caractères fersiallitiques marqués, où la quantité de fer dissoute par le réactif CBD est également voisine de 50 % du fer total au niveau des horizons rubéfiés. Ce seuil de 50 % a souvent été retenu pour caractériser la pédogenèse *fersiallitique*, même si la nature du matériau parental détermine largement la pertinence du seuil (BAIZE, 2004).

Des teneurs plus faibles en fer libre au niveau de l’horizon A1 appauvri en argile semble indiquer en même temps des liaisons étroites entre le fer libéré des silicates primaires et les minéraux argileux néoformés, typiques de la pédogenèse fersiallitique (AFES, 1995 ; BAIZE, 2004). Ces associations fer-argile sont alors susceptibles de migrer au sein d’un horizon illuvial enrichi en argile et en fer, ce qui semble être le cas de l’horizon Bt du profil CA1 qui présente un taux de fer libre deux fois plus élevé qu’en surface. Dans les niveaux plus profonds de l’arène, le fer des minéraux primaires (biotites, grenats) ou de néoformation (argiles ferrifères) représente la forme dominante et atteint 86,78 % à 215 cm de profondeur.

L’analyse minéralogique par diffraction des rayons X réalisée sur poudre totale a révélé que l’hématite était le seul oxyde de fer présent dans les horizons pédologiques rubéfiés. Sa cristallisation est favorisée ici par des conditions de pH proches de la neutralité et la présence d’une longue saison sèche alternée avec une courte saison humide. Des études détaillées réalisées sur des sols fersiallitiques formés sous climat méditerranéen (LAMOUROUX, 1972 ; LAMOUROUX *et al.*, 1978) mais aussi sous climat tropical à longue saison sèche (BOURGEON, 1992) ont montré que l’hématite responsable de la rubéfaction des horizons pédologiques était souvent présente sous forme de cristallites très fins (3 à 5 nm) ou « oxydes de fer cryptocristallins ». La faible quantité de fer ‘actif’ obtenue à l’aide du réactif de TAMM semble ici aussi indiquer de fortes proportions d’oxydes de fer finement cristallisés au sein du fer libre.

Profondeur cm	Horizon	Fe Total (1) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Fe CBD (2) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Fe Oxalate (3) g.kg <sup>-1</sup> de terre fine	Rapport (2) / (1) %	Rapport (3) / (1) %	Rapport (3) / (2) %
0-40	A1	47,88	13,45	0,74	28,09	1,55	5,50
40-75	Bt	57,96	29,19	0,76	50,36	1,31	2,60
75-120	BC	49,00	20,61	0,43	42,06	0,88	2,09
135	C1	40,95	8,53	0,27	20,83	0,66	3,17
215	C2	53,62	7,09	0,30	13,22	0,56	4,23

(1) Fer total déduit des résultats de l'analyse totale (en prenant pour base le pourcentage de la masse moléculaire de Fe dans Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

(2) Fer libre après extraction par le réactif CBD (Citrates-Bicarbonate-Dithionite)

(3) Fer mal cristallisé (amorphe et para-cristallin) après extraction par le réactif de Tamm (oxalate d'ammonium-acide oxalique)

(2) / (1) Rapport Fer libre/Fer total

(3) / (1) Rapport Fer mal cristallisé/Fer total

(3) / (2) Rapport Fer mal cristallisé/Fer libre

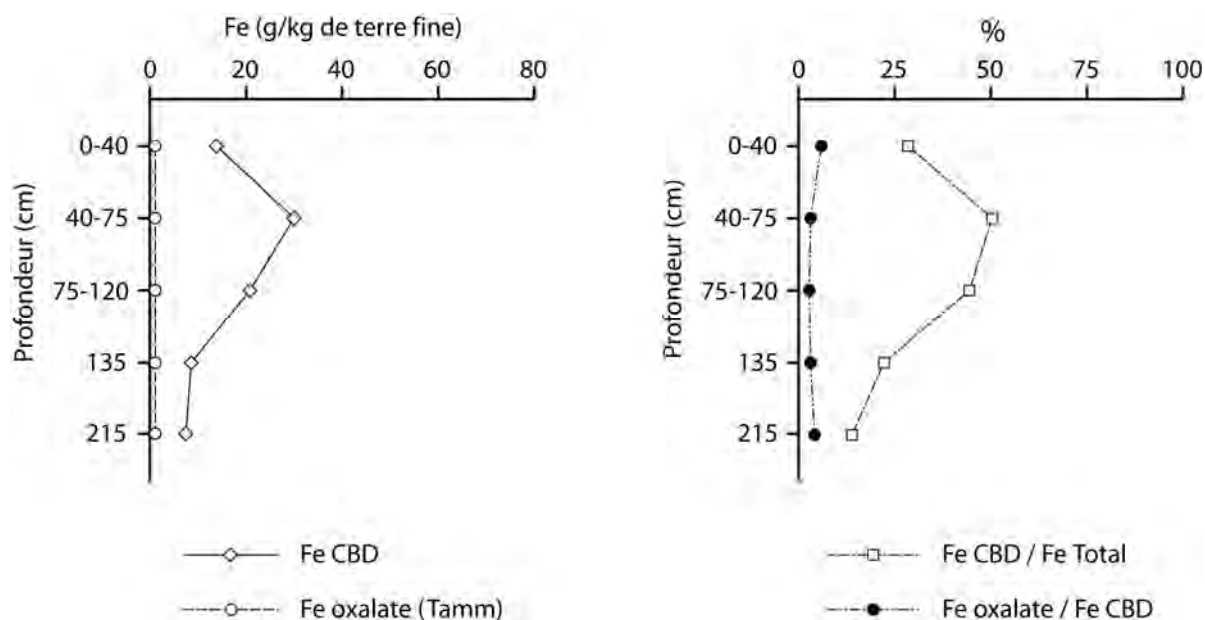


Fig. 60 – Extractions sélectives des formes du fer à l'aide des réactifs CBD et Tamm pour le profil CA1.

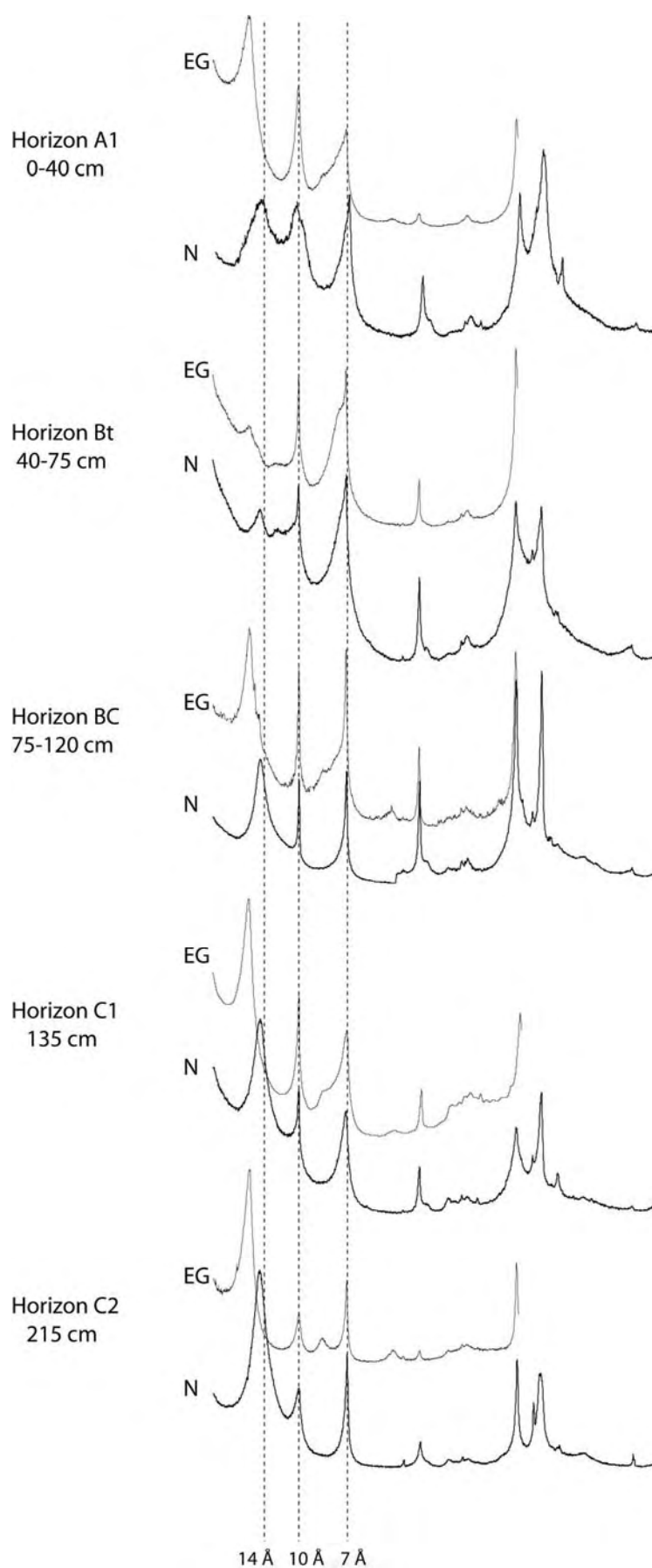
### *E – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X*

Des déterminations de composition minéralogique globale des différents horizons étudiés ont été réalisées par DRX (non illustrées). Parmi les minéraux primaires présents dans l'arène et dans le sol rouge, les diffractogrammes de poudres désorientées montrent, à côté du quartz encore largement dominant, la présence d'au moins un tectosilicate de type plagioclase, d'un phyllosilicate de type biotite et d'un nésosilicate de type grenat ou silimanite. Les minéraux secondaires sont surtout représentés par des minéraux argileux associant des minéraux 1/1 (7 Å) à des minéraux 2/1 (14 Å) dont la nature reste à préciser. Un oxyde de fer (hématite) est aussi présent en quantité notable dans les horizons Bt et BC.

Des déterminations plus précises des minéraux argileux ont pu être menées à partir de l'analyse de lames orientées (Fig. 61). La saturation à l'Éthylène-Glycol (noté EG) a permis l'identification d'une phase gonflante de type smectitique au niveau du pic à 14 Å, jamais relevée dans les profils d'altération plus évolués du massif de Baturité. En réalité, les diffractogrammes obtenus montrent tous une paragenèse de type smectite – illite – kaolinite :

- Les smectites pures, surtout présentes dans l'arène, sont associées à divers minéraux interstratifiés (10-14)Sm : des interstratifiés gonflants irréguliers reflétés par des pics larges vers 14,5 Å et des interstratifiés illite/smectite réguliers soulignés par une courte réflexion à 12 Å bien décelable dans les horizons A1 et Bt. L'abondance de ces minéraux smectitiques, de même que la richesse en smectite des interstratifiés, diminue en allant vers le haut du profil.
- Les illites, probablement associées à de petites quantités de micas résiduels au niveau de la phase à 10 Å, sont présentes en quantité importante de bas en haut du profil et restent stables lors de la saturation à l'Éthylène-Glycol.
- Une phase argileuse à 7,1 Å de type kaolinite apparaît dès l'arène profonde et devient de plus en plus abondante en allant vers le haut du profil. En réalité, le pic est nettement dissymétrique et pourrait correspondre en partie à des minéraux 1/1 désordonnés de type halloysite ou à des interstratifiés (7-14)Sm. Un test au formamide a été réalisé sur les échantillons pour lever cette incertitude. Le test négatif conclut à une absence d'halloysite et au contraire à une proportion non négligeable de minéraux interstratifiés kaolinite/smectite.

En raison d'un cortège argileux particulièrement diversifié, des observations et des analyses complémentaires au MEB et la microsonde se sont avérées nécessaires pour préciser les modalités complexes de l'arénisation du gneiss à la base du Luvisol de Canindé.



**Fig. 61** – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm du profil CA1 (N : normal ; EG : Éthylène-Glycol).

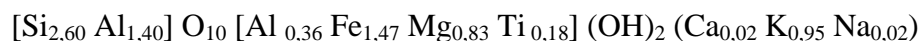
*F – Observations complémentaires au MEB et microanalyses par spectrométrie d'émission X dispersive en énergie (EDS)*

Les quatre lames minces confectionnées pour l'analyse micromorphologique, ainsi qu'un agrégat provenant de l'arène à 135 cm du profil CA1, ont été examinées au microscope électronique à balayage. Ces observations ont été couplées à de nombreuses microanalyses réalisées à la microsonde dont les résultats sont regroupés en Annexe D. Ces observations et analyses ont été réalisées essentiellement sur les biotites et les plagioclases, qui représentent avec le quartz les principaux minéraux primaires constitutifs du gneiss tonalitique du profil CA1.

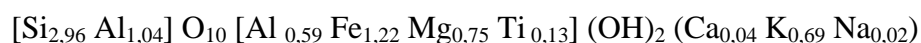
a – Caractérisation de l'altération des biotites

Comme le laissait entrevoir l'étude micromorphologique au microscope pétrographique, les observations et microanalyses réalisées au MEB montrent que les biotites subissent une évolution morphologique et cristallogénétique importante lorsque l'on passe de la roche saine à l'arène (cf. Photos 49 et 50). Les calculs des formules chimiques des biotites et de leurs produits d'altération (des phyllites 2/1 essentiellement) ont été réalisés en considérant que tout le fer était présent sous forme  $Fe^{++}$  et tout le magnésium en position octaédrique. Les hypothèses retenues sont évidemment simplificatrices et les formules sont proposées avant tout à titre comparatif, afin d'illustrer au mieux l'évolution géochimique des biotites à chaque stade d'altération :

- Les biotites de la roche 'saine' apparaissent morphologiquement compactes et peu ou pas altérées (Photo 49). Les valeurs moyennes de six microanalyses réalisées sur les biotites de la roche 'saine' (analyses N° 1, 2, 5, 6, 10 et 24 en Annexe D) donnent la formule chimique suivante (calculée pour une demi-maille) :



- Les biotites du gneiss 'altéré' apparaissent encore relativement compactes, mais montrent globalement un début de transformation le long des fissures qui commencent à s'ouvrir. Les premiers stades de l'altération des biotites sont difficiles à caractériser en raison d'une grande hétérogénéité des analyses. Néanmoins, l'analyse N° 34 (Annexe D) apparaît assez typique de ces premiers stades d'évolution le long des fissures :



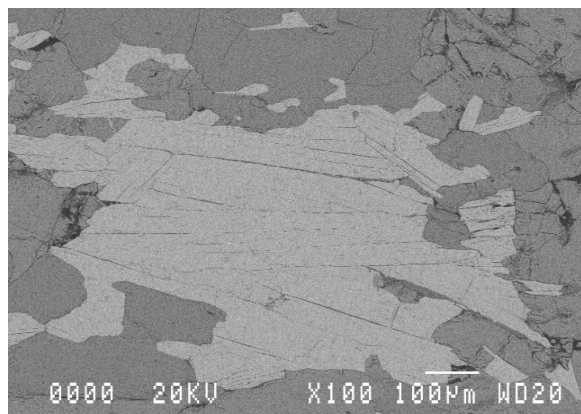


Par rapport aux biotites de la roche ‘saine’, l’évolution cristallochimique indique ici un enrichissement en silice en couche tétraédrique et une migration d’une partie de l’aluminium en couche octaédrique, accompagnant un départ modéré du fer et du potassium. Ces changements cristallochimiques sont du même type que ceux vus en Inde semi-aride lors des premiers stades de l’altération des biotites dans les arènes gneissiques cohérentes situées à la base des Luvisols (BOURGEON & LARQUÉ, 1992).

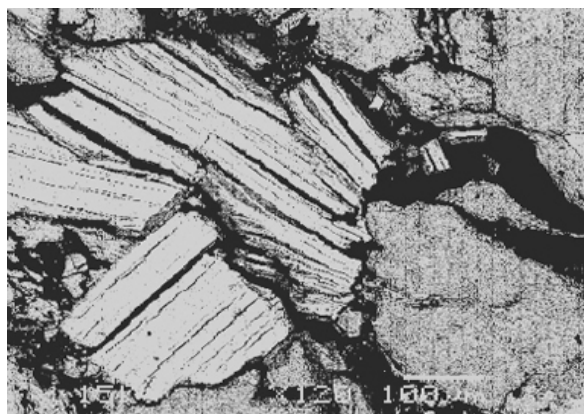
- Plus haut dans le profil et dès l’arène profonde, les biotites apparaissent nettement fissurées et éclatées selon les clivages (Photo 50). C’est surtout le long des fissures que les transformations cristallochimiques sont les plus importantes, avec l’apparition de nombreuses particules d’aspect désordonné en bordure des feuillets. La morphologie de ces biotites altérées est très similaire à celle décrite à la base de certains Vertisols togolais (KOUNESTRON *et al.*, 1977) et des Luvisols de la zone sèche indienne (BOURGEON & LARQUÉ, 1992), et doit à nouveau correspondre à la transformation des biotites en minéraux smectitiques (Photo 51). Le passage du stade de la biotite en début d’altération à celui de la smectite semble se produire logiquement par la poursuite graduelle de l’enrichissement en silice et la redistribution de l’aluminium en position octaédrique, et par la perte progressive de la totalité du potassium. À ce stade, les résultats des microanalyses semblent alors indiquer la formation de smectites de type beidellite. La formule chimique calculée à partir de l’analyse N° 92 (Annexe D) donne la répartition cristallochimique suivante pour la demi-maille :



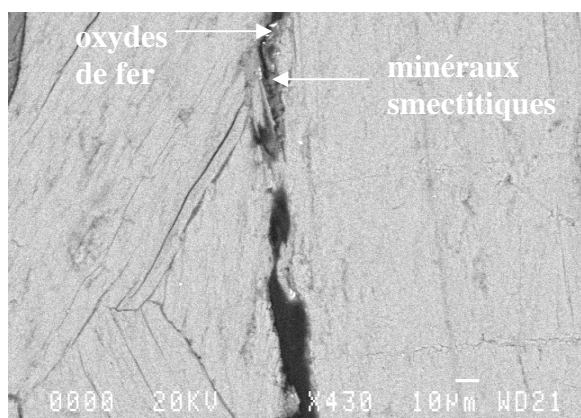
La formule n’est pas parfaite car il manque du sodium ou du calcium pour compenser le déficit de charge observé en couche tétraédrique. Les observations et microanalyses ont aussi montré que des illites et d’autres minéraux secondaires se rapprochant de la formule d’une illite pouvaient se former par transformation des biotites (Photos 52 et 53). Les difficultés d’obtenir une formule idéale pour ces minéraux indiquent très certainement des mélanges, en conformité avec la présence de minéraux interstratifiés illite-smectite identifiés en abondance sur les diagrammes de DRX. Les néoformations de kaolinite à partir des biotites existent et se localisent préférentiellement dans les microsystèmes de contact entre les minéraux (Photo 54), là où les circulations de solutions sont facilitées.



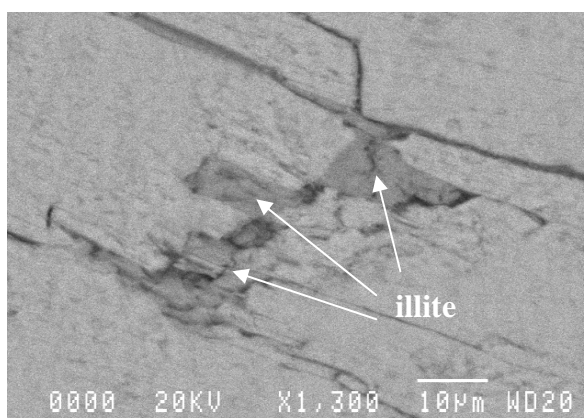
**Photo 49** – Gneiss ‘sain’ : aspect des biotites (cristaux les plus clairs majoritairement au centre de la photographie) présentant une morphologie compacte. Image MEB en mode ‘rétro-diffusé’.



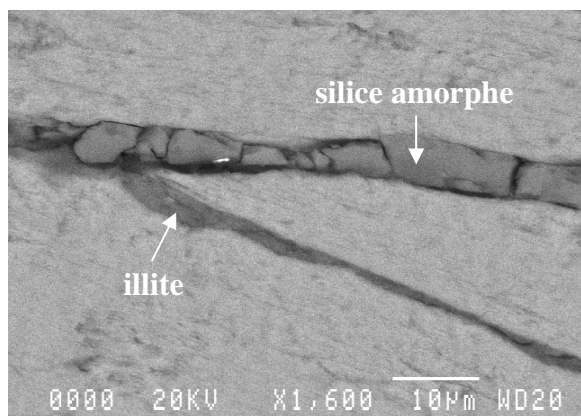
**Photo 50** – Arène à 215 cm : biotites éclatées selon les clivages, présentant un aspect désordonné le long des fissures avec des feuillets décollés et transformés. Image MEB en mode ‘rétro-diffusé’.



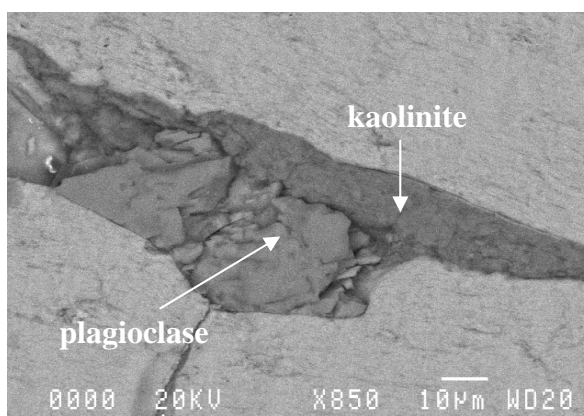
**Photo 51** – Arène à 215 cm : détail d’une fissure ouverte dans une biotite, bordée de minéraux secondaires de transformation de nature smectitique mêlées à des oxydes de fer (vérifiés par microanalyses). Image MEB en mode ‘rétro-diffusé’.



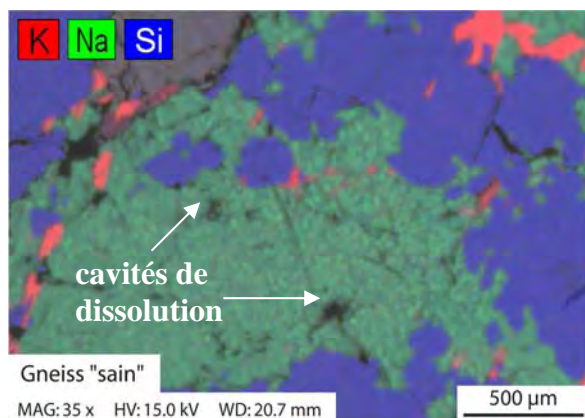
**Photo 52** – Arène à 215 cm : détail d’une zone de fissure transversale aux clivages de la biotite, remplie de minéraux secondaires de transformation de nature illitique (vérifié par microanalyses). Image MEB en mode ‘rétro-diffusé’.



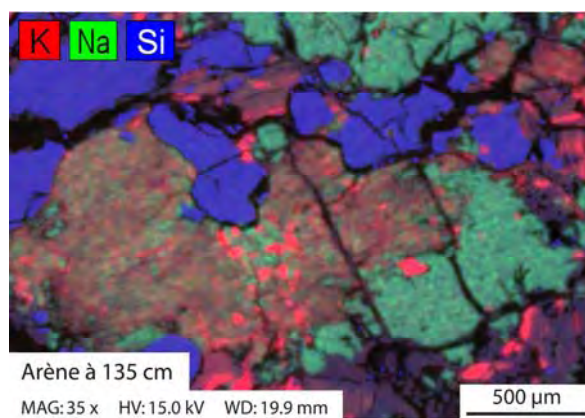
**Photo 53** – Arène à 215 cm : détail de fissures dans une biotite où s’observent des phénomènes de précipitation de silice amorphe et des phénomènes d’illitisation (vérifiés par microanalyses). Image MEB en mode ‘rétro-diffusé’.



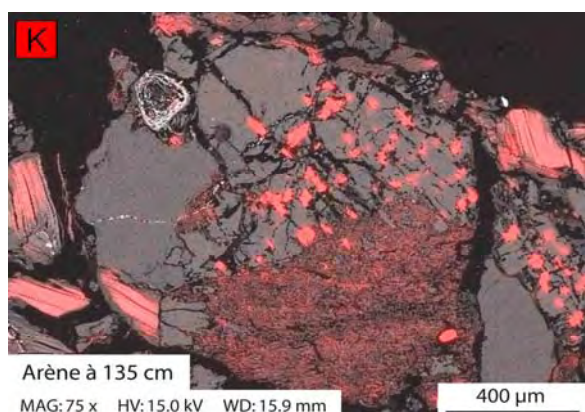
**Photo 54** – Arène à 215 cm : détail d’une zone de contact biotite / plagioclase marquée par l’apparition de minéraux néoformés de nature kaolinique (vérifié par microanalyses). Image MEB en mode ‘rétro-diffusé’.



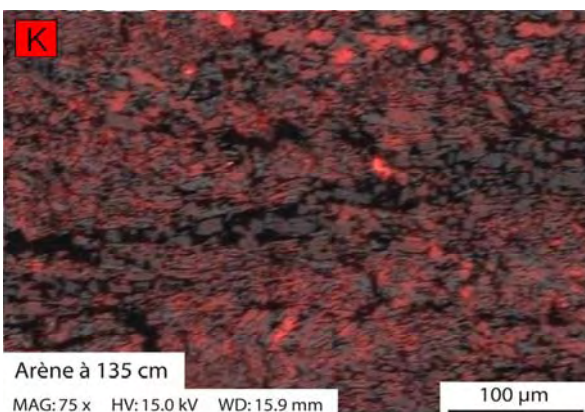
**Photo 55** – Gneiss ‘sain’ : aspect peu altéré des plagioclases (en vert, reflétés par la réflexion du sodium), marqués par la présence de petites cavités de dissolution dans les zones d’intersection des fissures. Image MEB en mode ‘cartographie X’.



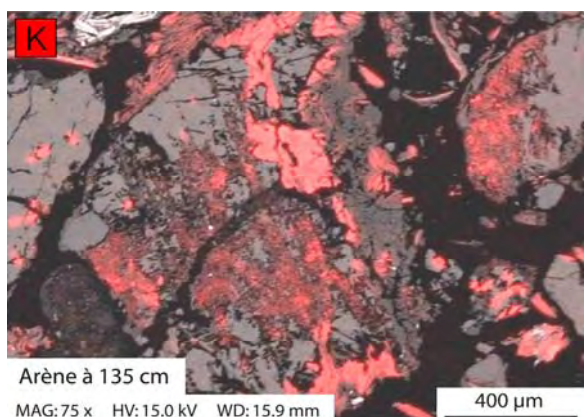
**Photo 56** – Arène à 135 cm : aspect fortement altéré des plagioclases, marqués par une néoformation importante d’argiles micacées potassiques (illites) à l’intérieur des cristaux de plagioclases. Image MEB en mode ‘cartographie X’.



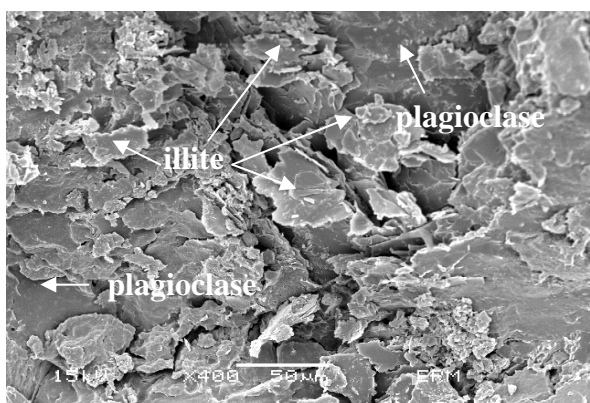
**Photo 57** – Arène à 135 cm : plagioclase partiellement illitisé. Noter ici l’abondance des lames d’orthose (antiperthites), qui restent peu ou pas altérées, soulignées par une réflexion intense du potassium. Image MEB en mode ‘cartographie X’.



**Photo 58** – Détail de la photo 57 : aspect de la zone d’illitisation à l’intérieur des plagioclases. Noter la morphologie ‘en éventail’ ou ‘en accordéon’ de nombreuses particules d’illite. Image MEB en mode ‘cartographie X’.



**Photo 59** – Arène à 135 cm : cristaux de plagioclase fortement altérés et corrodés, marqués par un réseau dense de cavités de dissolution partiellement remplis de phyllites 2/1 K (illites). Image MEB en mode ‘cartographie X’.



**Photo 60** – Arène à 135 cm observée sur agrégat : détail d’une cavité de dissolution dans un plagioclase partiellement remplie de paillettes d’illites. Image MEB en mode ‘électrons secondaires’.

## b – Caractérisation de l'altération des plagioclases

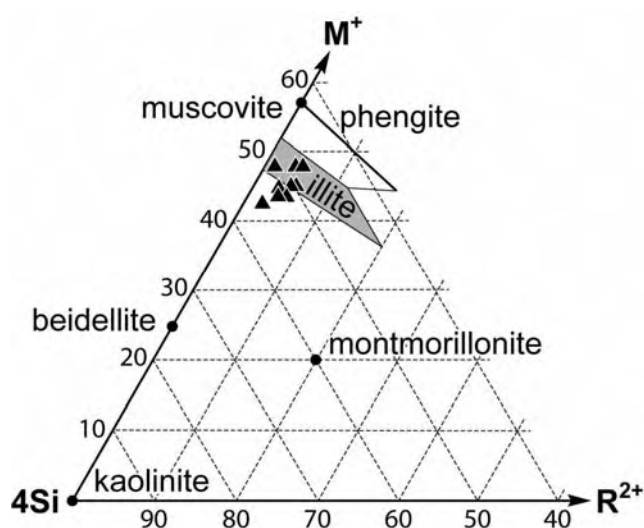
Les observations effectuées au microscope pétrographique avaient révélé une composition d'oligoclase (An 25-30 %) pour les plagioclases du gneiss 'sain' qui représentent, avec le quartz, les minéraux primaires les plus abondants de la roche. Les différentes microanalyses réalisées à la microsonde sur les zones saines ou massives des plagioclases (Annexe D) ont confirmé cette composition. La spectrométrie d'émission X dispersive en énergie (EDS) a également permis de réaliser une cartographie des éléments chimiques qui illustre bien l'altération des plagioclases au cours de l'arénisation du gneiss :

- Au niveau du gneiss 'sain' (Photo 55), les plagioclases paraissent peu ou pas altérés, malgré la présence de petites cavités de dissolution situées préférentiellement dans les zones d'intersection des fissures intra-minérales ; ces phénomènes de dissolution s'amplifient à mesure que l'on s'approche de la partie supérieure de l'arène ;
- Au niveau de l'arène à 135 cm (Photo 56), les plagioclases sont fortement altérés et corrodés, avec de nombreuses cavités de dissolution partiellement remplies de phyllites 2/1 potassiques (illites). Ces cavités de dissolution envahies de minéraux illitiques se rencontrent sur les bordures de cristaux (Photos 57, 58) mais forment le plus souvent un réseau dense à l'intérieur des plagioclases (Photos 56, 59). Les observations effectuées sur un agrégat d'arène confirment le remplissage de cavités de dissolution à l'intérieur des plagioclases par des paillettes d'illite (Photo 60), ce qui est un argument fort en faveur d'une origine météorique pour ces illites (MEUNIER, comm. pers.).

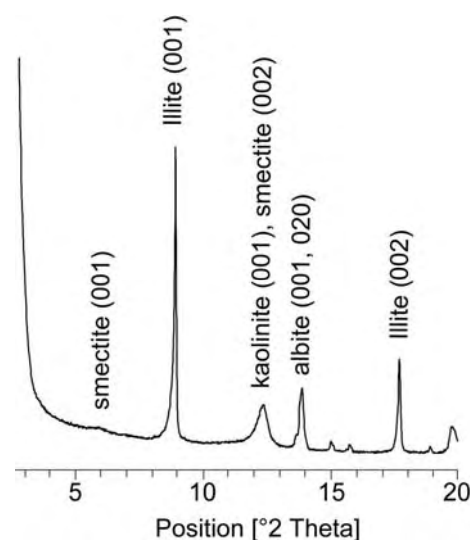
Des microanalyses ponctuelles ont été réalisées sur les paillettes d'illite détectées par la cartographie X afin de déterminer leur composition chimique. Des formules structurales ont été calculées pour neuf particules d'illite représentatives de l'altération des plagioclases au niveau de l'arène à 135 cm (Fig. 62). La composition de ces minéraux a été transcrite en coordonnées (%) sur un diagramme  $M^+ - 4Si - R^{2+}$  (Fig. 63) sur lequel figure également le domaine idéal de l'illite (d'après MEUNIER & VELDE, 2004). Dans les échantillons analysés, la somme des ions  $K^+$  interfoliaires varie entre 0,52 et 0,79 par  $O_{10}(OH)_2$  (moyenne = 0,65 ;  $\sigma$  = 0,09 ; n = 9). Comparés à la somme d'Al en position tétraédrique (moyenne = 0,79 ;  $\sigma$  = 0,06 ; n = 9), les ions potassium apparaissent nettement en déficit, partiellement compensés par des ions sodium, révélés par les analyses chimiques, et probablement par de l'eau que la plupart des auteurs considèrent comme présente sous forme d'ions hydronium (MILLOT, 1964 ; MEUNIER & VELDE, 2004).

Analyse N°	104	105	109	112	115	116	117	118	119	Moy.	$\sigma$
<i>Microanalyses EDS exprimées en % d'oxydes</i>											
SiO <sub>2</sub>	53,89	51,85	52,85	52,42	51,77	51,23	50,69	51,05	50,82	51,66	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,96	37,65	37,17	35,89	36,86	36,60	38,36	40,42	38,65	37,71	1,38
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,07	0,00	0,12	0,00	0,13	0,04	0,07	0,03	0,05	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	1,14	1,15	1,41	1,19	1,07	0,46	0,41	0,35	0,80	0,42
MgO	0,46	0,40	0,30	0,46	0,50	0,23	0,35	0,31	0,25	0,34	0,10
CaO	0,50	0,48	0,47	0,70	0,53	0,53	0,57	0,42	0,50	0,52	0,07
Na <sub>2</sub> O	1,50	0,15	0,58	0,58	0,41	0,14	0,36	0,39	0,18	0,42	0,39
K <sub>2</sub> O	6,65	8,12	7,43	8,37	8,65	9,94	9,14	6,90	9,23	8,44	1,07
<i>Formules chimiques calculées sur la base de 11 atomes d'oxygène</i>											
Si	3,31	3,20	3,25	3,25	3,21	3,20	3,15	3,13	3,15	3,21	0,06
Al <sub>[tetra.]</sub>	0,69	0,80	0,75	0,75	0,79	0,80	0,85	0,87	0,85	0,79	0,06
Al <sub>[octa.]</sub>	1,90	1,94	1,94	1,87	1,91	1,90	1,96	2,04	1,98	1,94	0,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,04	0,05	0,05	0,07	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
Mg	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
$\Sigma_{[octa.]}$	1,98	2,03	2,02	1,99	2,01	1,98	2,01	2,09	2,02	2,01	0,03
Ca	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01
Na	0,18	0,02	0,07	0,07	0,05	0,02	0,04	0,05	0,02	0,06	0,05
K	0,52	0,64	0,58	0,66	0,69	0,79	0,73	0,54	0,73	0,65	0,09
<i>Coordonnées en % dans le diagramme triangulaire M<sup>+</sup>-4Si-R<sup>2+</sup> (cf. Fig. 63 ci-dessous)</i>											
M <sup>+</sup>	44	43	43	45	45	48	48	42	48	45	2,23
4Si	52	52	53	50	50	48	49	56	51	51	2,25
R <sup>2+</sup>	4	5	4	5	5	4	3	2	1	4	1,33

**Fig. 62** – Analyses représentatives d'illites formées par altération météorique des plagioclases dans l'arène à 135 cm (profil CA1). La représentation graphique de ces analyses figure dans le diagramme triangulaire M<sup>+</sup>-4Si-R<sup>2+</sup> de la figure 63.



**Fig. 63** – Compositions chimiques des illites formées par altération des plagioclases dans l'arène à 135 cm du profil CA1. M<sup>+</sup> : charge des feuillets (ici : K<sup>+</sup> et Na<sup>+</sup>) ; 4Si : teneur maximale de Si dans le feuillet tétraédrique ; R<sup>2+</sup> : total des cations bivalents dans le feuillet octaédrique (d'après MEUNIER & VELDE, 2004). La zone grisée définit le domaine de composition idéale de l'illite.



**Fig. 64** – Diagramme de diffraction des rayons X réalisé sur micro-prélèvements de plagioclases altérés extraits d'un agrégat d'arène à 135 cm du profil CA1 (lame orientée, séchée à l'air).

Une détermination minéralogique par diffraction des rayons X réalisée sur des micro-prélèvements de plagioclases altérés provenant d'un agrégat d'arène à 135 cm (Fig. 64) confirme l'abondance des illites néoformées à l'intérieur des plagioclases, avec un pic majeur  $d_{(001)}$  à 10 Å suivie d'une réflexion  $d_{(002)}$  à 5 Å. La position de la raie  $d_{(060)}$  (non illustrée) à 1,50 Å confirme le caractère dioctaédrique du minéral, typique de l'illite. Le diffractogramme montre aussi de la kaolinite en association avec l'illite et la signature du plagioclase résiduel identifié par le pic de l'albite ; la smectite est présente uniquement à l'état de traces.

#### *G – Enseignements généraux apportés par l'étude du profil CA1*

**Sur le plan de l'altération et de la genèse du sol :** en utilisant la diffraction des rayons X ainsi que certaines possibilités offertes par la microscopie électronique à balayage (microanalyses ponctuelles, cartographie X), l'étude détaillée de la fraction argileuse a permis de confirmer le caractère nettement *bisillitique* du manteau d'arènes. Elle a surtout permis de mettre en évidence un profil argileux original dans lequel :

- (i) Des interstratifiés gonflants (10-14)Sm et des smectites de type beidellite se forment par transformation directe des biotites ;
- (ii) Des illites de néoformation se forment en abondance au sein des plagioclases après que ces derniers aient subi une dissolution partielle ;
- (iii) Des interstratifiés (7-14)Sm et de la kaolinite se forment soit par transformation des illites ou des minéraux smectitiques, soit par kaolinisation directe, et constituent une part de plus en plus importante de la fraction argileuse à mesure que l'on se déplace vers le haut du profil.

Ce profil minéralogique et les processus d'altération géochimique qu'il implique est original à plus d'un titre :

- (i) Dans le Nordeste du Brésil, les études réalisées jusqu'à présent n'avaient jamais abouti à de telles conclusions ;
- (ii) A l'échelle planétaire, l'illitisation des plagioclases est un processus d'altération météorique qui a rarement été mis en évidence, car habituellement rapporté en contexte d'altération hydrothermale (« rétrodiagenèse profonde » : DE LAPPARENT, 1909 ; LELONG & MILLOT, 1966 ; TARDY, 1993a).

Au cours de l'arénisation du gneiss, la dynamique du potassium qui accompagne cette illitisation semble être un phénomène important, reflété par les fortes valeurs prises par le  $\Delta\text{pH}$  (différence entre pH KCl et pH eau).

Du point de vue pédogénétique, le Luvisol étudié présente toutes les caractéristiques d'une pédogenèse de type *fersiallitique* : (i) forte libération du fer (rapport fer libre/fer total ~50 % dans l'horizon Bt) et (ii) abondance des minéraux 2/1 formés non seulement par transformation des phyllites héritées de la roche mère (minéraux smectitiques provenant de l'altération des biotites) mais aussi par aggradation et néoformation (illites issues de l'altération des plagioclases).

**Sur le plan des propriétés agronomiques** : les analyses physico-chimiques globales ont confirmé la fertilité relativement élevée des Luvisols de la plaine semi-aride, bien meilleure que celle des Lixisols ou des Acrisols de la *Serra* humide de Baturité. Dotés d'une capacité d'échange cationique élevée ( $> 24 \text{ cmol}(+)/\text{kg}^{-1}$  d'argile) et d'un taux de saturation en bases  $>50 \%$ , les Luvisols de la zone semi-aride présentent de bonnes propriétés chimiques en vue d'une utilisation agricole, auxquelles s'ajoutent de bonnes propriétés physiques des horizons de surface, même après mise en culture (LEPRUN & SILVEIRA, 1992), ainsi qu'une bonne capacité de rétention en eau due à la nature des argiles. L'agriculture pluviale (association maïs/haricot) est actuellement le mode principal de mise en valeur des Luvisols quand ils ne sont pas occupés par la *caatinga*.

### 4.3.3. Interprétations d'ensemble

Au terme des résultats morphopédologiques obtenus pour la basse plaine à inselbergs du *Sertão*, il apparaît maintenant nécessaire de procéder à l'interprétation globale des données concernant les processus qui interviennent dans la genèse du modelé et des sols.

#### *A – Processus morphodynamiques et formation du modelé*

Les paysages pédimentaires à inselbergs qui font la spécificité géomorphologique de la plaine semi-aride du *Sertão* posent des problèmes d'interprétation qui sont communs à l'ensemble des boucliers tropicaux. À la lumière du chapitre 2, on rappellera d'abord que la plaine à inselbergs qui forme le piémont cristallin du massif de Baturité (« surface *sertaneja* ») correspond à une vaste surface d'aplanissement partiel profondément emboîtée sous les restes de hautes surfaces considérées comme principalement d'âge pré-rift (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004), auxquelles se rattache probablement la haute surface (800-900 m) du massif de Baturité. Généralement post-crétacée, la basse plaine à inselbergs du *Sertão* représente en réalité une surface composite incorporant des éléments de surface pré-cénomaniennes exhumées, bien visibles autour de la *Chapada* d'Apodi (cf. § 2.3.2. B). Dans la région du massif de Baturité et près de la côte, cette surface composite se raccorde aux sédiments néogènes Barreiras sous lesquels elle s'ennoie.

À l'évidence, les paysages de plaine à inselbergs du *Sertão* expriment le bilan d'une évolution complexe et multiforme qui recouvre de très longues périodes. Quant à la genèse des inselbergs *stricto sensu*, elle continue d'être au cœur d'un débat qui oppose deux théories : (i) celle qui privilégie le recul latéral par 'pédiplanation' (*backwearing*) et (ii) celle qui envisage le déchaussement de volumes sains grâce au déblaiement progressif du manteau d'altérites et à l'abaissement corrélatif de sa surface (*downwearing*). Si la première explication semble valable localement, en mesure d'expliquer une partie de la formation des pédiments qui s'inscrivent au pied des inselbergs et des escarpements ayant subi un faible recul, c'est la deuxième hypothèse qui doit être plus généralement retenue, ainsi que l'ont envisagé depuis longtemps P. BIROT et A. GODARD dans des contextes morphoclimatiques variés. En effet, la plupart des inselbergs, même lorsqu'ils sont situés en position de partage des eaux, sont en réalité des reliefs résiduels de dureté (PETIT, 1989 ; LAGEAT & GUNNELL, 2001). Dans la zone d'étude, de tels reliefs résiduels sont généralement associés à des intrusions de granites leucocrates ou à des bancs épais de quartzite résistants.

Un examen minutieux du modelé montre que l'ensemble des pédiments rencontrés au pied des escarpements et des inselbergs sont entaillés de 10 à 20 mètres par un réseau hydrographique hiérarchisé à écoulement temporaire. Par ailleurs, la reconnaissance de terrain effectuée à la surface de ces pédiments n'a pas révélé de couverture pédimentaire en transit. L'ensemble de ces considérations amène à envisager l'existence de processus de pédimentation dans le cadre d'une évolution morphoclimatique passée, sans qu'il soit possible de préciser à ce stade de l'étude la chronologie des événements (cf. § 4.4.3.). Quoi qu'il en soit, de tels événements ont dû se produire en conditions plus arides que l'Actuel, avec des couvertures végétales discontinues, permettant l'intervention de *debris flows* sur les versants et une redistribution mécanique par le ruissellement diffus à la surface des pédiments.

La dissection des pédiments et de la plaine, similaire à celle des *Tabuleiros* soulignés par les sédiments néogènes Barreiras, semble indiquer une dissection fini-tertiaire ou quaternaire, probablement en relation avec les grandes baisses eustatiques de la fin du Cénozoïque. Cette dissection est responsable de l'inscription du réseau hiérarchisé de bas-fonds plats à Planosols qui font l'une des spécificités morphopédologiques de la plaine semi-aride du *Sertão*. La genèse de ces bas-fonds et l'origine de leur platitude restent énigmatiques. Classiquement considéré comme le résultat de processus fluviaux hérités de périodes plus sèches que l'Actuel, l'élargissement des bas-fonds plats du *Sertão* serait corrélatif de phénomènes de divagation latérale importante des oueds en crue. Toutefois, l'absence de nappes alluviales récentes ou anciennes dans la majeure partie des fonds de vallée fragilise cette hypothèse. On propose ici, comme hypothèse alternative, qu'un processus de réduction



des interfluves par recul latéral des versants de raccordement et élargissement corrélatif des bas-fonds puisse s'effectuer par l'intermédiaire de processus pédogénétiques liés au fonctionnement hydrique particulier des Planosols : en effet, ces derniers sont le siège de nappes perchées temporaires à écoulement latéral conduisant à un lessivage accentué des horizons éluviaux superficiels, sans accumulation des particules argileuses en profondeur. Ce processus implique donc une évacuation lente des particules fines en partie produites par l'érosion des versants de vallées, susceptible sur la longue durée d'accroître la largeur du bas-fond. Une telle évolution rappelle les systèmes de transformations pédologiques mis en évidence par DUBROEUQ *et al.* (1991) en Amazonie brésilienne, certes dans un contexte différent (climat tropical perhumide), où la réduction des collines ferrallitiques conduit progressivement à la formation d'une plaine podzolique, à travers une évolution géochimique des versants initiée par les circulations latérales des nappes phréatiques (LUCAS *et al.*, 1988).

### *B – Processus d'altération et genèse des sols*

Sur le piémont semi-aride du massif de Baturité, la pédogenèse *fersiallitique* qui caractérise l'évolution des Luvisols est associée à une altération de type *bisiallitique*. L'hydrolyse ménagée ne produit qu'une arène de texture sableuse dans laquelle les biotites engendrent des smectites de transformation (ou des interstratifiés illite-smectite) ainsi que des minéraux 1/1 désordonnés, tandis que les plagioclases sont troués de cavités de dissolution remplies de phyllites 2/1 K (illites de néoformation) associées à de petites quantités de kaolinite. À l'issue de la caractérisation du profil de référence (Luvisol), un point important reste néanmoins non élucidé : l'arène et le sol rouge continuent-ils de se former sous les conditions climatiques actuelles, ou bien représentent-ils les témoins d'une évolution climatique passée, héritée ? L'analyse d'un profil secondaire de Cambisol (profil RE1, Annexe B), qui représente un stade moins avancé de la couverture pédologique, apporte les éléments de réponse à la question. En effet, ce deuxième type de sol peu différencié et brunifié se rencontre dans les zones 'rajeunies' par l'érosion : contrairement aux Luvisols plus évolués, il s'agit ici de sols 'jeunes', le facteur temps et l'érosion étant responsable de la non-rubéfaction et de la faible différenciation des profils (DUCHAUFOR, 2001). Le Cambisol étudié a révélé le même cortège argileux que celui du Luvisol, avec de fortes proportions de minéraux à 7 Å désordonnés (ou interstratifiés kaolinite-smectite), de l'illite en abondance (reflétée aussi par de fortes valeurs de  $\Delta\text{pH}$ ) et des quantités non négligeables de minéraux interstratifiés (10-14)Sm. Ces ressemblances géochimiques et minéralogiques invitent à considérer la pédogenèse *fersiallitique* comme étant un processus actuellement à l'oeuvre, de même que l'altération *bisiallitique* qui l'accompagne au niveau des arènes. Le 'front d'arénisation' des gneiss, même s'il progresse lentement, est donc fonctionnel.

#### 4.4. LES BAS PLATEAUX SÉDIMENTAIRES OU *TABULEIROS*

Les bas plateaux sédimentaires, ou *Tabuleiros*, forment le piémont d'accumulation légèrement disséqué du massif de Baturité (Fig. 65). Située dans le prolongement topographique de la basse plaine à inselbergs du *Sertão*, cette partie du piémont est constituée par des accumulations détritiques (sédiments Barreiras *sensu lato*) dues à l'érosion des reliefs voisins (massif de Baturité mais aussi Ceará Central au sud). Caractérisée par le même climat semi-aride que les basses plaines environnantes du *Sertão*, les formations végétales de la *caatinga* sont souvent remplacées ici par les immenses plantations d'anacardiers (*caju*) appartenant à quelques grands propriétaires latifundiaires.

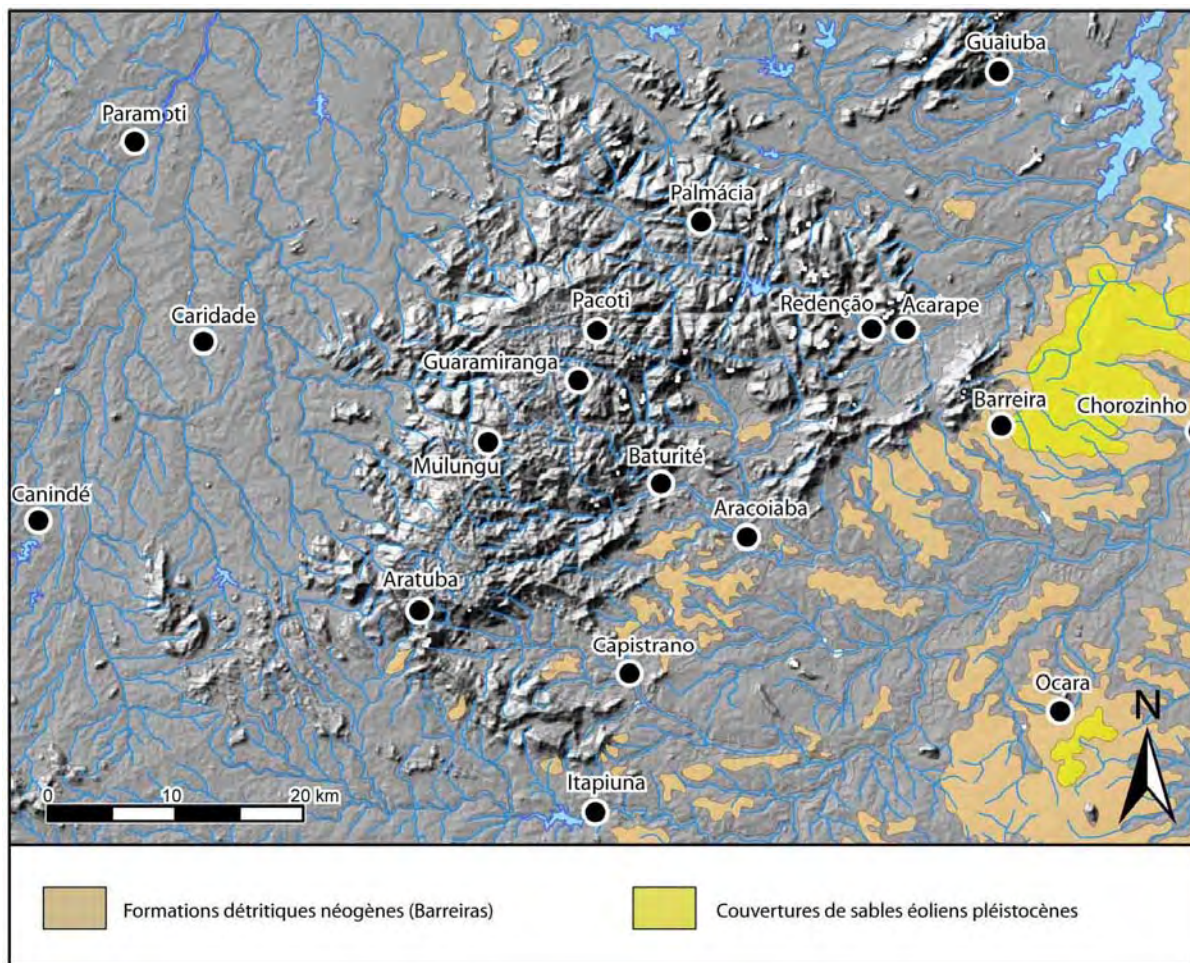
C'est encore la reconnaissance morphopédologique de terrain qui a permis de progresser dans la compréhension de l'organisation et de l'histoire morpho-pédo-sédimentaire complexe de ces *Tabuleiros*. Uniformément cartographiées comme « Barreiras indifférencié » sur les cartes géologiques existantes, ces formations sédimentaires présumées azoïques et supposées néogènes se révèlent éminemment plus complexes que leur cartographie existante ne le laisse entendre. Dans ces conditions, l'analyse détaillée des bas plateaux sédimentaires formant le piémont d'accumulation du massif de Baturité est en mesure de délivrer les archives de l'histoire morphopédologique et paléoclimatique de la montagne.

Après avoir présenté le cadre bioclimatique et le schéma d'organisation morphopédologique des *Tabuleiros*, l'étude sédimentologique comparée d'échantillons prélevés au niveau des différentes sous-unités permettra à la fois de valider le schéma d'organisation proposé et de déchiffrer l'histoire environnementale complexe qui a eu lieu dans la région au Cénozoïque supérieur.

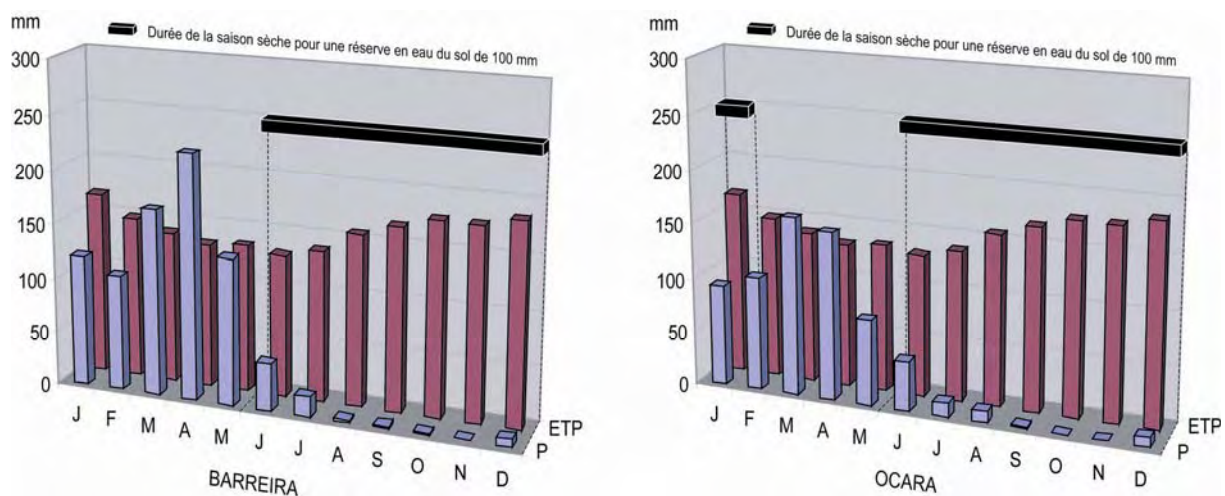
##### 4.4.1. Présentation générale

###### *A – Caractéristiques bioclimatiques*

Le climat des *Tabuleiros* qui ceignent partiellement le massif de Baturité ne diffère pas de celui de la zone semi-aride du *Sertão* (cf. § 4.3.1. A). Les diagrammes climatiques des stations de Barreira et d'Ocara localisées sur les bas plateaux sédimentaires (Fig. 66) montrent les mêmes caractéristiques de pluviosité et d'évapotranspiration, et donc de saison sèche et de drainage climatique. Toutefois, à l'approche de la côte, le climat des *Tabuleiros* a tendance à devenir plus humide sous l'influence des masses d'air océaniques.



**Fig. 65** – Carte de localisation des bas plateaux sédimentaires ou *Tabuleiros* et de ses subdivisions morphopédologiques (cf. carte des paysages morphopédologiques hors-texte pour plus de détail).



**Fig. 66** – Diagrammes climatiques des bas plateaux sédimentaires ou *Tabuleiros* à climat semi-aride (source des données brutes mensuelles sur la période 1974-2004 : FUNCEME).

### *B – Modelé global*

Les bas plateaux sédimentaires appartiennent à un vaste système de piémont dont la partie amont, représentée par la basse plaine à inselbergs du *Sertão* façonnée dans le socle, se prolonge par la surface des *Tabuleiros*. Le substrat de ces bas plateaux est formé par les sédiments détritiques cénozoïques de la Formation Barreiras qui reposent en discordance sur le socle précambrien. Ce socle cristallin, la plupart du temps exposé au fond des vallées principales, est généralement plat, mais il peut aussi être irrégulier, avec des collines arrondies, des inselbergs granitiques ou encore des necks volcaniques oligocènes dépassant de la couverture sédimentaire peu épaisse (généralement < 15 mètres ; Photo 61).

Légèrement disséqués de 20 à 30 mètres le long des vallées principales, les bas plateaux sédimentaires prolongent les plaines semi-arides qui s'étendent loin dans l'intérieur du *Sertão*. Ils jalonnent en réalité toute la bande côtière du Nordeste brésilien, sur une largeur de 10 à 80 km. Cette largeur maximale est atteinte sur le piémont oriental du massif de Baturité où de larges vestiges de sédiments Barreiras sont cartographiés (BRANDÃO, 1995 ; CPRM, 2001, 2003). Leur altitude, en inclinaison légère vers la côte, ne dépasse pas les 180 mètres dans la zone d'étude. Sur les cartes géologiques existantes, aucun dépôt Barreiras n'est cartographié sur le piémont occidental du massif. Toutefois, la reconnaissance de terrain a permis d'y identifier de nouveaux gisements, certes plus réduits, apparentés aux sédiments clastiques de la Formation Barreiras. Un léger encaissement des vallées (10-20 m) place toujours ces dépôts épars en situation d'interfluve (Photo 62).

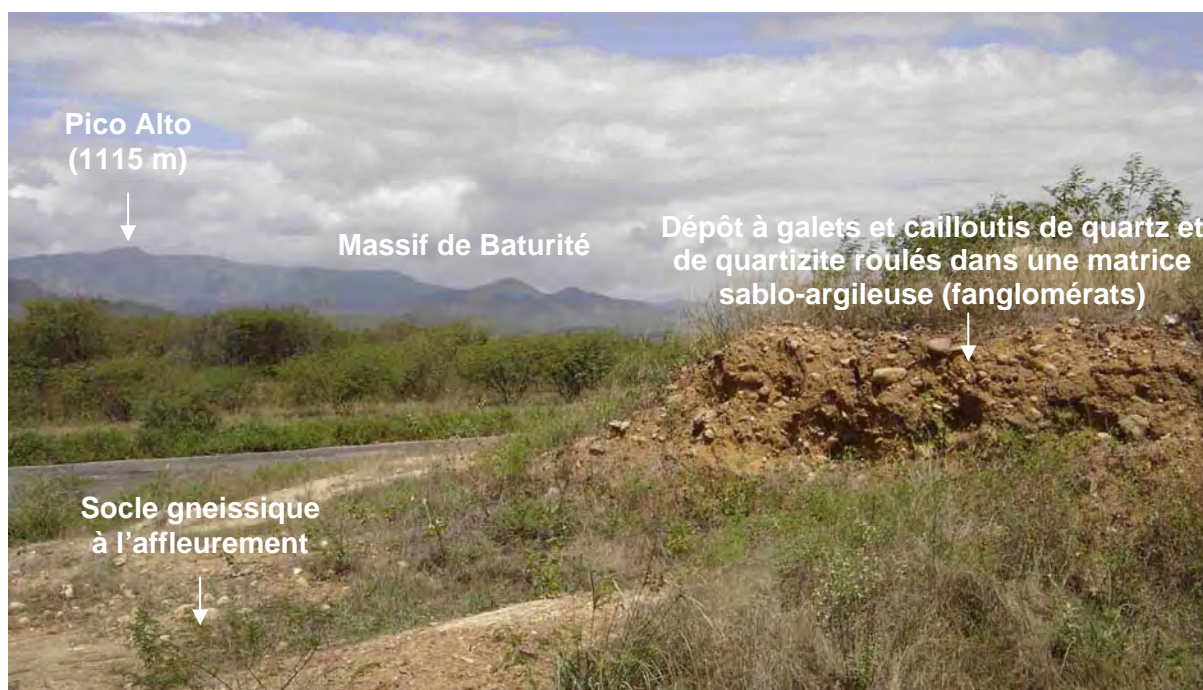
### *C – Découpage morphopédologique des bas plateaux sédimentaires ou Tabuleiros*

C'est principalement la reconnaissance morphopédologique de terrain qui a permis, pour la première fois, de distinguer nettement deux sous-unités morpho-pédo-stratigraphiques au niveau du piémont d'accumulation du massif de Baturité :

- **Les formations détritiques néogènes**, correspondant aux sédiments Barreiras *sensu stricto*, à faciès conglomératique et sablo-argileux rougeâtres superposés ; l'antiquité de cet ensemble de dépôts est attestée par la fréquence des horizons ferrugineux plinthitiques et carapacés, témoins de pédogenèses et d'altérations anciennes postérieures au dépôt ;
- **Les couvertures de sables pléistocènes**, plus récentes par leur position morphostratigraphique et surtout par leur faible degré d'évolution pédologique, dont la mise en place éolienne aurait pu s'accomplir lors des phases plus sèches qui ont affecté le Pléistocène.



**Photo 61** – Vue générale sur les bas plateaux sédimentaires ou *Tabuleiros* depuis le *Serrote Caruru* en direction du sud-ouest. Au premier plan, neck phonolitique (~35 Ma, volcanisme ‘Messejana’) dépassant de la couverture sédimentaire peu épaisse (< 15 mètres) de la Formation Barreiras, à l’est du Rio Pacoti. Au second plan, carrière dans les sédiments sablo-argileux rougeâtres de la Formation Barreiras. À l’arrière plan, la *Serra* de Aratanha et l’inselberg granitique de la *Serra* de Itaitinga en avant du massif de Baturité. Cliché J-P. Peulvast.



**Photo 62** – Vestige de dépôts détritiques apparentés à la Formation Barreiras sur le piémont occidental du massif de Baturité, à Inhuporanga. Dépôt fanglomératique à galets et cailloutis de quartz et de quartzite roulés dans une matrice sablo-argileuse abondante, de 1,50 mètres d’épaisseur, reposant sur le socle gneissique peu altéré. Le dépôt est situé sur un interfluve dominant de 10-20 mètres les bas-fonds voisins, à 5-6 km de distance de l’escarpement bordier dominé par le sommet quartzitique du Pico Alto. Cliché F. Bétard.

a – Formations détritiques néogènes

La première sous-unité correspond à un ensemble de dépôts sablo-argileux peu consolidés (grès tendres) de couleur rougeâtre, à galets et cailloutis de quartz fréquents, dont la puissance totale ne dépasse pas la quinzaine de mètres. Lithologiquement, cette description correspond assez fidèlement à celle des sédiments Barreiras d'âge Néogène. Il s'agit, aussi et surtout, d'un ensemble de dépôts détritiques pédologiquement homogène : les sols développés sur ces dépôts sont toujours des sols rouges évolués de type Lixisol, à plinthites et carapaces ferrugineuses fréquentes (Photos 63, 64 et 65). Sur le terrain, la combinaison de relevés topographiques, stratigraphiques et pédologiques a permis de généraliser le schéma de superposition faciologique suivant pour le piémont du massif de Baturité :

- à la base, *un faciès conglomératique*, à galets et cailloutis de quartz et de quartzite roulés dans une matrice sablo-argileuse abondante, et reposant directement sur le socle peu altéré. Des horizons tachés ferrugineux, plinthitiques (Photo 63) ou carapacés (Photo 64), sont très communs dans ces conglomérats de base peu consolidés. La taille moyenne des blocs et des galets (50 à 2 cm) diminuent avec l'éloignement du massif montagneux tandis que l'émoussé des galets augmente. Les caractéristiques sédimentologiques macroscopiques de ces conglomérats, incontestablement d'origine fluviatile, indiquent une mise en place par des écoulements de haute énergie du type *stream-flood* : en témoignent le calibre élevé des blocs et le fort émoussé des galets à quelque distance seulement du massif montagneux qui constitue leur région-source principale. La nature et la géographie de ces dépôts suggèrent leur assimilation à des fan-glomérats, c'est-à-dire à des glaci-cônes d'épandage détritique alimentés par des crues torrentielles ou des *debris flows* en provenance des escarpements montagneux du massif de Baturité.
- au-dessus, *un faciès sablo-argileux*, contenant encore de petits cailloutis de quartz millimétriques, et reposant stratigraphiquement sur le faciès conglomératique précédemment décrit (Photo 65). La fréquence des horizons à taches et concrétions ferrugineuses de type plinthite ou carapace suggèrent des conditions d'altération et de pédogenèse équivalentes à celles subies par les conglomérats de base. Un mode de mise en place fluviatile, encore suggéré par la présence de lits plus ou moins réguliers à cailloutis de quartz, est tout aussi probable. Afin de lever définitivement l'incertitude, le prélèvement d'échantillons en différents endroits a été effectué pour des investigations sédimentologiques plus précises en laboratoire (cf. § 4.4.2.).



**Photo 63** – Coupe dans le faciès conglomératique des formations détritiques néogènes sur le piémont oriental du massif de Baturité (ouest de Chorozinho). Dépôt à galets et cailloutis de quartz nombreux, montrant des horizons tachés ferrugineux de type plinthite. Cliché F. Bétard



**Photo 64** – Affleurement d'une carapace ferrugineuse développée dans le faciès conglomératique des formations détritiques néogènes sur le piémont oriental du massif de Baturité (sud de Chorozinho). Dépôt à galets et cailloutis de quartz et de quartzite. Cliché F. Bétard



**Photo 65** – Coupe dans le faciès sablo-argileux des formations détritiques néogènes sur le piémont oriental du massif de Baturité (ouest de Capistrano). Dépôt détritique à cailloutis de quartz de quelques cm. Sol rouge lessivé (Lixisol) témoignant d'une pédogenèse évoluée. Cliché F. Bétard



**Photo 66** – Coupe dans une couverture de sables éoliens pléistocènes, épaisse de plusieurs mètres, sur le piémont oriental du massif de Baturité (sud de Chorozinho). Sol beige sableux (Arenosol) témoignant d'une pédogenèse peu évoluée. Plantation d'anacardiers (*caju*). Cliché F. Bétard

Une autre incertitude concerne l'âge de ces formations détritiques présumées azoïques. Un âge néogène est habituellement avancé pour les sédiments clastiques de la Formation Barreiras, ce que des datations par palynologie et/ou paléomagnétisme ont permis de confirmer dans certains États du nord et du nord-est du Brésil (BEZERRA *et al.*, 2001 ; SHIMABUKURO & ARAI, 2001 ; ARAI, 2005). Aucune datation précise n'est pour l'instant disponible pour l'État du Ceará et la région de Baturité. Cependant, un calage chronologique relatif à partir d'observations géomorphologiques est rendu possible à proximité de la zone d'étude grâce à la présence d'édifices volcaniques datés de l'Oligocène (30-34 Ma), dont une partie émerge de la couverture sédimentaire des *Tabuleiros*. Le seul site où les formations détritiques Barreiras dûment identifiées sont en contact franc avec une forme volcanique oligocène (*Serrote* Caruru : Photo 61) indique que les sédiments se sont déposés au pied d'un neck phonolithique préalablement dégagé de l'ancien édifice volcanique (CLAUDINO SALES, 2002). Le déchaussement de la structure volcanique implique une érosion prolongée qui a pris effet après la fin du volcanisme mais avant le dépôt des vastes épandages détritiques. Par conséquent, un âge post-oligocène semble bien établi pour les sédiments Barreiras *sensu stricto* de la région de Baturité. Leur dissection par les fleuves côtiers et leurs tributaires semble indiquer en même temps une mise en place principalement pré-quadernaire, c'est-à-dire en grande partie antérieure aux grandes baisses eustatiques du Pléistocène. Au total, il paraît raisonnable d'admettre un âge mio-pliocène pour les formations détritiques du piémont d'accumulation du massif de Baturité, à faciès conglomératique et sablo-argileux superposés. Cette proposition est en accord (i) avec les datations obtenues par ailleurs dans des États voisins de la façade atlantique, et (ii) avec le degré avancé d'évolution pédologique de ces formations détritiques à plinthites et carapaces fréquentes.

#### b – Couvertures de sables pléistocènes

La seconde sous-unité, qui recouvre la précédente en discordance, correspond à une couverture de sables blancs à beiges (Photo 66) dont l'épaisseur, qui varie de 0,5 mètre à plusieurs mètres, augmente graduellement en direction de la côte. Cette couverture sableuse superficielle de couleur blanchâtre a longtemps été confondue avec un horizon E éluvial, lessivé en argile et en fer, qui se serait formé aux dépens des sédiments sablo-argileux rougeâtres de la Formation Barreiras (BRANDÃO, 1992, 1995). En l'absence d'études sédimentologiques, il a toujours été difficile de trancher entre l'hypothèse autochtone d'un horizon E pédologique et l'hypothèse allochtone d'un apport éolien. Les observations macroscopiques de terrain effectuées sur ces sables, qui montrent un bon tri granulométrique et l'absence d'éléments grossiers, permettent de privilégier l'hypothèse éolienne, ce qu'ont confirmé les analyses sédimentologiques d'échantillons prélevés sur le terrain (cf. § 4.4.2.).



L'origine éolienne d'une partie des sédiments composant la Formation Barreiras avait déjà été suspectée dans les couches sableuses blanchâtres qui forment les niveaux supérieurs des falaises littorales actives à l'est de Fortaleza (MAIA, 1998 ; CLAUDINO SALES, 2002). Mais l'extension de ces couvertures sableuses éoliennes loin vers l'intérieur (jusqu'à 70 km à l'intérieur des terres sur le piémont oriental du massif de Baturité) n'avait jamais été envisagée jusqu'à présent dans l'État du Ceará. En revanche, de telles couvertures de sables d'origine éolienne, datées par thermoluminescence entre 390 000 et 6500 ans B.P., ont été cartographiées sur les *Tabuleiros* dans l'État voisin du Rio Grande do Norte ("*lençóis de areia*" : BARRETO *et al.*, 2004). Ces couvertures de sables sont similaires à celles cartographiées sur le piémont du massif de Baturité par leur morphologie (plane, sans forme dunaire), leur position stratigraphique (reposant sur les sédiments mio-pliocènes de la Formation Barreiras), leur sédimentologie (sables, constitués à plus de 90 % de quartz) et enfin leur faible degré d'évolution pédologique. Ces importantes similitudes suggèrent une corrélation stratigraphique et génétique entre les couvertures sableuses des deux régions. La position stratigraphique terminale de ces couvertures de sables, qui sont postérieures aux sédiments Barreiras d'âge mio-pliocène, suggèrent donc un âge pléistocène. Cette proposition est en accord (i) avec les datations obtenues par thermoluminescence dans l'État du Rio Grande do Norte, et (ii) avec le faible degré d'évolution pédologique de ces couvertures sableuses portant des sols superficiels peu évolués de type Arénosol.

Du point de vue agronomique, les Arénosols constituent de piètres terres agricoles en raison de leur acidité très forte due à la quasi-exclusivité du quartz dans le squelette minéral du sol (pH eau souvent inférieur à 5 et pH KCl  $\leq$  4 : voir profil de référence CE127 en Annexe C). Ces caractéristiques physico-chimiques expliquent les immenses plantations latifundiaires d'anacardiens (*caju*), arbres acidophiles, qui leur sont communément associées.

#### 4.4.2. Étude sédimentologique comparée

L'approche morphopédologique menée sur le terrain a permis de distinguer clairement deux sous-ensembles morpho-pédo-sédimentaires au niveau du piémont d'accumulation représenté par les *Tabuleiros* : (i) une formation détritique ancienne, pédologiquement évoluée (plinthites et carapaces ferrugineuses fréquentes), incorporant un faciès conglomératique de base et un faciès sablo-argileux rougeâtre, probablement d'origine fluviale ; (ii) une couverture sableuse plus récente par sa position stratigraphique et son aspect peu pédogénisé, dont l'origine éolienne probable doit encore être confirmée.

Afin de valider ce schéma, une étude sédimentologique comparée d'échantillons prélevés au niveau des deux sous-unités a été menée en laboratoire. En s'appuyant successivement sur une étude granulométrique, morphoscopique, exoscopique et minéralogique comparée d'échantillons représentatifs, il est possible de suivre le cheminement méthodologique et scientifique qui a été mené pour passer du diagnostic concernant l'histoire d'un échantillon à celui portant sur l'ensemble de l'unité morphopédologique dont il est issu.

#### *A – Granulométrie des sables*

L'étude granulométrique de la fraction sableuse renseigne sur le dernier mode de transport et les conditions de dépôt final du sédiment. Elle a été menée sur une dizaine d'échantillons provenant des deux sous-unités morphopédologiques. Seuls deux échantillons, jugés représentatifs de chaque sous-unité, ont été choisis pour illustrer la granulométrie comparée des deux stocks de sédiments (Fig. 67) :

- L'échantillon AR1, prélevé au niveau d'une coupe dans les formations détritiques néogènes à faciès sablo-argileux (localisation : S4°23,470' – W38°49,251', sud-est d'Aracoiaba ; couleur : 2,5 YR 4/6 humide) ;
- L'échantillon CH051, prélevé au niveau d'une coupe dans une couverture de sables pléistocènes (localisation : S4°21,327' – W38°29,066', sud de Chorozinho ; couleur : 10 YR 6/4 humide),

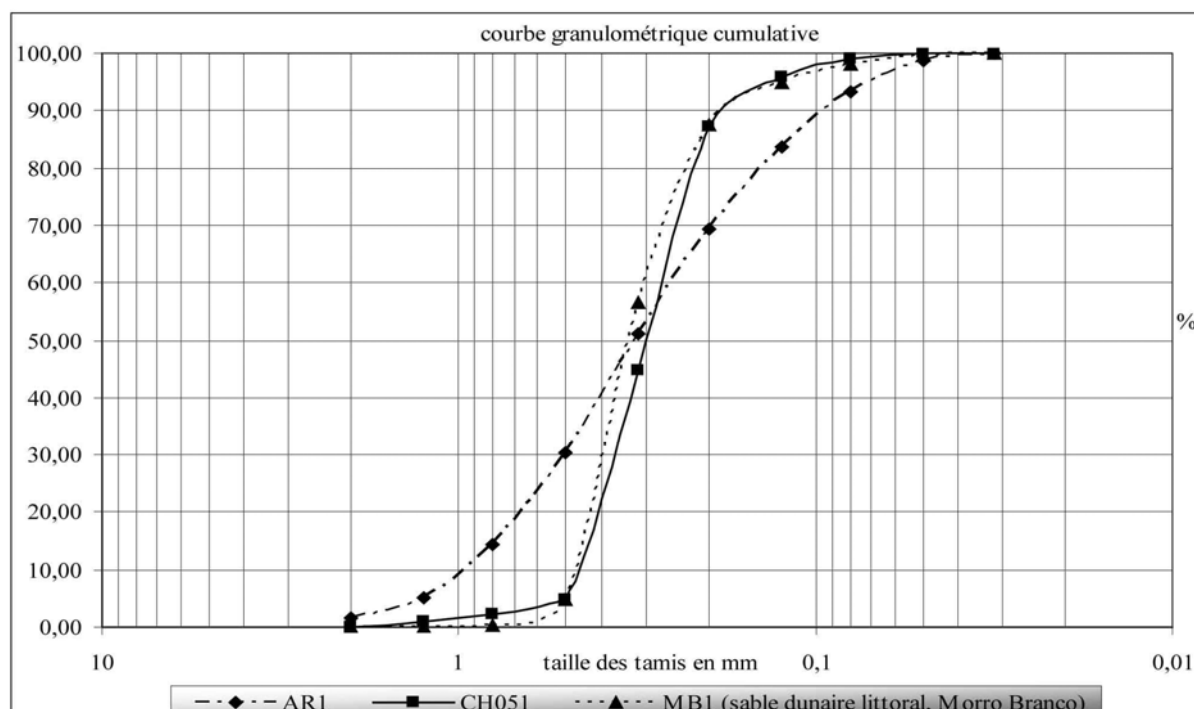
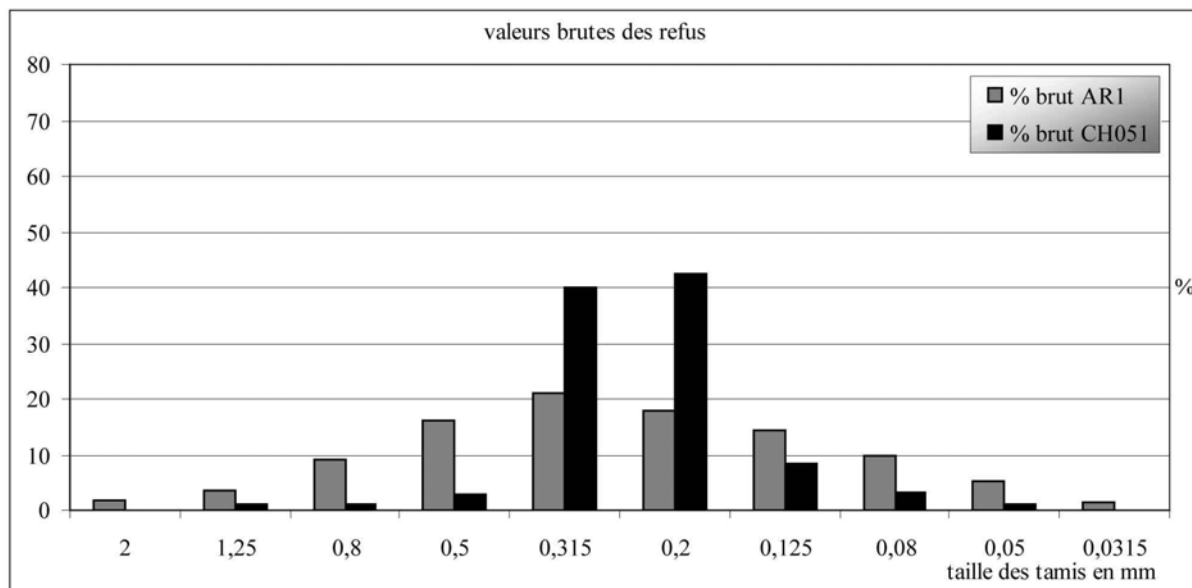
Les résultats granulométriques synthétisés sur la figure 67 montrent l'opposition très nette qui se manifeste entre l'échantillon AR1, relativement mal trié ( $So = 1,936$ ) et représentatif des formations détritiques néogènes, et l'échantillon CH051, extrêmement bien trié ( $So = 1,258$ ), prélevé dans la couverture de sables pléistocènes :

- D'un côté, la courbe granulométrique cumulative de l'échantillon AR1 est d'allure quasi-logarithmique, ce qui souligne le caractère hétérométrique du sédiment. Néanmoins, il existe un certain tri avec un mode centré sur 315  $\mu\text{m}$ . Le  $Qd\phi$ , considéré comme un bon indicateur de mise en place du dépôt, est de 0,22, soit typique d'un transport aquatique, probablement fluvial ici ;
- D'un autre côté, la courbe granulométrique d'allure sigmoïde de l'échantillon CH051 souligne la remarquable homométrie du sable, également reflétée par un mode prononcé autour de 200-315  $\mu\text{m}$ . Un  $Qd\phi < 0,1$  ne peut être que la signature sédimentologique d'une mise en place éolienne.

maille des tamis (en mm)		2	1,25	0,8	0,5	0,315	0,2	0,125	0,08	0,05	0,0315
% brut	AR1	1,63	3,47	9,28	16,00	20,89	17,99	14,32	9,67	5,41	1,34
% cumulé	AR1	1,63	5,10	14,38	30,38	51,27	69,25	83,58	93,25	98,66	100,00
% brut	CH051	0,00	1,01	1,15	2,66	40,05	42,34	8,48	3,21	1,02	0,09
% cumulé	CH051	0,00	1,01	2,15	4,81	44,86	87,21	95,69	98,89	99,91	100,00

Echantillon	Mode	Md*	Q1*	Q3*	So*	Qdp*	Sk*
AR1	0,315	0,32	0,60	0,160	1,936	0,220	0,938
CH051	0,2	0,30	0,38	0,240	1,258	0,070	1,013

\*Md : Médiane ; Q1 : 1er quartile ; Q3 : 3e quartile ; So : *Sorting Index* ou Indice de Trask =  $\sqrt{Q1/Q3}$  ; Qdp : Qdphi ou indice de Krumbein =  $(Q3 - Q1)/2$  ; Sk : Indice d'asymétrie de Skewness =  $\sqrt{(Q1 \times Q3)/Md^2}$



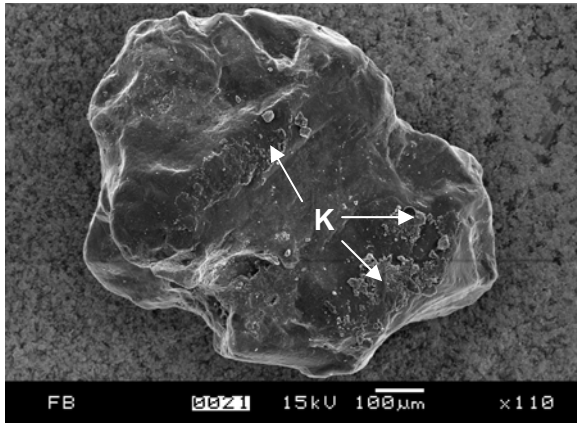
**Fig. 67** – Étude granulométrique comparée des échantillons AR1 (sédiments détritiques néogènes) et CH051 (sables éoliens pléistocènes), représentatifs du découpage morpho-pédo-sédimentaire des *Tabuleiros*.

Un échantillon supplémentaire (MB1) prélevé sur une dune littorale active de la région de Morro Branco (sud-est de Fortaleza) a été soumis à l'analyse granulométrique et ajouté à la figure 67 à titre comparatif. Les caractéristiques granulométriques de cet échantillon de sable dunaire sont quasiment identiques à celles de l'échantillon CH051, ce qui appuie incontestablement l'hypothèse éolienne pour la mise en place des couvertures de sables pléistocènes.

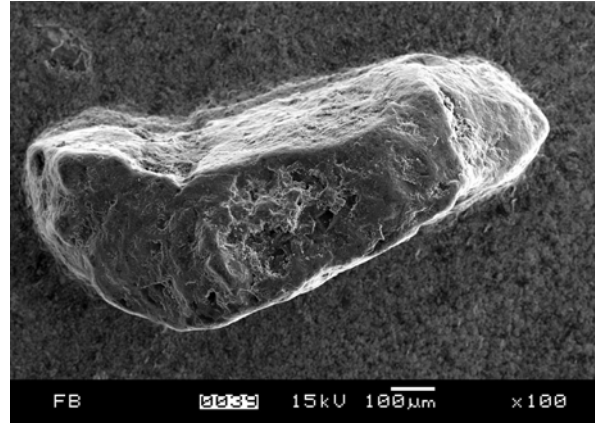
### *B – Aspects morphoscopiques*

L'analyse morphoscopique des quartz s'est appuyée sur l'étude de la morphologie et de l'aspect de surface des grains de quartz observés à la loupe binoculaire et a porté, pour chacun des échantillons, sur une cinquantaine de grains pour chaque refus des mailles à 315 et 500  $\mu\text{m}$  issus de l'analyse granulométrique. Les résultats de l'analyse morphoscopique indiquent que le pourcentage de grains sub-anguleux, à toutes les dimensions et pour tous les échantillons, est très élevé (> 90 %). Cela concerne aussi bien l'échantillon AR1 (formations détritiques néogènes : Photo 67) que l'échantillon CH051 (sables éoliens pléistocènes : Photo 68). Le faible pourcentage restant (< 10 %) est partagé entre quelques grains non-usés, de rares émoussés ou ronds/ovoïdes. Dans l'échantillon AR1, la dominance des grains sub-anguleux, la présence de non-usés et la rareté des émoussés-luisants indiquent un transport aquatique relativement court, en conformité avec la mise en place fluviale déduite de l'analyse granulométrique. Dans l'échantillon CH051, la prépondérance des grains sub-anguleux et l'extrême rareté des ronds-mats, même pour la dimension à 500  $\mu\text{m}$ , suggèrent un processus de remaniement éolien des quartz fluviaux, et finalement une simple reprise par le vent, sans changement sensible de la forme des grains.

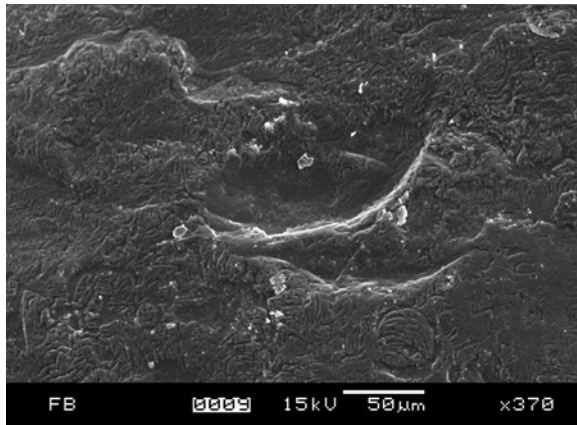
L'observation des aspects de surface des grains de quartz montre presque toujours un aspect mat, picoté, quel que soit l'échantillon analysé. L'aspect morphoscopique global le plus fréquent est donc celui de grains sub-anguleux mats. Ceci est en accord avec l'origine éolienne de l'échantillon CH051 mais est plus difficilement corrélable avec l'origine fluviale de l'échantillon AR1 qui, en théorie, aurait dû comporter un nombre important de grains luisants. En réalité, l'aspect mat ou picoté est un trait courant des grains de quartz évoluant sous climat chaud (PINOT, 1994). Ceux-ci ne montrent pas de traces de choc en croissant ou en coup d'angle, et leur aspect moiré est dû à des actions chimiques indéterminables à la loupe binoculaire (dissolution ? précipitation ?). Toutefois, la loupe binoculaire ne permet pas non plus de déceler des traces de choc de très petite taille. Pour toutes ces raisons, le recours au microscope électronique à balayage (MEB) s'est avéré nécessaire pour une caractérisation plus précise de l'évolution morphogénique de ces quartz détritiques.



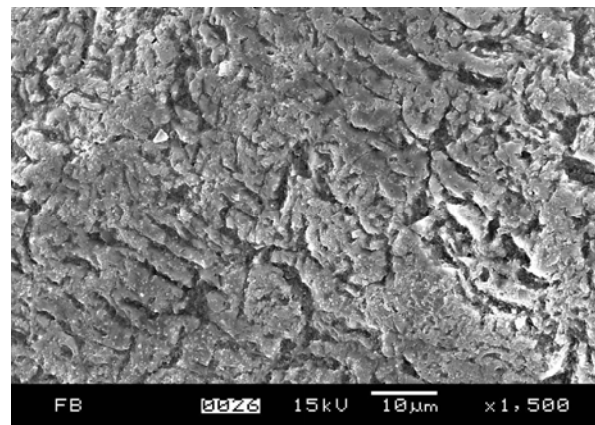
**Photo 67** – Aspect morphoscopique d'un grain de quartz sub-anguleux de l'échantillon AR1 (formations détritiques néogènes) vu au MEB. Présence d'une pellicule pédogénétique discontinue de nature kaolinique (K : Kaolinite ; vérifié par microanalyses).



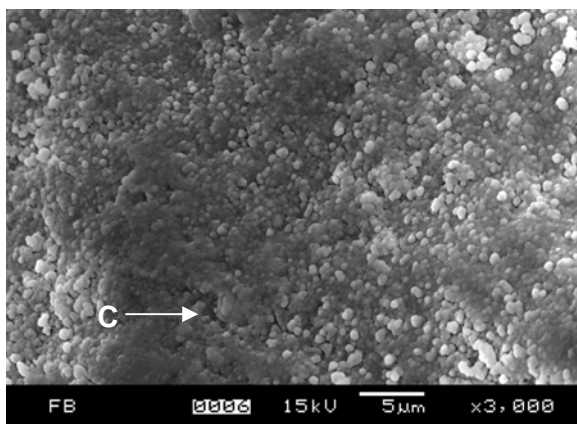
**Photo 68** – Aspect morphoscopique d'un grain de quartz sub-anguleux de l'échantillon CH051 (couvertures de sables pléistocènes) vu au MEB.



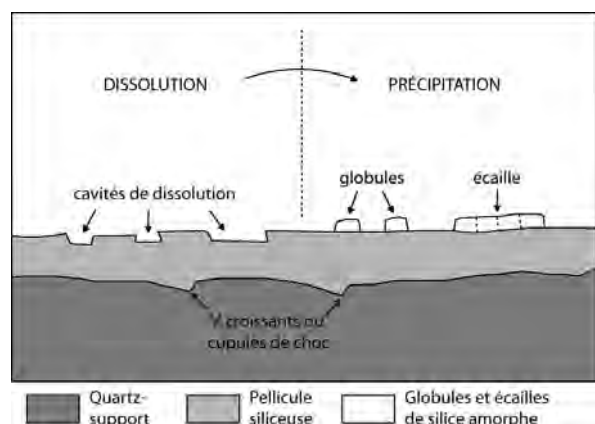
**Photo 69** – Cupules de choc (figures de frottement) d'origine aquatique sur un grain de quartz de l'échantillon AR1. La surface du grain est recouverte d'une pellicule siliceuse peu épaisse montrant un réseau dense de dissolution.



**Photo 70** – Détail de la pellicule siliceuse recouvrant la surface d'un grain de quartz de l'échantillon AR1. Réseau de dissolution anastomosé dont les directions préférentielles traduisent la corrosion d'un matériau siliceux qui n'est plus entièrement amorphe.



**Photo 71** – Globules siliceux reposant sur une pellicule de silice formée par la coalescence de globules plus anciens, sur un grain de quartz de l'échantillon CH051. Présence de caries (C) subauto-morphes formées par dissolution de l'enduit siliceux.



**Fig. 68** – Schéma interprétatif en coupe des processus de dissolution / précipitation de la silice à la surface des grains de quartz contenus dans les échantillons AR1 et CH051, caractéristiques des quartz détritiques évoluant sous climat chaud.

### C – Exoscopie des quartz au MEB

L'étude exoscopique des quartz a été conduite sur les mêmes dimensions que celles retenues lors de l'analyse morphoscopique (315 et 500  $\mu\text{m}$ ) pour les deux échantillons sélectionnés (AR1 et CH051). Les résultats des observations et microanalyses effectuées sur une soixantaine de grains au total pour les deux échantillons montrent que les grains de quartz sont toujours recouverts d'une pellicule écailleuse constituée de silice amorphe (Photos 69,70 et 71). Cette pellicule de silice désorganisée est responsable de l'aspect de surface mat ou moiré des grains de quartz lorsqu'ils sont observés en morphoscopie à la loupe binoculaire.

Sur les grains de quartz de l'échantillon AR1 (formations détritiques néogènes), des cupules de choc profondément gravées à la surface du grain ont pu être observées malgré la présence d'une pellicule siliceuse qui masque la plupart des V de choc et des cupules plus petites. Les grandes cupules de choc se présentent fréquemment comme des figures de frottement, en groupes de deux à trois, chacune de ces cupules ayant sensiblement la même orientation (Photo 69). L'organisation de ces traces de choc suggère un transport de fond issu d'une puissante dynamique hydraulique, à l'origine de percussions et de chocs violents. La mutuelle abrasion des grains favorise ensuite la mise en solution de la silice du quartz sous l'effet de l'altération météorique *in situ* et des processus pédogénétiques (LE RIBAUT, 1977). En effet, l'action conjuguée des impacts désorganise progressivement la surface des quartz et conduit à une amorphisation mécanique de cette dernière après le dépôt du sédiment, probablement aidée par la rosée nocturne qui caractérise le climat chaud et sec du Nordeste brésilien. Les processus d'altération et de pédogenèse continuent de désorganiser la pellicule siliceuse qui recouvre les grains, en formant de profonds réseaux de dissolution anastomosés dont les directions privilégiées traduisent la corrosion en profondeur d'un matériau siliceux qui n'est plus totalement amorphe (Photo 70). La contrepartie morphogénique des formes de dissolution récente est l'occurrence de phénomènes de précipitation de silice sous forme de globules siliceux isolés ou coalescents de diamètre  $<1 \mu\text{m}$ . La coalescence des globules siliceux provoque la formation d'écailles ou de fleurs de silice dont l'accumulation donne de nouvelles pellicules siliceuses. Tous ces phénomènes soulignent finalement l'instabilité de la silice à l'échelle minérale et confirment l'importance des phénomènes de dissolution/précipitation qui caractérisent les quartz détritiques évoluant sous climat chaud (Fig. 68). Outre les phénomènes de précipitation de silice qui provoquent l'apparition de dépôts dont la morphologie revêt des formes très diverses à la surface des grains, l'analyse par spectrométrie EDS a permis d'identifier, à côté du silicium, la présence importante d'aluminium, préfigurant la composition de dépôts de nature kaolinique disposés de façon éparsée (Photo 67).

Sur les grains de quartz de l'échantillon CH051, ce sont les mêmes caractères phénomorphiques qui ont été observés, avec présence d'une pellicule écaillée de silice recouvrant la surface des grains, trouée de cavités de dissolution et parsemée de globules siliceux plus ou moins coalescents (Photo 71). Les probables traces de choc éoliennes inscrites sur le quartz-support (V, croissants de choc) sont fossilisées sous la pellicule siliceuse continue. Pour les observer, l'une des possibilités futures sera de traiter les grains à la soude, ce qui devrait avoir pour effet de dissoudre la pellicule de silice amorphe qui recouvre la surface des grains (LE RIBAUT, 1977).

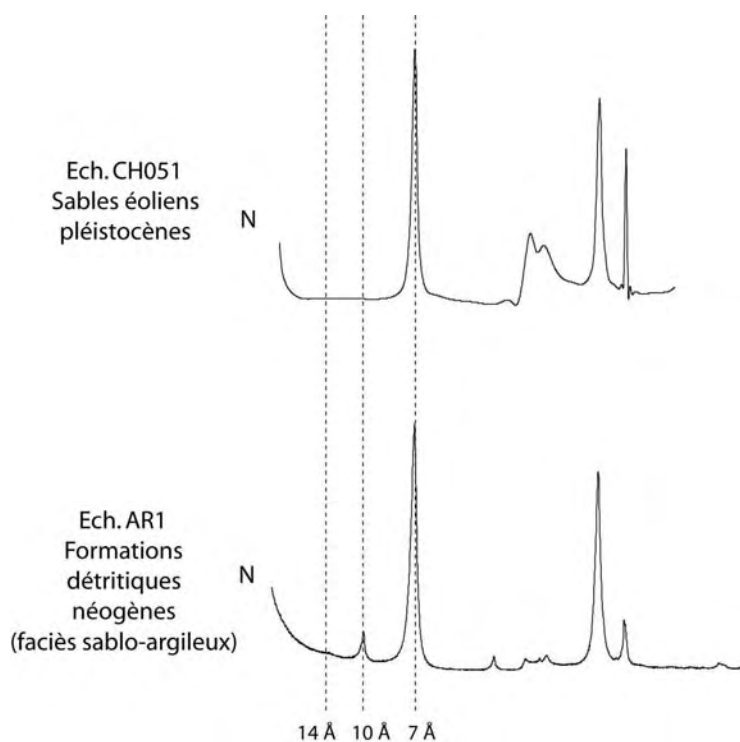
#### *D – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X*

Les diffractogrammes de poudres désorientées réalisés sur la fraction < 2 mm (non illustrés) ont permis de déterminer la composition minéralogique globale des échantillons AR1 et CH051. Ceux-ci révèlent l'exclusivité du quartz parmi les silicates primaires présents dans les deux stocks de sédiments et la forte prédominance de la kaolinite dans le cortège des minéraux secondaires. Dans l'échantillon AR1, une phase micacée de type illite est présente en faible quantité, ainsi que plusieurs oxydes métalliques (hématite, goéthite et anatase) responsable de la rubéfaction et de la cimentation des sédiments sablo-argileux faiblement consolidés.

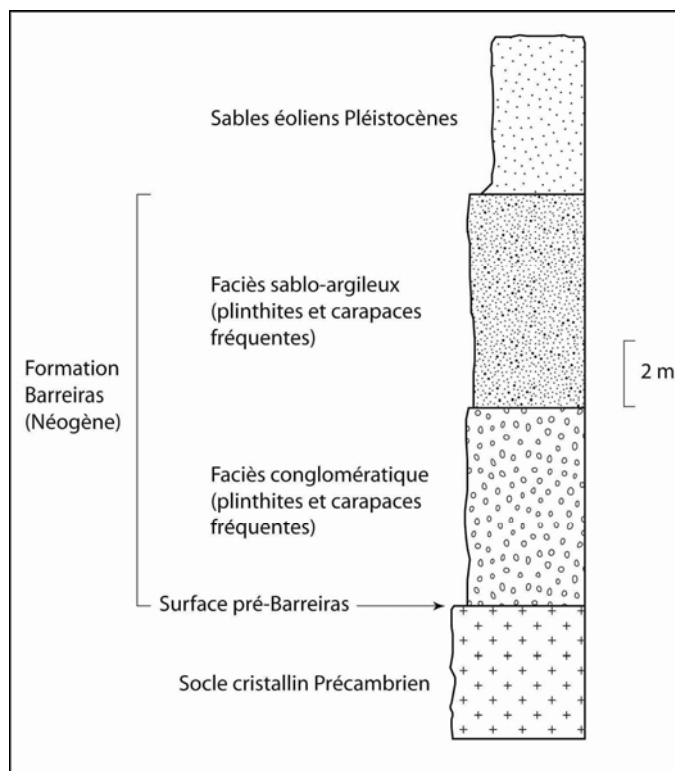
Les diagrammes de DRX réalisés sur la fraction < 2  $\mu\text{m}$  à l'aide de préparations orientées confirment la présence de kaolinite bien cristallisée dans le cortège des minéraux argileux des deux échantillons (Fig. 69) ; on retrouve aussi la phase illitique à 10  $\text{Å}$  faiblement exprimée dans l'échantillon AR1. Finalement, ces analyses diffractométriques soulignent surtout les similitudes minéralogiques entre les deux stocks de sédiments soumis à comparaison. Elles confirment, avec l'analyse morphoscopique, la place majeure tenue par les sédiments détritiques néogènes en tant que source principale des matériaux éoliens mis en place au cours du Pléistocène.

#### *E – Enseignements généraux apportés par l'étude sédimentologique comparée*

Nous sommes d'évidence en présence de deux unités morpho-pédo-sédimentaires distinctes à l'intérieur des *Tabuleiros*. Cette distinction repose (i) sur des différences de nature pédologique et altérologique (Lixisols à plinthites et carapaces ferrugineuses *vs.* Arénosols peu évolués), (ii) sur des différences de nature sédimentologique traduisant des modes de mise en place contrastés (fluviale *vs.* éolien) et enfin (iii) sur des différences d'âge (Mio-Pliocène *vs.* Pléistocène).



**Fig. 69** – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm des échantillons CH051 et AR1 (N : normal).



**Fig. 70** – Séquence pédo-stratigraphique régionale du piémont d'accumulation du massif de Baturité.



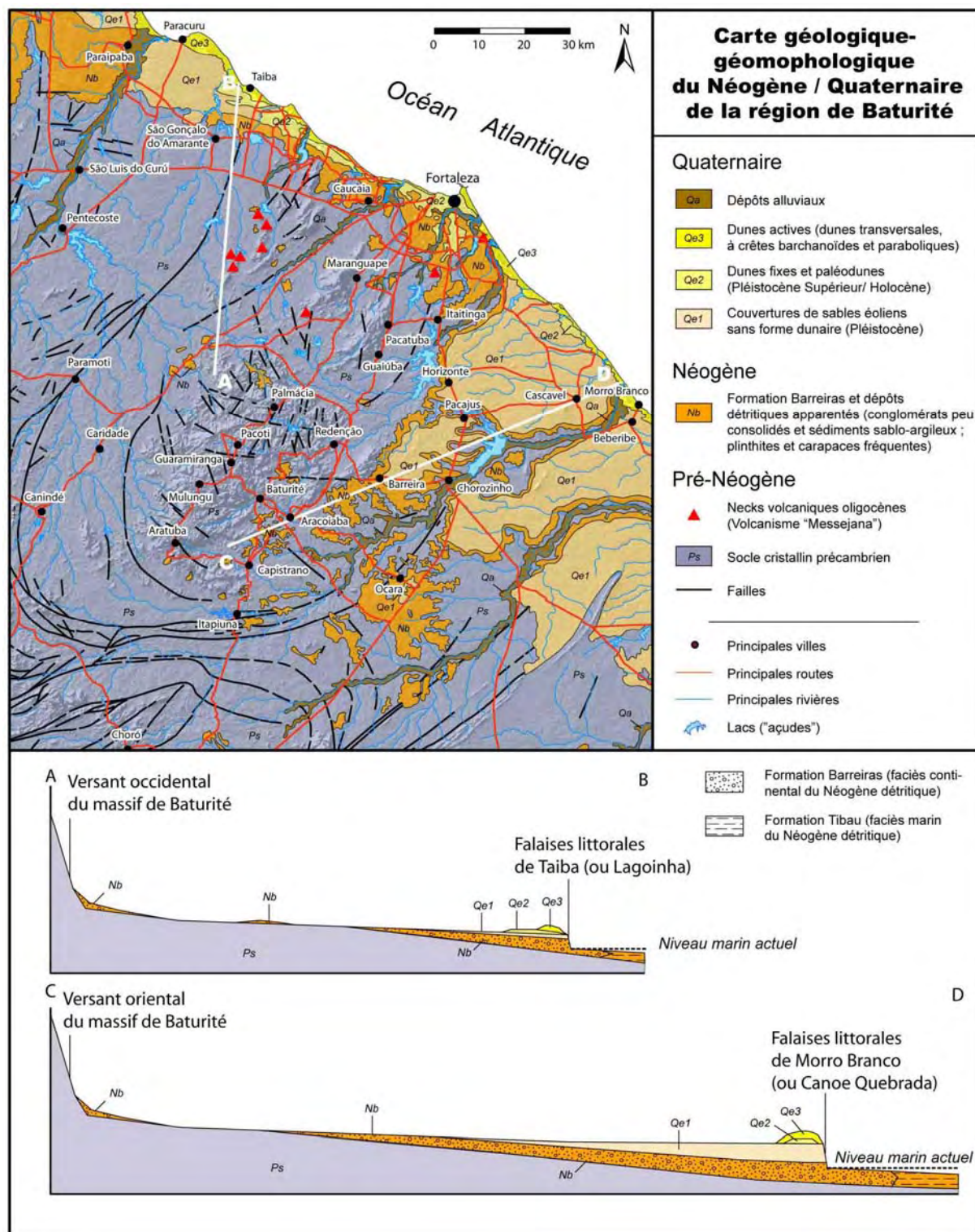
L'approche combinée de reconnaissance de terrain, de laboratoire et d'analyse spatiale permet aujourd'hui de généraliser ce schéma morpho-pédo-sédimentaire à l'ensemble du piémont du massif de Baturité. Cet effort de généralisation a été conduit de manière verticale, en proposant une séquence pédo-stratigraphique régionale pour le piémont du massif de Baturité (Fig. 70), mais aussi de manière horizontale, en réalisant une carte géologique-géomorphologique inédite du Néogène-Quaternaire pour la région de Baturité *sensu lato* (Fig. 71). Malgré une superposition verticale relativement simple, il faut bien voir que la répartition géographique des affleurements sédimentaires est de nature plus complexe : elle oppose un piémont oriental où les couvertures de sables éoliens pléistocènes sont conservées loin vers l'intérieur (jusqu'à 70 km) à un piémont occidental où l'extension aréale des sables éoliens est extrêmement réduite (moins de 20 km). Un tel dispositif suggère une influence majeure exercée par le massif montagneux dans la mise en place des sédiments éoliens, dans un régime de vents dominants de secteur est : en effet, le piémont oriental du massif de Baturité n'est pas précédé de massifs montagneux élevés et a été, de ce fait, largement balayé par les alizés d'est au cours des périodes sèches du Pléistocène ; sur le piémont occidental, le massif de Baturité et ses bastions avancés septentrionaux (*Serras* de Maranguape et Aratanha) font office d'obstacles montagneux imposants, empêchant tout transport éolien important au-delà de cette barrière naturelle.

#### 4.4.3. Interprétations d'ensemble

En conservant les 'archives' de l'histoire géomorphologique de la montagne, le piémont d'accumulation du massif de Baturité apporte, grâce à la succession pédo-stratigraphique qui a été mise en évidence, l'exceptionnelle opportunité de reconstituer tout ou partie des événements paléoclimatiques ayant marqué l'évolution morphopédologique de la région depuis le Néogène.

##### *A – Pédimentation périphérique et sédimentation Barreiras : le legs du Néogène*

De larges vestiges de dépôts détritiques néogènes (Barreiras) ont été cartographiés près du massif de Baturité dans le prolongement des pédiments disséqués qui occupent les vastes rentrants (embayments) du massif montagneux (Fig. 71). Un léger encaissement des vallées place ces dépôts épars en situation d'interfluve, entre 20 et 30 mètres au-dessus du réseau de bas-fonds actuels. Cette dissection, similaire à celle des pédiments qui pénètrent l'amont des embayments, suggère une relation génétique entre les processus de pédimentation périphérique et la sédimentation Barreiras au Néogène.



**Fig. 71** – Carte géologique-geomorphologique du Néogène / Quaternaire de la région de Baturité *sensu lato* et profils schématiques montrant l'opposition entre le piémont oriental balayé par les alizés, à épaisses couvertures de sables éoliens, et le piémont occidental relativement protégé des alizés, où les couvertures de sables sont peu développées.

La sédimentation détritique néogène décrite sur le piémont du massif de Baturité englobe un ensemble de dépôts conglomératiques et sablo-argileux de plusieurs mètres d'épaisseur, souvent ferrugineux, contenant des galets et cailloutis grossiers de quartz et de quartzite, interprétés comme des vestiges de cônes, terrasses et couvertures pédimentaires. L'identification de cônes de débris grossiers et glacis d'épandage dans le plan des pédiments disséqués reflète l'occurrence de périodes plus sèches que l'actuelle, avec une couverture végétale ouverte et discontinue, favorables à une ablation poussée des horizons profonds des altérites le long des versants et sur les surfaces jusqu'à la roche saine. Ce système d'embaïement et de pédimentation périphérique dans un contexte aridifié rappelle les processus de pédimentation décrits en climat aride par PEULVAST & CLAUDINO SALES (2005) sur l'épaule ouest de la mer Rouge, où des pédiments en cours d'élaboration s'inscrivent au pied des escarpements de faille 'résiduels' des montagnes granitiques. Comme sur la bordure égyptienne de la mer Rouge, les pédiments décrits ici prennent contact avec le massif d'appui par un angle obtus très net (*knick*) au sein de vastes rentrants desquels se détachent de basses collines résiduelles et croupes surbaissées d'inselbergs. Ils se prolongent par des glacis d'épandage ou une plaine d'accumulation aujourd'hui disséquée (*Tabuleiros*) qui rappelle la *bajada* ou zone d'aggradation classiquement décrite dans la partie avale des glacis d'ablation des régions arides (DEMANGEOT, 1999).

Dans un contexte d'aridification prononcée du climat depuis le milieu du Néogène (HARRIS & MIX, 2002), le façonnement des pédiments inscrits au pied du massif montagneux a pu être provoqué par les divagations latérales des débits d'oued en nappe qui contribuent, avec la désagrégation granulaire, à l'attaque et à la réduction des reliefs résiduels. Il va sans dire que l'écoulement ne peut exercer une 'pédiplanation' que si les débits sont suffisants et si le massif d'appui fournit la charge grossière nécessaire au travail de sape latérale. La sédimentologie des conglomérats de base est la preuve que des écoulements de haute énergie de type *stream flood* ont existé et que des épandages détritiques à galets et blocs ont transité dans le plan de ces pédiments au débouché des gorges du massif montagneux. De tels écoulements au fonctionnement irrégulier, liés à des averses rares mais violentes, ont abandonné de nombreux blocs et galets de quartz et de quartzite sur ces surfaces, particulièrement abondants sur le piémont occidental du massif de Baturité. L'épais cortex d'altération ferrugineux (jusqu'à 1 cm) qui recouvre aujourd'hui ces galets épars situés sur le sommet de nombreux interfluves prouve encore l'antiquité du dépôt corrélatif de ces processus de pédimentation, probablement à l'œuvre au Néogène lors de la mise en place des épandages détritiques de la Formation Barreiras.

*B – Chronologie relative des événements paléoclimatiques ayant marqué l'évolution morphopédologique régionale : du Néogène à l'Actuel*

La diversité des faciès et des combinaisons pédo-sédimentaires mises en évidence lors de l'étude du piémont d'accumulation du massif de Baturité reflète une histoire environnementale au Cénozoïque supérieur plus riche en événements qu'on ne le soupçonnait. L'interprétation globale des données et des résultats acquis sur le terrain et en laboratoire permet aujourd'hui de proposer une chronologie relative des événements paléoclimatiques ayant marqué l'évolution morphopédologique de la région depuis le Néogène :

- La phase la plus ancienne à laquelle on puisse accéder, indirectement, en examinant la sédimentologie des dépôts Barreiras, concerne la période pré-néogène qui semble avoir été dominée par des conditions bioclimatiques nettement plus humides que l'Actuel. Les sédiments Barreiras sont, en effet, interprétés comme les produits corrélatifs de l'ablation de paléoaltérites kaoliniques pré-néogènes formées en conditions de climat tropical humide. Cette phase humide est responsable de la formation de kaolinite bien cristallisée, présente en abondance à l'état hérité dans les sédiments détritiques néogènes dont la composition minéralogique reflète celle des profils d'altération aujourd'hui disparus. Elle est aussi à l'origine des paléoaltérations conservées au sommet de certains massifs montagneux de l'intérieur : cuirasses ferrugineuses et altérations kaoliniques associées au sommet des *Serras* de Martins, de Pereiro ou d'Araripe, ou encore 'poches' d'altérations anciennes sur les quartzites culminants du massif de Baturité. Selon TARDY & ROQUIN (1998), les périodes latéritisantes favorables au développement de ces paléoaltérations dans le Nordeste dateraient du Paléogène (Éocène).
- L'aridification prononcée du climat au milieu du Néogène (Miocène) provoque une phase de dénudation intense qui coïncide avec le dépôt des conglomérats de base de la Formation Barreiras. Cette phase rhexistasique implique un récurage poussé des horizons profonds des paléoaltérites et des *stones-lines* en conditions de climat franchement aride, avec des couvertures végétales très discontinues autorisant l'intervention d'écoulements rares mais violents (*stream flood*).
- A cette première phase de dénudation miocène succède une seconde pulsation érosive (Pliocène ?) responsable du dépôt des sédiments sablo-argileux qui reposent sur le conglomérat basal, peut être séparés par une discordance

tortonienne (SHIMABUKURO & ARAI, 2001 ; ARAI, 2005) qui correspond au plus bas niveau marin du Néogène. La sédimentologie du dépôt semble indiquer des écoulements moins violents (*sheet flood*) dans un climat à tendance moins aride, avec une couverture végétale sans doute plus abondante.

- Après le dépôt des sédiments détritiques néogènes, une altération assez intense en conditions de climat plus humide que l'actuel ( $P > 1100$  mm) conduit à la formation des horizons plinthitiques et carapacés qui font la spécificité altérologique des dépôts à faciès conglomératique et sablo-argileux du Néogène continental. Cette phase plus humide, qui daterait de la fin du Tertiaire ou du début du Quaternaire, est aussi responsable de la pédogenèse des Lixisols (paléosols) qui coiffent aujourd'hui cet ensemble de dépôts.
- Le dépôt et la mise en place des couvertures de sables éoliens pléistocènes qui s'étendent loin vers l'intérieur des terres marquent le retour vers des conditions plus sèches que l'Actuel, avec des couvertures végétales redevenues discontinues. Il est effectivement vraisemblable que ces couvertures de sables peu pédogénisées doivent l'essentiel de leur mise en place à des périodes arides du Pléistocène, pendant lesquelles les sites qu'ils occupent étaient soumis à des vents soutenus de secteur est, connaissaient une végétation ouverte et bénéficiaient d'apports sableux corrélatifs d'une déflation du plateau continental exondé, ce qui n'exclut nullement l'intervention de phases d'éolisation importantes lors de périodes de haut niveau marin. Selon BARRETO *et al.* (2006), six phases majeures d'activité éolienne se seraient ainsi succédées entre le Pléistocène moyen et le début de l'Holocène dans le Nord-Est du Brésil.
- Le climat semi-aride actuel, qui domine sur le piémont du massif de Baturité depuis la fin du Pléistocène, semble favorable à la formation de Luvisols et de Cambisols sur les roches peu altérées du socle, et à l'expression d'une altération *bisiallitique* qui se traduit par le développement d'une arène de texture sableuse sous les sols en 'équilibre pédobioclimatique' et sous les paléosols préservés sur la couverture sédimentaire néogène peu épaisse.

Force est de constater que le piémont du massif de Baturité n'a pas échappé à une certaine variabilité climatique au cours du Cénozoïque supérieur, non nécessairement calquée sur les cycles glaciaires-interglaciaires des hautes et moyennes latitudes, ce que reflètent aussi les études paléoclimatiques régionales (BEHLING *et al.*, 2000 ; HARRIS & MIX, 2002). Mais

ces dernières tendent aussi à montrer que les conditions climatiques qui ont prédominé depuis la fin du Tertiaire n'ont pas été fondamentalement différentes des conditions actuelles, dominées par un climat semi-aride à longue saison sèche (> 6 mois). De l'analyse des altérations et des sols développés sur le socle cristallin, il ressort que les variations climatiques ont dû se faire dans des limites assez étroites et sur des durées relativement courtes, ce que mettent aussi en évidence les études portant sur le Quaternaire récent (cf. BEHLING *et al.*, 2000). L'ampleur de ces variations n'a pas été suffisamment importante pour modifier fondamentalement la nature des altérations et des sols dans la zone semi-aride. Leur influence n'est finalement perceptible qu'au niveau des phases successives d'érosion et de sédimentation ayant marqué l'évolution du piémont d'accumulation du massif de Baturité.

## Conclusion de la deuxième partie

Au terme de l'étude morphopédologique qui a été menée régionalement autour du massif de Baturité et de son piémont, et devant la masse de données accumulées, il apparaît nécessaire de faire une synthèse des différents résultats en privilégiant les relations entre facettes morphopédologiques et caractéristiques pédobioclimatiques. L'étude régionale a ainsi permis de reconnaître quatre types de paysages morphopédologiques qui se différencient par leur modelé, par la nature de leurs altérations et de leurs sols, et par la végétation :

- La zone sommitale du massif de Baturité à climat humide ( $P > 1300 \text{ mm.an}^{-1}$  ;  $Dc > 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ) se caractérise par un modelé multiconvexe forestier associant demi-oranges et bas-fonds plats, inscrits dans d'épais manteaux d'altération de nature *monosiallitique*. Les conditions de drainage climatique élevé permettent ici la formation d'Acrisols qui apparaissent comme la couverture pédologique en équilibre avec la forêt sempervirente du massif ;
- La zone périphérique de dissection profonde à climat sub-humide ( $900 < P < 1300 \text{ mm.an}^{-1}$  ;  $50 < Dc < 500 \text{ mm.an}^{-1}$ ) se définit par des pentes fortes et de profondes vallées en V le long desquels le manteau d'altération *monosiallitique* devient discontinu (affleurements rocheux fréquents, émergence de *pains de sucre*). Les conditions pédoclimatiques locales deviennent favorables à la formation de Lixisols sur lesquels s'est installée une forêt semi-décidue ;

- La basse plaine à inselbergs du *Sertão* à climat semi-aride ( $P < 900 \text{ mm.an}^{-1}$  ;  $0 < Dc < 50 \text{ mm.an}^{-1}$ ) constitue le piémont d'érosion légèrement disséqué du massif de Baturité et présente un paysage pédimentaire hérité, à manteaux d'arènes *bisiallitiques* peu épais et discontinus. Les conditions d'alimentation en eau restreinte et déficitaire par rapport à la demande climatique ne permettent que la formation de Luvisols et de Cambisols sur les interfluves et l'installation d'une *caatinga* décidue et xérophile.
- Les bas plateaux sédimentaires ou *Tabuleiros* à climat semi-aride ( $P < 900 \text{ mm.an}^{-1}$  ;  $0 < Dc < 50 \text{ mm.an}^{-1}$ ) forment le piémont d'accumulation du massif de Baturité, à altération *monosiallitique* héritée et à paléosols (Lixisols). Au-dessus des sédiments détritiques néogènes de la Formation Barreiras repose une couverture peu épaisse de sables éoliens pléistocènes soulignés par des Arénosols. Ces couvertures de sables ne permettent que l'installation de plantes et d'arbres acidophiles et expliquent ainsi les plantations importantes d'anacardiens (*caju*) qui leur sont communément associées.

L'analyse des altérites et des sols et le témoignage paléoenvironnemental apporté par les sédiments du piémont d'accumulation ont permis de reconstituer la chronologie relative des événements paléoclimatiques qui se sont succédés depuis le Néogène et qui sont responsables de la mise en place des paysages morphopédologiques régionaux. De l'interprétation paléoenvironnementale qui en découle, on retiendra que la région n'a pas échappé à une certaine variabilité climatique au cours du Cénozoïque supérieur, marqué par de courtes pulsations tour à tour humides ou arides, non nécessairement calqués sur les cycles glaciaires-interglaciaires propres aux hautes et moyennes latitudes. Malgré cette variabilité temporelle qui existe, on souligne néanmoins que des conditions bioclimatiques proches de l'Actuel semblent avoir largement prévalu depuis la fin de l'ère Tertiaire.

L'analyse morphopédologique menée dans cette seconde partie n'ayant qu'une valeur locale, il apparaît maintenant nécessaire de dépasser le stade de l'enquête régionale pour passer à l'interprétation plus générale des faits observés en termes de facteurs influençant la morphogenèse et la pédogenèse. Quelques comparaisons avec d'autres montagnes humides du Nordeste brésilien permettront de tester les conclusions qui ressortent de l'étude régionale du massif de Baturité. Comme l'approche comparative s'avère être un puissant outil de connaissance, des comparaisons géographiques avec d'autres milieux de bouclier semi-aride ailleurs dans le monde seront également envisagées.



## **Troisième partie**

# **DISCUSSION GÉNÉRALE : ENSEIGNEMENTS FONDAMENTAUX ET APPLICABLES**



# Introduction de la troisième partie

La troisième partie du présent mémoire est consacrée aux sujets qui s'intègrent à la discussion générale et comporte deux volets :

- Le premier volet englobe les problématiques de recherche *fondamentale* et vise à comprendre les facteurs communs de la morphogenèse et de la pédogenèse des montagnes humides et des plaines semi-arides qui les encadrent. Les conclusions et les hypothèses émises à la suite de l'étude morphopédologique du massif de Baturité sont testées autour de comparaisons géographiques intra-régionales et inter-continentales ;
- Le second volet aborde les perspectives de recherche *applicable* à l'aune de cette étude et met en lumière les potentialités et limitations des systèmes morphopédologiques du *Sertão* brésilien semi-aride ponctué de ses montagnes humides. Les similitudes du milieu physique qui ressortent avec le bouclier semi-aride du Sud de l'Inde plaident finalement pour une analyse comparative de la gestion conservatoire de l'eau et de la fertilité des sols entre le Nordeste et cette région.



## Chapitre 5

# Enseignements généraux pour la connaissance de la genèse du modelé, des altérations et des sols tropicaux

Les différentes facettes morphopédologiques du massif de Baturité et de son piémont ont été décrites et analysées en détail dans le chapitre 4, puis représentées graphiquement sur la carte des paysages morphopédologiques hors-texte qui accompagne ce mémoire. Des interprétations et des conclusions ont été dégagées pas à pas, mais ces dernières n'avaient, jusqu'à présent, qu'une valeur locale. Au terme de ces résultats, il devient maintenant nécessaire de dépasser le stade de l'étude régionale et de l'optique cartographique pour passer à l'interprétation plus générale des faits observés, avec leurs implications respectives pour la géomorphologie, l'altérologie et la pédologie tropicale.

Ce premier chapitre de la discussion générale, focalisé sur les aspects de la recherche *fondamentale*, doit donc fournir des hypothèses sur l'interprétation des facteurs communs de la morphogenèse et de la pédogenèse, qu'il faudra ensuite essayer de vérifier, en procédant essentiellement par comparaisons :

- Comparaison entre le massif de Baturité et les autres montagnes humides du *Sertão* brésilien ;
- Comparaison entre le *Sertão* brésilien et d'autres régions tropicales sèches ponctuées ou non de montagnes humides.

## 5.1. ORGANISATION MORPHOPÉDOLOGIQUE DU MASSIF DE BATURITÉ ET DE SON PIÉMONT : ENSEIGNEMENTS SUR LE RÔLE DU CLIMAT ET DE LA DURÉE

L'une des particularités physiques intéressantes des enclaves montagneuses humides du Nordeste brésilien est d'offrir des transitions climatiques extrêmement rapides entre leurs parties sommitales à climat humide et leurs piémonts à climat semi-aride. Choisie comme site principal d'étude, la région du massif de Baturité a l'avantage de couvrir une large gamme de pluviosités (500–1700 mm.an<sup>-1</sup>) et apparaît ainsi comme un laboratoire idéal pour l'étude des influences du climat sur le modelé, les altérites et les sols de ces montagnes tropicales. L'étude régionale a révélé des changements caractéristiques de ces trois composantes du paysage morphopédologique en fonction des paramètres du climat, synthétisés sur la Fig. 72. Les interprétations qui en découlent invitent à dresser une revue critique des notions classiques de la géomorphologie climatique, de l'altérologie et de la science du sol appliquées aux Tropiques, chargées des concepts de la zonalité fortement ancrés dans les manuels scolaires.

### 5.1.1. Interprétation du modelé : climoséquence ou chronoséquence ?

Contrairement à la science du sol (BOULAINÉ, 1989 ; RUELLAN & DOSSO, 1993) et à l'altérologie (STRAKHOV, 1967 ; PÉDRO, 1968) dont les fondements sont historiquement indissociables des lois de la zonalité, les assises de la géomorphologie ne reposent pas initialement sur une compréhension zonale des formes du relief. Les fondations d'une géomorphologie climatique, qui impliquent une relation génétique entre modelé et paramètres du climat, sont apparues tardivement dans l'histoire de la discipline (BÜDEL, 1963 ; TRICART & CAILLEUX, 1965) et ont été vivement critiquées par la suite (STODDART, 1969 ; DOUGLAS, 1980 ; TWIDALE & LAGEAT, 1994). Cependant, l'étude de séquences climatiques de modelés à l'échelle locale ou régionale, ou *climoséquences*, permet de réduire considérablement l'intervention de paramètres indésirables tels que la présence d'héritages ou l'hétérogénéité lithologique qui interfèrent nécessairement avec l'influence du climat à l'échelle continentale. De rares *climoséquences* ont été reportées à travers les Tropiques, en dehors des étagements climatiques identifiés sur les pentes escarpées des massifs montagneux, où de telles *climoséquences* sont aussi des *toposéquences*. La région du massif de Baturité, bien qu'elle corresponde en partie à cette situation, mérite cependant une confrontation avec d'autres *climoséquences* tropicales de référence. Son originalité réside surtout dans la découverte en parallèle d'une séquence évolutive, ou *chronoséquence*, permettant de valider certaines vues théoriques sur le développement et l'évolution des modelés dans la zone intertropicale.

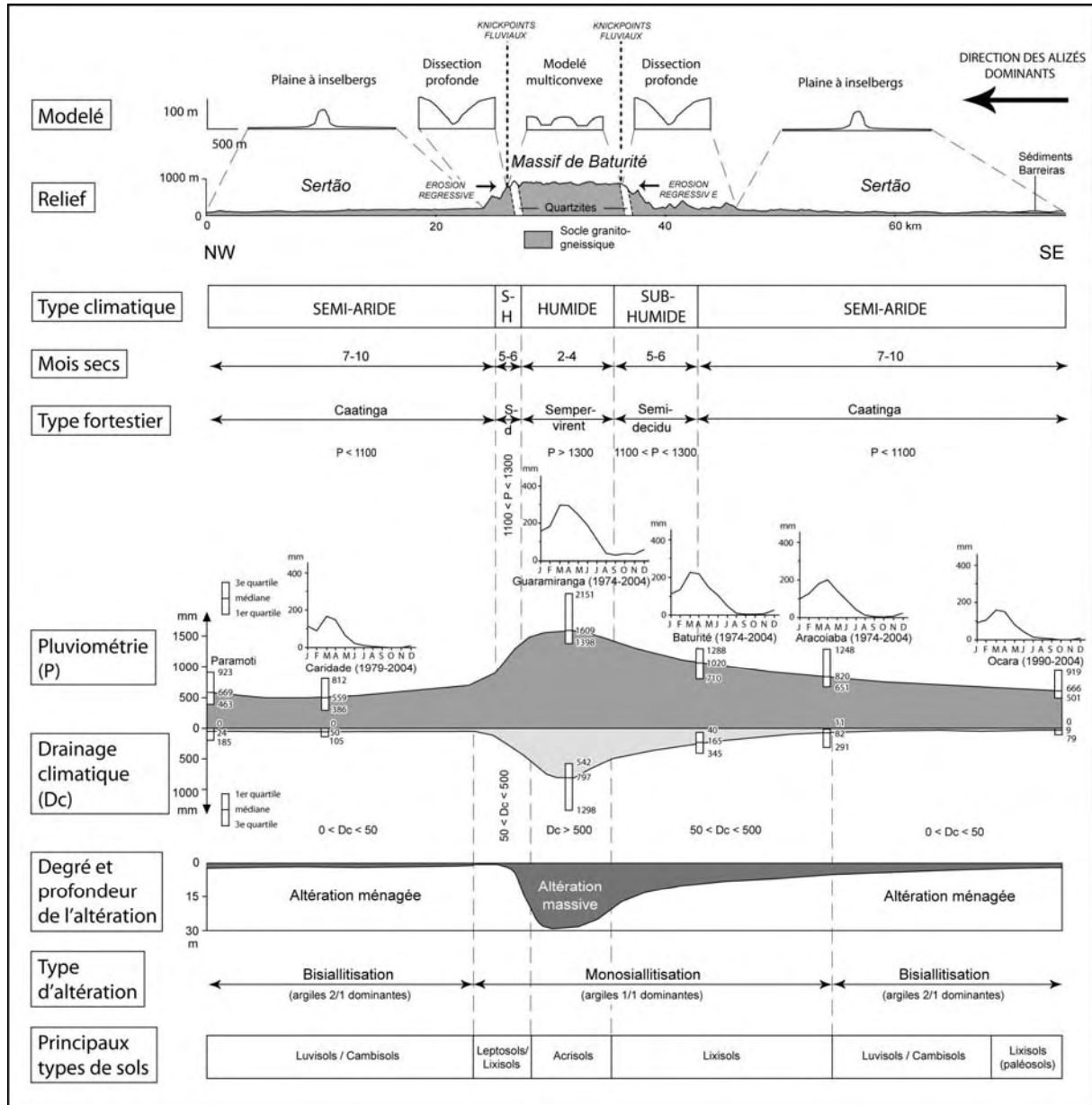


Fig. 72 – Transect morpho-pédo-bioclimatique NW-SE synthétique à travers le massif de Baturité et son piémont.

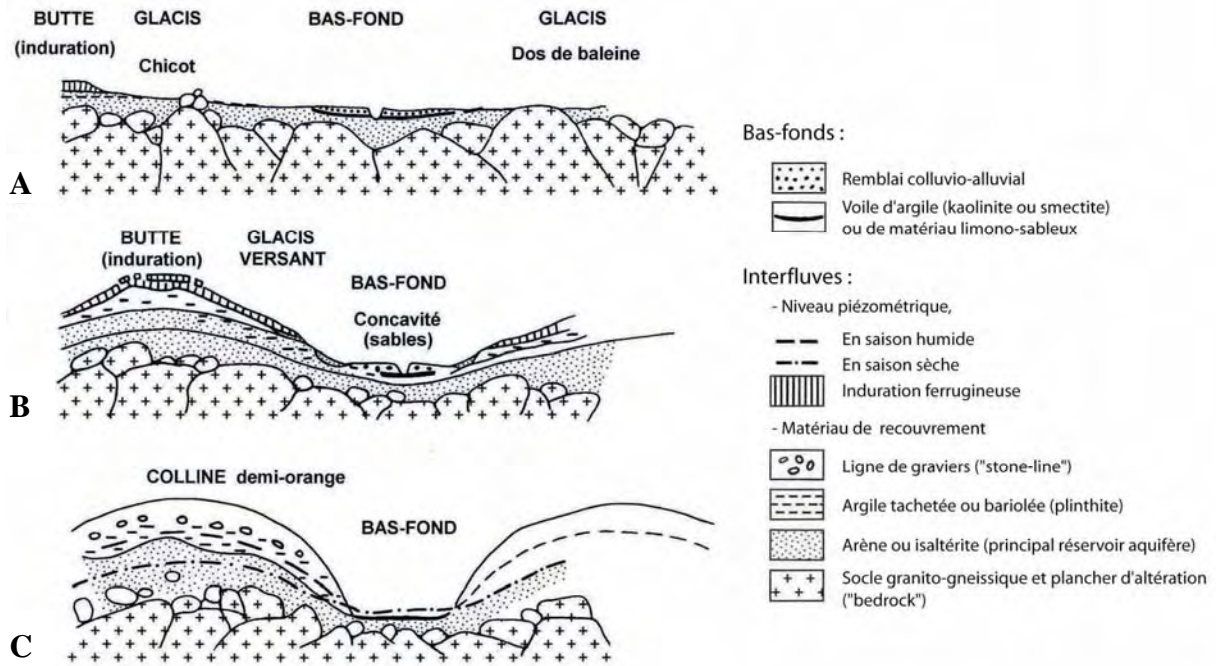
*A – Zonation du modelé en fonction du climat : convergences et divergences avec d'autres climoséquences tropicales sur socle granito-gneissique*

Il est remarquable de souligner que le gradient pluviométrique observé dans la région du massif de Baturité (500–1700 mm.an<sup>-1</sup> : Fig. 72) correspond assez exactement au gradient rencontré dans les *climoséquences* bien étudiées de l'Afrique de l'Ouest (RAUNET, 1985 : Fig. 73) et de l'Inde méridionale (GUNNELL & BOURGEON, 1997 ; GUNNELL, 2000a : Fig. 74). La comparaison est d'autant plus légitime que ces trois *climoséquences* sont décrites dans des régions de socle granito-gneissique, correspondant toutes à des fragments de Gondwana à ossature structurale précambrienne. Bien que le gradient observé à Baturité ne soit pas défini dans un contexte d'altitudes homogènes, contrairement à ses homologues afro-indiens, les séquences de modelés observées semblent comparables, s'inscrivant dans des fourchettes pluviométriques et dans des lithologies parfaitement similaires.

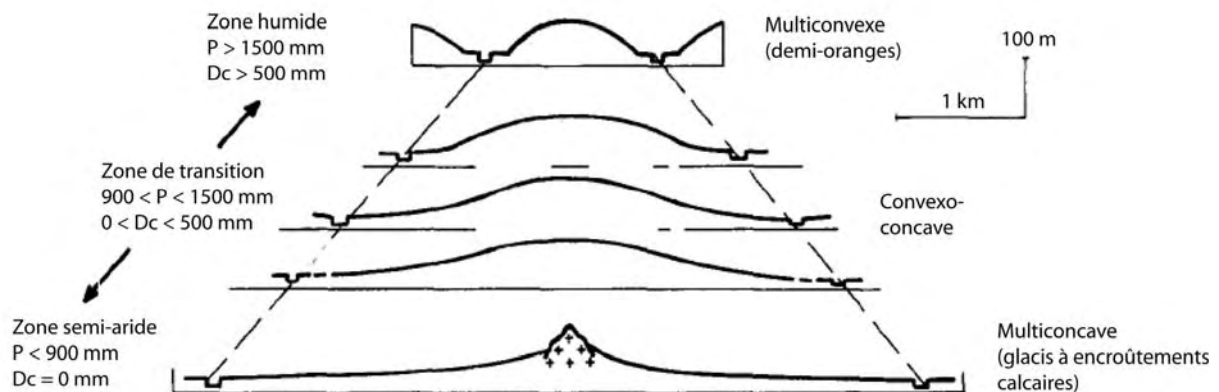
Dans notre étude morphopédologique du massif de Baturité, nous avons pu montrer que le modelé multiconvexe (ou modelé en 'demi-oranges') ne se rencontrait que dans les zones recevant une pluviosité moyenne annuelle supérieure ou égale à 1300 mm.an<sup>-1</sup> (Fig. 72) : ceci est en parfait accord avec les faits observés à la fois en Afrique (Fig. 73) et en Inde (Fig. 74). Un autre paramètre climatique mesurable est le drainage climatique Dc, dont les valeurs calculées pour la zone multiconvexe du massif de Baturité sont supérieures à 500 mm.an<sup>-1</sup>, soit parfaitement identiques à celles relevées sur le transect indien de référence où le seuil de 500 mm.an<sup>-1</sup> correspond également au domaine d'apparition des demi-oranges (Fig. 74). En revanche, pour des pluviométries inférieures, la correspondance entre modelé et paramètres climatiques est nettement moins bonne, et montre déjà des différences entre situations africaine et indienne. Une partie des distorsions qui concernent le modelé de la zone de transition sub-humide peut être attribuable à l'hétérogénéité des altitudes déjà mentionnée dans le cas brésilien, où l'aire de transition climatique correspond à une zone de dissection profonde du rebord montagneux. Mais la principale différence concerne surtout l'absence d'indurations dans la séquence de modelés observées dans la région de Baturité :

- Des indurations ferrugineuses en Afrique soudano-sahélienne, dominée par un modelé cuirassé dans les zones recevant une pluviosité moyenne annuelle inférieure à 1300 mm.an<sup>-1</sup> ; de tels entablements cuirassés sont absents des paysages du massif de Baturité et de son piémont semi-aride ;
- Des indurations calcaires en Inde du Sud, dominée par des glacis faiblement concaves où sub-affleurent des encroûtements de CaCO<sub>3</sub> dans les zones recevant des précipitations < 900 mm.an<sup>-1</sup> ; de telles indurations calcaires sont absentes des paysages du *Sertão*, y compris dans les zones les plus sèches.





**Fig. 73** – Séquence climatique de modelés sur socle granito-gneissique en Afrique. D’après RAUNET (1985), modifié par PETIT (1990), puis PEULVAST & VANNEY (2001). A : Régions sahéliennes et soudano-sahéliennes ( $500 < P < 1000 \text{ mm.an}^{-1}$ ) ; B : Régions soudaniennes et soudano-guinéennes ( $1000 < P < 1300 \text{ mm.an}^{-1}$ ) ; C : Régions humides ( $P > 1300 \text{ mm.an}^{-1}$ ).



**Fig. 74** – Séquence climatique de modelés sur socle gneissique le long du transect de référence Gundlupet – Sultan’s Battery en Inde péninsulaire méridionale. D’après GUNNELL & BOURGEON (1997), adapté.

On peut provisoirement attribuer ces différences à deux facteurs essentiels qui peuvent varier sensiblement d'une *climoséquence* à l'autre :

- **La première variable est d'ordre climatique** et concerne la nature du régime pluviométrique et les modalités du drainage climatique. En effet, alors que le régime des pluies est unimodal en Afrique de l'Ouest et au Brésil, le transect indien affiche successivement un régime unimodal, trimodal et bimodal de la zone humide à la zone semi-aride (GUNNELL & BOURGEON, 1997). Pour des pluviosités comparables avec l'Inde semi-aride où les encroûtements calcaires sont répandus dans les paysages de glacis, le régime pluviométrique unimodal du Nordeste brésilien, où l'infiltration des eaux de pluie est concentrée en une seule et courte saison des pluies, semble favorable à la décarbonatation des profils. Ainsi, le drainage profond de l'altérite est faible mais rarement nul dans le *Sertão*, favorisant l'exportation du calcium hors des profils. En Inde semi-aride à régime bimodal, le drainage profond, nul la plupart du temps, conduit à une évacuation lente et imparfaite du calcium qui s'accumule sous la forme d'un encroûtement nodulaire, dont la formation et le maintien sur le long terme ont été facilités par la stabilité climatique quaternaire qui a caractérisé le revers continental du bourrelet marginal (DURAND *et al.*, 2007) ;
- **La seconde variable est d'ordre tectonique** et concerne la place du cuirassement dans le paysage. Les cuirasses et carapaces ferrugineuses constituent le *leitmotiv* des paysages de la ceinture soudano-sahélienne de l'Afrique de l'Ouest (MAGNIEN, 1958), alors que le *Sertão* brésilien et le revers cristallin des Ghats indiens paraissent particulièrement pauvres en entablements cuirassés. Il n'y a pas de doute que de telles indurations tabulaires ont existé dans les paysages intérieurs du Nordeste brésilien et de l'Inde péninsulaire, comme en témoignent dans les deux cas les racines de paléo-profil kaoliniques, cuirassés ou non, préservés sur les hautes terres ou en position de partage des eaux (GUNNELL, 1996b ; BÉTARD *et al.*, 2005a). En réalité, il est aujourd'hui bien admis que les modelés cuirassés africains de la ceinture soudano-sahélienne sont des héritages morphopédologiques issus d'un passé plus humide (CHAUVEL *et al.*, 1977 ; LEPRUN, 1977 ; KALOGA, 1987). Grâce à un soulèvement épirogénique tertiaire plus vigoureux et une dénudation plus importante qu'en Afrique, les socles cristallins des régions semi-arides du Brésil et de l'Inde semblent avoir été en grande partie débarrassés de ces héritages (LEPRUN, 1993 ; BOURGEON & GUNNELL, 1998a).

En définitive, la formation d'une induration calcaire plutôt que d'une induration ferrugineuse dans les paysages de glacis du centre-sud de la péninsule indienne semi-aride semble bénéficier d'une convergence de situations climatique et tectonique favorables, ce que ne permettent pas les conditions du milieu en Afrique de l'Ouest, où un manteau kaolinique hérité recouvre encore l'essentiel du socle cristallin, ou dans le Nordeste du Brésil, où le régime pluviométrique unimodal conduit à la formation de profils lessivés et décarbonatés. Exception faite du rôle des indurations dans les paysages, et de la zone de transition sub-humide où le modelé de dissection profonde du massif de Baturité obéit davantage aux lois de la gravité qu'à celle du climat, la concordance entre forme du modelé et paramètres climatiques est globalement bonne entre les extrémités des *climoséquences* observées : (i) multiconvexes dans les zones de demi-oranges à climat humide ( $>1300 \text{ mm.an}^{-1}$ ), et (ii) multiconcaves dans les zones de plaine à inselbergs à climat semi-aride ( $<900 \text{ mm.an}^{-1}$ ).

Une telle concordance entre les *climoséquences* observées s'explique peut être par le rôle du type de végétation associé aux différentes zones bioclimatiques, mais aussi par la nature et l'abondance relative des minéraux argileux dans les profils d'altération (GUNNELL, 2000a) : dans les zones semi-arides, les propriétés gonflantes des smectites combinées au caractère eutrophe de la plupart des sols et à une végétation ouverte sont favorables au ruissellement superficiel, et donc aux processus de pédimentation ou glaciplanation ; à l'inverse, dans les zones humides, la végétation dense et l'exclusivité de la kaolinite dans le cortège argileux encouragent la percolation profonde des eaux de pluie et minimisent le ruissellement superficiel. La convexité des pentes des demi-oranges semble alors principalement maintenue par le soutirage de pied de versant lié au suintement basal des nappes phréatiques sub-affleurantes (BEAUDET & COQUE, 1994), plus qu'à un sapement latéral d'écoulements importants dans les bas-fonds plats où la submersion par les nappes phréatiques est lente et progressive.

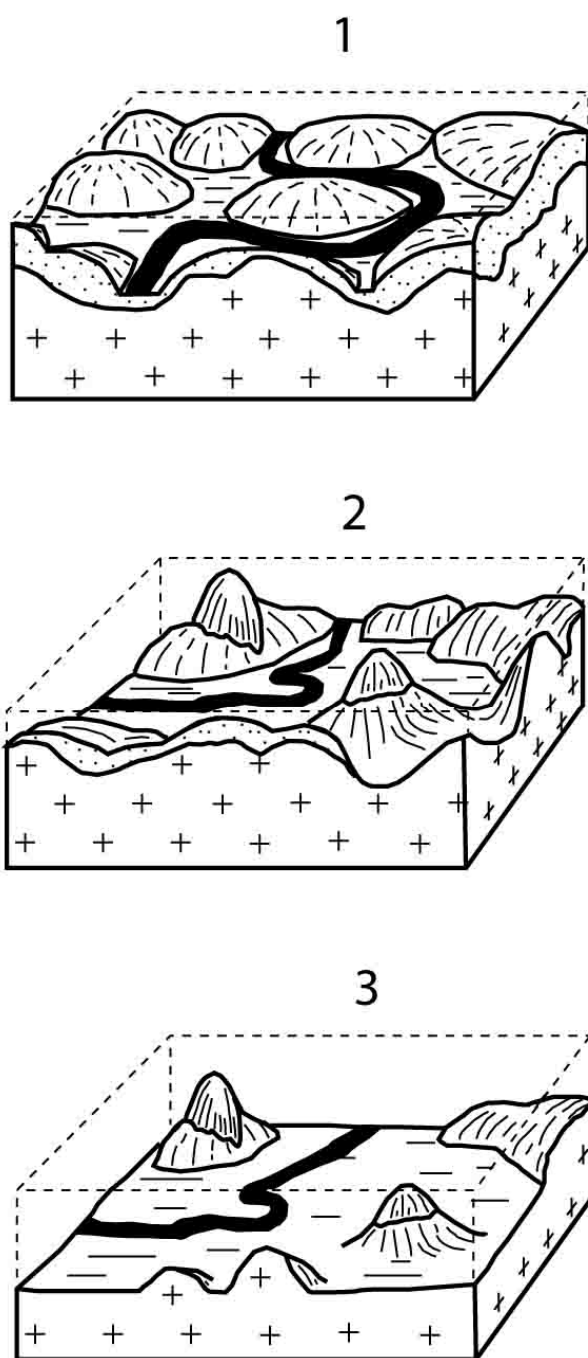
Le rôle possible joué par la nature des minéraux argileux dans la forme du modelé pourrait expliquer en même temps la bonne correspondance dans les valeurs calculées du drainage climatique, dont l'importance pour rendre compte des variations du modelé est peut être au moins aussi grande que celle des totaux pluviométriques ou de la durée de la saison sèche. Un autre indice numérique intéressant pour montrer la dépendance climatique du modelé aurait été le calcul des densités de drainage. Néanmoins, les fluctuations des densités de drainage dans l'espace et dans le temps (GREGORY & GARDINER, 1975) et le problème du dépistage des artères du réseau hydrographique en fonction de l'échelle de la carte (GUNNELL, 2000a) constituent des limitations importantes à l'utilisation rationnelle de ce paramètre.

Au terme de cette analyse, il serait pourtant imprudent de conclure que les modelés observés reflètent un état d'équilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles (BEAUDET & COQUE, 1994), d'autant que la *climoséquence* étudiée à Baturité, contrairement aux cas indiens et, dans une large mesure, africains, est en partie aussi une *toposéquence*. Par ailleurs, la plupart des pédiments de la zone semi-aride sont des formes héritées car disséquées de 10 à 20 mètres par un réseau hydrographique intermittent. Avec plus de vraisemblance, on suggère que l'évolution morphoclimatique qui a contrôlé le façonnement de ces modelés respectait une zonalité paléoclimatique grossièrement parallèle à l'actuelle, aidée en cela par l'orographie de l'enclave montagneuse qui a probablement toujours fonctionné comme un pôle plus humide que les basses terres périphériques.

*B – Mise en évidence d'une chronoséquence pour le modelé du massif de Baturité : implications pour l'évolution du modelé en milieu tropical*

Si la séquence de modelés du massif de Baturité peut être appréhendée en terme de dispositif zonal, elle peut aussi être interprétée en termes de séquence évolutive, ou *chronoséquence*, prévue dans les modèles théoriques (THOMAS, 1974, 1994a ; DEMANGEOT, 1999) mais jamais vérifiée sur le terrain. Le modèle théorique initié par THOMAS propose l'évolution du modelé tropical à partir de la « double surface d'aplanissement » mise en évidence par J. BÜDEL, et reconnaît trois stades d'évolution qui ont effectivement pu être identifiés dans les paysages actuels du massif de Baturité et de son piémont (Fig. 75) :

- **Stade n°1 : c'est le stade des demi-oranges en climat humide**, caractérisé par la formation d'un relief multiconvexe dans un épais manteau d'altérites. Le front d'altération (ou *crypto-topographie*) épouse grossièrement la forme du modelé et les rivières travaillent à exporter l'altérite sous forme de solutions ou de particules fines. Ce stade d'évolution est actuellement observable sur toute la partie sommitale du massif de Baturité à modelé multiconvexe, soumise à un climat humide et encore protégée de l'érosion régressive ;
- **Stade n°2 : c'est le stade de dissection profonde en climat sub-humide**, caractérisé par l'apparition de dômes rocheux nus en *pains de sucre*. Les formes de l'ancienne *crypto-topographie*, notamment les dômes rocheux, commencent à émerger du manteau d'altérites discontinu, sous l'effet de la concentration du ruissellement avec des eaux davantage chargées en éléments grossiers. Ce stade est actuellement représenté dans toute la zone de dissection périphérique du massif de Baturité, soumise à l'érosion régressive et où de nombreux dômes rocheux sont effectivement en cours de dégagement ;



**Fig. 75** – Interprétation du modelé du massif de Baturité : mise en évidence d'une *chronoséquence* conditionnée par la dénudation et le climat. 1 : Stade des demi-oranges sous climat humide ; 2 : Stade de dissection profonde et apparition des *pains de sucre* sous climat sub-humide ; 3 : Stade d'abaissement des reliefs et de recul des versants (pédimentation) avec individualisation des inselbergs sous climat semi-aride. Inspiré de THOMAS (1974, 1994a) et DEMANGEOT (1999).

- **Stade n°3 : c'est le stade d'abaissement des reliefs et de recul des versants en climat semi-aride**, caractérisé par des processus concomitants de *downwearing* et de *backwearing* conduisant à l'individualisation des inselbergs. De nombreux inselbergs en forme de dôme rocheux correspondent à probablement d'anciens *pains de sucre* surbaissés. Les processus d'*etchplanation* ou de pédimentation sont aidés par la présence d'une végétation ouverte et des précipitations rares mais agressives liées aux conditions semi-arides. Ce stade est représenté dans la zone de piémont proche du massif dont on a vu qu'elle correspondait à de vastes embayments en partie occupés par des pédiments disséqués et dominés par des inselbergs.

Pour la première fois, la validité de ce modèle théorique d'évolution du modelé a pu être vérifiée sur un même terrain de quelques centaines de km<sup>2</sup>. Chaque unité du paysage a enregistré une phase de développement liée aux conditions climatiques qui ont prévalu sur une période suffisamment longue (1-2 Ma ?) pour entretenir un équilibre dynamique entre l'enfoncement du manteau d'altération et la forme du modelé. En réalité, l'enchaînement des modelés dans la région de Baturité est plus complexe que le schéma de THOMAS et se trouve conditionnée par l'état d'avancement du processus de destruction du volume montagneux et par la progression de l'érosion régressive. Ainsi, dans la zone sommitale du massif de Baturité à modelé multiconvexe, l'enfoncement géochimique du manteau d'altération et l'incision des bas-fonds sont bloqués par les verrous quartzitiques qui freinent durablement la progression de l'érosion régressive jusqu'au cœur du massif (cf. chapitre 2) ; l'altitude élevée de cette zone sommitale explique la présence et le maintien d'un climat humide. À l'inverse, la zone de dissection périphérique atteinte par l'érosion régressive correspond à la zone du massif montagneux 'en cours de démolition', faisant apparaître des formes dérivées de l'ancienne *crypto-topographie* façonnées durant le stade antérieur de demi-oranges ; l'abaissement des altitudes modales explique l'affaiblissement des précipitations et la présence d'un climat sub-humide. Enfin, la zone de piémont proche (embayments) correspond au stade le plus avancé de l'évolution morphogénique, où les volumes montagneux sont détruits à l'exception de reliefs résiduels de dureté (*inselbergs* et *inselgebirge*) ; la basse altitude du piémont explique les conditions semi-arides en accord avec l'anomalie climatique générale du Nordeste à cette latitude. Il est possible que ce type d'évolution ait caractérisé la région de Baturité depuis la mise en place des volumes montagneux lors du rifting créacé. On peut imaginer que la phase de dénudation intense qui a suivi le rifting s'est accomplie selon des modalités similaires de destruction progressive des volumes montagneux et d'évolution concomitante du modelé, même si les conditions bioclimatiques précises de cette période nous sont inconnues.

En revanche, les phases terminales du façonnement du piémont du massif de Baturité peuvent être plus facilement reconstituées grâce au témoignage apporté par les sédiments néogènes de la Formation Barreiras. L'identification de cônes de débris grossiers et de nappes d'épandage détritiques dans le plan des pédiments disséqués, sous de hauts escarpements portant les marques d'une érosion profonde et d'une forte démolition des corniches rocheuses, reflètent probablement l'occurrence de périodes favorables à une ablation poussée des altérites jusqu'à leurs racines et à une érosion des versants et des surfaces de roche nue, conduisant à un abaissement (*downwearing*) généralisé, quoique modéré, et localement à des phénomènes de recul (*backwearing* ; PEULVAST *et al.*, à paraître). De tels événements ont dû se produire lors de phases plus sèches que l'Actuel, aidés par des couvertures végétales discontinues autorisant l'intervention de coulées de débris et de crues torrentielles de débordement des 'oueds'. Ainsi, contrairement à l'idée soutenue par J. DEMANGEOT (1999) pour le *Sertão* brésilien semi-aride, le système de pédimentation périphérique au massif montagneux n'est pas fonctionnel mais bel et bien hérité, entaillé de 10-20 m par un réseau hydrographique intermittent. Ces processus de pédimentation, vraisemblablement à l'œuvre au Néogène, ont donc été suivis de stades de dissection lors des périodes de climat plus humide et/ou de bas niveau marin du Quaternaire.

En conclusion, l'originalité de la séquence de modelés identifiée entre le massif de Baturité et son piémont confère à la région étudiée les qualités d'un laboratoire naturel au sein duquel il a été possible de tester les vues théoriques exprimées par certains auteurs sur le développement et l'évolution du modelé dans la zone intertropicale. La confrontation du terrain avec les schémas existants dans la littérature a permis d'aboutir à plusieurs conclusions importantes pour la géomorphologie tropicale :

- D'une part, le climat 'moyen' ou dominant à l'échelle du Quaternaire apparaît comme un élément majeur de structuration du modelé tropical sculpté dans les manteaux d'altérites, comme le démontre la correspondance dans toutes les *climoséquences* observées sur socle entre modelé multiconvexe et climat humide d'un côté, modelé multiconcave et climat semi-aride de l'autre. Mais la place des héritages paléoclimatiques pré-quaternaires est parfois prédominante dans les paysages et peut amener à se tromper dans les relations présupposées entre modelé et climat actuel, comme le prouvent les importantes superficies cuirassées de l'Afrique soudano-sahélienne héritées d'un passé plus humide. Ainsi l'exemple brésilien ajouté au cas indien (GUNNELL & BOURGEON, 1997) remettent-ils sérieusement en cause l'universalité du modèle zonal de l'Afrique de l'Ouest ancré dans les manuels scolaires ;

- D'autre part, plus que le reflet d'un dispositif zonal, l'originalité dans l'enchaînement des modelés de la région de Baturité réside dans l'existence d'une séquence évolutive qui conforte les vues théoriques exprimées par M.F. THOMAS (1974, 1994a) sur le développement et l'évolution du modelé dans la zone intertropicale, même si ce modèle reste essentiellement conceptuel, faute d'éléments de quantification permettant d'en contraindre les mérites grâce à des tests indépendants (GUNNELL *et al.*, 2007) ;
- Enfin, les zones climatiques où les processus de pédimentation sont fonctionnels semblent correspondre à des climats plus secs que ceux de la diagonale semi-aride actuelle du Nordeste brésilien, contrairement aux vues exprimées par DEMANGEOT (1999), car les pédiments sont hérités et disséqués par des entailles d'écoulement concentré. L'image d'un « semi-désert » pour le *Sertão* brésilien, parfois véhiculée dans les ouvrages (DEMANGEOT, 2000), ne saurait davantage convenir, tant les conditions morphoclimatiques paraissent éloignées des conditions arides ou semi-désertiques qui caractérisent les domaines où des pédiments sont effectivement en cours d'élaboration.

### **5.1.2. Distribution des principaux types d'altération chimique : relations avec le climat actuel et les paléoclimats**

Il est admis que l'altération des roches à la surface des continents procède de deux processus fondamentaux : (i) la dégradation physique, caractérisée par des processus de fragmentation mécanique, et (ii) l'altération chimique, conduisant à la transformation ou la décomposition des minéraux primaires constitutifs de la roche. Si la dégradation physique demeure l'apanage des régions très froides (zone polaire) ou très sèches (zone hyperaride), son intervention reste limitée dans la zone intertropicale. Seules les modalités de l'altération chimique, détaillées dans ce paragraphe, sont importantes à prendre en compte pour la genèse des altérites et des sols tropicaux. La distribution des cortèges argileux à l'échelle de la zone d'étude a révélé une succession originale des types d'altération géochimique en fonction des zones bioclimatiques, jamais mise en évidence dans les études portant sur le Nordeste brésilien. Les leçons tirées de l'étude des arènes de la zone semi-aride brésilienne, où l'on a pu mettre en évidence une voie d'altération par illitisation, ont pu être étendues à l'ensemble de la planète grâce à l'analyse détaillée d'une base de données mondiale de sols. Le  $\Delta pH$  apparaît alors comme un outil précieux pour détecter ce type d'altération géochimique à argiles 2/1 K (illites).

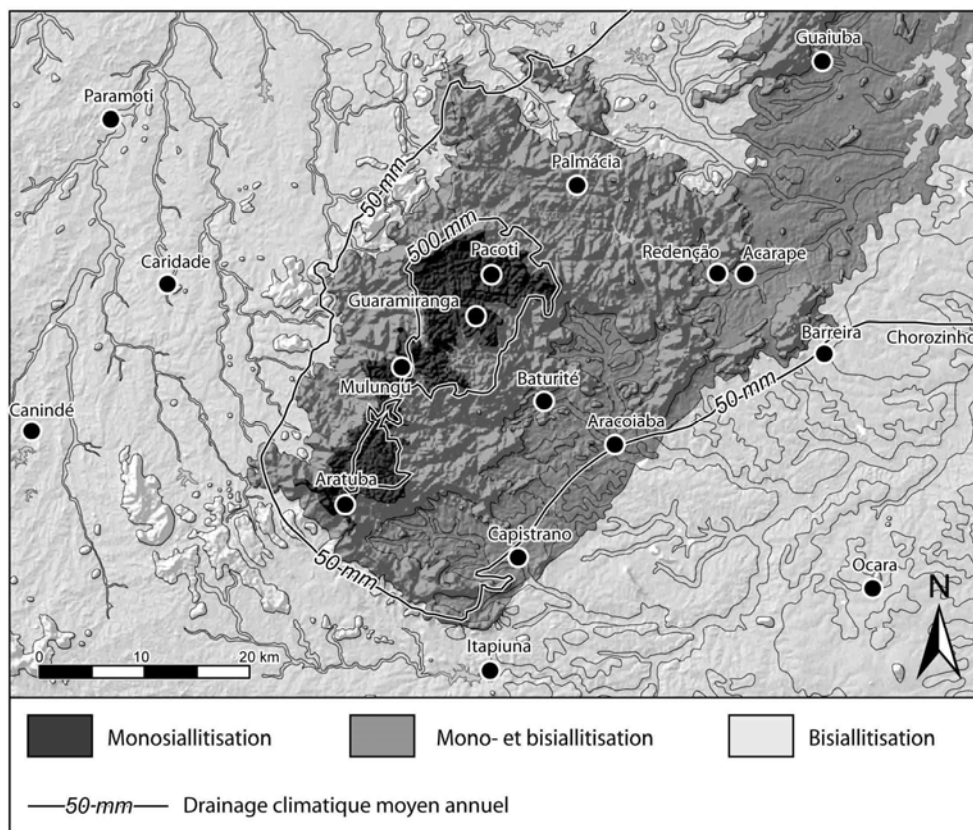


### *A – Répartition des principaux types d'altération géochimique dans la zone d'étude*

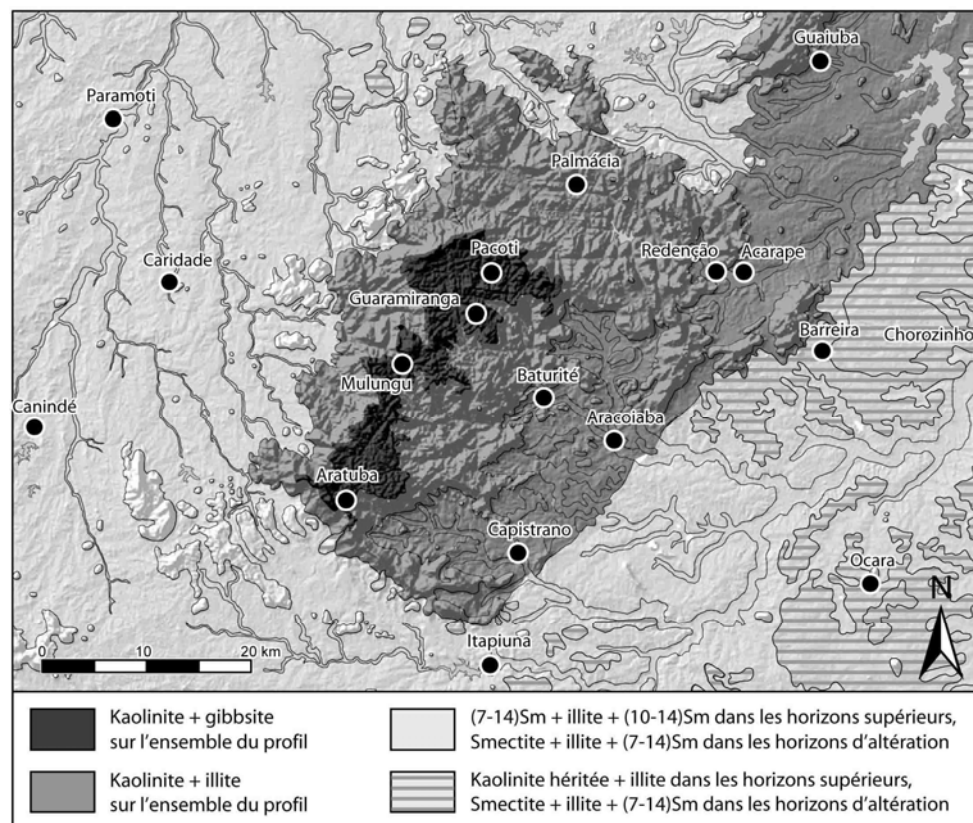
Les observations de terrain menées sur l'ensemble de la zone d'étude, combinées aux analyses chimiques et minéralogiques (DRX) réalisées sur des profils complets (cf. chapitre 4), ont permis de dresser une carte inédite des types d'altération géochimique pour le massif de Baturité et son piémont (Fig. 76). Les résultats de la carte montrent une correspondance remarquable entre la distribution des phénomènes d'altération hydrolytique et les conditions bioclimatiques actuelles :

- Dans la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide, la monosiallisation est exclusive et conduit essentiellement à la formation de minéraux argileux 1/1 ;
- Dans la zone de dissection périphérique et sur le piémont oriental à climat sub-humide, la monosiallisation coexiste avec la bisiallisation, produisant un mélange de phyllites 1/1 et 2/1 ;
- Dans la plaine à inselbergs qui forme le piémont à climat semi-aride du massif de Baturité, la bisiallisation devient le processus d'altération dominant et les minéraux primaires les plus vulnérables s'altèrent alors en minéraux 2/1.

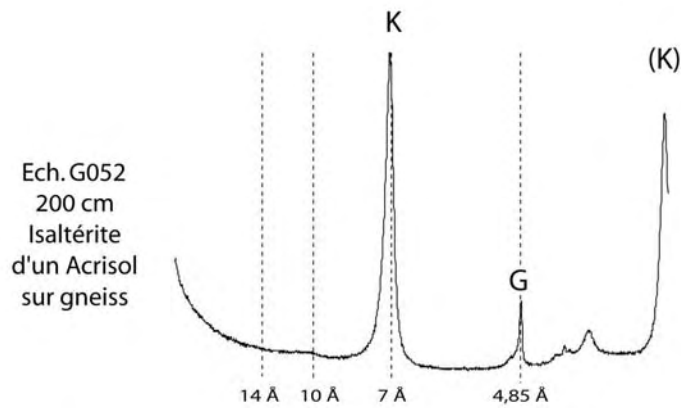
C'est principalement à travers la quantité d'eau qui percole jusque dans l'altérite (drainage climatique) que s'exerce l'influence des facteurs bioclimatiques sur l'altéropiasmation (PÉDRO, 1968 ; BOURGEON & PÉDRO, 1992). Lorsque les phénomènes d'hydrolyse sont prépondérants comme c'est le cas dans la zone d'étude, le développement de tel ou tel processus (mono- ou bisiallisation) dépend de la vitesse d'évacuation de la silice et des bases, elle-même tributaire du volume d'eau circulant au contact de la roche. Le drainage climatique a l'avantage d'être un paramètre climatique facilement mesurable, et sa corrélation spatiale avec la distribution des types d'altération géochimique est à ce titre remarquable (Fig. 76). En effet, la courbe isoplète de référence 500 mm correspond assez exactement au domaine d'apparition exclusive de la monosiallisation, avec un drainage élevé et régulier conduisant à une désalcalinisation totale. Au-dessous de 50 mm, l'hydrolyse peu agressive entraîne une bisiallisation conditionnée par un drainage faible et irrégulier qui va de pair avec une désalcalinisation incomplète. Entre ces deux limites, les domaines de la monosiallisation et de la bisiallisation se chevauchent, qui s'expliquent par des conditions d'agressivité hydrolytique intermédiaire. Dans la zone étudiée, l'hydrolyse n'est jamais totale (siallisation) même dans le secteur le plus humide du massif (Guaramiranga :  $P = 1684 \text{ mm.an}^{-1}$ ) où les phyllosilicates 1/1 de type kaolinite dominant encore très largement sur la gibbiste (Fig. 78-A), impliquant une désilicification partielle de la roche de départ.



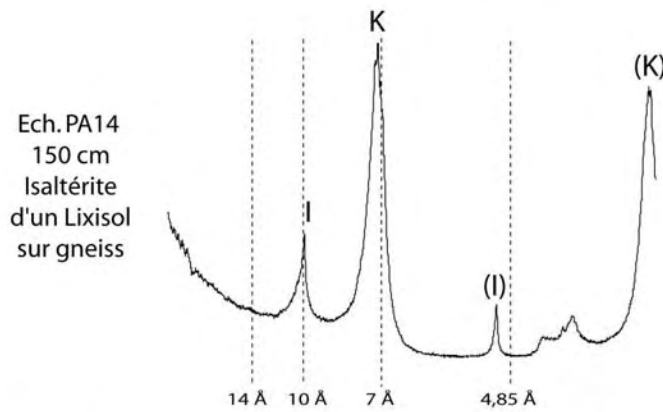
**Fig. 76** – Répartition schématique des principaux types d’altération géochimique dans la zone d’étude (d’après les observations de terrain et les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X).



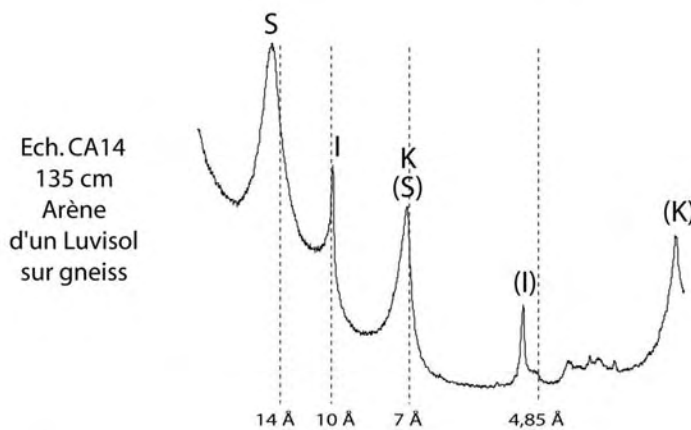
**Fig. 77** – Distribution des principaux types de minéraux argileux composant les profils d’altération dans la zone d’étude (d’après les observations de terrain et les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X).



A - Minéraux argileux caractéristiques des altérations de la zone humide  
(K : kaolinite, G : gibbsite)



B - Minéraux argileux caractéristiques des altérations de la zone sub-humide  
(K : kaolinite, I : illite)



C - Minéraux argileux caractéristiques des altérations de la zone semi-aride  
(S : smectite, I : illite, K : kaolinite)

**Fig. 78** – Diagrammes de DRX représentatifs des principaux types d'altération géochimique en fonction des trois grandes zones climatiques de la zone d'étude.

Par ailleurs, les domaines où la bisiallisation existe posent le problème de la nature du processus d'altération bisiallitique intervenant. PAQUET (1970) a schématiquement opposé une « bisiallisation vraie », où les minéraux argileux résultent de néoformations, à une « bisiallisation apparente », où ils sont issus de la transformation des phyllosilicates hérités de la roche mère. L'étude minéralogique et géochimique détaillée des arènes de la zone semi-aride (Fig. 78-C) a révélé des néoformations abondantes d'illite à partir des plagioclases altérés (cf. § 4.3.2). En ce sens, l'altération géochimique correspond bien à la bisiallisation vraie, ce qui n'empêche pas l'intervention concomitante de l'autre voie d'altération bisiallitique, par transformation des micas de la roche, habituellement rapportée en contexte d'altération *ménagée* (PÉDRO, 1987). En effet, l'étude cristallographique a aussi montré que les biotites de l'arène gneissique évoluaient par bisiallisation apparente en produisant des smectites de transformation et divers minéraux interstratifiés (10-14)Sm.

Ainsi, en accord avec les conclusions de G. PÉDRO (1993) à propos de l'altération dans le cas des climats chauds, il existe dans la zone d'étude une corrélation positive entre type et degré d'altération, ce qui est moins évident pour les altérations de la zone tempérée : ici, le domaine de l'*altérisation* (altération massive) est caractéristique de la zone humide de monosiallisation à drainage régulièrement positif ( $D_c > 500$  mm), tandis que l'*arénisation* (altération ménagée) se développe dans la zone semi-aride de bisiallisation à drainage faible et épisodique ( $D_c < 50$  mm). On constate aussi que l'épaisseur du manteau d'altération est en relation directe avec la pluviosité et, partant, avec les modalités du drainage climatique (Fig. 72). Le manteau d'altération discontinu de la zone sub-humide du massif de Baturité, où émergent des dômes rocheux nus en *pains de sucre*, s'explique par la dissection profonde opérée par les cours d'eau dans cette partie du massif montagneux.

Si la distribution potentielle des principaux types d'altération géochimique est relativement simple, la répartition géographique des minéraux argileux composant les profils d'altération dans leur totalité est de nature plus complexe (Fig. 77). Les profils argileux de la zone humide et sub-humide du massif montagneux révèlent les mêmes types de minéraux argileux de bas en haut des profils, dans des proportions qui diffèrent peu. Ceux de la zone semi-aride du piémont affichent des différences plus soutenues entre les parties inférieures et supérieures des profils, avec deux cas de figures étroitement dépendants des conditions lithologiques locales :

- Sur les roches peu altérées du socle granito-gneissique, l'essentiel de la pluie incidente est intercepté par les horizons pédologiques bruns-rouges ; de fait, le drainage des horizons d'altération à consistance d'arène est faible en année

médiane et épisodique en années réelles. L'opposition hydrodynamique entre horizons supérieurs et inférieurs explique les différences minéralogiques également reflétées par les analyses totales : dans les arènes, le drainage réduit provoque la transformation des biotites en smectite pure (beidellite) ou en minéraux interstratifiés, tandis que les plagioclases se creusent de cavités de dissolution dans lesquelles se forment des illites et un peu de kaolinite. Dans le plasma brun-rouge du sol, le drainage plus élevé et saisonnier conduit plus systématiquement à la formation de phyllites 1/1 désordonnées, dominées par des interstratifiés (7-14)Sm issus d'une altération plus poussée des biotites ; l'illite reste présente en abondance mais les argiles gonflantes deviennent rares, encore représentées par de petites quantités de minéraux (10-14)Sm ;

- Sur les sédiments détritiques néogènes peu épais de la Formation Barreiras, la forte prédominance des phyllites 1/1 dans les horizons supérieurs allochtones correspond à de la kaolinite bien cristallisée, héritée d'un paléosol formé durant des périodes plus humides du passé géologique. La signification géomorphologique des sédiments Barreiras, interprétés comme les produits corrélatifs du décapage de paléoaltérites kaoliniques pré-néogènes (cf. § 2.3.1), peut également expliquer la présence de kaolinite héritée, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à un climat plus humide affectant les dépôts par altération *in situ*. Sur les coupes de terrain, les horizons d'altération observés dans les roches du socle sous-jacent, sur lequel repose en discordance la mince couverture, sont en tout point semblables aux arènes bisiallitiques à smectite observées ailleurs sous les sols bruns et rouges de la plaine semi-aride.

Évidemment, comme pour le modelé, la formation des manteaux d'altérites ou d'arènes n'est pas un phénomène instantané et nécessite de longues durées pour pouvoir s'accomplir et aboutir à des profils argileux bien différenciés comme ceux qui sont décrits ici. Selon LAGEAT & GUNNELL (2001), les manteaux d'altération tropicaux reflèteraient les conditions bioclimatiques moyennes qui prévalent sur une échelle de 1 à 10 Ma. Ainsi, comme pour le modelé, la durée du Quaternaire semble être un ordre de grandeur assez probable, compte tenu des taux moyens estimés de progression des fronts d'altération en milieu tropical (1 à 10 m.Ma<sup>-1</sup> en moyenne : TARDY, 1969 ; THOMAS, 1994b ; BOEGLIN & PROBST, 1998 ; THÉVENIAUT & FREYSSINET, 1999 ; BRAUN *et al.*, 2005). L'épais matelas altéritique qui coiffe la zone sommitale du massif de Baturité à modelé multiconvexe suggère peut être des durées d'évolution plus longues, mais les vitesses d'altération sous climat humide sont aussi plus importantes.

D'après l'interprétation paléoenvironnementale déduite de l'analyse des sédiments Barreiras (cf. § 4.4.3.), à laquelle s'ajoutent les travaux sur les sédiments de la marge océanique (notamment BEHLING *et al.*, 2000 ; HARRIS & MIX, 2002), il semble que plusieurs phases sèches et humides se soient succédées depuis la fin du Tertiaire, sans qu'il soit pour l'instant possible d'établir une chronologie précise. Mais deux faits semblent acquis dans les tendances paléoclimatiques qui affecté le Nordeste brésilien au cours du Quaternaire :

- D'une part, l'existence d'une phase d'humidité marquée à la fin du Pléistocène (15 000-11 000 BP) est clairement mise en évidence dans tous les travaux portant sur le Quaternaire récent dans le Nordeste du Brésil ;
- D'autre part, des conditions climatiques comparables à l'Actuel semblent avoir largement prévalu à l'échelle du Quaternaire d'après les études palynologiques et minéralogiques effectuées sur les sédiments marins datés.

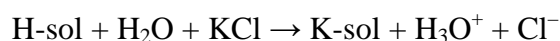
Ces considérations amènent à la conclusion que les types d'altération géochimique de la zone d'étude, qui intègrent et reflètent nécessairement les variations climatiques sur le long terme, sont plutôt en bon équilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles. Les héritages paléoclimatiques issus des périodes latéritisantes du début du Tertiaire (TARDY & ROQUIN, 1998) sont rares, mais les archives de ce passé plus humide semblent aujourd'hui contenues dans les sédiments détritiques néogènes de la Formation Barreiras riches en kaolinite héritée. Les héritages ne sont donc pas absents. Finalement, l'originalité altérologique de la région réside surtout dans la découverte d'un type d'altération géochimique peu répertorié à la surface du globe : il s'agit de la voie d'altération par illitisation qui caractérise l'évolution géochimique des arènes de la zone semi-aride, et peut être considérée comme une variante de la bisillitisation.

*B – Confirmation d'un nouveau maillon général dans les processus d'altération des roches : la voie d'altération par illitisation*

Les illites sont des micas blancs de très petite taille, déficitaires en ions potassium et abondants dans la fraction argileuse des altérations et des sols (ŚRODON & EBERL, 1984). Elles sont considérées comme les plus répandus des minéraux argileux dans la nature si l'on intègre les environnements sédimentaires où les illites sont généralement formées par des processus diagénétiques (MILLOT, 1964). Dans les roches altérées, la formation d'illite est le plus souvent considérée comme le résultat d'une altération hydrothermale (« rétrodiagénèse profonde ») : il s'agit alors d'illites de haute température qui prennent le nom de *séricites* et forment typiquement des pseudomorphoses à partir des feldspaths (MEUNIER & VELDE, 2004).

Les illites sont aussi parfois considérées comme des minéraux secondaires formés par altération météorique, mais essentiellement par des processus de transformation des phyllosilicates hérités de la roche mère (muscovite ou biotite ; JACKSON, 1964 ; NORRISH, 1972 ; FANNING & KERAMIDAS, 1977 ; ELLIS & MELLOR, 1992 ; RIGHI & MEUNIER, 1995). Cependant, de rares études relatent également des néoformations d'illite en conditions d'altération météorique, affectant non seulement les feldspaths potassiques (REICHENBACH & RICH, 1975 ; MEUNIER, 1980 ; SINGER, 1989) mais aussi d'une manière plus surprenante les feldspaths plagioclases (BOURGEON, 1992). En raison de l'équivoque persistante entre origine météorique ou origine hydrothermale des illites, alimentant près d'un siècle de débat autour de la question (voir la synthèse dans TARDY, 1993a), aucun consensus comparable à ceux établis pour la kaolinite et la smectite (STRAKHOV, 1967 ; PÉDRO, 1968) n'existe jusqu'à présent sur la signification de l'illite comme signature climatique de l'altération des roches à la surface du globe. La mise en évidence de néoformations abondantes d'illite à partir des plagioclases altérés, dans les arènes gneissiques de la zone semi-aride du *Sertão*, invite à réexaminer les relations entre illitisation et climat à l'échelle globale.

L'étude détaillée du profil de Canindé (§ 4.3.2) a montré que les fortes différences calculées entre pH KCl et pH eau, ou  $\Delta\text{pH}$ , reflétaient l'abondance des argiles micacées potassiques (illites) au niveau des arènes et traduisaient finalement la nature du principal processus d'altération à l'œuvre, à savoir l'illitisation des plagioclases. Cette interprétation rejoint parfaitement l'hypothèse émise par BOURGEON (1992) pour le Sud de l'Inde, où la correspondance entre forts  $\Delta\text{pH}$  et abondance des illites est aussi remarquable, mais nécessite de plus amples explications (BÉTARD *et al.*, soumis). En théorie, le potentiel hydrogène (ou pH) mesure l'activité chimique des ions hydronium présents en solution : plus le pH mesuré est bas, plus l'activité des ions  $\text{H}_3\text{O}^+$  est importante. L'utilisation de sels tels que KCl 1M ou  $\text{CaCl}_2$  0,01M permet aux ions  $\text{K}^+$  ou  $\text{Ca}^{2+}$  de déplacer les cations acides échangeables en solution (en particulier  $\text{H}_3\text{O}^+$  et  $\text{Al}^{3+}$ ). En l'absence de quantités significatives d' $\text{Al}^{3+}$  dans les arènes, révélées par les analyses chimiques, la réaction d'échange entre la solution de KCl et la solution du sol est la suivante :



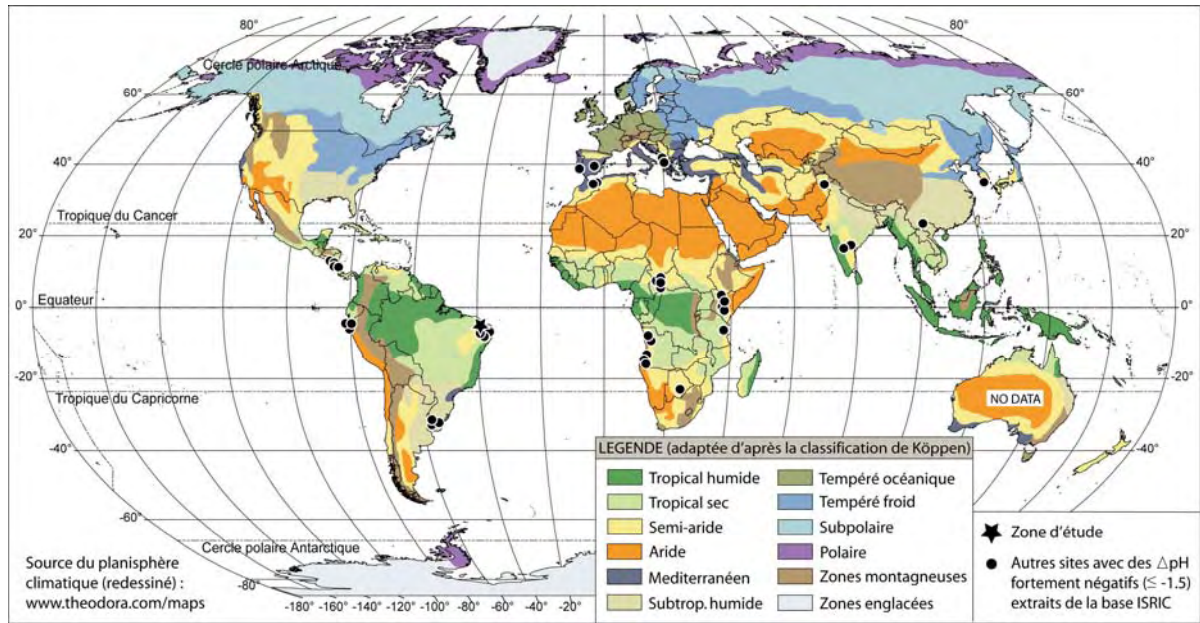
Le fait que  $\text{CaCl}_2$  n'a pas le même effet que KCl dans la réaction d'échange (les pH  $\text{CaCl}_2$  mesurées sont nettement inférieurs à ceux du pH KCl) souligne une forte affinité pour le potassium au niveau des arènes. La plupart des auteurs s'accordent pour dire que les illites sont toujours déficitaires en ions potassium et que le déficit de charge résultant est partiellement compensé par de fortes proportions d'ions hydronium (MILLOT, 1964 ; MEUNIER

& VELDE, 2004). Les formules chimiques des illites analysées dans les arènes du profil CA1 (cf. § 4.3.2) ont toutes révélé un déficit accentué en potassium, partiellement compensé par des ions sodium, et aussi nécessairement par des proportions conséquentes d'ions hydronium  $H_3O^+$ . Ainsi, le comportement spécifique des ions  $K^+$  lors des mesures de pH des arènes est interprété comme le résultat d'une forte affinité potassique pour ce matériau d'altération, due au remplacement massif des ions  $H_3O^+$  occupant les cavités hexagonales des illites par les ions  $K^+$  de la solution saline de KCl (BÉTARD *et al.*, soumis).

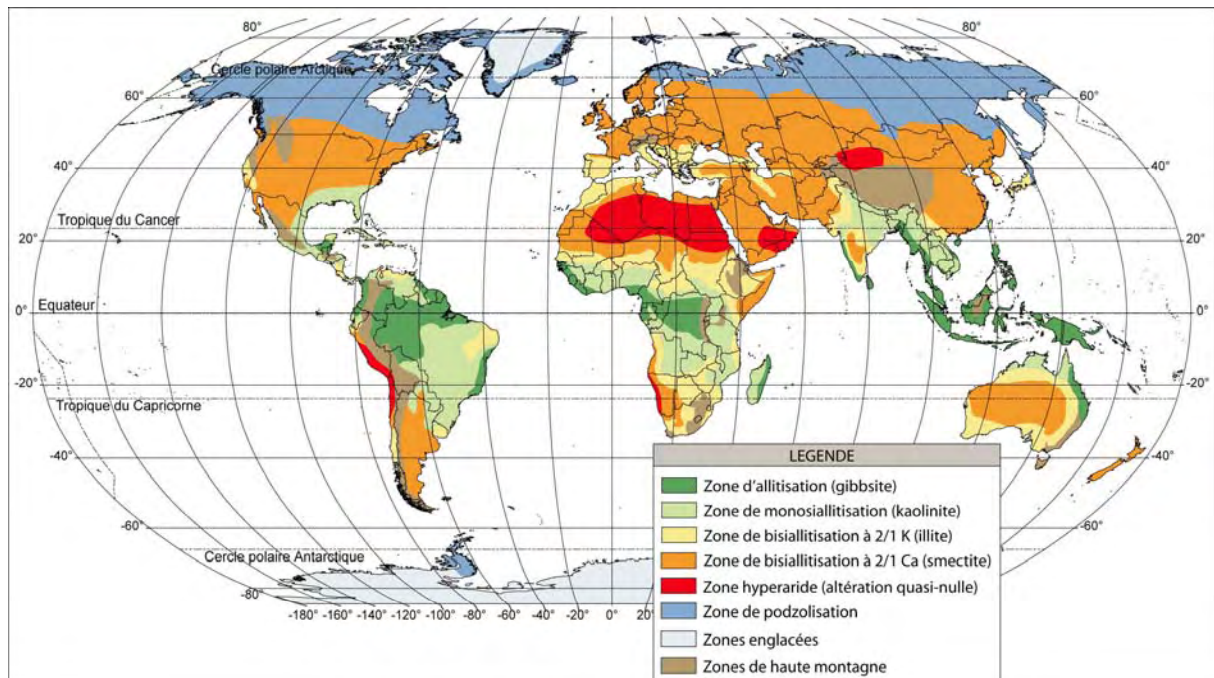
Cette nouvelle interprétation fait du  $\Delta pH$  un outil simple et efficace pour identifier des quantités importantes d'illite dans les manteaux d'altération. Compte tenu de la concordance des résultats obtenus au Brésil et en Inde, où une voie d'altération par illitisation existe dans des contextes lithologiques et climatiques similaires, il est permis de se demander si ce type d'altération géochimique existe ailleurs dans le monde et sur d'autres continents. Basé sur l'exemple indien étudié par BOURGEON (1992), PÉDRO (1993) a proposé qu'un domaine d'apparition de phyllites 2/1 K de haute charge (illites), et correspondant à une *arénisation* poussée, pouvait potentiellement exister entre le domaine des phyllites 2/1 Ca de basse charge (smectites) caractéristiques des régions tropicales chaudes et sèches à *arénisation* limitée, et le domaine des phyllites 1/1 (kaolinites) spécifiques de la ceinture équatoriale humide à *altérisation*.

Afin de tester à la fois l'hypothèse climatique émise par PÉDRO et l'idée qu'il existe un lien étroit entre  $\Delta pH$  et ceintures altérologiques à la surface du globe, nous avons exploré la distribution mondiale des forts  $\Delta pH$  par l'analyse de la base de données mondiale de sols ISRIC-WISE (BATJES, 2002). La banque de données regroupe 4323 profils de sols géoréférencés répartis dans 123 pays et contient les analyses physico-chimiques pour 21 667 horizons, incluant les valeurs du pH  $H_2O$  et, pour 7321 horizons, les valeurs du pH KCl. Tous les profils développés sur socle cristallin et affichant des  $\Delta pH$  fortement négatifs ( $\leq -1,5$ ) ont été reportés sur un planisphère climatique de type Köppen-Geiger (Fig. 79). Les 39 profils répondant à la requête affichent clairement une forte dépendance climatique dans leur répartition, puisqu'ils se cantonnent aux zones climatiques situées entre les déserts tropicaux et la ceinture équatoriale humide. Ils sont spécifiquement restreints aux secteurs « tropical sec », « semi-aride », « méditerranéen » et « subtropical humide », c'est-à-dire dans des zones climatiques possèdent une longue saison sèche, et sont absents des autres régions du globe où la saison sèche est courte ou inexistante. Une telle répartition climatique sur tous les continents supporte l'idée nouvelle qu'une voie d'altération météorique par illitisation, reflétée par les fortes valeurs de  $\Delta pH$ , représente un type d'altération géochimique plus répandu qu'il n'y paraissait (BÉTARD *et al.*, soumis).





**Fig. 79** – Répartition mondiale des  $\Delta\text{pH}$  fortement négatifs superposés sur un planisphère climatique de type Köppen-Geiger. Noter la concentration géographique des points dans les climats tropicaux et subtropicaux à saisons contrastées. L'absence de points sur le continent australien s'explique par la rareté des mesures de pH KCl, nécessaires au calcul des  $\Delta\text{pH}$ .



**Fig. 80** – Distribution potentielle des principaux types d'altération chimique à la surface du globe (contours modifiés d'après la carte de THOMAS, 1994a, elle-même modifiée d'après PÉDRO, 1968 et compléments d'après STRAKHOV, 1967). Par rapport aux cartes existantes, noter l'apparition d'une nouvelle ceinture altérologique nommée « bisiallittisation à 2/1 K » (illitisation), située entre les zones de bisiallittisation à 2/1 Ca (smectitisation) et la zone de monosiallittisation (kaolinisation).

En définitive, il apparaît que ce type d'altération géochimique à argiles 2/1 K a été totalement omis dans les schémas latitudinaux sur l'altération des roches utilisant les minéraux argileux comme signatures spécifiques d'une zonalité climatique. Les cartes mondiales des altérations et les célèbres diagrammes zonaux inspirés de STRAKHOV (1967) et de PÉDRO (1968) ont seulement envisagé les néoformations de smectite (2/1) et de kaolinite (1/1) comme représentatives d'une altération météorique traduisant l'influence majeure du climat sur les mécanismes de leur formation. Comme l'a suggéré PÉDRO (1993) à partir du seul cas indien, nous proposons qu'il existe aussi une signature bisiallitique de l'altération des roches sous forme de néoformations d'illite dans les climats subtropicaux à saisons contrastées (BÉTARD *et al.*, soumis). Cette omission dans les schémas zonaux antérieurs peut s'expliquer par deux distorsions majeures :

- D'une part, une surestimation du rôle des altérations hydrothermales dans la formation des illites (*séricitisation*) qui s'explique sans doute par un échantillonnage biaisé car focalisé sur les environnements hydrothermaux ;
- D'autre part, une sous-estimation de la taille des illites dont la dimension dépasse très largement celle des argiles granulométriques. Cette distorsion entre argile minéralogique et argile granulométrique explique l'intensité modérée du pic à 10 Å généralement détectée dans les diffractogrammes de préparations orientées portant sur la fraction argileuse (< 2 µm), avec des proportions de kaolinite ou de smectite qui sont souvent supérieures.

Cette découverte conduit à réviser quelque peu la répartition géographique des phénomènes d'altération chimique à la surface du globe telle qu'elle apparaît sur les cartes existantes, y compris les plus récentes (cf. THOMAS, 1994a, p. 10). Nous proposons donc une nouvelle carte qui tient compte de la place de ce nouveau maillon dans les processus d'altération (Fig. 80). La délimitation des aires de distribution reprend globalement les limites antérieures définies par STRAKHOV ou PÉDRO mais intègre une nouvelle ceinture altérologique dénommée « bisiallitisaiton à 2/1 K (illites) », distincte de la zone de « bisiallitisaiton à 2/1 Ca (smectites) ». En réalité, cette ceinture altérologique est double, et son tracé cartographique se base essentiellement sur le réseau de points correspondant à de forts  $\Delta\text{pH}$  :

- Une ceinture tropicale sèche ou semi-aride localisée entre la zone tropicale aride à smectite et la zone tropicale humide à kaolinite ;
- Une ceinture subtropicale à saisons contrastées regroupant climats méditerranéens et façades orientales à climat de type 'chinois', localisée entre la zone tropicale aride et la zone tempérée à smectite.

Naturellement, comme pour la carte de PÉDRO publiée en 1968, la carte proposée ici indique seulement la répartition « potentielle » des phénomènes d'altération en fonction des paramètres du climat actuel. L'importance des couvertures kaoliniques héritées d'un passé plus humide en Afrique de l'Ouest explique sans doute la rareté des points correspondant à de forts  $\Delta pH$  dans cette partie du continent (Fig. 79). Un examen détaillé de la base de données ISRIC indique que les  $\Delta pH$  fortement négatifs présents dans la ceinture soudano-sahélienne (en particulier en Centrafrique) correspondent toujours à des « sols bruns eutrophes tropicaux » (Cambisols) développées aux dépens des roches peu altérées du socle, jamais à des « sols ferrugineux tropicaux » (Lixisols) issus de la transformation d'anciennes altérites ferrallitiques. La présence d'héritages paléoclimatiques constitue évidemment une entorse au nouveau modèle zonal proposé et contribue sans doute à expliquer la bipolarisation de la recherche altérologique en Afrique de l'Ouest partagée entre l'étude des manteaux d'altération kaolinique et smectitique (voir notamment : ZOMBRE, 1984 ; KALOGA, 1987). Comme pour le modelé, on est conduit à relativiser le rôle du climat actuel dans la répartition des ceintures altérologiques, car ces dernières intègrent les fluctuations climatiques sur le long terme, entraînant parfois la survivance des effets de certains processus développés très anciennement (PÉDRO, 1968).

### **5.1.3. Organisation des couvertures pédologiques : rôle du climat et du facteur temps**

En mobilisant sur place les éléments de la roche mère et en interférant avec les êtres vivants en surface, l'altération est à l'origine de la formation des sols (pédogenèse). L'organisation des couvertures pédologiques dans la zone d'étude conduit aussi à réévaluer l'influence du climat et de la durée des processus dans le développement des sols tropicaux.

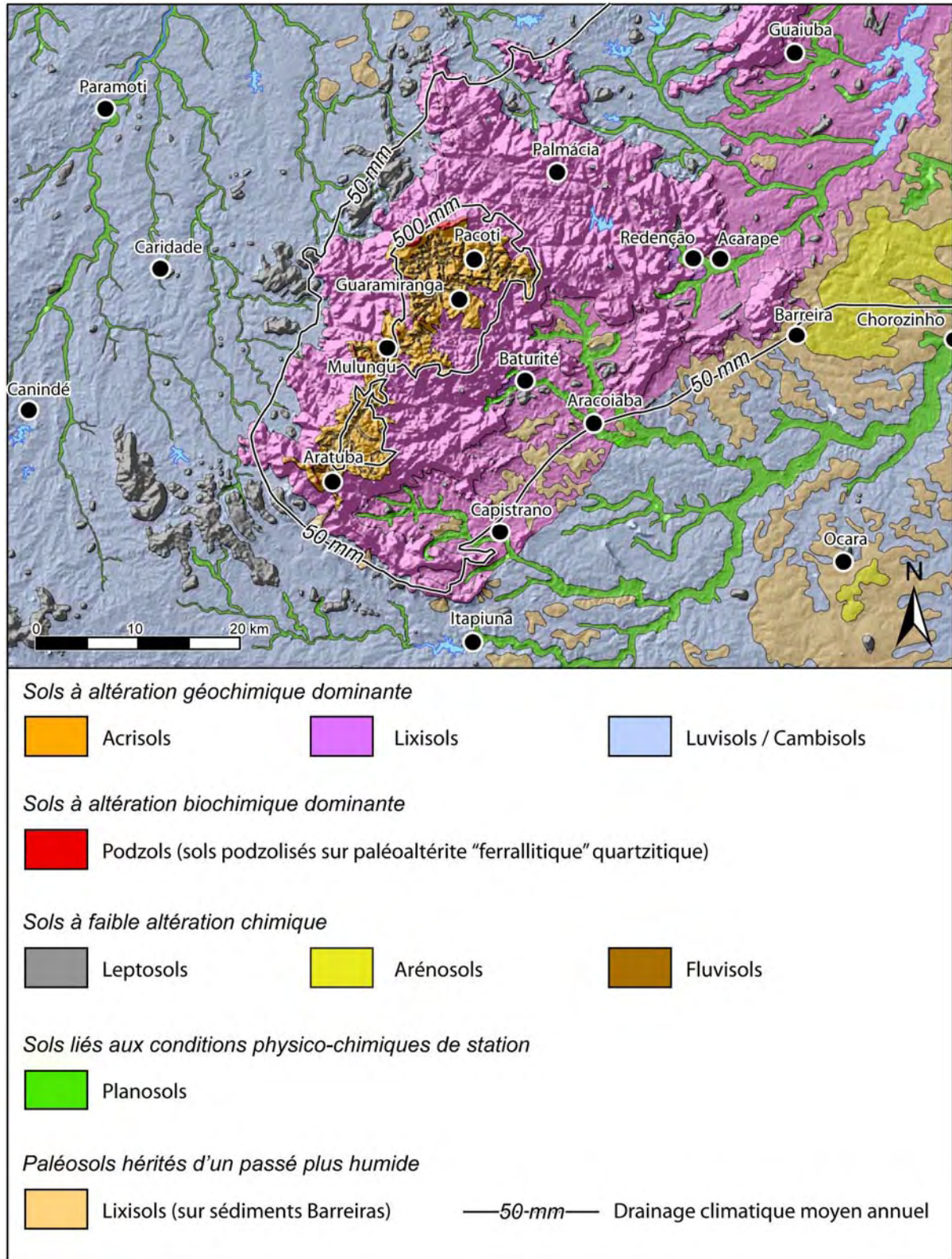
*A – Luvisols, Lixisols, Acrisols : du pôle 'fersiallitique' au pôle 'ferrallitique' de la pédogenèse*

Les sols de la zone d'étude sont des sols à altération géochimique dominante (DUCHAUFOR, 2001), à l'exception des sols humifères d'altitude sur quartzite où l'altération biochimique devient le processus dominant (*podzolisation*). La forte concentration d'oxydes de fer bien cristallisés confère à la plupart des sols d'interfluve une teinte vive (ocre ou rouge), liée à un rapport fer libre/fer total dépassant 50 %. Les sols évolués d'interfluve sont des Luvisols (*chromiques*), des Lixisols et des Acrisols (FAO, 2006), parfois regroupés sous l'appellation de « sols riches en sesquioxides » et représentent, avec les Ferralsols, le trait majeur des régions subtropicales et intertropicales. À matériau équivalent (gneiss), les

principales variations pédologiques relevées dans la zone d'étude semblent refléter le gradient pluviométrique observé entre le massif de Baturité et son piémont. Malgré l'hétérogénéité des altitudes qui elle-même induit des variations de température, l'ensemble des sols étudiés se développent sous climat chaud (température moyenne annuelle partout  $\geq 20^{\circ}\text{C}$ ) et occupent des situations topographiques comparables de sommet d'interfluve. À défaut de pouvoir rassembler toutes les caractéristiques d'une expérimentation en vraie grandeur, représentées par de rares *climoséquences* à la surface de la planète (cf. GUNNELL, 2000a), les variations pluviométriques de la zone d'étude permettent ici d'apprécier les effets de la pluviosité sur la pédogenèse d'une moyenne montagne tropicale et du piémont qui lui est associé.

La pédogenèse développée sur ce socle gneissique est généralement *primaire*, c'est-à-dire sans marque apparente d'héritages ou de polyphasage. Tous les sols résultent d'une pédogenèse *dissociative* (PÉDRO, 1983), c'est-à-dire marquée par une migration des argiles au sein des profils (lessivage) conduisant à la constitution d'horizons Bt. La quantité de fer libéré par la pédogenèse (fer libre) augmente avec le drainage climatique. Trois grands types de sols occupent alors les parties bien drainées des paysages (Fig. 81) :

- Dans la zone humide du massif de Baturité ( $P > 1300 \text{ mm}$  ;  $D_c > 500 \text{ mm}$ ), les sols développés sur les demi-oranges sont des Acrisols, dont la faible CEC ( $< 16 \text{ cmol}(+).\text{kg}^{-1}$  d'argile), l'association minéralogique kaolinite/gibbsite et la couleur ocre due à la présence d'oxydes de fer cristallisés (goethite) soulignent incontestablement des caractères 'ferrallitiques' (propriétés *ferralliques* : FAO, 2006). Par conséquent, le principal processus pédogénétique, engendré par le drainage profond et élevé qui caractérise cette zone, est la *ferrallitisation* (DUCHAUFOR, 2001), même si cette dernière reste finalement peu exprimée en raison de la persistance des phénomènes superficiels de lessivage ;
- Dans la zone semi-aride du piémont ( $P < 900 \text{ mm}$  ;  $D_c < 50 \text{ mm}$ ), les sols des interfluves préservés de l'érosion sont des Luvisols, marqués par une forte CEC ( $> 24 \text{ cmol}(+).\text{kg}^{-1}$  d'argile) et présentant aussi des traces de lessivage. L'abondance des minéraux 2/1 (illites et argiles gonflantes) et la forte libération du fer (hématite) qui colore vivement en rouge les horizons B et BC soulignent cette fois des caractères 'fersiallitiques' affirmés. La *fersiallitisation* représente un processus pédogénétique habituellement rapporté dans les régions de climat méditerranéen à saison sèche marquée (DUCHAUFOR, 2001), mais qui peut aussi se développer en milieu tropical, comme cela avait été envisagé antérieurement en Angola (BOTELHO DA COSTA, 1959) puis en Inde (BOURGEON, 1992), dans des conditions de drainage climatique nul ou réduit.



**Fig. 81** – Distribution des principaux types de sols dans la zone d'étude (extraite de la carte des paysages morphopédologiques hors-texte, à consulter pour plus de détail) et relations avec le drainage climatique. Noter la bonne correspondance entre la répartition géographique des sols à altération géochimique dominante et les modalités du drainage profond.

- Dans la zone de transition sub-humide ( $900 < P < 1300$  mm ;  $50 < Dc < 500$  mm), intermédiaire entre les deux zones précédemment décrites, les sols des interfluves normalement drainés sont des Lixisols, dont la corrélation spatiale avec le drainage climatique est remarquable (Fig. 81). Leurs caractéristiques chimiques (CEC faible mais taux de saturation élevé) et minéralogiques (mélange de minéraux 1/1 et 2/1) sont intermédiaires entre les Acrisols *désaturés* de la zone humide et les Luvisols *saturés* de la zone semi-aride. Caractérisés par des revêtements argileux nets et abondants, preuve d'un lessivage plus accentué qu'aux deux extrémités climatiques, les sols sont encore vivement colorés en rouge. Comme la forêt semi-décidue qu'ils portent, ces Lixisols se présentent comme des sols de *transition* entre la voie *fersiallitique* et la voie *ferrallitique* de la pédogenèse. En se référant à leur capacité d'échange cationique (parfois  $< 16$  cmol(+).kg<sup>-1</sup> d'argile) et à leurs caractères minéralogiques, ces sols peuvent être considérés comme *faiblement ferrallitiques*, dans des conditions de drainage positif mais peu élevé.

Enfin, comme pour le transect climatique de référence de l'Inde méridionale (BOURGEON & PÉDRO, 1992), on rencontre ici une adéquation remarquable entre organisation des couvertures pédologiques et modalités du drainage climatique (Fig. 81), confirmant sur un autre terrain la continuité qui existe entre la pédogenèse *fersiallitique* et la pédogenèse *ferrallitique* en milieu tropical. Cette succession des types de sols se réalise sans passage intermédiaire par une couverture pédologique à *ferruginisation* marquée (« sols ferrugineux tropicaux » : DUCHAUFOR, 2001 ; « Lixisols » : ISSS-WORKING GROUP, 1998). Bien qu'ils appartiennent à la même catégorie taxonomique que les Lixisols africains, définis par la présence d'un horizon B argileux, une CEC faible et un taux de saturation élevé, les Lixisols du Nordeste brésilien ne ressemblent pas aux sols ferrugineux lessivés d'Afrique dont la caractéristique principale est de présenter des redistributions d'oxydes de fer en taches, nodules et carapaces. Rien de tel dans les Lixisols de la zone d'étude, où les plinthites et indurations ferrugineuses sont rares ou absentes. Ils sont tellement différents des sols ferrugineux africains que, lors du levé cartographique du bassin du Rio Jaguaribe par un pédologue de l'ORSTOM venant d'Afrique, ces Lixisols ont été dénommés « sols ferrugineux fersiallitiques » (GUICHARD, 1970), ajoutant qu'ils pouvaient aussi s'apparenter parfois à des « sols faiblement ferrallitiques ». L'origine de cette hésitation profonde et de la confusion qui en découle est à rechercher dans l'histoire de la classification française des sols, où les sols tropicaux initialement définis pour l'Afrique 'francophone' correspondent à des définitions tantôt trop vagues, tantôt restrictives, ce qui les a rendues difficilement applicables hors du

continent africain. Finalement, l'hésitation de GUICHARD à propos des Lixisols brésiliens traduit bien la coexistence de caractères monosiallitiques et bisiallitiques affirmés, soulignant en même temps cette position d'*intergrade* qui les caractérise.

L'une des originalités de la couverture pédologique de la zone étudiée est aussi de présenter d'importantes superficies de sols rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols) que l'on estimait mondialement peu répandus jusqu'à présent dans les Tropiques. Selon BOURGEON (1992), la pédogenèse fersiallitique en milieu tropical est une pédogenèse primaire qui apparaît comme étant essentiellement contrôlée par le climat (et notamment le pédoclimat, caractérisé par un drainage climatique faible à nul) et secondairement par la lithologie (roches indifférenciées du socle cristallin). De telles conditions sont parfaitement remplies sur le socle cristallin du *Sertão* brésilien dépourvu d'héritages kaoliniques et caractérisé par un drainage profond nul ou réduit. Dans le détail, BOURGEON (1994) distingue deux voies dans la pédogenèse fersiallitique qui affecte les sols rouges indiens, identiques à celles reconnues par RUELLAN (1981) dans le domaine méditerranéen :

- **Une voie calcimorphe**, par laquelle le drainage profond, nul la plupart du temps, ne permet pas l'évacuation du calcium hors des profils ; cet élément s'accumule alors sous la forme d'un encroûtement nodulaire de carbonates. La voie calcimorphe conduit à la formation de sols fersiallitiques encroûtés et non lessivés dans les zones à précipitations inférieures à 900 mm et à régime pluviométrique bimodal (pluviosité faible et bien répartie dans l'année) ;
- **Une voie acide**, par laquelle un drainage climatique faible et irrégulier permet l'exportation du calcium hors des profils ; il n'y a pas de carbonates dans les profils (pas d'effervescence à l'acide), ce qui n'empêche pas la présence de calcium sous forme échangeable ou de sels solubles. Il en résulte la formation de sols fersiallitiques lessivés et décarbonatés, rencontrés sous des pluviosités annuelles assez élevées (900-1100 mm) et un régime saisonnier trimodal.

Les Luvisols rouges de la zone semi-aride du *Sertão* se rattachent incontestablement à la voie acide de la pédogenèse fersiallitique, en raison de l'absence de concrétions ou d'encroûtements calcaires dans les profils, même dans les zones les plus sèches. Si les conditions de drainage climatique du *Sertão* concordent parfaitement avec le cas indien, les paramètres pluviométriques montrent des différences importantes entre les deux régions semi-arides : (i) une pluviométrie plus élevée en Inde correspond au domaine d'apparition des sols fersiallitiques lessivés et décarbonatés, et (ii) le régime pluviométrique est trimodal en Inde, alors que le Nordeste brésilien se caractérise par un seul pic annuel dans le régime des pluies.

Cependant, BOURGEON (1994) signale une troisième catégorie de sols fersiallitiques en Inde péninsulaire, plus largement répandue et située en dehors du transect climatique de référence. Il s'agit de sols peu lessivés mais décarbonatés, donc résultant de la voie acide, rencontrés dans le centre de la péninsule indienne et sur sa façade orientale où les pluviométries sont comparables à la majeure partie du *Sertão* (700-1000 mm<sup>-1</sup>). Mais surtout, le régime pluviométrique est unimodal comme dans la zone semi-aride brésilienne. La pluviosité est donc répartie en une seule et courte saison des pluies, assurant un drainage profond faible et irrégulier. Le traitement statistique des données climatiques brésiliennes sous forme de séquences pluriannuelles, comme cela avait été fait en Inde auparavant, prend ici tout son sens, car les calculs fréquentiels montrent dans les deux cas que, plusieurs fois au cours d'une période de dix ans, des percolations profondes interviennent et permettent l'évacuation du calcium hors des profils. On touche là au rôle de l'irrégularité climatique interannuelle, liée manifestement aux téléconnexions planétaires de type ENSO, qui contrôle en quelque sorte la pédogenèse fersiallitique par la voie acide et ne permet pas à la voie calcimorphe de s'exprimer. En définitive, les sols tropicaux à caractères fersiallitiques (Luvisols) sont plus répandus qu'il n'y paraissait et ne se limitent pas aux climats tropicaux bixériques. En effet, un drainage climatique faible et des pluies mal réparties au cours de l'année semblent également favorables au développement de la pédogenèse fersiallitique par voie acide ; ces caractéristiques pédoclimatiques sont responsables d'une pédogenèse à la fois assez agressive pour libérer le fer des minéraux ferromagnésiens mais aussi suffisamment modérée pour aboutir à des néoformations de minéraux 2/1 plutôt qu'à de la kaolinite. Le lessivage n'est jamais net mais il est bien présent et s'accompagne d'une faible lixiviation qui suffit pour empêcher la constitution d'un encroûtement nodulaire (horizon calcique).

L'étude de la couverture pédologique de la zone d'étude s'est donc révélée riche d'enseignements et originale à plus d'un titre : (i) elle montre que les sols lessivés de type « ferrugineux tropical » sont absents du Nordeste brésilien – malgré l'existence de catégories taxonomiques comparables à celles rencontrées en Afrique de l'Ouest (Lixisols, Acrisols) – alors que ces sols représentent l'essentiel de la couverture pédologique de l'Afrique soudano-sahélienne ; ce constat renforce l'idée récente selon laquelle les sols ferrugineux tropicaux n'ont pas de valeur zonale mais reflètent la présence d'héritages ferrallitiques desquels ils dérivent par des processus de transformation guidés par le climat actuel (CHAUVEL *et al.*, 1977 ; FRITSCH *et al.*, 1986 ; KALOGA, 1987) ; (ii) elle montre aussi que les sols 'climaciques' de la zone semi-aride du *Sertão* sont *a priori* représentés par des sols rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols) sans équivalent en Afrique de l'Ouest, mais parfaitement semblables aux sols rouges fersiallitiques peu lessivés et décarbonatés de l'Inde méridionale que l'on



estimait mondialement rares encore récemment (BOURGEON, 1994) ; l'exemple brésilien contribue donc à éclairer, par une série d'arguments supplémentaires, le fait que le paradigme zonal ouest-africain se réduit à un cas régional et non à un modèle universel applicable ailleurs dans les Tropiques (GUNNELL, 2000a) ; (iii) à la lumière des données qui viennent d'être présentées, le rôle du sol, fersiallitique au Brésil et en Inde, ferrugineux en Afrique, constitue vraisemblablement un facteur nouveau pour expliquer la présence de forêt sèche décidue sur les boucliers brésiliens et indiens, tandis que les savanes ouest-africaines paraissent étroitement associées aux sols ferrugineux tropicaux ; le « domaine savanien » classiquement défini en géomorphologie climatique perd alors une partie de son sens, dans la mesure où la ceinture de savanes soudano-sahéliennes, qui ne peut plus être présentée comme l'expression d'un climax zonal (BALLOUCHE & RASSE, 2007), ne se rencontre pas nécessairement dans la fenêtre climatique prévue par le modèle zonal africain sur d'autres continents.

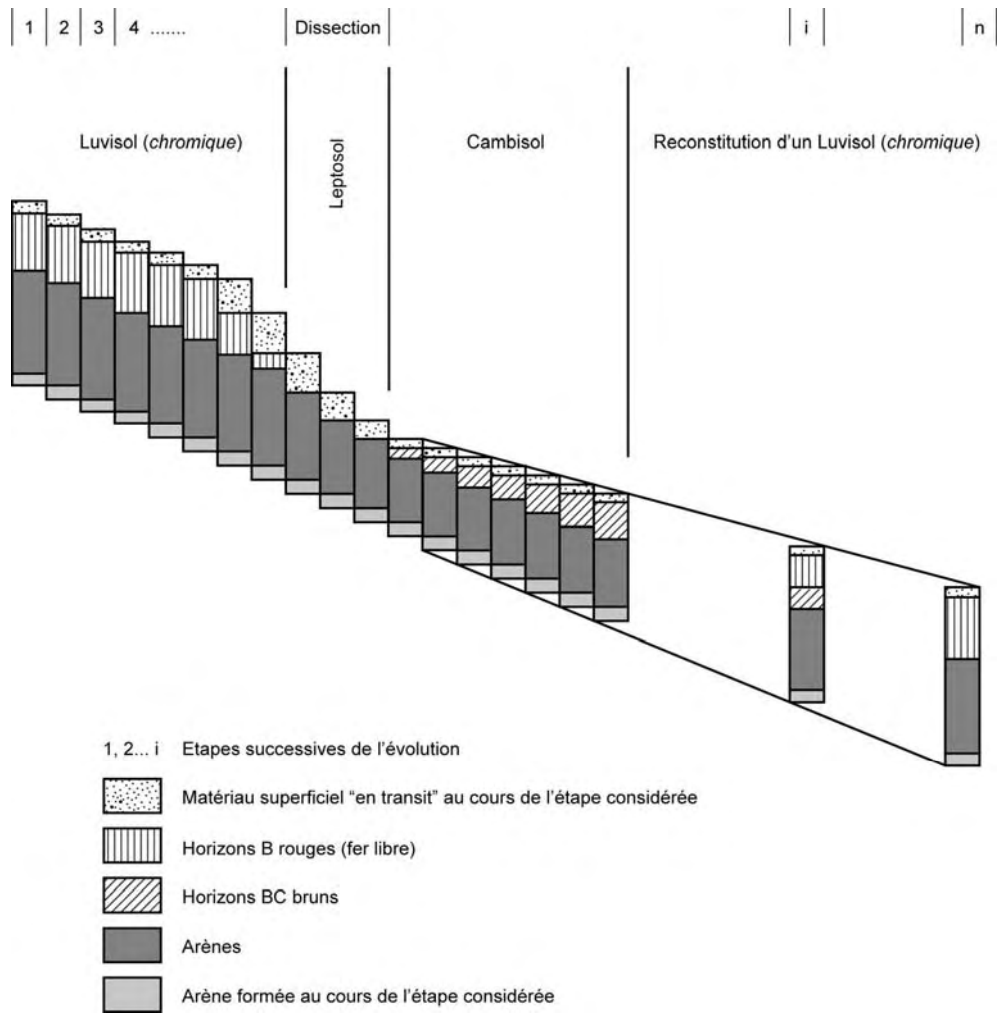
#### *B – Durée des processus et importance de la notion de bilan morphogénèse/pédogénèse*

L'une des principales conclusions de cette étude morphopédologique a été de souligner l'importance du facteur temps pour la compréhension des caractères distinctifs et la variété des types de sols situés dans des conditions climatiques actuelles similaires. En effet, la référence au climat actuel est insuffisante pour expliquer la formation des sols tropicaux qui apparaissent de plus en plus comme de véritables palimpsestes (PÉDRO, 1995). Le facteur temps ne doit pas être seulement considéré sous le seul aspect des variations climatiques enregistrées (TARDY & ROQUIN, 1998), mais aussi sous celui de la durée des processus pédogénétiques et de leurs interférences avec la morphogénèse (PETIT, 1990).

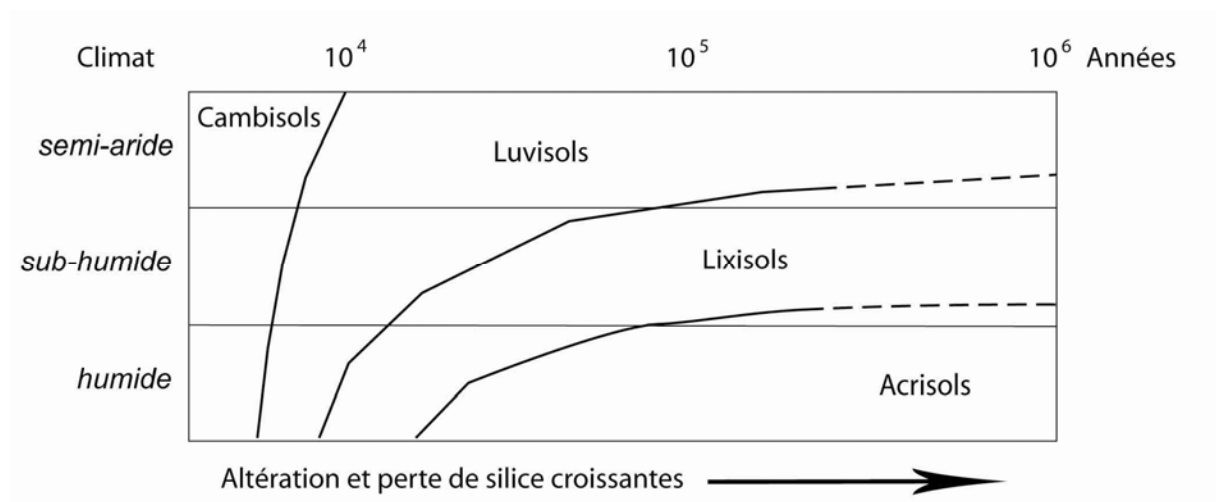
Dans le Nordeste du Brésil, la pédogénèse n'a évidemment pas été interrompue par les glaciations quaternaires comme aux hautes ou moyennes latitudes ; elle a simplement été ralentie ou accélérée par les phases climatiques sèches ou humides dont on a vu qu'elles avaient existé dans le Nordeste. Mais nous avons aussi montré que les conditions climatiques passées qui ont prédominé au cours du Quaternaire semblent avoir été dans l'ensemble assez proches des conditions actuelles. Bien que les sols polyphasés ne soient pas absents de la zone d'étude (sols podzolisés sur paléoaltérite ferrallitique au sommet du massif de Baturité, paléosols hérités de phases plus humides sur la couverture sédimentaire Barreiras), la variété des types de sols observés dans une même zone bioclimatique dépend moins des fluctuations climatiques passées que d'un bilan morphogénèse/pédogénèse instable à l'échelle du Quaternaire et invite à reconsidérer les durées nécessaires à la réalisation de certaines pédogénèses.

Dans la zone semi-aride du *Sertão*, les Luvisols rouges à caractères fersiallitiques correspondent à des sols évolués, comparables par leurs durées d'évolution aux Lixisols ou aux Acrisols du massif de Baturité. Un fait remarquable à la suite de la reconnaissance de terrain a été de souligner la relative rareté des profils de Luvisols bien développés comme celui de Canindé. Ce type de sol se rencontre toujours en situation de sommet d'interfluve, en position relativement protégée de l'érosion. De fait, d'importantes superficies du piémont semi-aride sont aussi recouvertes de sols bruns peu différenciés (Cambisols). Ce deuxième type de sol se rencontre préférentiellement sur les versants de raccordement entre interfluves et bas-fonds, et sur les croupes convexo-concaves étroites à affleurements rocheux fréquents. Il s'agit en fait de sols jeunes, semblables aux « sols bruns eutrophes tropicaux » décrits par certains auteurs en Afrique ou en Inde, le facteur temps et l'érosion étant responsable de la non-rubéfaction et de la faible différenciation des profils (DUCHAUFOR, 2001). Les Luvisols et les Cambisols du *Sertão* semi-aride ont révélé les mêmes cortèges argileux, avec de fortes proportions de minéraux à 7 Å désordonnés (ou interstratifiés kaolinite-smectite), de l'illite en abondance et des quantités non négligeables de minéraux interstratifiés (10-14)Sm.

Ce qui fait la différence entre les deux types de sols, ce n'est pas le type d'altération (les Cambisols étudiés présentent aussi de forts  $\Delta pH$ , signes d'une illitisation intense) mais la durée du cycle d'évolution. Les Cambisols sont des sols à cycle court (pédogenèse de quelques milliers d'années), rencontrés sur les stations en pente où ils sont rajeunis par l'érosion. Ils s'opposent par leur durée d'évolution aux Luvisols qui représentent des sols à cycle long (pédogenèse de plusieurs centaines de milliers d'années à quelques millions d'années). En effet, la *fersiallisation* sur socle granito-gneissique, nettement moins agressive que la *ferrallitisation*, nécessite de longues durées pour aboutir à des profils relativement épais, différenciés et rubéfiés comme celui de Canindé (BOURGEON, 1994). Ainsi, comme dans les climats méditerranéens à saisons contrastées, les Luvisols rouges à caractères fersiallitiques du Nordeste semi-aride représentent des 'sols anciens' qui, lorsqu'ils sont protégés de l'érosion (qu'elle soit d'origine 'naturelle' ou anthropique), continuent de se maintenir et d'évoluer sous les conditions climatiques actuelles tropicales ou subtropicales à saison sèche marquée, favorables à leur genèse. Sur cet aspect dynamique, les Cambisols de la zone d'étude sont en tout point comparables aux « sols bruns eutrophes » de l'Inde semi-aride qui représentent également un stade précoce de la pédogenèse fersiallitique (Fig. 82 ; BOURGEON, 1992). Fait remarquable, dans les zones plus humides du massif de Baturité, des Cambisols et des Luvisols ont aussi été observés sur les pentes fortes de la zone de dissection périphérique où ils représentent cette fois-ci un stade de jeunesse de la couverture de Lixisols plus évoluée. Finalement, quelle que soit la zone bioclimatique, il semble que les Cambisols se situent toujours en tête de l'évolution pédogénétique (Fig. 83).



**Fig. 82** – Schéma montrant l'influence supposée d'une phase d'érosion dans l'évolution des Luvisols (*chromiques*) et relations temporelles avec les Cambisols (modifié d'après BOURGEON, 1992).



**Fig. 83** – Rôle du climat et de la durée dans la genèse des sols tropicaux sur socle granito-gneissique (adapté d'après DUCHAUFOUR, 2001).

Cependant, la composition et la consistance de la roche mère sont aussi susceptibles de modifier considérablement la durée de la pédogenèse considérée (DUCHAUFOR, 2001). Par conséquent, ces observations et interprétations restent valables uniquement pour les roches dures et relativement riches en silice comme les gneiss et les granites de la zone d'étude. Par exemple, la progression de la pédogenèse fersiallitique peut être beaucoup plus rapide sur roche basique riche en ferromagnésiens, surtout si la roche est très divisée. Ce type de sol à caractères fersiallitiques peut même se développer en quelques milliers d'années seulement ou moins si les conditions du milieu sont extrêmement favorables (fortes alternances d'humidité saisonnière, matériau filtrant) : ainsi, sur la façade orientale du Bangladesh, la durée de l'Holocène a suffi pour voir se développer des sols fersiallitiques sur des terrasses marines datées entre 0,5 et 10 ka (KHAN *et al.*, 2005).

Au final, à tous les niveaux de l'organisation morphopédologique du paysage – modelé, manteau d'altérites, sols – l'étude du massif de Baturité et de son piémont a révélé des traits originaux qui bousculent parfois singulièrement les idées reçues sur l'évolution et le développement des paysages tropicaux. Grâce à une large gamme de pluviosités sur un espace réduit et à la présence d'héritages morphoclimatiques, le site d'étude a permis d'évaluer l'influence du climat et des paléoclimats sur le développement des paysages morphopédologiques de ces montagnes tropicales. Avec la géomorphologie (reflétée par le bilan morphogénèse/pédogénèse), la nature des roches représente sans aucun doute un autre facteur du milieu important présidant à leur formation. En raison de l'homogénéité lithologique relative de la zone d'étude (gneiss et granites), seule une comparaison avec les autres montagnes humides du Nordeste peut permettre de déceler des variations dans le modelé, les altérites ou les sols en fonction de la lithologie. C'est ce qui va maintenant être tenté.

## **5.2. COMPARAISONS AVEC D'AUTRES MONTAGNES HUMIDES DU SERTÃO : BASE D'UNE TYPOLOGIE ET ENSEIGNEMENTS SUR LE RÔLE DE LA LITHOLOGIE**

À ce stade, cette étude est insuffisante pour prétendre avoir caractérisé l'ensemble des montagnes humides du Nordeste semi-aride. Ses résultats peuvent être partiellement dépendants de la zone étudiée, et notamment des conditions pluviométriques et lithologiques locales. Il convient donc de les élargir, ou de les moduler, par l'examen de quelques montagnes humides situées ailleurs dans le Nordeste brésilien. Toutes les montagnes n'ont pas été parcourues et seules quelques unes d'entre elles ont été sélectionnées afin de couvrir les principales conditions de milieu prévalant dans ces régions de moyenne montagne.

Nous proposons ici une typologie des montagnes humides du Nordeste brésilien basée sur la nature lithologique de leur soubassement rocheux, différente des typologies existantes dans la littérature en ce sens qu'elle intègre un troisième type lithologique qualifié de 'mixte'. Trois types de montagnes humides peuvent alors être distingués :

- Les *Serras* humides à substrat cristallin (Uruburetama, Meruoca), catégorie à laquelle se rattache le massif de Baturité à armature granito-gneissique ;
- Les *Serras* humides à substrat gréseux (Araripe, Ibiapaba), parfois aussi appelées *Chapadas* en raison du modelé tabulaire de leur parties sommitales ;
- Les *Serras* humides à substrat mixte (Martins, Pereiro), dont le substratum rocheux est partagé entre les terrains cristallins et les entablements gréseux.

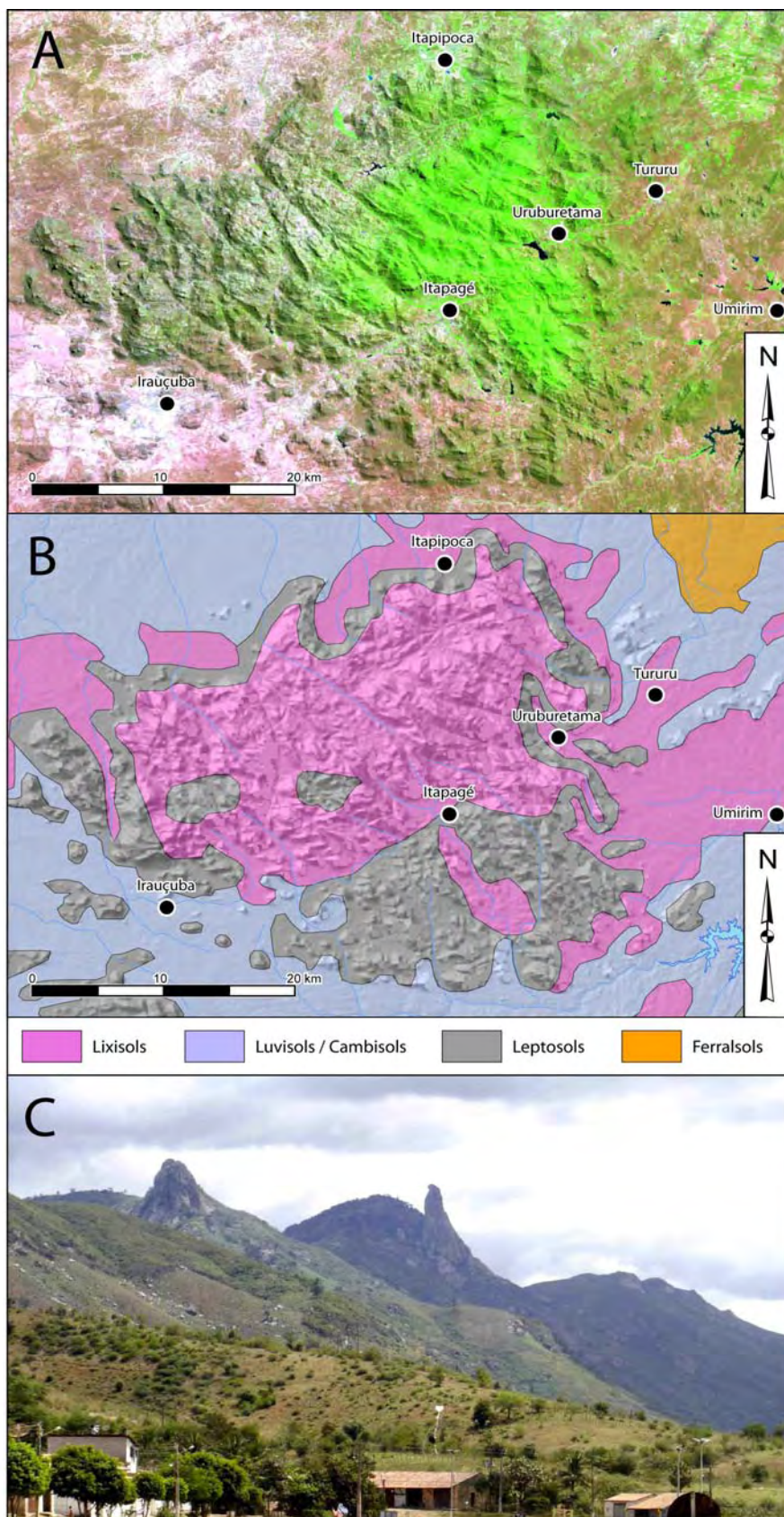
Le matériau rocheux représente un facteur de *station* important qui peut modifier l'orientation de la pédogenèse climatique (DUCHAUFOR, 2001). L'analyse de quelques exemples appartenant à chacune des catégories prédéfinies suffit pour s'en rendre compte.

### **5.2.1. Montagnes humides à substrat cristallin : le cas des *Serras* d'Uruburetama et de Meruoca**

Deux massifs montagneux cristallins autres que le massif de Baturité ont été choisis pour illustrer ce type lithologique de montagne humide : il s'agit des *Serras* d'Uruburetama et de Meruoca, toutes deux situées dans le nord-ouest de l'État du Ceará.

#### *A – Organisation morphopédologique de la Serra d'Uruburetama*

La *Serra* d'Uruburetama (parfois aussi appelée massif d'Irauçuba) est la plus septentrionale des montagnes humides du Nordeste brésilien (dans le nord de l'État du Ceará). De forme triangulaire en plan (Fig. 84-A), les contours de ce massif montagneux coïncident approximativement avec ceux d'une intrusion granitique et de son auréole migmatitique (Suite intrusive Tamboral-Santa Quitéria : CPRM, 2003), ce qui en fait sans aucun doute un imposant relief résiduel de résistance au-dessus de la plaine du *Sertão* où affleurent des gneiss tonalitiques plus altérables (Unité Canindé). Comme dans le massif de Baturité, les parties culminantes du massif (max. 1081 m) sont occupées par une forêt sempervirente (*mata úmida*) tandis que les zones moins élevées sont recouvertes par une forêt semi-décidue (*mata seca*) de transition avec la *caatinga* de la plaine semi-aride. Non protégée par la législation environnementale, la forêt est aujourd'hui réduite en lambeaux, en raison d'une déforestation importante qui laisse place à d'importantes cultures fruitières, en particulier la bananiculture.



**Fig. 84** – Un exemple de *Serra* humide à substrat cristallin dans le Nordeste brésilien : la *Serra* d'Uruburetama. A : Composition colorée de type Landsat (traitement sous *Envi 4.0*) ; B : Carte simplifiée des principaux types de sols (d'après IPECE, 2004, modifié) ; C : Photographie prise dans le secteur d'Itapagé dans la zone de dissection à climat de transition entre le domaine sub-humide et la domaine semi-aride du massif d'Uruburetama, avec émergence de dômes rocheux et aiguilles granitiques (Cliché F. Bétard). Voir explications dans le texte.

Par delà la végétation, les modelés et les sols de cette montagne cristalline sont aussi similaires par de nombreux aspects à ceux du massif de Baturité, malgré une dissection plus profonde et plus généralisée pour le massif d'Uruburetama. En effet, les modelés multiconvexes à demi-oranges et bas-fonds plats sont absents de la *Serra* humide, où les paysages se rapprochent davantage de ceux observés dans la zone de dissection périphérique du massif de Baturité à climat sub-humide. Ces ressemblances se manifestent par les mêmes pentes fortes et les profondes vallées en V qui s'insinuent jusqu'au cœur du massif montagneux, guidées par un réseau dense de fractures dont beaucoup sont orientées NW-SE (Fig. 84-A). Elles se manifestent aussi et surtout par l'émergence de nombreux dômes rocheux et aiguilles granitiques ou migmatitiques (Fig. 84-C) qui rappellent d'assez près les *pains de sucre* rencontrés sur le rebord septentrional de la *Serra* de Baturité. On aurait donc ici la reproduction unique du stade d'évolution n°2 mis en évidence dans la *chronoséquence* du massif de Baturité (Fig. 75), stade au cours duquel l'érosion régressive a largement révélé l'ancienne *crypto-topographie* possiblement façonnée lors d'un stade antérieur de 'demi-oranges'. Sur le versant semi-aride du massif montagneux (secteur d'Irauçuba), les paysages morphologiques deviennent nettement multiconcaves, où les coulées de débris actives qui s'accumulent en bas de versant renforcent la concavité de raccord entre les versants pierreux et les pédiments faiblement disséqués qui prolongent la surface de la plaine.

Avec un maximum de pluviosité annuelle enregistré à la station d'Uruburetama ( $P = 1108$  mm ;  $Dc = 286$  mm), les sols rencontrés sont ceux que l'on attend pour les mêmes conditions pluviométriques établies à Baturité, à savoir une couverture discontinue de sols rouges lessivés de tendance monosiallitique (Lixisols) alternant avec des affleurements rocheux à Leptosols sur les pentes fortes intérieures ou sur les escarpements de bordure (Fig. 84-B). Dans la zone semi-aride, les sols bisiallitiques développés sur gneiss sont des sols rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols) et des sols brunifiés (Cambisols), en accord avec des conditions de drainage profond le plus souvent nul. La fréquence des tors et dos de baleine gneissiques suggèrent partout des épaisseurs de régolite extrêmement faibles. Sur la frange de sédiments Barreiras située au nord-est du massif, les sols sont *ortho-ferrallitiques* (Ferralsols) ce qui, dans les conditions semi-arides actuelles, correspond encore à des héritages de périodes plus humides du passé climatique. Pour des pluviosités actuelles et des conditions de drainage climatique égales, la concordance entre paysages morphopédologiques observés à Baturité et à Uruburetama est bonne sur les roches granito-gneissiques du socle. D'après les observations et les données dont nous disposons, la *Serra* d'Uruburetama dans sa globalité constitue vraisemblablement une 'répétition' de la zone périphérique de dissection profonde mise en évidence autour du massif de Baturité.

## B – Organisation morphopédologique de la Serra de Meruoca

Située dans le nord-ouest de l'État du Ceará, entre les *Serras* d'Uruburetama et d'Ibiapaba, la *Serra* de Meruoca (non illustrée) est un massif montagneux de forme quadrangulaire (23 x 28 km, 1020 m d'altitude maximale) dont les escarpements de bordure sont exactement alignés sur les contours d'une intrusion granitique tardi-*brasiliano* délimitée par un système de failles orthogonal (OLIVEIRA & MOHRIAK, 2003). La plupart des escarpements font face à de hautes crêtes quartzitiques résiduelles dont la préservation suggère l'intervention d'une érosion sélective entre le granite alcalin de Meruoca et les roches tendres du bassin d'Ubajara qui forment l'ossature de la plaine semi-aride du *Sertão* dans cette région (PEULVAST *et al.*, 2006b). Les escarpements en question doivent donc être interprétés comme des escarpements de ligne de faille. Ces derniers sont en grande partie colonisés par une forêt semi-décidue qui cède le relais à la forêt sempervirente dans la partie apicale des escarpements et au sommet du massif montagneux.

Contrairement à la *Serra* d'Uruburetama, la partie sommitale de massif de Meruoca est moins fortement disséquée et se matérialise comme dans la *Serra* humide de Baturité par une alternance remarquable de collines convexes en demi-oranges et de bas-fonds plats guidé par un réseau de fractures dense et multidirectionnel. Il n'existe pas vraiment de zone périphérique de dissection profonde, et la zone de modelé multiconvexe s'interrompt alors brutalement au-dessus des vigoureux escarpements, expliquant la fréquence des vallées suspendues qui n'ont pas *a priori* de signification néotectonique (PEULVAST *et al.*, 2006b). Comme dans la zone sommitale du massif de Baturité, d'épais manteaux d'altérites kaoliniques de couleur rougeâtre sont associés aux demi-oranges, en accord avec une pluviosité élevée et un drainage climatique toujours positif (Meruoca : P = 1560 mm ; Dc = 914 mm). Dans ces conditions écologiques, on pourrait s'attendre à rencontrer des Acrisols, comme dans les zones de climat comparable à Baturité, mais les cartes des sols existantes (PROJETO RADAMBRASIL, 1981a ; LEITE & MARQUES, 1997 ; IPECE, 2004) indiquent seulement la présence de Lixisols qui prévalent habituellement dans des conditions bioclimatiques un peu moins humides. Aucune des sources citées ne fournit de profils de référence pour la couverture pédologique de la *Serra* de Meruoca ; seules des investigations futures de terrain et des prélèvements d'échantillons pourront permettre de lever l'incertitude. Dans la plaine à inselbergs environnante à climat semi-aride, la couverture pédologique dominante est représentée par des Leptosols et des Luvisols, en conformité avec les observations réalisées sur les piémonts semi-arides des massifs de Baturité ou d'Uruburetama.



*C – Interprétations : mise en évidence du facteur climatique dans des milieux de même composition lithologique*

Les associations de modelés, d'altérites et de sols rencontrées sur les roches granito-gneissiques des massifs d'Uruburetama et de Meruoca sont parfaitement semblables à celles établies pour le massif de Baturité, à condition que les paramètres climatiques soient identiques. Les régimes pluviométriques sont partout unimodaux et des calculs fréquentiels de pluviosité et de drainage climatique à partir de stations ponctuelles (période 1974-2004) ont facilité les comparaisons avec la zone d'étude principale. Lorsque la pluviosité n'atteint pas 1300 mm.an<sup>-1</sup>, comme dans la *Serra* d'Uruburetama, les modelés en demi-oranges et les Acrisols sont absents. Les Lixisols sont alors les sols dominants dans les zones recevant une pluviosité comprise entre 900 et 1300 mm.an<sup>-1</sup>. Du point de vue des caractéristiques des Luvisols de la zone semi-aride (< 900 mm.an<sup>-1</sup>), les régions de piémont d'Uruburetama et de Meruoca sont parfaitement semblables à celle du massif de Baturité ; là encore, le régime pluviométrique unimodal semble commander la décarbonatation des profils et l'orientation de la pédogenèse fersiallitique par la voie acide, même dans le secteur d'Irauçuba qui apparaît comme l'une des zones les plus sèches de l'État du Ceará (< 550 mm.an<sup>-1</sup> : BEZERRA *et al.*, 1997). Ces interprétations générales sont conformes à celles qui ont été déduites de la seule étude du site principal (Baturité) et confirment donc en même temps la représentativité du site d'étude sélectionné au début de cette étude. Elles doivent maintenant être complétées par une comparaison avec les montagnes humides où le substratum géologique diffère sensiblement.

**5.2.2. Montagnes humides à substrat gréseux : le cas de la *Chapada* d'Araripe et de la *Serra* d'Ibiapaba**

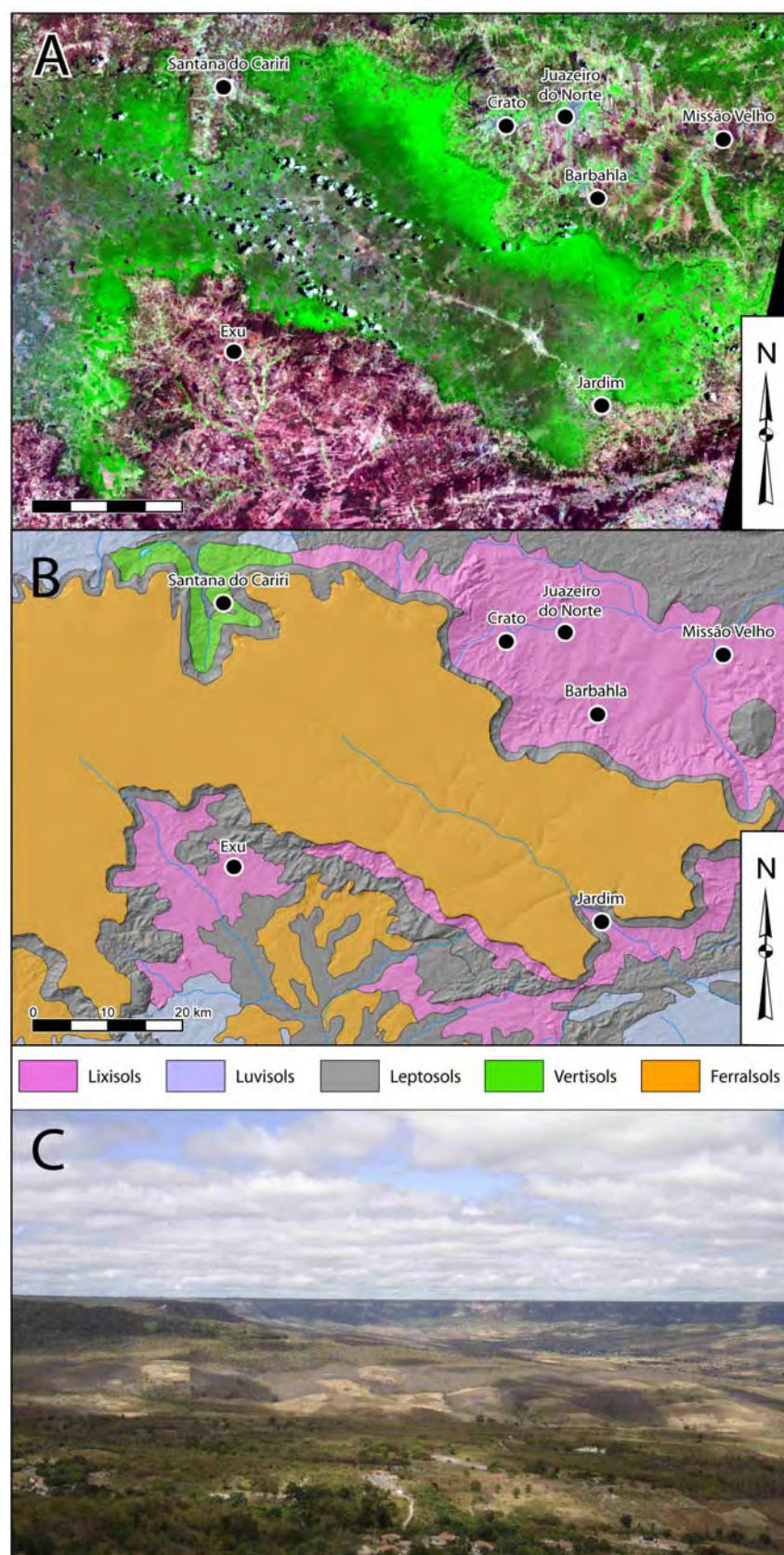
Lorsque que le substratum géologique des montagnes humides n'est pas cristallin (granites et gneiss essentiellement), leur armature est formée par des couches gréseuses résistantes sub-horizontales ou à faible pendage. De tels entablements sédimentaires mis en inversion de relief par l'érosion différentielle portent souvent le nom de *Chapadas* au Brésil (ARAI, 2000). Lorsqu'elles sont exposés aux alizés d'est chargés d'humidité qui viennent de l'océan, ces *Chapadas* sont rangées comme les massifs cristallins dans la catégorie des *Serras* humides, au sommet desquelles se développent une forêt exubérante proche de la *mata atlântica* de la façade orientale du Brésil. Les *Chapadas* d'Araripe et d'Ibiapaba, situées respectivement au sud et au nord-ouest de l'État du Ceará, constituent de remarquables exemples de ce type lithologique de montagne humide.

### A – Organisation morphopédologique de la Chapada d'Araripe

La *Chapada* d'Araripe est un immense plateau (160 x 50 km, 1002 m d'altitude maximale) situé à la limite des États du Ceará, du Pernambouco et du Piauí. Correspondant à la mise en inversion de relief du bassin sédimentaire d'Araripe, cette région récemment admise au sein du réseau des *Géoparcs* de l'UNESCO est mondialement connue pour son extraordinaire richesse en fossiles du Crétacé (*Membres* Romualdo et Crato de la Formation Santana : MARTILL, 1993 ; KELLNER, 2002 ; VIANA & NEUMANN, 2002). Également reconnue pour son exceptionnelle biodiversité (CAVALCANTE, 2005), la *mata atlântica* qui recouvre son versant nord-oriental au-dessus de Crato (Fig. 85-A) est classée *Forêt Nationale* depuis 1946 et la majeure partie de la région est aujourd'hui incorporée dans la zone de protection environnementale d'Araripe (APA : *Area de Proteção Ambiental* depuis 1997).

En raison de la faible dissection qui affecte la surface de l'immense plateau tabulaire, correspondant à une magnifique surface structurale (Fig. 85-B et C), le terme « montagne » s'applique, il est vrai, assez mal à cette région et tend à gommer le rôle du système de pentes pour ne garder que l'influence du gradient altitudinal. Délimités par des escarpements à corniche particulièrement abrupts, ces hauts plateaux sont assez proches des *tepuy*s ou « montagnes tabulaires » grésio-quartzitiques du Vénézuéla ou des Guyanes. Le qualificatif « humide » ne peut pas non plus être généralisé à l'ensemble de ces terres d'altitude dont une bonne partie appartient aussi au domaine semi-aride (toute la moitié occidentale de la *Chapada*, occupée par une végétation de *cerrado* ou de *caatinga*). Concédonsons néanmoins au versant nord-oriental l'ensemble de ces qualités, comme le propose d'ailleurs régulièrement la littérature avec le terme *Serra úmida*, du fait des fortes pentes disséquées couvertes de forêt humide qui s'élèvent au-dessus du Cariri cearense.

Du point de vue lithologique, l'ossature rocheuse de la *Chapada* d'Araripe est constituée par les grès rouges ferrugineux de la Formation Exu d'âge cénozoïque. Disposés en couches sub-horizontales pouvant atteindre 200 m d'épaisseur ou plus, leur porosité et leur perméabilité importante explique la rareté des écoulements de surface au sommet du plateau. L'infiltration et les circulations souterraines d'eau, le long des joints de stratifications et des diaclases, ont abouti à un réseau de galeries pseudo-karstiques inexplorées qui se prolongent par de nombreuses exurgences à la base de la corniche gréseuse, particulièrement au-dessus de la région de Crato. L'abondance des sources correspondantes ont aussi valu à ce secteur les attributs d'un *Brejo* de piémont (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b), expliquant ici les fortes concentrations démographiques par opposition aux faibles densités humaines de la *Chapada*.



**Fig. 85** – Un exemple de *Serra* humide à substrat gréseux dans le Nordeste brésilien : la *Chapada* d'Araripe. A : Composition colorée de type Landsat (traitement sous *Envi 4.0*) ; B : Carte simplifiée des principaux types de sols (compilée d'après PROJETO RADAMBRASIL, 1981b et IPECE, 2004) ; C : Photographie prise dans le secteur de Santana do Cariri en direction de l'ouest : au premier plan, superficies marneuses à Vertisols ; à l'arrière plan, la *Chapada* gréseuse recouverte de Ferralsols (Cliché F. Bétard). Voir explications dans le texte.

Le modelé tabulaire de la *Chapada* gréseuse, même dans les zones les plus humides, s'oppose assez nettement aux versants escarpés couverts de colluvions grossières et aux lanières de pédiments ou de glacis disséqués qui s'inscrivent en contrebas sur le socle ou la couverture sédimentaire. La sub-horizontalité des dalles gréseuses résistantes explique la forme du modelé et la bonne préservation de la surface structurale sommitale vieille de 90 millions d'années (Cénomaniens). Sous tous les climats qui couvrent la superficie de la *Chapada*, allant de l'humide au semi-aride, l'altération prolongée a abouti à la production d'altérites et de sols profonds (plus d'une dizaine de mètres), à l'écart des axes de dissection. Les sols rouges à jaunes développés sur ces grès sont *ortho-ferrallitiques* (Ferralsols), à pseudo-sables, épais de plusieurs mètres (GUICHARD, 1970 ; PROJETO RADAMBRASIL, 1981b). Malgré une teneur parfois assez élevée en argile, révélée par les analyses granulométriques, leur texture pseudo-sableuse implique un comportement hydrodynamique typique de sols sableux extrêmement perméables. Ces sols correspondent aux « red-yellow latosols » des pédologues américains et brésiliens et sont analogues à ceux décrits sur roche mère identique en Afrique, sur des modelés et dans des conditions climatiques comparables (FAUCK, 1974). Il n'y a pas de variation en fonction du climat actuel, dont la pluviométrie oscille entre 550 et plus de 1100 mm.an<sup>-1</sup>, sauf pour l'épaisseur des horizons humifères, plus importante sous *mata úmida* que sous *caatinga*. La kaolinite est toujours le minéral argileux dominant des sols et des altérites, à laquelle s'associent de faibles quantités de gibbsite (GUICHARD, 1970). Selon cet auteur, il est probable que ces sols se soient formés sous des climats plus humides que l'Actuel, et maintenus dans les conditions bioclimatiques présentes, la perméabilité du matériau et la forme du modelé favorisant l'altération et s'opposant à l'érosion.

Sur les versants bordiers et les parties du piémont où le climat est sub-humide, les sols rencontrés sont généralement des sols rouges lessivés du type Lixisol, ou encore des sols peu évolués d'érosion du type Leptosol dans les secteurs les plus pentus. Lorsque les conditions semi-arides dominent et que le drainage profond devient faible à nul, les Luvisols sont à nouveau dominants sur les roches granito-gneissiques du socle précambrien. La lithodépendance s'exprime plus encore pour les superficies de Vertisols développées sur marnes ou argilites, comme dans le rentrant de Santana do Cariri (Fig. 85-B et C), alors que ces sols sont rares dans l'étendue semi-aride du *Sertão*, limités à de faibles surfaces d'alluvions dans les vallées les plus larges (bas Jaguaribe, Iguatu). Par conséquent, leurs caractères vertiques (faces de glissement, fentes de retrait) ne résultent pas d'une altération smectitique *in situ* des roches dans les points bas du paysage (milieu confiné), mais dérivent de roches sédimentaires argileuses riches en minéraux smectitiques (marnes, argilites). Le seul héritage de la roche mère suffit à expliquer l'existence de ces Vertisols lithomorphes.

## B – Organisation morphopédologique de la Serra d'Ibiapaba

La Serra d'Ibiapaba, également connue sous les noms de *Planalto* d'Ibiapaba ou *Serra Grande*, est la plus occidentale et la plus étendue des montagnes humides du Nordeste brésilien (non illustrée ici). Longeant du nord au sud la frontière entre les États du Ceará et du Piauí, sur plus de 300 km, seule la partie septentrionale de la *Chapada* fonctionne comme une *Serra* humide sur une centaine de kilomètres. C'est aussi dans cette partie humide que la *Serra* atteint ses altitudes maximales (1099 m) et domine par un glint impressionnant (600-700 m de commandement) les basses terres du Ceará semi-aride situées à l'est. L'armature rocheuse de la *Chapada* et la corniche du glint sont formées par les grès ferrugineux à siliceux de la Formation Serra Grande d'âge siluro-dévonien qui s'inclinent vers l'est en direction du Bassin du Parnaíba. En conséquence, la topographie de la *Serra* est nettement dissymétrique et oppose un versant oriental 'au vent' abrupt et fortement arrosé à un versant occidental 'sous le vent' en pente douce et à précipitations faibles. En raison de cette dissymétrie topoclimatique, les formations forestières stationnelles sempervirentes et semi-décidues de la *mata atlântica* sont uniquement présentes sur le sommet et le rebord oriental de la montagne qui abrite le Parc National d'Ubajara et l'APA d'Ibiapaba.

La dissection de la surface du plateau est plus importante qu'en Araripe, même si le réseau hydrographique reste indigent sur les grès perméables. Cependant, les principaux cours d'eau qui suivent le pendage général vers l'ouest découpent souvent le relief en vallées profondes, encaissées de 200 à 300 m dans la surface du plateau. Sur le versant occidental semi-aride, la dissection aboutit parfois au façonnement de véritables 'forêts' de colonnes gréseuses et autres modelés rocheux ruiniformes caractéristiques des grès (arches, corniches étagées, etc.). Les grès siliceux de la *Serra* d'Ibiapaba semblent plus résistants que les grès ferrugineux de la *Chapada* d'Araripe car l'altération a généralement abouti ici à de minces profils d'arènes (< 10 m) contenant des fragments rocheux sur toute leur épaisseur. Pourtant, les sols développés sur les grès sont encore des Ferralsols (GUICHARD, 1970 ; PROJETO RADAMBRASIL, 1981b) de texture pseudo-sableuse et aux faibles performances agronomiques (essentiellement des cultures de manioc et d'anacardier). Le domaine climatique où se rencontre ce type de sol est étendu puisqu'il embrasse toute la gamme de pluviosité comprise entre 500 et 2000 mm.an<sup>-1</sup>. Le climat actuel, à lui seul, n'est donc pas en mesure d'expliquer leur formation. Sur les versants des vallées profondes rajeunies par l'érosion, les sols peu évolués sont sableux (Arénosols). Sur le piémont où affleure le socle précambrien, les Lixisols dominent dans la tranche pluviométrique supérieure à 900 mm.an<sup>-1</sup>. Au-dessous de cette limite, les Luvisols et les Leptosols redeviennent les sols dominants.

*C – Interprétations : mise en évidence du facteur lithologique dans des milieux de même ambiance climatique*

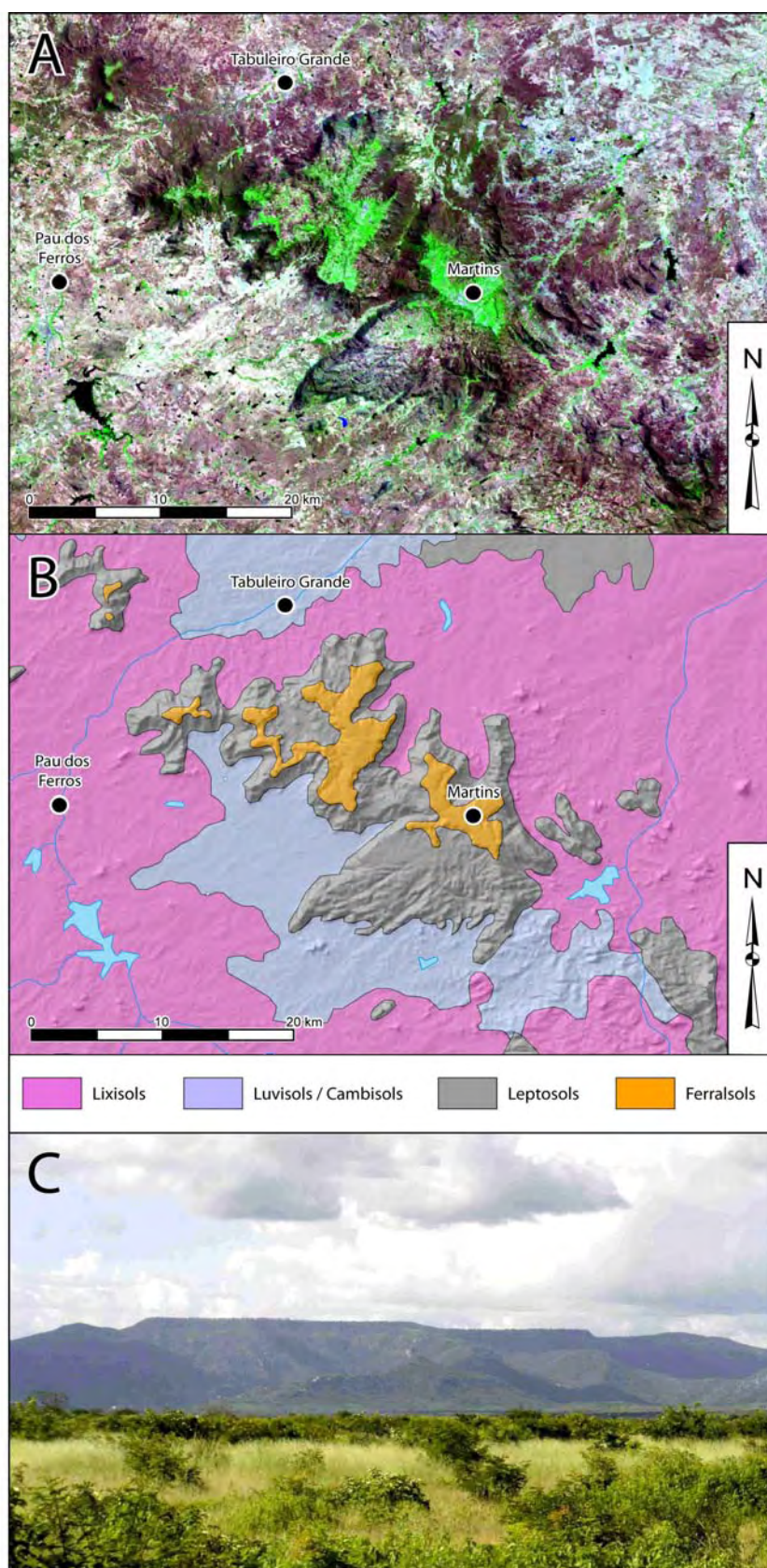
Au regard de ces exemples, la lithologie apparaît comme un facteur important dans la diversification du modelé et la géographie des sols de ces montagnes humides. Les modelés multiconvexes à demi-oranges sont absents sur les entablements gréseux des *Chapadas* où le modelé reste tabulaire, quelle que soit la pluviométrie. La forme du modelé doit son originalité à la forte perméabilité du matériau d'origine et à la résistance des épaisses couches de grès disposées horizontalement. Sur la *Serra* d'Ibiapaba, les réseaux géométriques de joints et de fractures semblent contrôler les réseaux denses de vallées profondes, de type anguleux ou orthogonal en plan, et aux profils longitudinaux irréguliers. Le matériau gréseux d'origine à ciment ferrugineux explique le développement de Ferralsols rouges anciens extrêmement poreux qui apparaissent ainsi comme 'lithodépendants' ; ces sols sont absents sur les roches granito-gneissiques du socle précambrien. Ailleurs sur les piémonts, les sols sont partout semblables, sauf quand des superficies marneuses sont à l'affleurement, conduisant alors à la formation de Vertisols lithomorphes.

**5.2.3. Montagnes humides à substrat mixte : le cas des *Serras* de Martins et de Pereiro**

Un troisième type lithologique de montagne humide, plus complexe, a pu être mis en évidence dans le Nordeste du Brésil. Le substratum de ces montagnes est mixte puisqu'il associe des roches du socle cristallin sur lesquelles reposent en discordance des entablements gréseux épars. Ces deux types de roches coexistent notamment dans les *Serras* de Martins et de Pereiro, où elles sont responsables de systèmes morphopédologiques originaux.

*A – Systèmes morphopédologiques de la Serra de Martins*

La *Serra* de Martins, accolée à l'ouest à la *Serra* de Portalegre, est l'un des *Brejos* d'altitude de l'État du Rio Grande do Norte et se localise à l'extrémité sud-ouest de l'État, au sud de la basse *Chapada* calcaire d'Apodi (Fig. 85-A). La *Serra* humide a donné son nom aux grès ferrugineux d'origine fluviale (« Formation Serra do Martins ») qui coiffent ces montagnes et témoignent ainsi d'une spectaculaire inversion de relief par l'érosion (Fig. 86-C). D'altitude modérée (600-700 m), le sommet de la *Serra* abrite les vestiges d'une forêt semi-décidue (*mata atlântica*) en équilibre avec des conditions pluviométriques actuelles comprises entre 1100 mm.an<sup>-1</sup> et 1250 mm.an<sup>-1</sup>.



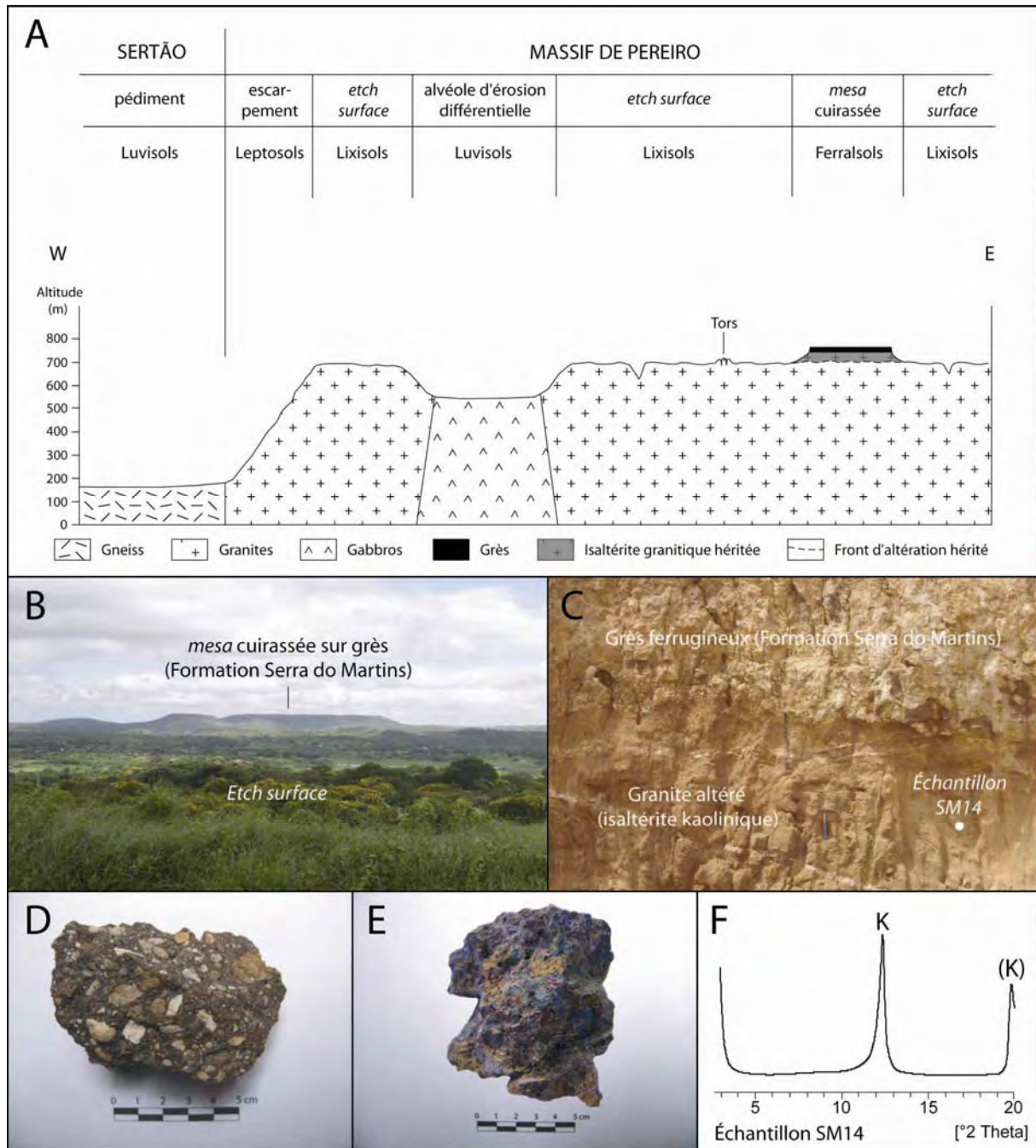
**Fig. 86** – Un exemple de *Serra* humide à substrat mixte dans le Nordeste brésilien : la *Serra* do Martins. A : Composition colorée de type Landsat (traitement sous *Envi 4.0*) ; B : Carte simplifiée des principaux types de sols (d'après PROJETO RADAMBRASIL, 1981b, modifié) ; C : Photographie prise depuis le secteur de Pau dos Ferros en direction de l'est sur un éperon avancé de la *Serra* do Martins, au sommet duquel on distingue un entablement gréseux dominant une *etch surface* sur le socle (Cliché F. Bétard). Voir explications dans le texte.

De larges superficies de la *Serra* de Martins correspondent au socle exhumé de la couverture gréseuse, en particulier sur la bordure méridionale du massif montagneux. A l'échelle du modelé, les grès de la « Formation Serra do Martins » reposent sur un socle précambrien fortement altéré, où les granites sont affectés par une altération kaolinique profonde qui atteint régulièrement les 20-30 mètres d'épaisseur. En réalité, la surface ondulée qui s'inscrit une cinquantaine de mètres en contrebas des *mesas* sédimentaires n'est pas la surface de discordance socle-couverture exhumée, mais correspond au front d'altération kaolinique révélé par l'érosion (ou *etch surface* : THOMAS, 1989b ; TWIDALE & ROMANI, 2004). Ainsi, deux systèmes morphopédologiques s'opposent nettement au sommet de la *Serra* (Fig. 86-B) : (i) sur le modelé tabulaire des *mesas*, les grès ferrugineux fortement altérés et cuirassés à leur sommet portent des Ferralsols ayant conservé les caractères hérités d'un passé plus humide ; (ii) sur le modelé ondulé de l'*etch surface*, les roches du socle cristallin sont subaffleurantes, avec de nombreux tors et dos de baleine granitiques, et les sols peu épais sont généralement des Leptosols. Ces deux systèmes morphopédologiques ont d'ailleurs orienté l'organisation de deux systèmes de cultures différents et complémentaires sur ces hautes terres à climat sub-humide : (i) des cultures fruitières, d'agave et de manioc sur le modelé tabulaire portant des Ferralsols dont la fertilité chimique naturelle est basse ; (ii) un système pluvial maïs/haricot sur le modelé ondulé à Leptosols riches en minéraux altérables.

#### *B – Systèmes morphopédologiques de la Serra de Pereiro*

Situé à la limite des États du Ceará, du Rio Grande do Norte et de la Paraíba, la *Serra* de Pereiro est un large plateau disséqué (100 x 30 km, 870 m max.) dont les contours coïncident assez exactement avec ceux d'une intrusion granitique syn-orogénique (Fig. 87-A). Correspondant à l'épaule sud du rift Potiguar, au même titre que les *Serras* de Portalegre, Martins, João do Vale et Santana, elle représente aussi un relief résiduel de résistance imposant dont l'abrupt occidental calé sur le contact intrusif est un escarpement de faille hérité qui a reculé depuis la faille maîtresse du Jaguaribe située à 2-5 km plus à l'ouest (PEULVAST *et al.*, 2006b). Comme de nombreuses montagnes humides du Nordeste, il existe une forte dissymétrie bioclimatique entre le versant oriental 'au vent', couvert de forêt humide semi-décidue, et le versant occidental 'sous le vent', où la caatinga colonise la quasi-totalité de l'escarpement. Au sommet du massif, la pluviosité modérée (1048 mm.an<sup>-1</sup> à Pereiro) définit un climat sub-humide semblable à celui rencontré dans les zones périphériques du massif de Baturité. D'après les cartes géologiques existantes, la lithologie du massif montagneux serait composée exclusivement de granitoïdes (granites, granodiorites, diorites et gabbros : CPRM, 2003). La reconnaissance de terrain a révélé une réalité plus complexe avec la découverte de nombreux entablements gréseux de dimension réduite (Fig. 87-B, C et D).





**Fig. 87** – Systèmes morphopédologiques de la Serra de Pereiro (Serra humide à substrat mixte). A : Toposéquence caractéristique W-E à travers le massif de Pereiro et son piémont occidental : coupe schématique interprétative ; B : Photographie prise depuis la *mesa* cuirassée de São Miguel en direction du sud-ouest : vue sur l'*etch surface* dominée à l'arrière plan par une autre *mesa* cuirassée dont la roche mère est un grès ferrugineux semblable à celui de la Formation Serra do Martins ; C : Photographie montrant le contact entre les couches basales du grès ferrugineux de la butte de São Miguel et l'isaltérite kaolinique ayant conservé l'aspect des structures originelles du granite (texture, filons) ; D : Macrophotographie d'un échantillon de grès conglomératique et arkosique à ciment ferrugineux prélevé sur la butte de São Miguel ; E : Macrophotographie d'un échantillon de cuirasse ferrugineuse prélevé au sommet des grès formant la butte de São Miguel ; F : Diffractogramme de rayons X de la fraction argileuse d'un échantillon d'isaltérite granitique prélevé sous le grès ferrugineux de São Miguel [Noter l'exclusivité de la kaolinite (K) dans le cortège argileux]. Clichés F. Bétard.

Dès 1970, GUICHARD signalait déjà la présence de vestiges gréseux épars au sommet de certaines montagnes, et notamment dans le Pereiro (GUICHARD, 1970, p. 20), bien que ces affleurements ne figurent pas sur la carte des sols au 1/1 000 000<sup>e</sup> qui accompagne le mémoire ORSTOM. D'après nos observations, ces grès s'apparentent fortement aux grès ferrugineux azoïques de la Formation Serra do Martins qui coiffent le sommet des autres montagnes de l'épaule sud du rift Potiguar, comme le suggèrent les analogies suivantes : (i) un faciès gréseux à ciment ferrugineux, parfois conglomératique (Fig. 87-D), semblable à celui décrit pour la Formation Serra do Martins (MENEZES & LIMA FILHO, 1997 ; MENEZES *et al.*, 2002) ; (ii) un degré d'évolution pédogénétique similaire, marqué par le développement d'une cuirasse ferrugineuse au sommet des grès (Fig. 87-E) et par une altération kaolinique profonde dans les granites (20-30 m) sur lesquels les grès reposent en discordance (Fig. 87-C et F) ; (iii) une même situation topographique de domination sur les reliefs environnants (~50 m) dont la topographie ondulée correspond au front d'altération kaolinique exhumé ou *etch surface* (Fig. 87-A et B) ; (iv) enfin, une position altitudinale identique (700-800 m).

Ce sont donc des systèmes morphopédologiques similaires à ceux observés sur la Serra de Martins qui caractérisent le sommet du massif de Pereiro : (i) entablements gréseux cuirassés à Ferralsols, réduits ici à l'état de buttes dont le diamètre est généralement de quelques centaines de mètres et excède rarement le kilomètre (ce qui explique aussi les difficultés d'une représentation cartographique à petite ou moyenne échelle) ; (ii) *etch surface* à Lixisols où affleurent fréquemment des tors granitiques dans le plan de l'ancien front d'altération exhumé de son manteau kaolinique hérité. Sur les roches granitiques, on retrouve la couverture de Lixisols qui fait la spécificité morphopédologique des climats sub-humides des autres montagnes cristallines du Nordeste (Baturité, Uruburetama, Meruoca). Cependant, sur les hautes terres de Pereiro, la lithologie introduit clairement des variations dans le modelé et la géographie des sols, comme le montrent les vestiges de grès à modelé cuirassé, mais ces variations existent aussi au sein du complexe intrusif : au sud de la ville de Pereiro, un alvéole d'érosion différentielle excavé dans des gabbros et encaissé de 200 mètres dans la surface du plateau granitique est associé à une couverture de Luvisols (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b), alors que ces sols sont habituellement l'apanage des régions plus sèches du *Sertão*. La nature basique de la roche mère semble ici compenser la lixiviation des bases en maintenant une capacité d'échange cationique élevée ( $> 24 \text{ cmol}(+)/\text{kg}^{-1}$  d'argile), ce que ne permettent pas les granites ou granodiorites plus acides dans des conditions de drainage climatique plus élevé que dans la plaine semi-aride. Sur les versants fortement pentus qui encadrent le massif, les affleurements rocheux à Leptosols dominant, tandis que les Luvisols redeviennent prédominants sur le piémont à climat semi-aride où des pédiments disséqués sont en contact franc (*knick*) avec l'escarpement de bordure (Fig. 87-A).

*C – Interprétations : mise en évidence du facteur ‘dénudation’ dans la différenciation morphopédologique des montagnes humides du Nordeste*

L’analyse des *Serras* de Martins et Pereiro à substrat mixte s’est révélée originale et intéressante à plus d’un titre : (i) elle a permis de confirmer l’influence majeure exercée par les variations de la lithologie, en particulier lorsque l’on passe sur grès où les Ferrasols sont clairement ‘lithodépendants’ et probablement hérités d’un passé climatique plus humide, tout comme le modelé cuirassé qui lui est généralement associé ; (ii) elle a permis aussi de confirmer que la pédogenèse des ‘sols rouges’ (Luvisols et Lixisols) développés sur le socle cristallin se montrait relativement ubiquiste vis-à-vis de la composition précise de la roche mère et reflétait davantage l’influence du climat, sauf lorsque la nature de la roche était nettement basique et atténuait le départ des cations basiques échangeables ; (iii) elle a finalement permis de montrer que l’érosion des vestiges de grès et du manteau kaolinique hérité sous-jacent s’accompagnait du développement d’une *etch surface* à partir de laquelle pouvait s’exercer une pédogenèse primaire, c’est-à-dire directement à partir de la roche mère, sans conservation des héritages, ni polyphasage. Le rôle de la dénudation apparaît alors comme un facteur majeur de différenciation morphopédologique, selon que les manteaux kaoliniques hérités de périodes plus humides sont effacés ou conservés.

Une telle situation est peut être reproductible dans d’autres montagnes du *Sertão* où la couverture gréseuse et/ou le manteau kaolinique hérité ont entièrement disparu. C’est probablement le cas de la surface sommitale du massif de Meruoca où les coupes géologiques montrent qu’elle s’inscrit dans le plan de la surface infra-paléozoïque exhumée, c’est-à-dire dans le prolongement du contact socle altéré/couverture gréseuse (« Formation Serra Grande ») visible sous le glint d’Ibiapaba (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004). La même hypothèse peut être faite pour le sommet du massif de Baturité car les altitudes concordantes des demi-oranges matérialisent incontestablement un même niveau géomorphologique peut être dérivé d’une *etch surface* découverte de son ancien manteau d’altération et/ou d’une couverture sédimentaire aujourd’hui disparue. Évidemment, cette interprétation est purement spéculative en l’absence d’héritages morphopédologiques marqués ou de vestiges gréseux conservés, mais les similitudes observées au niveau des altitudes, des modelés et des couvertures pédologiques invitent à considérer cette hypothèse comme la plus cohérente. Afin de consolider cette interprétation sur le rôle de la dénudation dans la différenciation morphopédologique des paysages, elle-même tributaire des régimes tectoniques à l’échelle continentale, nous proposons d’élargir maintenant la comparaison à d’autres régions de bouclier semi-aride ailleurs dans le monde, ponctuées ou non de montagnes humides.

### **5.3. COMPARAISONS AVEC D'AUTRES MILIEUX DE BOUCLIER SEMI-ARIDE HORS DU BRÉSIL : ENSEIGNEMENTS SUR LE RÔLE DE LA TECTONIQUE ET DE LA DÉNUDATION À LONG TERME**

L'organisation des paysages morphopédologiques tropicaux se comprend en faisant appel à des considérations climatiques ou paléoclimatiques (§ 5.1), intégrant parfois l'influence de la dérive des continents (TARDY & ROQUIN, 1998), ou à des considérations lithologiques (§ 5.2), mettant en exergue l'influence majeure de la roche mère. À côté de ces facteurs déterminants, nous proposons ici de prêter une attention particulière au facteur tectonique et à la dénudation à long terme pour expliquer certaines différences observées dans l'organisation des paysages morphopédologiques. Ce type d'argument, relativement peu pris en compte dans les études portant sur les altérations et les sols tropicaux, avait néanmoins déjà été avancé par LEPRUN (1993) pour expliquer les différences de couvertures pédologiques entre le Nordeste brésilien et le l'Afrique de l'Ouest, mais sans l'appui de données chiffrées sur le soulèvement et la dénudation. À partir des résultats obtenus d'après la méthode des traces de fission en Inde, BOURGEON & GUNNELL (1998a) ont pu montrer que le régime tectonique et les rythmes de dénudation pouvaient expliquer une partie des notoires différences entre les paysages des boucliers semi-arides ouest-africain et indien. C'est dans cette même perspective de quantification que nous envisageons la comparaison avec l'Ouest africain et l'Inde semi-aride, grâce aux résultats récents obtenus sur les taux de soulèvement et de dénudation dans le Nordeste brésilien semi-aride (PEULVAST *et al.*, soumis).

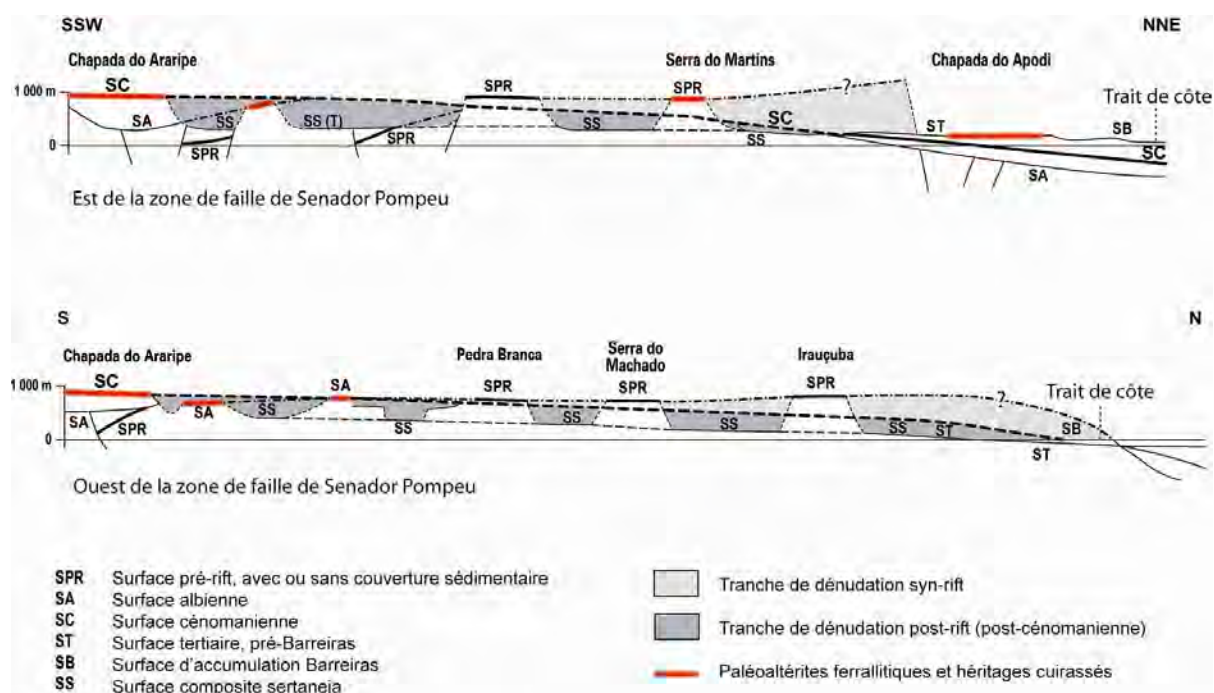
#### **5.3.1. Taux de soulèvement, rythmes de dénudation et géographie des sols : approche comparative intercontinentale**

Le Nordeste du Brésil, l'Afrique de l'Ouest et l'Inde du Sud ont en commun de partager des séquences climatiques similaires, toutes caractérisées par une bande côtière fortement arrosée à laquelle succèdent les régions semi-arides de l'intérieur. Si les régions humides, littorales ou montagneuses, sont le domaine des sols ferrallitiques, les sols des zones semi-arides diffèrent nettement : aux sols ferrugineux tropicaux (Lixisols) typiques de l'Afrique soudano-sahélienne s'opposent les sols rouges fersiallitiques (Luvisols) des boucliers semi-arides brésilien et indien. Pourtant, les histoires paléoclimatiques enregistrées dans ces différentes parties des Tropiques semi-arides sont globalement les mêmes : climats secs ayant succédé à des périodes beaucoup plus humides (TARDY & ROQUIN, 1998). On saisit alors l'intérêt de disposer de données chiffrées sur l'ampleur du soulèvement et de la dénudation dans le Nordeste brésilien, afin d'isoler le rôle du facteur tectonique.

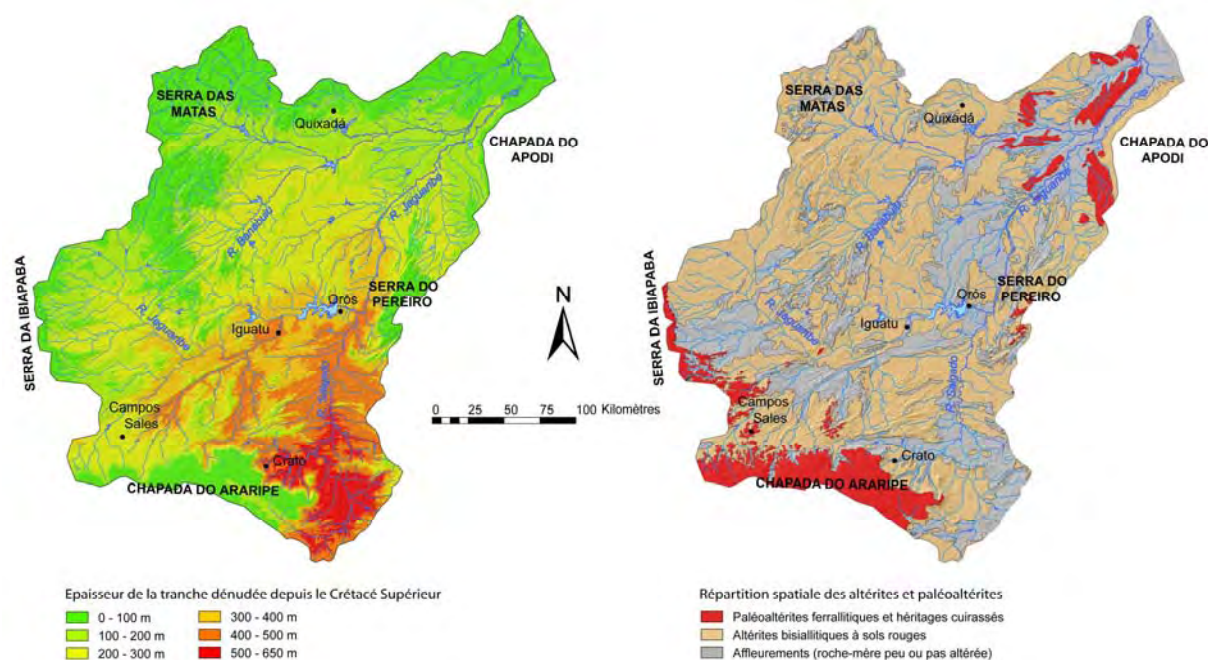
## A – Nordeste du Brésil

L'utilisation de jalons morphostratigraphiques est une méthode efficace pour reconstituer avec précision la géométrie des déformations tectoniques et mesurer les tranches de dénudation sur le long terme (WATCHMAN & TWIDALE, 2002). Grâce au formidable potentiel biostratigraphique que représentent les vestiges sédimentaires datés formant le sommet des *Chapadas*, la méthode a pu être appliquée à certaines parties de l'intérieur semi-aride du Brésil, où il a été possible de reconstruire l'amplitude des mouvements tectoniques et la profondeur de la dénudation post-rift (Fig. 88 ; PEULVAST *et al.*, soumis). Des taux de soulèvement crustal ont pu être obtenus dans le Sud du Ceará autour de la *Chapada* d'Araripe grâce à la présence de couches marines fossilifères datées de l'Albien et aujourd'hui perchées à 800 mètres d'altitude. D'après la courbe de HAQ *et al.* (1987), le niveau de la mer à l'Albien était compris entre +150 et +220 m au-dessus du niveau actuel, ce qui permet de déduire un soulèvement crustal post-albien d'environ 600 m, à un rythme moyen  $<10 \text{ m.Ma}^{-1}$ . Des études sur la matière organique immature contenue dans les sédiments aptiens-albiens montrent que les grès Exu d'âge cénomanien qui forment le sommet de la *Chapada* d'Araripe n'ont jamais été recouverts de couches sédimentaires plus récentes (BAUDIN & BERTHOU, 1996 ; NEUMANN *et al.*, 2003). Dans ce cas, les valeurs obtenues pour le soulèvement crustal sont aussi celles du soulèvement topographique de la *Chapada*. Dans ce cas également, la profondeur de la dénudation observée autour de la *Chapada* gréseuse mise en inversion de relief est la tranche totale dénudée depuis le Céno-manien, avec un maximum de 600-650 m dans le Cariri cearense (région de Crato). L'ampleur de la tranche dénudée post-cénomaniennne, similaire à celle des mouvements tectoniques, permet de proposer des rythmes de dénudation moyens compris entre 7 et  $10 \text{ m.Ma}^{-1}$  pour l'ensemble de la période post-rift, compatibles avec les épaisseurs connues de sédiments accumulés sur la marge (PEULVAST *et al.*, soumis).

La surface céno-manienne, qui dessine une ample flexure entre les *Chapadas* d'Araripe et d'Apodi (Fig. 88), sert ainsi de surface de référence pour mesurer la tranche de dénudation post-rift. Grâce à l'utilisation conjointe du modèle numérique de terrain SRTM, la spatialisation de la tranche dénudée a été rendue possible à l'échelle du bassin hydrographique du Rio Jaguaribe qui dispose de tels jalons morphostratigraphiques, autorisant l'établissement d'une carte de dénudation depuis l'ouverture océanique (Fig. 89). La confrontation de cette carte avec la répartition actuelle des altérites et paléoaltérites montre que les héritages ferrallitiques, cuirassés ou non, se situent dans les secteurs où la dénudation a été faible depuis 100 Ma ( $< 200 \text{ m}$ ), impliquant des taux de dénudation moyens  $< 2 \text{ m.Ma}^{-1}$ . À l'inverse, les zones de plus forte dénudation (200-650 m) sont le domaine privilégié des altérites bisiallitiques à sols rouges et des superficies de roche sub-affleurante.



**Fig. 88** – Relations verticales entre la dénudation à long terme et la répartition des paléoaaltérites ferrallitiques et sur la façade équatoriale du Nordeste brésilien semi-aride (adapté d'après PEULVAST *et al.*, 2006a). Noter la localisation des héritages ferrallitiques et cuirassés sur des surfaces anciennes et leur absence sur la surface *sertaneja* correspondant en grande partie à la topographie d'évidement post-cénomaniennne.



**Fig. 89** – Relations spatiales entre la dénudation à long terme et la répartition géographique des aaltérites et paléoaaltérites dans le bassin hydrographique du Rio Jaguaribe. Carte de dénudation réalisée sous SIG (*ArcGIS* 8.3) par soustraction de la topographie actuelle (SRTM 90) à la surface-enveloppe de référence (= surface cénomaniennne reconstituée : cf. Fig. 88 ci-dessus). Carte des aaltérites et paléoaaltérites compilée d'après GUICHARD (1970), PROJETO RADAMBRASIL (1981b) et complétée d'après les observations de terrain.

Les héritages cuirassés et paléoaltérites kaoliniques ont toujours été identifiés sur des surfaces anciennes, généralement hautes (> 600 m, sauf sur la *Chapada* d'Apodi), jamais sur la « surface *sertaneja* » correspondant à la topographie d'évidement post-cénomaniennne responsable des inversions de relief (Fig. 88). Ceci explique leur fréquence sur roches sédimentaires résistantes, en particulier sur grès, même si la lithologie semble aussi être un facteur discriminant dans la localisation des superficies cuirassées, en particulier lorsque la roche mère est déjà riche en fer (cas des grès ferrugineux). Mais un cuirassement autochtone sur roche granitique a pu être localement mis en évidence dans les hautes terres semi-arides de Campos Sales (sud-ouest du Ceará) grâce à l'identification de filons de quartz non perturbés à travers la lithomarge ou la cuirasse (BÉTARD *et al.*, 2005a). Tout se passe donc comme si l'ensemble de cette région du Nordeste avait été recouverte, au moins une fois au cours de son histoire, par une couverture ferrallitique héritée d'un passé plus humide et, au moins de façon discontinue, par des formations cuirassées lorsque le matériau s'y prêtait. Il est difficile d'affirmer si les héritages ferrallitiques et vestiges de cuirasses mentionnés sont du même âge ou de la même génération, car de tels processus, tout particulièrement le cuirassement, sont réputés se développer sur des périodes géologiques de plusieurs millions d'années, rendant difficile toute tentative de datation des formations cuirassées en question. Le potentiel offert par la datation argon-argon des cryptomélanes pourrait permettre le traçage paléoclimatique de telles indurations à condition que les cuirasses soient suffisamment manganésifères, ce que devront confirmer de futures analyses pétrographiques et minéralogiques.

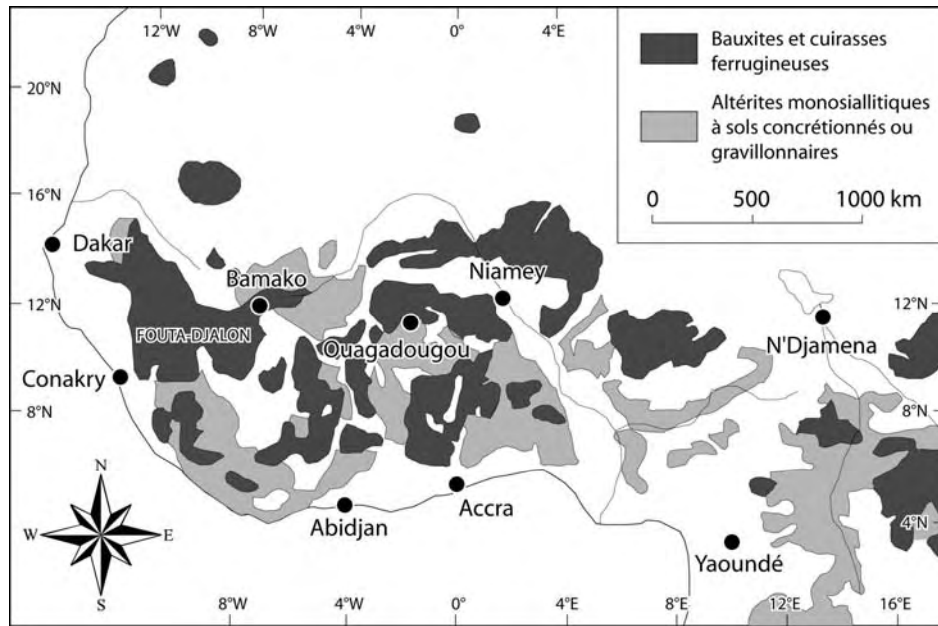
D'après les reconstitutions paléoclimatiques faites par TARDY & ROQUIN (1998), les périodes latéritisantes favorables à la formation des cuirasses ferrugineuses dans le Nordeste du Brésil dateraient du Paléogène, dont on sait aujourd'hui que cette époque représente le dernier grand pic planétaire d'effet de serre (ZACHOS *et al.*, 2001). Les paléoaltérites ferrallitiques et les vestiges cuirassés qui coiffent le sommet des plateaux, généralement préservés en position de partage des eaux, sont donc la preuve que des paléoclimats plus humides ont précédé les conditions semi-arides présentes dans le *Sertão* sur des durées suffisamment longues du Crétacé ou du Tertiaire. L'assèchement du climat dans le Nord-Est brésilien depuis au moins 13 Ma (HARRIS & MIX, 2002) a, semble-t-il, accompagné la sédimentation détritique néogène de la Formation Barreiras, interprétée comme l'aggradation corrélative de l'ablation de paléoaltérites ferrallitiques et résidus de cuirasses en ambiance semi-aride. Les indurations ferrugineuses et cuirasses allochtones identifiées à travers ou au sommet de la série Barreiras représentent incontestablement une génération plus récente de latérites, probablement formées sur des périodes plus courtes, aidées en cela par la prédisposition lithologique des sédiments Barreiras au carapacement ou au cuirassement (consistance friable du matériau d'origine, présence de kaolinite héritée, teneur élevée en fer).

## B – Afrique de l'Ouest

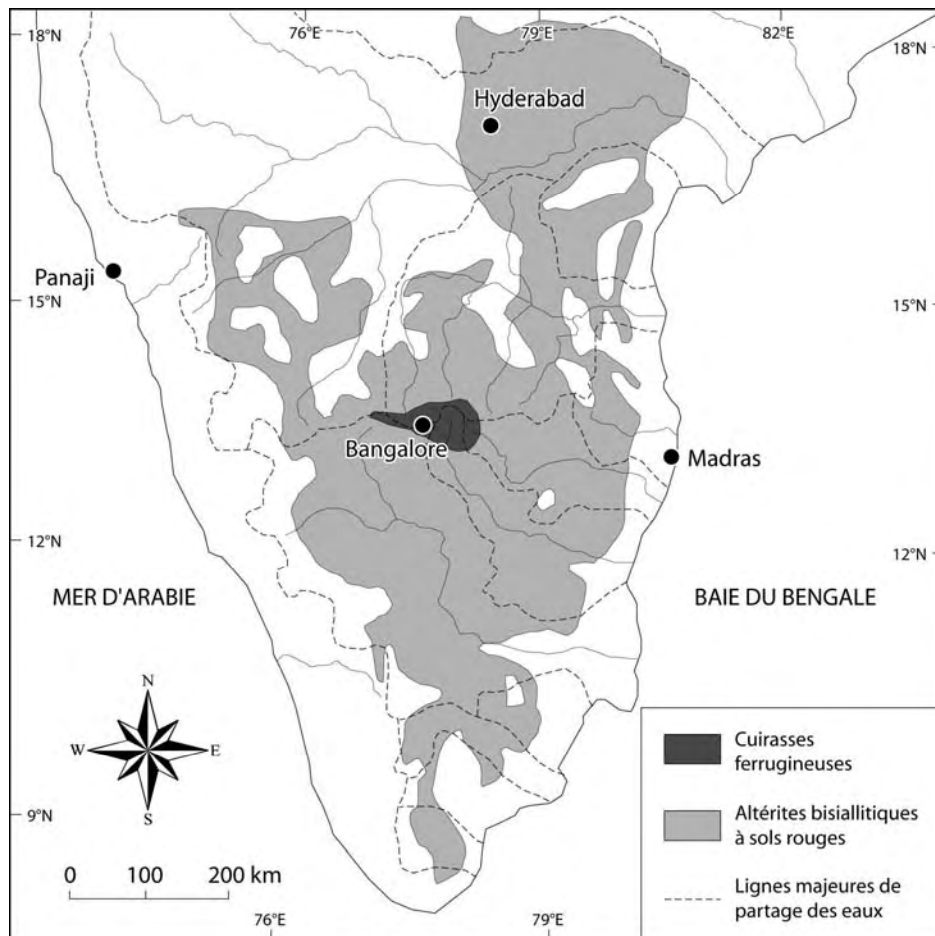
Parmi les régions de bouclier tropical à climat semi-aride, l'Afrique de l'Ouest est certainement celle qui a été la plus étudiée par les morphologues et pédologues français. Dans la frange semi-aride soudano-sahélienne, il n'existe pas véritablement d'enclaves montagneuses humides comparables à celles rencontrées dans le *Sertão* brésilien, à l'exception du vaste massif montagneux du Fouta-Djalon dont l'altitude varie de 700 à 1500 m, considéré comme « *le château d'eau de l'Afrique de l'Ouest* » (MAGNIEN, 1960). Avec une température moyenne annuelle de 20 °C et une pluviosité qui peut atteindre 2000 mm.an<sup>-1</sup>, le massif montagneux porte une forêt dense humide, certes dégradée par l'action anthropique, qui contraste avec les savanes arborées qui entourent le massif. Le Fouta-Djalon est constitué de grès paléozoïques sub-horizontaux portant des sols fortement ferrallitiques en tout point comparables aux Ferralsols développés sur grès dans plusieurs montagnes humides du Nordeste brésilien à climat similaire (Araripe, Ibiapaba, Martins, Pereiro). En revanche, les modelés et les sols rencontrés dans les plaines soudano-sahéliennes de basse altitude qui encadrent le massif du Fouta Djalon n'ont rien en commun avec ceux de la plaine semi-aride du *Sertão*, malgré un climat actuel et un régime pluviométrique similaires. Les paysages de la savane ouest-africaine sont dominés par un modelé cuirassé omniprésent (Fig. 90) et des sols ferrugineux tropicaux (Lixisols) sans équivalent au Brésil (LEPRUN, 1993).

L'utilisation combinée de trois techniques radiométriques (traces de fission sur apatites, <sup>10</sup>Be cosmogénique et <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar sur cryptomélanes : GUNNELL, 2003) indique des taux de dénudation cénozoïques <2 m.Ma<sup>-1</sup> sur les plateaux latéritiques du craton ouest-africain, *leitmotiv* des paysages soudano-sahéliens où une altération monosiallitique héritée dépasse régulièrement la cinquantaine de mètres et où les affleurements rocheux sont rares. Ces taux de dénudation extrêmement faibles sont comparables à ceux qui ont été déduits de l'analyse morphostratigraphique dans les zones de vestiges ferrallitiques et cuirassés du Nordeste semi-aride, confirmant la stabilité des paysages latéritiques à l'échelle géologique. En revanche, ces taux sont sensiblement inférieurs à ceux calculés pour la basse plaine du Nordeste semi-aride (7 à 10 m.Ma<sup>-1</sup>), probablement suffisants pour expliquer la meilleure préservation des héritages cuirassés en Afrique et, à l'inverse, leur quasi-disparition dans le *Sertão* brésilien où affleurent les roches peu altérées du socle cristallin. Un soulèvement moins actif et une dénudation plus modérée en Afrique de l'Ouest a ainsi conduit à une ablation moins poussée des paléo-profilis kaoliniques et des vestiges cuirassés, dont l'aggradation corrélative a engendré le dépôt fini-tertiaire du 'Continental Terminal' cuirassé et en partie marin (LAPPARTIENT, 1985 ; CONRAD & LAPPARTIENT, 1987), comparable à la série détritique néogène de la Formation Barreiras.





**Fig. 90** – Répartition géographique des bauxites, des cuirasses ferrugineuses et des sols concrétionnés ou gravillonnaires sur altérites monosiallitiques en Afrique de l’Ouest, entre l’Equateur et le Tropique du Cancer (redessiné d’après TARDY & ROQUIN, 1998). Noter l’extension considérable des superficies cuirassées et des héritages morphopédologiques dans le Sahel par comparaison avec le bouclier semi-aride du Nordeste brésilien.



**Fig. 91** – Distribution des cuirasses ferrugineuses et des sols rouges bisiallitiques en Inde péninsulaire semi-aride (d’après GUNNELL, 2000b, redessiné). Noter la grande étendue des sols monogéniques sur altérites bisiallitiques et l’extrême exigüité des vestiges cuirassés dans une zone de lignes majeures de partage des eaux.

### C – Inde du Sud

L'Inde du Sud semi-aride sert, en quelque sorte, de région-test pour les deux autres. Comme dans l'intérieur semi-aride du Brésil, l'originalité physique de la zone semi-aride indienne se manifeste dans de larges superficies occupées par des altérites bisiallitiques à sols rouges (Luvisols) et par la rareté des entablements cuirassés (Fig. 91 ; BOURGEON & GUNNELL, 1998a). Compte tenu d'une trajectoire paléoclimatique similaire à celle enregistrée pour le Nordeste brésilien et l'Afrique de l'Ouest, marquée globalement par un glissement progressif de l'humide vers le semi-aride au cours du Cénozoïque (TARDY & ROQUIN, 1998 ; GUNNELL, 1998), on s'attend donc à rencontrer des taux de dénudation supérieurs à ceux des paysages cuirassés topographiquement stables de l'Afrique semi-aride.

Une approche géochronologique combinant traces de fission dans l'apatite et nucléides cosmogéniques (GUNNELL *et al.*, 2007) a permis de confirmer l'occurrence de taux de dénudation cénozoïques modérément élevés (10-20 m.Ma<sup>-1</sup>) pour la topographie d'aplanissement fondamentale de l'Inde semi-aride portant des sols rouges fersiallitiques. Comme dans le Nordeste semi-aride, plusieurs reliefs résiduels de résistance imposants hérissent la surface du plateau du Karnataka semi-aride (Gopalswami Betta, massif des Nilgiri) et représentent des résidus de surfaces anciennes portant d'épais vestiges ferrallitiques. Sur ces hautes surfaces relativement préservées de l'érosion, les taux de dénudation inférés par l'approche géochronologique livrent des valeurs <2m.Ma<sup>-1</sup>, en parfait accord avec les taux de dénudation calculés pour les vieilles topographies cuirassées brésiennes et africaines. Comme dans la plaine du Brésil semi-aride, des taux de dénudation faibles (10-20 m.Ma<sup>-1</sup>), mais néanmoins supérieurs à ceux enregistrés sur les vieilles surfaces topographiques ayant peu évolué (<2 m.Ma<sup>-1</sup>), caractérisent les superficies d'aplanissement sur socle portant des sols rouges peu épais à caractères fersiallitiques.

Aux climats chauds et humides du Crétacé et du début du Tertiaire ont succédé des climats secs à partir du Pliocène dans l'intérieur de la péninsule indienne (DURAND *et al.*, 2007), accompagnant le dépôt des grès de Cuddalore et Warkalli beds, parfaitement similaires au Continental Terminal d'Afrique ou à la Formation Barreiras du Brésil (GUNNELL, 1998). Cette phase de dénudation néogène liée aux nouvelles conditions semi-arides est probablement responsable du récurage intense des paléo-profilis kaoliniques et cuirassés de la péninsule indienne, aidé par une tectonique souple liée à la dynamique de bourrelet marginal du Ghat occidental. Comme dans le Nordeste semi-aride, le récurage des profilis à kaolinite jusqu'à leurs racines aurait donc autorisé l'amorce d'une pédogenèse primaire qui conduira au cycle de développement des sols rouges fersiallitiques sur arènes gneissiques à smectite.

### 5.3.2. Discussion : rôle de la tectonique dans les changements paléoclimatiques et l'organisation des systèmes morphopédologiques

À l'issue de l'approche comparative qui a été menée, il est assez remarquable de souligner que le Nordeste du Brésil, l'Afrique de l'Ouest et l'Inde du Sud partagent des trajectoires paléoclimatiques similaires à l'échelle du Cénozoïque, caractérisées par un même glissement de l'humide vers le semi-aride. Après une longue période d'humidité prononcée au début du Tertiaire, favorable au développement des latérites (TARDY & ROQUIN, 1998), l'aridification des climats régionaux intervient partout à partir du milieu ou de la fin du Néogène, accompagnant le développement d'une sédimentation détritique importante sur le rebord des continents. Compte tenu des notoires différences dans les taux de soulèvement et de dénudation qui ressortent de l'analyse comparative des trois régions, l'augmentation concomitante de la proportion des sédiments clastiques dans la sédimentation terrigène finitertiaire suggère un lien étroit avec les oscillations planétaires du climat, marqué par un changement majeur vers un refroidissement et un assèchement globaux à l'aube du Quaternaire (MOLNAR & ENGLAND, 1990 ; ZHANG *et al.*, 2001 ; MOLNAR, 2001).

Aux fluctuations du climat global, TARDY & ROQUIN (1998) proposent d'ajouter l'influence de la Tectonique des Plaques, responsable de la migration des continents en latitude et du déplacement relatif des zones climatiques. Si un tel schéma est relativement satisfaisant pour l'Afrique de l'Ouest, où la zonalité climatique latitudinale a accompagné la migration progressive du continent africain vers le nord depuis 70 Ma, le déplacement latitudinal de l'Amérique du Sud n'a été que de faible ampleur, puisque l'équateur est resté centré sur l'actuelle Amazonie au cours du Cénozoïque. Dans le Nordeste du Brésil comme en Inde du Sud, la zonalité climatique est méridienne (gradient bioclimatique est-ouest) et suggère un lien étroit avec l'orographie (GUNNELL, 1998). Nous proposons ici de mettre en exergue l'influence de facteurs plus locaux, ceux de la composante verticale des mouvements tectoniques, pour apporter une explication complémentaire au phénomène d'aridification du Nordeste brésilien ponctué de ses montagnes humides, et pour rendre compte de la diversité régionale de ses systèmes morphopédologiques.

#### *A – Soulèvement, humidification et aridification du climat : quelques hypothèses*

Le Nordeste brésilien semi-aride constitue sans doute l'anomalie climatique la plus importante et la plus énigmatique de toute l'Amérique du Sud. À cette semi-aridité, manifeste entre 5 et 10° de latitude sud, n'échappent pratiquement que les montagnes ou *Brejos* d'altitude, grâce aux effets de l'ascendance orographique.

Pourtant, l'aridification du Nordeste a rarement retenu l'attention des scientifiques, et le début de cette aridification régionale, qui coïncide nécessairement avec l'individualisation des enclaves humides, a rarement été placé dans le temps. S'appuyant sur une étude minéralogique détaillée de la sédimentation terrigène au large du Ceará, HARRIS & MIX (2002) se sont appliqués à montrer l'intervention de climats plus secs à partir de 13 Ma BP ayant affecté une bonne partie de l'Amérique du Sud intertropicale. L'étroite corrélation qui ressort de cette étude entre les rythmes de sédimentation détritique et les variations du climat régional sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire conforte l'hypothèse générale émise par MOLNAR (2001) selon laquelle l'aridification du climat favoriserait les reprises d'érosion et l'augmentation corrélative des taux de sédimentation. Si tel est bien le cas, l'aridification du climat régional serait alors en mesure d'expliquer l'augmentation de la sédimentation clastique observée dans le bassin Potiguar depuis le Néogène (PESSOA NETO, 2003), sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir une accélération dans les taux de soulèvement régionaux. Dans ce contexte, la Tectonique des Plaques est susceptible de se surimposer aux changements globaux du climat de la fin du Tertiaire par l'influence primordiale de deux facteurs locaux venant renforcer l'assèchement prononcé et définitif de cette région située à la latitude de l'Amazonie équatoriale perhumide :

- D'une part, la stabilité latitudinale de la plaque sud-américaine depuis 100 Ma (TARDY & ROQUIN, 1998), avec une position géographique quasiment inchangée du Cap São Roque par rapport au flux des alizés d'est, créant une divergence des masses d'air et des conditions de subsidence anticyclonique ;
- D'autre part, l'influence du soulèvement topographique du massif de la Borborema qui a commencé sa surrection il y a 80 Ma (ASSINE, 1994 ; HARMAN *et al.*, 1998), créant progressivement un effet de barrière face au flux des alizés qui frappe la façade orientale du Nordeste orthogonalement à l'écran montagneux de la Borborema.

Sur ce deuxième point, on est tenté de suivre le raisonnement proposé par GUNNELL (1998) qui explique l'aridification du centre de la péninsule indienne grâce à un soulèvement du Ghat occidental amorcé depuis le Crétacé mais devenu suffisant au Néogène pour réaliser l'obstacle au flux d'air dans les basses couches de l'atmosphère, dans un contexte d'intensification de la mousson asiatique depuis 8 Ma. Certes, l'altitude maximale du massif de la Borborema (1200 m) est très inférieure à celles des reliefs culminants de la barrière du Ghat (> 2600 m) mais l'altitude moyenne de cette dernière est en réalité inférieure à 1000 mètres, semble-t-il suffisante pour assurer un écran privatif de pluies dans les régions de l'intérieur du sous-continent indien situées sous le vent de la barrière montagneuse.

Récemment, SEPULCHRE *et al.* (2006) ont pu modéliser les relations entre le soulèvement du rift est-africain et l'aridification de l'Afrique Orientale depuis 8 Ma. Les résultats de cette étude montrent qu'en l'absence de volumes montagneux et d'épaules de rift, les transports d'humidité est-ouest et ouest-est sont amplifiés dans les basses couches de l'atmosphère. Ce phénomène, allié aux températures de surface plus chaudes du fait de l'absence d'élévation topographique, conduit à une augmentation sensible des précipitations sur toute la partie Est du continent africain avant le soulèvement des épaules de rift. Une position latitudinale similaire sous l'équateur, une situation géographique identique de façade orientale de continent (la pointe du Nordeste peut être considérée comme l'équivalent géographique sud-américain de la 'corne' de l'Afrique), et l'existence d'une zone de rift intracontinental (Cariri-Potiguar) autour de laquelle subsiste des reliefs résiduels imposants dérivant d'anciennes épaules de rift, conduisent à envisager aussi ce type de mécanisme climatique pour expliquer l'aridification du Nordeste. La région intérieure du *Sertão* constitue une diagonale semi-aride complexe au sein de laquelle les massifs montagneux isolés et les régions de hautes terres jouent incontestablement un rôle important dans la circulation climatique de la basse troposphère, malgré des altitudes plus faibles qu'en Afrique de l'Est.

En s'appuyant sur les ressemblances morphotectoniques et paléoclimatiques ainsi mises en évidence avec l'Afrique de l'Est et l'Inde du Sud, où l'aridification du climat semble liée dans les deux cas à l'histoire du soulèvement régional (syn-rift en Afrique, post-rift en Inde), le rôle de la tectonique post-*Brasiliano* dans les changements paléoclimatiques ayant affecté le Nordeste brésilien, sous-estimé jusqu'ici, peut être considéré à deux niveaux :

- Celui du rôle de la tectonique syn-rift, responsable de l'élévation de volumes montagneux notables autour de la zone de rift continental Cariri-Potiguar (cf. chapitre 2), et susceptible d'avoir modifié dès le Crétacé inférieur la circulation des masses d'air dans les basses couches de l'atmosphère ; la perdurance dans les paysages actuels de nombreux vestiges d'épaules de rift qui déclenchent la pluie par une ascendance forcée est un facteur contributif possible à l'affaiblissement des précipitations dans les basses plaines du *Sertão* ;
- Celui du rôle de la tectonique post-rift, responsable du soulèvement épigénétique du massif de la Borborema amorcé dès le Crétacé supérieur et devenu suffisamment élevé au Néogène pour assurer un effet d'écran montagneux face au flux des alizés d'est chargés d'humidité ; par son rôle de commutateur climatique, le massif de la Borborema retient la pluie sur la côte orientale du Brésil et provoque des conditions d'abri anticyclonique dans le *Sertão* situé sous le vent du bourrelet montagneux.

Il est évident que les modestes volumes montagneux du Nordeste brésilien, qui ne dépassent nulle part les 1200 m d'altitude, ont été insuffisants pour oblitérer les fluctuations climatiques quaternaires de courte durée dont on a vu qu'elles avaient existé. À une échelle temporelle encore plus courte, le rôle de barrière climatique exercé par le massif de la Borborema n'est pas davantage en mesure de soustraire les variations climatiques interannuelles de type ENSO responsables des *secas* qui affectent périodiquement le régime climatique à saisons sèche et humide alternées de la région Nordeste.

Toutefois, comme dans la diagonale semi-aride de l'Inde où la présence de calcrètes est une preuve supplémentaire d'une relative stabilité climatique au cours du Quaternaire (DURAND *et al.*, 2007), les variations climatiques dans le Nordeste semblent avoir été moins importantes qu'en Afrique de l'Ouest où l'absence de barrière montagneuse suffisamment développée et continue a favorisé le balayage paléoclimatique latitudinal du continent africain au cours du Quaternaire (GUNNELL, 1998). De ces changements climatiques à caractère oscillatoire dans la frange soudano-sahélienne, il en résulte une mosaïque complexe de paléosols en 'déséquilibre pédobioclimatique' (BOULET, 1978). Dans le Nordeste du Brésil et le Sud de l'Inde, les changements paléoclimatiques semblent avoir été unidirectionnels et irréversibles (vers une aridification), conduisant au développement de sols en meilleur équilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles. Il est alors tentant d'invoquer le rôle de la tectonique verticale responsable de la présence d'obstacles montagneux suffisamment imposants pour expliquer la relative stabilité des conditions hydroclimatiques ayant présidé à la formation des sols brésiliens et indiens.

Dans le contexte géodynamique particulier du Nordeste brésilien, le rôle de la tectonique apparaît aussi comme un élément important pour expliquer la diversité des milieux naturels dans l'intérieur semi-aride. La survivance de nombreux reliefs résiduels de résistance dérivant des épaules de rift crétaées a conduit à une multiplication des îlots d'humidité dans un contexte d'aridification du climat régional à partir du Néogène. Le morcellement des épaules de rift par l'érosion a finalement conduit à l'individualisation de multiples aires refuges, l'aridification régionale du climat contraignant les forêts humides à se réfugier sur ces hauteurs. Il en résulte un taux élevé d'endémisme, avec de nombreuses espèces propres à ces montagnes. Par delà la végétation, la multiplication des îlots d'humidité dans la diagonale semi-aride du Brésil a introduit une véritable marqueterie de modelés et de sols dont la répartition est dictée avant tout par les variations intra-régionales du climat. Le Néogène moyen, qui correspond semble-t-il à la période d'aridification définitive du Nordeste, est donc aussi celle de l'humidification relative de ses montagnes.

*B – Pour une géographie des altérations et des sols qui intègre la tectonique et les paléoclimats*

La tectonique qui a affecté le Nordeste brésilien au cours de son histoire géologique a donc eu un double rôle de diversification morphopédologique des paysages :

- En influant sur le climat régional, la tectonique post-orogénique de marge passive est à l'origine de la création d'obstacles montagneux venant modifier les circulations de flux d'air dans les basses couches de l'atmosphère ; il en résulte une humidification des zones soulevées situées au vent et une aridification des zones basses situées sous le vent des massifs montagneux : fait bien connu. L'instauration durable des gradients bioclimatiques ainsi créés a conduit au développement de séquences de modelés, d'altérites et de sols reflétant les conditions bioclimatiques moyennes qui prévalent depuis une dizaine de millions d'années, soit le début de l'aridification régionale ;
- En influant sur les vitesses de dénudation, le soulèvement tectonique est aussi à l'origine de la préservation et/ou du renouvellement des altérites et des sols : dans les zones où la dénudation est restée faible ( $<2 \text{ m.Ma}^{-1}$ ), les conditions aridifiées sont favorables au maintien des héritages de périodes plus humides, notamment les formes cuirassées ; dans les zones de plus forte dénudation (7 à  $10 \text{ m.Ma}^{-1}$ ), les taux de progression des fronts d'arénisation sont généralement inférieurs aux taux de dénudation, expliquant l'absence d'héritages kaoliniques et le maintien de sols bruns-rouges eutrophes en 'équilibre pédobioclimatique'.

Si la géographie de la dénudation contribue à expliquer la diversité morphopédologique régionale du Nordeste brésilien, elle est aussi susceptible d'éclairer les contrastes entre les couvertures altérologiques et pédologiques à l'échelle des continents (BOURGEON & GUNNELL, 1998a). À partir d'environnements humides semblables au début du Tertiaire, favorables au développement des latérites (TARDY & ROQUIN, 1998), l'aridification du climat sur les boucliers brésilien, africain et indien a conduit à des bifurcations morphopédologiques différentes : *ferruginisation* (Lixisols) sur le craton ouest-africain où les héritages kaoliniques sont importants, *fersiallitisation* (Luvisols) sur les boucliers brésilien et indien en grande partie 'décapés' de ce manteau kaolinique hérité. L'ampleur et la vitesse de la dénudation, étroitement liée aux régimes tectoniques, pèsent ainsi lourdement sur l'orientation de la pédogenèse climatique, au même titre que des variations dans la lithologie.

Si l'exemple brésilien permet de confirmer l'hypothèse émise par BOURGEON & GUNNELL (1998a) qui expliquent les différences de couvertures pédologiques entre l'Afrique et l'Inde par des contrastes dans les taux de dénudation, cette étude permet surtout de préciser les modalités et les étapes permettant de passer de la couverture 'ferrallitique' héritée aux premiers sols fersiallitiques : en effet, l'étude de terrain a permis de montrer, partout où cela était possible, que de tels sols s'étaient développés à partir de l'ancien front d'altération (ou *etch surface*) dégagé de son manteau kaolinique hérité et qu'il fallait donc admettre l'idée d'une mise à nu de la roche sur les 2/3 du Nordeste brésilien comme préalable à cette pédogenèse primaire. Un tel décapage a pu s'effectuer avec l'aridification du climat lors de la crise morphogénique majeure du Néogène, où la sédimentation détritique Barreiras témoigne d'un récurage intense des racines de profils kaoliniques et des *stone-lines*. De l'analyse des exemples utilisés (Nordeste du Brésil, Afrique de l'Ouest, Inde du Sud) se dégage finalement une leçon de méthode de portée plus générale : les résultats de l'analyse peuvent désormais constituer la base d'une utilisation des sols tropicaux (Luvisols, Lixisols) comme indicateurs comparatifs des trajectoires morphotectoniques et paléoclimatiques dans l'histoire des paysages sur plusieurs continents, encourageant à l'avenir la poursuite des comparaisons avec d'autres continents (Australie) ou portions de continents (Brésil méridional, Afrique australe).

À partir de l'analyse comparative intercontinentale qui a été menée dans les sections précédentes, il ressort des ressemblances morphopédologiques importantes entre les boucliers semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l'Inde. Ces deux régions de socle tropical bordées de marges passives ont enregistré des trajectoires morphotectoniques et paléoclimatiques très semblables à l'échelle du Cénozoïque, expliquant les similitudes observées au niveau des modelés, des altérations et des sols. Ces ressemblances plaident également pour une analyse comparative des relations entre ressources et sociétés dans les systèmes morphopédologiques des zones semi-arides de ces deux pays émergents. Les résultats de cette étude comparée pourraient constituer, du point de vue d'une recherche *finalisée*, l'ouverture de perspectives inédites concernant les potentialités des systèmes morphopédologiques du *Sertão* brésilien semi-aride ponctué de ses montagnes humides. C'est sous cet aspect des relations entre l'homme et le milieu morphopédologique que nous abordons maintenant le sixième et dernier chapitre.



## Chapitre 6

# Morphopédologie et relations entre ressources et sociétés : potentialités et limitations pour le *Sertão*

La diversité morphopédologique du *Sertão* brésilien semi-aride ponctué de ses montagnes humides fournit des potentialités agronomiques et des complémentarités de terroirs particulièrement riches pour les populations de l'intérieur du Nordeste brésilien. Une meilleure connaissance du milieu physique et de la géographie des sols grâce à l'approche morphopédologique qui a été menée permet aujourd'hui de mieux comprendre les relations que les sociétés rurales entretiennent avec ce milieu, et de discuter sous un jour nouveau les perspectives de développement économique d'une région tropicale qui a longtemps reçu une image négative en raison de son statut de 'polygone des sécheresses'. Deux axes principaux sont ainsi abordés dans l'étude des liens entre ressources et sociétés :

- Celui des montagnes humides du Nordeste semi-aride en tant que milieux refuges, fertiles et attractifs, mais vulnérables : leur importance est capitale pour le développement de la zone semi-aride quand ils jouent le rôle de château d'eau ou assurent la sécurité alimentaire des populations *sertanejas* ;
- Celui de la gestion conservatoire de l'eau et de la fertilité des sols dans la zone semi-aride du *Sertão* : une géographie comparative avec l'Inde du Sud semi-aride permet de souligner les potentialités et les alternatives au développement entre deux régions très similaires sur le plan des caractéristiques physiques.

## **6.1. LES MONTAGNES HUMIDES DU NORDESTE SEMI-ARIDE : MONTAGNES REFUGES ET CHÂTEAUX D’EAU**

Hautes terres et montagnes humides du Nordeste brésilien jouent un rôle important, tant du point de vue écologique, par leur fonction de refuge pour de nombreuses espèces, que du point de vue socio-économique, en servant aussi de refuges pour les populations de l’intérieur. Grâce à des conditions hydroclimatiques bien meilleures que celles des plaines semi-arides environnantes, les *Serras* humides ont une importance capitale, en particulier sur le plan agricole, à l’origine de concentrations démographiques relativement élevées par comparaison avec les basses terres semi-arides du *Sertão*.

Cependant, le potentiel agricole des montagnes humides du Nordeste paraît sous-exploité, surtout si on les compare à d’autres montagnes tropicales d’Afrique ou d’Asie où collines convexes et bas-fonds plats sont intensément cultivés. Certaines contraintes liées à la structure sociale et foncière sont en mesure d’expliquer la faible intensification de l’exploitation agricole de ces hautes terres. Cependant, des dégradations accélérées des sols, ponctuelles au départ, commencent à prendre de l’ampleur dans les zones périphériques et socialement marginales de ces massifs montagneux, en relation avec une mise en culture débridée et anarchique sur les versants en pente forte.

### **6.1.1. Importance des montagnes humides du Nordeste brésilien**

L’importance géographique des montagnes humides dans le Nordeste du Brésil, assez méconnue jusqu’ici, peut être considérée à trois points de vue :

- en tant que refuges écologiques pour des espèces animales et végétales rares et menacées, objets d’une prise de conscience récente qui mène progressivement à la création de zones de protection de la nature ;
- en tant que refuges aussi pour les populations humaines, grâce à un climat, une disponibilité hydrique et une qualité de terroirs octroyant des conditions de vie plus favorables aux habitants de ces montagnes ;
- en tant que châteaux d’eau et pôles de sécurité alimentaire pour les plaines semi-arides environnantes, plus soumises aux aléas climatiques dictés par des sécheresses quasi-aléatoires qui compromettent trop souvent les rendements agricoles.

### A – Sur le plan écologique, une fonction de refuge pour les espèces végétales et animales

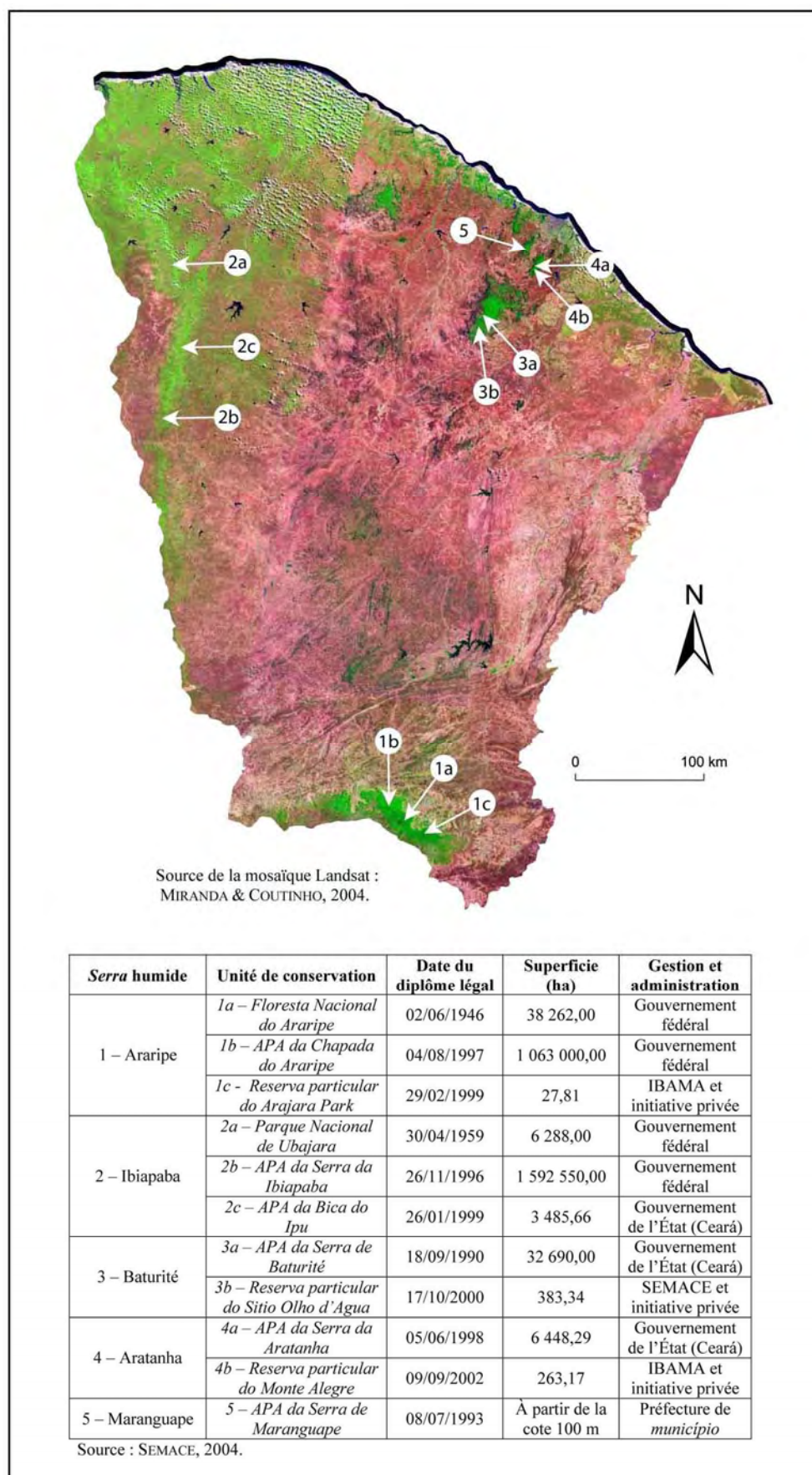
Les montagnes humides nordestines jouent incontestablement un rôle moteur et particulier dans la conservation de la biodiversité. Ce volet écologique concernant le rôle important des *Brejos* d'altitude dans la biodiversité régionale et mondiale n'a été que récemment pris en considération par la communauté scientifique et les pouvoirs publics, ce qui explique que de nombreux efforts restent encore à faire pour répertorier, gérer et protéger au mieux ces montagnes refuges.

Il faut dire que la *mata atlântica* qui occupe ces bastions montagneux figure sur la liste des vingt-cinq points névralgiques, ou 'points chauds', de la planète reconnus comme étant des priorités mondiales pour la maintien de la biodiversité (PÔRTO *et al.*, 2004). Les écosystèmes forestiers montagnards ou sub-montagnards de ces régions ont donc une valeur exceptionnelle en matière de biodiversité et de conservation. En réalité, la diversité biologique des forêts humides du *Sertão* est peu connue et commence tout juste à attirer l'attention des scientifiques (CAVALCANTE, 2005). Fruit d'une longue histoire géomorphologique et paléoclimatique qui a conduit progressivement à leur isolement géographique (l'une des meilleures recettes pour la *spéciation* ou formation de nouvelles espèces), les montagnes humides nordestines abritent probablement l'une des biomasses parmi les plus diversifiées de la planète. ANDRADE-LIMA (1982) a proposé de les considérer comme des « refuges forestiers actuels », en réponse aux vicissitudes climatiques, alternativement humides et sèches, qui ont affecté l'ère quaternaire, forçant les forêts humides à se réfugier sur ces hauteurs. En raison de cet isolement actuel, les enclaves de *mata atlântica* du Nordeste semi-aride sont caractérisées par un taux élevé d'endémisme et sont le refuge de nombreuses espèces d'arbres et de plantes aujourd'hui menacées d'extinction.

À côté d'une grande phytodiversité, la richesse faunistique apparaît tout aussi exceptionnelle et commence tout juste à être répertoriée par les biologistes (CAVALCANTE, 2005). Cette faune inclut notamment diverses variétés d'invertébrés, d'amphibiens et de reptiles rares ainsi qu'environ 180 espèces d'oiseaux dont 10 % sont endémiques à ces montagnes. Durant la longue saison sèche, les *Serras* humides fonctionnent comme de véritables refuges pour de nombreux animaux sauvages de la *caatinga* du domaine semi-aride, en particulier pour plusieurs dizaines d'espèces d'oiseaux parmi lesquelles la quasi-totalité des colibris (*beija-flores*). En abritant aussi un nombre important d'espèces de mammifères insectivores et carnivores, les montagnes humides sont sans conteste les milieux de plus grande richesse du monde sauvage animal du Nordeste semi-aride.

Malgré une prise de conscience récente par les pouvoirs publics brésiliens, étatiques et fédéraux, de l'importance écologique de ces montagnes humides, la dégradation de l'écosystème forestier des *Brejos* d'altitude est plus que préoccupante. Des années d'extractivisme végétal et animal, de culture de canne à sucre, de plantations de bananiers ou de caféiers et, plus récemment, de constructions de grandes résidences entourées de leurs jardins de plantes exotiques qui ont mordu sur la forêt, ont considérablement réduit la superficie de la couverture végétale originelle. De telles activités humaines ont abouti à une destruction et à une fragmentation des habitats pour la faune sauvage et à une baisse plus que conséquente de la phytodiversité. Actuellement, il resterait moins de 2700 km<sup>2</sup> de la végétation originelle ou secondaire des *Brejos*, laquelle devait représenter une superficie minimum de 18 500 km<sup>2</sup> de forêts primaires sempervirentes et semi-décidues (TABARELLI & SANTOS, 2004). Ces chiffres alarmants font des montagnes humides nordestines les secteurs les plus menacés de toute la forêt atlantique brésilienne.

Une meilleure connaissance du milieu physique de ces montagnes, de leur fonctionnement actuel et passé, et des rapports que les sociétés agraires entretiennent avec ce milieu, est nécessaire afin de porter une attention plus juste à ces milieux fragiles qu'il convient de protéger et de gérer au mieux. Pourtant, nombreuses sont les montagnes humides du Nordeste brésilien à échapper à la protection. Parmi les neuf enclaves de *mata atlântica* présentes dans l'État du Ceará, seules cinq d'entre elles sont protégées par la loi (Fig. 92), incluant le massif de Baturité, le premier à être classé comme « zone de protection environnementale » (APA : *Area de Proteção Ambiental*) en 1990 par le gouvernement de l'État du Ceará. Sur la totalité des *Brejos* d'altitude du Nordeste brésilien, c'est environ 50 % de la forêt humide qui est seulement couverte par un zonage de protection environnemental de ce genre. Si le massif de Baturité est relativement préservé avec une forêt dense, certes secondaire, qui couvre l'essentiel de la montagne, il est important de souligner que les bastions humides des *Serras das Matas*, de Machado et d'Uruburetama, tous trois situés dans l'État du Ceará, ont déjà perdu la quasi-totalité de leur forêt humide sous l'impact croissant des actions anthropiques depuis deux ou trois décennies. Ceci peut être perçu comme un signal d'alarme inquiétant qui nécessite une multiplication des études scientifiques environnementales, notamment biogéographiques et morphopédologiques, et leur extension à l'ensemble des montagnes humides nordestines. La situation actuelle d'utilisation des terres et d'occupation du sol de ces montagnes requiert une grande attention, que peuvent mettre en vedette les travaux scientifiques, et nécessite un accompagnement ostentatoire, gouvernemental et non-gouvernemental, pour aboutir à la conservation et la protection complète de ces enclaves montagneuses forestières dans un contexte actuel de déforestation accélérée (CAVALCANTE *et al.*, 2000).



**Fig. 92** – Zonage de protection environnementale des montagnes humides dans l'État du Ceará. Sur 9 enclaves montagneuses humides, cinq seulement sont protégées par une législation environnementale.

Refuges écologiques pour de nombreuses espèces du monde vivant animal et végétal, les *Brejos* d'altitude constituent aussi des refuges pour les populations pauvres du *Sertão* semi-aride où les conditions de vie sont nettement plus difficiles.

*B – Sur le plan socio-culturel, une fonction de refuge pour les populations humaines*

Par comparaison avec les conditions hydroclimatiques des régions semi-arides environnantes où un déficit hydrique sévère est de règle durant la majeure partie de l'année, les *Brejos* d'altitude affichent des conditions nettement plus favorables quant à la pluviosité, à l'humidité de l'air et du sol, à la température ou à la couverture végétale. Ces conditions physiques privilégiées expliquent les densités de population relativement élevées de ces régions montagneuses (80 à 100 hab.km<sup>-2</sup> : IPECE, 2006) qui contrastent avec celles de la plaine semi-aride (10 à 30 hab.km<sup>-2</sup>). Les bastions montagneux humides du Nordeste semi-aride sont donc aussi des bastions démographiques. Au cours de l'Histoire, le *Sertanejo*, c'est-à-dire le paysan du *Sertão*, a progressivement investi la montagne pour chercher des terroirs et un climat plus favorables face à la semi-aridité ambiante. Le flux migratoire *Sertão-Serra* a commencé et s'est amplifié lors des grandes sécheresses qui ont affecté le Nordeste. Outre la présence ancienne de tribus indiennes *tupis* qui formaient des peuplements réduits et éparpillés dans la forêt primaire, l'occupation de ces montagnes n'a réellement débuté qu'au XVIII<sup>e</sup> siècle quand, après l'expulsion des colons hollandais, la couronne portugaise encouragea le processus d'occupation définitive des terres intérieures (SALES *et al.*, 2004).

Grâce à un climat plus favorable et à l'abondance des ressources hydriques, le massif de Baturité servit ainsi de refuge pour les populations *sertanejas* en provenance de villes comme Canindé ou Quixadá, qui vinrent s'y abriter durant les grandes sécheresses de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle (1777-1778 et 1790-1793). L'occupation du massif de Baturité sous l'impulsion des migrations occasionnées lors des grandes *secas* fut aussi une occupation missionnaire (missions indigènes), comme en témoignent les nombreux monuments religieux et monastères présents sur ces hauteurs. Cette particularité dans l'Histoire de l'occupation du massif explique les différences de densité de population et de structure foncière, dominée ici par les *minifúndios* (< 10 ha), contrairement à la plaine semi-aride où les villages sont beaucoup plus dispersés et où le mode d'occupation du sol et d'utilisation des terres est dominé par les grandes exploitations agricoles ou *latifúndios*. Au début du XIX<sup>e</sup> siècle, le massif de Baturité vit l'introduction de la culture du café puis de la canne à sucre qui consolidèrent le processus d'occupation humaine (LIMA, 1989 ; SALES *et al.*, 2004 ; LIMA, 2005). L'architecture coloniale de nombreuses habitations du massif reflète l'économie florissante de cette période.

Finalement, l'occupation progressive de l'espace est révélatrice des propriétés du milieu physique. Dans la zone sommitale du massif de Baturité à modelé multiconvexe, les précipitations plus abondantes et l'évapotranspiration moins importante, en raison de températures plus faibles et d'une saison sèche qui dure moins longtemps, font de cette zone humide un milieu favorable à l'agriculture et au captage de l'eau, ce qui a permis de fixer précocement et durablement les populations. L'accumulation de la population et sa croissance dans cette zone sommitale ont créé une pression foncière de plus en plus forte responsable de la multiplication des petites exploitations ou *minifúndios*. L'existence d'une structure foncière à petites mailles et l'explosion démographique du XX<sup>e</sup> siècle font que les collines convexes et les bas-fonds plats de la zone sommitale à climat humide sont rapidement accaparés et partagés, puis partiellement mis en culture. Les populations pauvres issues de flux migratoires ultérieurs en provenance du *Sertão* ont ensuite dû chercher de nouveaux espaces et se sont alors dirigées vers les terres marginales, c'est-à-dire les hautes pentes de la zone de dissection périphérique et les escarpements bordiers, moins favorables en raison des fortes déclivités et d'un climat à la fois plus chaud et moins humide. Les paysages multiconvexes forestiers de la zone sommitale ont donc enregistré l'histoire la plus longue et les traces les plus précoces d'occupation humaine du massif de Baturité, tandis que la zone périphérique de dissection profonde correspond aux formes de conquête les plus récentes de l'espace.

La répartition et la sélection des terroirs est donc en rapport direct avec les étapes successives de l'occupation de l'espace, elle-même guidée par des facteurs avant tout physiques. Contrairement au modelé multiconvexe du *Malnad* humide du Sud de l'Inde (GUNNELL, 1999), la colonisation agraire des demi-oranges a précédé celle des bas-fonds plats avec l'introduction de la culture du café vers 1824 dans la zone sommitale du massif de Baturité (LIMA, 1989). Les caféiers occupent plutôt les parties supérieures des collines convexes, les mieux égouttées, ce qui est par contre une caractéristique commune avec l'Inde (Photo 72). L'arrivée de la culture de la canne à sucre quelques années après le café a vu la mise à profit partielle des bas-fonds plats caractérisés par une hydromorphie quasi-permanente. Finalement, les bas de versants de collines convexes, où l'humidité du sol est intermédiaire entre sommet d'interfluve et bas-fond grâce aux suintements permanents des nappes phréatiques, ont été les derniers à être mis en valeur avec les plantations de bananiers qui ont connu un développement fulgurant au cours du XX<sup>e</sup> siècle (LIMA, 2005). C'est aussi durant le siècle dernier que la colonisation agraire des terres marginales a principalement eu lieu, où les bananeraies encore très présentes sont associées à diverses cultures vivrières (maïs, riz, haricot, manioc), de subsistance pour la plupart, aménagées à flanc de montagne et sur des pentes souvent extrêmement fortes, défiant parfois les lois de la pesanteur (Photo 73).



**Photo 72** – Exemple de bas de versant de colline convexe associant bananiers et caféiers cultivés sous ombrière, près de Guaramiranga dans la zone sommitale du massif de Baturité. Les bananeraies sont confinées au tiers inférieur de la demi-orange, tandis que le café forestier s'étend plus largement sur tout le tiers supérieur de la colline qui conserve une végétation luxuriante. Noter l'aspect très entretenu du chemin pavé bordé de haies colorées, de manguiers et de diverses plantes ornementales. Cliché F. Bétard.



**Photo 73** – Versant bordier en pente forte largement défriché et mis en culture, au-dessus du piémont occidental du massif de Baturité (dépression de Canindé). Ici, des champs de maïs et de haricot sont cultivés sur des pentes topographiques excessivement fortes dépassant localement 60 %, ce qui a pour effet d'entraîner une dégradation et une érosion accélérée des sols signalées par la présence de griffures et de ravines pour l'instant peu profondes (moins d'un mètre). Cliché F. Bétard.



À côté des conditions hydroclimatiques, le modelé a donc joué un rôle important dans le processus de territorialisation du massif de Baturité, comme de la plupart des montagnes humides du Nordeste brésilien. La colonisation agraire de ces montagnes reste néanmoins indissociable de sa fonction historique de refuge pour les populations pauvres du *Sertão*, lassées par les fortes sécheresses qui compromettent trop souvent les rendements agricoles, voire l'ensemble des récoltes.

Aujourd'hui, le tourisme ravive à sa façon la fonction refuge de la montagne humide nordestine. Ainsi, le massif de Baturité constitue non seulement une aire attractive pour les populations rurales *sertanejas* qui souffrent de la sécheresse, mais aussi pour les populations urbaines de Fortaleza qui bénéficient là des conditions climatiques stationnelles plus clémentes de la *Serra*, particulièrement lors des mois les plus chauds de l'année (septembre à décembre). Le développement important du tourisme de montagne depuis une ou deux décennies, aisément justifié par la beauté des paysages et par l'intérêt porté aux ressources naturelles, crée des rentrées économiques et des emplois liés à l'hôtellerie, à la restauration ou à l'artisanat. Ce développement touristique participe alors, avec la production locale de vivres, à la sécurité alimentaire des populations de ces zones de montagne.

*C – Sur le plan économique, une fonction de château d'eau et de sécurité alimentaire pour la plaine semi-aride environnante*

Les ressources hydriques et les potentialités de terroirs des montagnes humides nordestines, notamment celles du massif de Baturité, traduisent leur grande importance agricole dans l'économie d'un État comme celui du Ceará, dont la superficie correspond à 90% au domaine semi-aride. De fait, leur fonction de sécurité alimentaire dépasse largement celle des populations montagnardes en s'étendant aux plaines semi-arides environnantes. Cette sécurité alimentaire offerte par les montagnes humides aux populations rurales et urbaines du domaine semi-aride est assurée :

- d'un côté, par le rôle de château d'eau joué par ces montagnes qui captent les pluies et donnent source à de nombreuses rivières, dont le débit vers l'aval est essentiel pour l'alimentation en eau des agglomérations urbaines et pour la survie des populations pauvres et des troupeaux de la zone semi-aride ;
- d'un autre côté, par la production végétale de la montagne qui assure une bonne partie des besoins alimentaires des populations urbaines et rurales de la plaine (café, bananes, céréales, légumes, etc.)

Grâce à de nombreuses sources alimentant les bassins-versants de plusieurs fleuves côtiers importants (Rio Choró, Rio Curú, entre autres), l'eau acheminée par les cours d'eau depuis la montagne est essentielle au maintien des communautés rurales vivant sur le piémont à climat semi-aride. L'élevage et le pastoralisme, constitutifs de l'image de la plaine semi-aride du *Sertão* (LE HOUÉROU, 2006 ; CARON, 2006), ne font pas partie des pratiques traditionnelles de l'agriculture des zones de montagne humide, contrairement à ce qu'on observe dans la plupart des bastions montagneux humides d'Afrique (BART *et al.*, 2001). Par conséquent, l'alimentation en eau pour le bétail et la viabilité des cheptels de la plaine semi-aride sont étroitement dépendantes des débits alimentés par les cours supérieurs des rivières situés dans la montagne, en grande partie à l'origine du remplissage des petits barrages collinaires ou *açudes* où viennent s'abreuver les troupeaux. Toujours dans cette même perspective d'alimentation en eau, la localisation du massif de Baturité, situé à une centaine de kilomètres au sud de la capitale de l'État du Ceará, est un bon exemple de son importance pour l'approvisionnement en eau propre de la région métropolitaine de Fortaleza, en alimentant par ses eaux plusieurs grands barrages comme l'*açude* du Rio Pacoti situé au sud-est de l'agglomération urbaine. Dans un tel contexte, la gestion conservatoire de l'eau, des sols et de la biomasse de ces montagnes est d'une importance décisive pour assurer durablement l'alimentation en eau et, partant, l'agriculture et l'élevage dans la plaine semi-aride environnante. En effet, quand la forêt n'est pas trop dégradée et que l'utilisation des terres bénéficie d'une gestion raisonnée par les communautés riveraines, la végétation « absorbe » les fortes pluies et restitue ensuite progressivement l'eau stockée dans l'épais manteau d'altération. La constitution de cette réserve hydrique contribue de la sorte à réguler le régime hydrologique contrasté des cours d'eau en interceptant la pluie, en absorbant l'eau dans le manteau d'altérites et en la relâchant progressivement dans le bassin-versant qui s'élargit dans la zone semi-aride. Par conséquent, le pouvoir tampon du massif forestier limite à la fois les inondations et la sécheresse en aval, en absorbant les crues-éclair et en permettant un faible débit d'étiage en saison sèche. D'où l'importance d'une zone de protection environnementale comme celle du massif de Baturité.

Outre cette dépendance vis à vis de l'alimentation hydrique, la plupart des habitants des zones rurales et urbaines du Nordeste semi-aride vivent, plus ou moins directement, des ressources produites dans les montagnes humides. En raison de cette fonction de sécurité alimentaire pour les populations de plaine caractérisées par leur fragilité d'origine sociale et climatique, les *Brejos* d'altitude peuvent être considérés, encore aujourd'hui, comme les véritables greniers du Nordeste brésilien semi-aride (AB'SABER, 1999). Par ailleurs, ces montagnes constituent, au même titre que de nombreuses montagnes d'Afrique (BART *et al.*, 2001), des espaces en mutation de plus en plus ouverts sur l'extérieur.

La présence de café *arabica* sur les hautes terres du massif de Baturité est une marque de l'économie récente. L'introduction en 1995 du café forestier biologique, sous l'initiative de l'APA du massif de Baturité, est ainsi destinée à une commercialisation vers les grandes agglomérations du littoral et l'étranger (SAES *et al.*, 2003). Le maintien d'une agriculture soucieuse de la conservation de la biodiversité par la culture du café sous ombrière explique la nature encore luxuriante de la végétation forestière des collines convexes du massif de Baturité. En contrepartie, les bas-fonds plats à couverture colluvio-alluviale sont les parties du modelé les plus intensément utilisées sur le plan agricole, du fait des faibles pentes qui les caractérisent. Ils constituent de ce fait la partie la plus artificialisée du paysage, comme c'est souvent le cas à Madagascar ou en Inde (BLANC-PAMARD, 1986 ; GUNNELL, 1999), même si leur mise en valeur agricole est loin d'être complète dans le cas brésilien. Il reste que la culture de la canne à sucre a progressivement cédé de plus en plus de place aux cultures maraîchères et à une riche horticulture dans les bas-fonds plats de la zone sommitale du massif de Baturité. Le transport à faible coût, associé à la baisse expectative des bénéfices des paysans des *Brejos*, garantit une commercialisation à des prix raisonnables pour les populations de l'intérieur. La viande de bétail est presque toujours en provenance des basses terres semi-arides du *Sertão* de tradition pastorale, mais le reste de l'alimentation de base du peuple *sertanejo* (haricot, farines de manioc et de maïs, riz, fruits, patate douce, chuchu, etc.) provient essentiellement de ces espaces réduits, mais extrêmement fertiles, que sont les *Brejos* d'altitude (AB'SABER, 1999). Des cultures spécialisées comme la bananiculture, dont la majeure partie de la production dans l'État du Ceará provient du massif de Baturité, viennent approvisionner les marchés de la plaine semi-aride et des agglomérations du littoral.

### 6.1.2. Potentiel, contraintes et vulnérabilité

Les atouts hydroclimatiques et morphopédologiques des montagnes humides du *Sertão*, qui confèrent aux *Brejos* d'altitude leur riche diversité agraire et leur permettent d'assurer la sécurité alimentaire des populations de plaine, montrent l'importance géographique de ces îlots d'humidité dans la toile de fond des paysages semi-arides du Nordeste brésilien. À l'heure où une croissance économique et démographique rapide caractérise cette partie du Brésil, la demande alimentaire des populations de montagne et de plaine ne cesse de croître. Dans ce contexte, le potentiel offert par le climat et les terroirs des montagnes humides semble particulièrement sous-exploité, surtout si on les compare à d'autres montagnes tropicales d'Afrique, d'Inde ou de Madagascar, où le réseau de bas-fonds élémentaires est exploité à son maximum, ce qui n'est pas le cas au Brésil.

À l'inverse, la pression anthropique sur les terres marginales des massifs montagneux n'a jamais été aussi forte, sous l'effet de la poussée démographique de ces dernières décennies. Ces déséquilibres dans l'occupation de l'espace, principalement liés aux particularités des structures foncières, sont à l'origine de phénomènes inquiétants sur les pentes fortes des zones de dissection périphérique : dégradation des sols, érosion accélérée, glissements de terrain, etc.

#### *A – Potentialités agricoles des terres de bas-fond et potentiel écotouristique*

Les zones montagneuses humides du Nordeste semi-aride ont un potentiel agroclimatique plus grand que celui des plaines environnantes en raison d'une pluviosité plus élevée, d'une courte saison sèche et de la présence d'eaux souterraines et de surface que les communautés locales peuvent exploiter et qui stimulent la production végétale. Pour accroître la production agricole et améliorer la sécurité alimentaire des populations de montagne et de plaine, l'exploitation du potentiel agroclimatique de ces montagnes passe soit par la mise en culture de nouvelles terres, soit par une intensification des cultures (FAO, 2002). Les terres de bas-fond, en raison des pentes faibles et d'un renouvellement perpétuel des dépôts colluvio-alluviaux, présentent les potentialités agricoles les plus grandes malgré la fertilité chimique naturelle moyenne à faible des Fluvisols et des Gleysols. Force est de constater que ces bas-fonds ont permis le développement d'une riche horticulture et l'apparition de nombreuses cultures maraîchères sur les hautes terres humides du massif de Baturité, même si de nombreux fonds de vallons restent peu ou pas cultivés.

Dans un contexte de terres arables *a priori* disponibles, l'expansion des zones cultivées dans les bas-fonds est la solution la plus simple, donc celle qui serait à retenir en priorité, car elle est la moins coûteuse et accroît les possibilités de rotation culturale. L'intensification de l'agriculture dans ces montagnes est aussi possible sans qu'il en résulte pour autant une dégradation générale du milieu (déforestation, érosion des sols, etc.) en se cantonnant, là encore, aux bas-fonds plats où la vulnérabilité physique des sols est contrebalancée par des pentes infimes. Cependant, l'intensification des cultures est une solution qui pose davantage de problèmes dans une région tropicale où la population est pauvre et où les mesures de protection de l'environnement sont importantes. Les cultures intensives entraînent des effets indésirables et de fortes pressions sur les ressources en sol et en eau tandis que la pratique des doubles récoltes, qu'autoriserait la longue saison humide du massif ou un recours à l'irrigation, irait dans le sens d'un accroissement du risque d'épuisement des nutriments qui restent encore dans les sols alluviaux de ces bas-fonds. Le problème est socialement aggravé par le coût des intrants qu'implique une telle

intensification, car les engrais chimiques sont hors de prix pour les populations rurales de ces montagnes tandis que les possibilités d'apport de nutriments au moyen d'engrais organiques nécessiteraient un surplus de main d'œuvre.

Une autre possibilité de mise en valeur de la montagne humide nordestine repose sur l'exploitation de son potentiel écotouristique. En raison de l'attrait esthétique de leurs paysages et pour protéger la faune et la flore menacées d'extinction, de vastes étendues de ces montagnes humides ont été transformées en parcs nationaux ou en réserves : ainsi, le massif de Baturité et sa zone de protection environnementale classée APA en 1990 (Fig. 92). Ces parcs et réserves sont des destinations touristiques de plus en plus prisées par les populations urbaines comme celles de Forteleza. Certes, ce n'est pas encore une activité prédominante de ces montagnes mais elle contribue à la sécurité alimentaire des populations *serranas* en créant des emplois. La législation environnementale de la plupart des montagnes humides devient alors adaptée à la pratique de l'*écotourisme* ou tourisme écologiquement responsable (AMANCIO DO VALE, 2005 ; BASTOS *et al.*, 2005). Il s'agit de modérer l'impact de l'activité touristique sur l'écosystème fragile de la montagne, tout en sensibilisant les gens par l'éducation à l'environnement. Cette activité pour l'instant marginale, en prise directe avec l'idée d'un développement durable de la montagne, pourrait devenir un secteur moteur de l'économie locale et régionale et un moyen de générer des revenus pour les populations *serranas*. Les améliorations à faire dans l'optique d'un développement de l'écotourisme dans une région comme le massif de Baturité doivent s'orienter vers l'aménagement de sentiers balisés et de routes touristiques qui font pour l'instant défaut, ainsi que vers la réalisation de panneaux d'information et d'interprétation sur le milieu. La réalisation du présent travail, centré sur l'étude morphopédologique du massif de Baturité, pourrait constituer une base de départ dans la perspective d'une vulgarisation de la connaissance du milieu physique auprès du grand public, dans un esprit comparable à celui de la mise en valeur des *géomorphosites*, thème qui a le vent en poupe à travers la communauté géomorphologique internationale. Par sa valeur scientifique, écologique, culturelle et historique, esthétique et socio-économique, le massif de Baturité possède d'ailleurs toutes les caractéristiques d'un *géomorphosite* tel qu'il est ainsi défini par REYNARD & PANIZZA (2005).

Que ce soit par l'agriculture ou l'écotourisme, la mise en valeur durable de ces montagnes humides, où il s'agit de concilier les besoins locaux ou régionaux qui s'accroissent en même temps que la croissance démographique, avec les mesures de conservation et de protection, est un des principaux défis des prochaines années dans le Nordeste du Brésil.

## B – Contraintes « naturelles » et contraintes « structurelles »

Malgré un potentiel agroclimatique bien supérieur à celui des plaines semi-arides environnantes et de réelles potentialités agricoles pour les terres de bas-fond, les possibilités de développement de la montagne humide nordestine sont limitées par la convergence de contraintes *naturelles* (principalement morphopédologiques : gravité, pente, chimie des sols, faible superficie) et *structurelles* (réalité foncière, législation environnementale).

Parmi les facteurs naturels les plus contraignants, les pentes fortes, courtes et convexes dans les zones de demi-oranges, longues et rectilignes dans les zones de dissection profonde et sur les escarpes bordières, sont les plus évidentes. Sur les pentes de plus de 14 %, la mécanisation de l'agriculture n'est pas possible sans la réalisation de terrassements (ROOSE, 1992). Au-delà de 40 % de pente, ce qui est fréquent dans les zones profondément disséquées et les versants bordiers des massifs montagneux, les risques de glissement de terrain et de ravinement sont importants, particulièrement sur les roches gneissiques et micaschisteuses profondément altérées qui constituent l'essentiel du sous-sol d'un massif montagneux comme celui de Baturité. Malgré les risques d'une érosion qui peut avoir des conséquences irréversibles sur le sol, les cultures manuelles sont pratiquées sur des pentes pouvant dépasser les 60 %, ce qui est fréquemment le cas sur les terres géographiquement périphériques et socialement marginales du massif de Baturité. Un autre facteur naturel limitant est la faible richesse chimique des sols de ces montagnes, surtout dans un contexte social où les populations rurales ont peu de moyens financiers pour investir vers des intrants jugés trop chers pour donner lieu à leur utilisation rentable. À côté des sols superficiels sur roche dure et sur pente forte (Leptosols) peu favorables à l'agriculture, les sols rouges-jaunes profonds des montagnes humides sont des Lixisols, des Acrisols ou des Ferralsols, c'est-à-dire des sols à argiles de faible activité (*low activity clay soils*) caractérisés par la prédominance d'argiles à feuillet 1/1 dans le cortège des minéraux argileux présents. Ces caractéristiques, combinées aux faibles quantités de cations basiques échangeables présents dans le complexe absorbant, sont responsables de la basse fertilité chimique de ces sols, surtout quand on les compare aux Luvisols ou aux Cambisols beaucoup plus fertiles de la plaine semi-aride. Les Acrisols et les Ferralsols sont ceux qui présentent les propriétés chimiques les plus défavorables, principalement en raison de la présence en quantité importante d'aluminium échangeable responsable de pH très bas ( $< 5$ ), ne permettant pas de bons rendements agricoles sans un apport conséquent de fertilisants. Sur le plan de la richesse chimique du sol, ce sont les Lixisols et les sols alluviaux de bas-fond (Fluvisols, Gleysols) qui, bien qu'étant encore acides, présentent les propriétés agronomiques les moins défavorables de ces montagnes.

Les contraintes *structurelles*, notamment les contraintes sociales et foncières qui puisent leurs racines dans l'héritage de la colonisation, sont des plus importantes. Nous avons déjà évoqué plus haut les différentes étapes de l'occupation de l'espace de ces montagnes qui permettent aujourd'hui d'opposer les hautes terres des massifs montagneux, occupées les plus précocement grâce à l'introduction de (mono-)cultures à vocation de commercialisation vers la plaine (café, canne à sucre, bananes, oranges, cultures maraîchères, etc.) et les terres marginales en pentes fortes occupées par les populations les plus pauvres vivant d'une maigre agriculture de subsistance. Ces dernières sont souvent représentées par des paysans du *Sertão* autrefois sans terre, contraints de quitter la plaine sous la double influence des aléas climatiques dus aux sécheresses prononcées et de la pression sociale exercée par les grands propriétaires latifundiaires. Ce sont aussi les particularités de la structure foncière et sociale, locale et régionale, qui permettent d'expliquer dans le massif de Baturité la pratique de la riziculture sur pente forte plutôt que dans les bas-fonds plats de la zone de modelé multiconvexe comme c'est généralement le cas en Afrique, à Madagascar ou en Inde péninsulaire (RAUNET, 1993 ; BLANC-PAMARD & RAKOTO, 1993 ; GUNNELL, 1999). La situation topographique de ces rizières, souvent alternées avec des cultures de maïs, ne favorise pas les rendements qui eurent été meilleurs dans les bas-fonds plats qui ne connaissent pas le déficit hydrique saisonnier des pentes fortes. La spécificité des agrosystèmes de la zone sommitale du massif, qui privilégient les systèmes de cultures à plus haute valeur ajoutée, explique que le système pluvial riz-maïs soit confiné dans les zones périphériques. Les coûts de production plus élevés qu'en plaine, en liaison avec des distances de transport plus grandes et avec les difficultés de mécaniser les pratiques culturelles, renforcent la pertinence du choix de productions spécialisées à haute valeur ajoutée par les paysans les plus à l'abri. L'isolement social et économique des populations rurales de ces montagnes, lié notamment au manque d'écoles, de dispensaires et de subsides, ajoute une série de contraintes au développement optimisé de la montagne.

Une autre contrainte *structurelle* de taille est arrivée récemment avec la création des parcs nationaux et zones de protection environnementale dans plusieurs montagnes humides du Nordeste brésilien, dont celle du massif de Baturité. Cette législation environnementale introduit certaines limitations quand il s'agit de pratiquer des défrichements abusifs pour la mise en valeur agricole de nouvelles terres ou encore l'interdiction d'utiliser certains intrants ou agrototoxiques qui pourraient polluer ou dégrader les ressources hydriques. L'objectif d'une telle législation est aussi d'encourager les paysans à adopter des productions et des techniques agricoles plus adaptées aux conditions du milieu, tout en limitant les interférences négatives avec la fonction de refuge écologique qu'occupent ces montagnes.

Il convient donc de nuancer le potentiel, climatique et agronomique, de ces *Brejos* d'altitude qui simuleraient des oasis cachés dans l'étendue semi-aride de la *caatinga*, eu égard aux contraintes *naturelles* et *structurelles* qui agissent comme des limitateurs au développement rural de la montagne. Malgré tout, l'élan des populations de la plaine semi-aride vers la montagne humide est aujourd'hui stimulé par la poussée démographique. Mais les terres marginales supportent de moins en moins la pression anthropique exercée sur les pentes fortes. En témoignent des phénomènes ponctuels récents, mais inquiétants, de dégradation accélérée des sols.

### *C – Les risques liés à la dégradation et à l'érosion des sols*

Malgré des pentes fortes et des précipitations agressives, les manifestations de l'érosion hydrique sont plutôt discrètes dans les montagnes humides du Nordeste brésilien, surtout si on les compare à d'autres agrosystèmes tropicaux de moyenne montagne de socle. Dans le massif de Baturité, les pentes atteignent régulièrement 15 % sur les versants des demi-oranges et peuvent dépasser les 60 % sur les hautes pentes des zones de dissection périphérique et sur les versants bordiers. L'érosivité des pluies, comprise entre 8000 et 10 000 MJ/mm.ha.an<sup>-1</sup> (SILVA, 2004), est aussi plus élevée que dans la plaine semi-aride environnante. Quant à la vulnérabilité physique des sols, les Lixisols et les Acrisols sont réputés pour être vulnérables à l'érosion pluviale quand ils ne sont pas protégés par une végétation couvrante (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b ; LEPRUN, 1994). Dans un tel contexte d'agressivité climatique et de vulnérabilité des ressources pédologiques, la bonne stabilité du milieu affichée face aux processus morphodynamiques actuels est *a priori* la marque d'une bonne « gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols » (ROOSE, 1994) menée par les populations rurales de ces enclaves montagneuses. L'absence de tradition pastorale dans ces montagnes explique sans doute en partie cette relative stabilité du milieu notamment face aux processus de ravinement, alors que le surpâturage et le piétinement des troupeaux sont souvent considérés comme des facteurs contributifs majeurs à la dégradation de la ressource en sol dans de nombreuses montagnes tropicales d'Afrique (SALOMON, 2001).

Cependant, des phénomènes récents et inquiétants de dégradation accélérée des sols sur pente forte, pour l'instant ponctuels, commencent à prendre de l'ampleur sur les terres périphériques et socialement marginales des massifs montagneux. En réalité, la dégradation récente de ces milieux est principalement à mettre en relation avec l'aggravation d'un problème social et foncier qui prend racine dans l'histoire de la colonisation du pays. Première région du Brésil colonisée par les Portugais, le Nordeste a très tôt connu la concentration des richesses dans les mains d'une minorité et cette tradition de fort pouvoir



local perdure encore aujourd'hui à travers des rapports sociaux et une structure foncière archaïques et inégalitaires. Ainsi, une petite minorité de grands propriétaires détient l'essentiel de la propriété terrienne, tandis que les petits agriculteurs familiaux représentent la majorité de la population rurale (CARON & SABOURIN, 2001). De fait, alors que les grandes exploitations latifundiaires se localisent préférentiellement dans les terres fertiles des bas-fonds alluviaux de la plaine semi-aride, le lopin de terre (ou *roça*), concédé au paysan en échange de son travail, se situe souvent sur les pentes fortes des montagnes humides ou sub-humides (LEPRUN, 1985). Ces *roças* sont généralement de dimensions réduites (entre un tiers et un demi hectare), sont cultivés chaque année sans rotation, sans amendements et sont, par conséquent, l'objet d'une dégradation et d'un appauvrissement du sol souvent intenses et rapides. Avec la poussée démographique de ces dernières décennies, aidée par l'exode rural des populations de plaine vers la montagne, les phénomènes de dégradation des sols sur ces terres marginales s'accroissent en même temps que l'expansion des zones cultivées sur des pentes topographiques de plus en plus raides.

De rares études, auxquelles s'ajoutent maintenant nos propres observations de terrain, mettent en évidence plusieurs cas insidieux de dégradation ou d'érosion actuelle des sols. Le rassemblement de ces données, leur évaluation et leur interprétation permettent de dresser l'inventaire suivant :

- Les manifestations perceptibles de l'**érosion en nappe** sont rares car l'incidence des pluies sur le sol est moins énergétique dans la montagne humide que dans la plaine semi-aride, ceci en raison (i) d'un climat moins contrasté, avec des pluies de début de saison humide moins agressives que dans la plaine semi-aride, (ii) d'un manteau forestier plus dense (pour peu que la surface ne soit pas cultivée ou mise à nu) et surtout (iii) de pentes fortes qui favorisent le ruissellement concentré. Néanmoins, une dégradation de la structure des horizons de surface, quelle qu'en soit la cause, a tendance à favoriser au départ le déclenchement d'une érosion en nappe qui, certes, peut passer inaperçue, mais peut rapidement devenir critique en cédant le relais à la concentration du ruissellement. Dans les versants moins déclives et récemment défrichés des demi-oranges, une telle érosion 'en nappe' peut aussi rapidement devenir un handicap sur des sols acides comme les Acrisols si le décapage des horizons supérieurs humifères les plus fertiles va jusqu'à faire affleurer les horizons de profondeur pauvres en matière organique et riches en aluminium échangeable, faisant ainsi preuve d'une plus grande toxicité pour les plantes culturales ;



**Photo 74** – Réseau de ravines parallèles, ou *voçorocas*, sur un secteur récemment défriché de l'escarpement occidental du massif de Pereiro. Ces ravines, profondes de 2 à 3 mètres environ, se sont formées aux dépens de sols rouges profonds et d'une altérite friable issue de l'altération d'un granite leucocrate. Un défrichement massif est tenu pour responsable de l'apparition du phénomène d'érosion accélérée dans ce secteur. Cliché F. Bétard.



**Photo 75** – Coulées de débris fonctionnelles sur le versant semi-aride de la *Serra* humide d'Uruburetama. Ces *debris flows*, associées à des ravines généralement peu profondes, fonctionnent lors d'épisodes pluviométriques intenses et irréguliers dictés par le climat semi-aride de ce secteur situé sous le vent du massif montagneux. Ces formes ne doivent rien à une quelconque action anthropique mais sont issues d'un processus banal, d'ailleurs peu décrit, appartenant au système morphogénique du domaine semi-aride de montagne. Cliché F. Bétard.

- Les marques de l'**érosion linéaire**, en particulier le ravinement, sont plus nombreuses car l'énergie du ruissellement y est bien plus forte que celle des gouttes de pluies (ROOSE, 1992). Dans les zones fortement pentues ayant subi un défrichement récent (coupe à blanc, brûlis), des risques graves de transformation rapide des rigoles en ravines profondes (les *voçorocas* brésiliens, équivalents des *dongas* sud-africains) sont à prévoir si des pratiques culturales inadaptées prennent place sur le sol nu ou si un reboisement n'est pas rapidement envisagé. C'est dans ce contexte que des ravines profondes de 2 à 3 mètres ont été fréquemment observées, comme sur l'escarpement occidental du massif de Pereiro localement défriché (Photo 74). Ces réseaux de ravines parallèles se forment toujours en présence de sols profonds et/ou d'altérites à la fois friables et perméables issues de la décomposition des roches granito-gneissiques du socle. Ceci explique qu'on les rencontre surtout au niveau des versants sub-humides des massifs cristallins couverts de Lixisols, mais aussi sous les entablements gréseux et cuirassés des *Serras* de Martins et Pereiro qui reposent sur un épais manteau kaolinique hérité particulièrement sensible au ravinement. Des ravines moins profondes de l'ordre du demi-mètre et à fond large ont aussi été observées sur les versants semi-arides de ces montagnes (Baturité, Uruburetama), associées à des coulées de débris charriant des galets et blocs de lithologies variées (quartzite, granite, gneiss). Ces processus fonctionnels n'ont pas, *a priori*, une origine anthropique, mais sont un trait spécifique du système morphogénique semi-aride qui affecte ces versants pierreux situés sous le vent des montagnes humides (Photo 75).
- Des phénomènes de **mouvements de masse** ont aussi été répertoriés sur des pentes topographiques de plus de 40 % et peuvent être rangés en deux catégories : (i) des *coulées de solifluxion* lentes et actives sont signalées sur les versants escarpés récemment défrichés du massif de Baturité (BASTOS & SILVA, 2004) ; (ii) des *glissements de terrain*, impliquant des mécanismes beaucoup plus massifs et brutaux, sont également attribués à la pression anthropique et à la déforestation (BASTOS *et al.*, 2005) et représentent des risques nettement plus sérieux pour la viabilité des terres cultivables et pour la population (obstruction de routes, glissement ou destruction d'habitations, etc.) : c'est au niveau des bananeraies que ces glissements de terrain seraient les plus fréquents (BASTOS & SILVA, 2004). D'après nos observations, ces

glissements se réalisent essentiellement à partir des épais tabliers d'altérites rougeâtres qui recouvrent l'escarpement oriental à climat sub-humide du massif de Baturité. La grande sensibilité de ces altérites friables est perceptible à chaque saison des pluies le long des talus de routes où les effondrements en masse d'altérites sur la chaussée nécessitent l'embauche de plusieurs dizaines d'ouvriers. D'autres glissements de terrain signalés sur les pentes fortes des *Serras* de Maranguape et de Pereiro sont directement attribuables à la sismicité récente et active de ces régions (PEULVAST *et al.*, 2006b).

En définitive, il apparaît que l'instabilité des formations superficielles de ces montagnes est favorisée par la convergence de facteurs naturels – forte déclivité des pentes et manteaux d'altération kaoliniques épais – et de facteurs anthropiques conditionnés par l'importance des défrichements pour la mise en valeur agricole de nouvelles terres. Parmi les autres facteurs naturels susceptibles d'intervenir dans le déclenchement de ces processus, il faut signaler l'influence de la progression de l'érosion régressive par recul des têtes de sources et des ruptures de pente des cours d'eau (*knickpoints*) dans la localisation et la concentration spatiale de phénomènes d'érosion actuelle comme le ravinement. Dans la *Serra* de Baturité, un réseau dense de ravines profondes, avec lesquelles de nombreux éboulements se trouvent géographiquement associés, se rencontre au nord de Pacoti dans la zone de *knickpoints* qui matérialise la limite entre la zone de modelé multiconvexe et la zone périphérique de dissection profonde. La concentration exceptionnelle des formes de ravinement et des phénomènes d'éboulement dans ce secteur ne trouve pas son origine dans une action anthropique qui serait plus importante ici qu'ailleurs, mais est clairement à mettre en relation avec la marche « normale » de l'érosion régressive et le recul des têtes de source des affluents du Rio Pacoti. De la même manière que certains glissements de terrain sont liés à une instabilité sismo-tectonique locale, l'action anthropique de ces secteurs de *knickpoints* ne fait que révéler localement une instabilité des versants inhérente au « front » de progression de l'érosion régressive.

Du côté des facteurs anthropiques, ce sont les défrichements qui semblent entraîner les conséquences les plus néfastes sur le plan de la dégradation et de l'érosion exacerbée des sols, sans parler des conséquences en aval telles que l'envasement accéléré des barrages collinaires de la plaine semi-aride ou la dégradation de la qualité des eaux d'approvisionnement. Ces observations qualitatives sont appuyées et relayées par des estimations quantitatives : dans la zone de modelé multiconvexe du massif de Baturité, FARIAS SALES (1997) a montré l'impact de la déforestation sur l'érosion actuelle des demi-oranges. En utilisant la formule de WISCHMEIER (U.S.L.E. : *Universal Soil Loss Equation* :

WISCHMEIER & SMITH, 1960), l'auteur estime autour de 3 t/ha.an<sup>-1</sup> les pertes en terre sous végétation forestière de *mata úmida* contre 100 t/ha.an<sup>-1</sup> et plus sur les collines convexes récemment défrichées. Cependant, il convient de nuancer ces résultats catastrophistes car la zone de modelé multiconvexe de Baturité nous paraît particulièrement pauvre en formes de ravinement ou de glissement. Des formations végétales secondaires ou des plantations très couvrantes telles que la caféière et son ombrière semblent suffire pour éviter toute forme d'érosion accélérée des sols. C'est un constat parfaitement identique qui avait été fait dans les paysages multiconvexes forestiers des hautes terres humides du Karnataka indien où la caféiculture sous ombrière est aussi pratiquée (GUNNELL & LAGEAT, 1998). Dans un tel contexte, il convient surtout de souligner l'exceptionnel effort de gestion et de conservation des sols et de la biomasse qui caractérise les hautes terres polyconvexes du massif de Baturité.

La situation nous paraît plus inquiétante dans les zones périphériques de dissection profonde de ces massifs montagneux. Des mesures réalisées à partir d'une parcelle expérimentale sur sol nu (Lixisol), par 1170 mm de pluviosité annuelle et une pente de 12 %, permettent d'estimer la perte en terre à 78,8 t/ha.an<sup>-1</sup> dans une région montagneuse de l'Agreste (LEPRUN, 1987). La réduction de la perte en sol entre la surface nue ou travaillée et la surface occupée par une végétation couvrante (forêt ou jachère) est de 100 à 1000 fois. Sur ces terres marginales en pentes fortes (> 20 %), des pratiques culturales inadaptées telles que des labours et semis suivant le sens de la plus grande pente sont fréquentes et sont responsables de pertes en terre et en eau importantes, excepté dans le cas du maïs (LEPRUN *et al.*, 1986). Dans les autres cas, l'érosion des sols cultivés perpendiculairement aux courbes de niveau peut conduire à des pertes en terre élevées comprises entre 50 et 100 t/ha.an<sup>-1</sup>. Ces effets négatifs peuvent être facilement corrigés par une pratique culturale anti-érosive simple en billons isohypses, avec ou sans cordons herbeux, qui permet une réduction des pertes en terre d'au moins 50 %. Une telle pratique permet en même temps un appréciable regain de l'infiltration des eaux ce qui, sur les pentes fortes des massifs montagneux à climat sub-humide, assure un accroissement non négligeable des rendements agricoles.

En conclusion, on doit souligner qu'il n'existe pas de zones géographiques dans ces montagnes humides qui ne soient véritablement à l'abri d'une érosion accélérée des sols, pas même les paysages multiconvexes forestiers du massif de Baturité, pourtant épargnés par l'érosion régressive et délimités par une législation environnementale qui tente d'imposer des mesures préventives assez strictes aux agriculteurs de la région. Des écarts fréquents conduisant certains paysans à enfreindre la loi, montrés du doigt par les organismes de tutelle environnementale, sont parfois à l'origine d'une dégradation des ressources biotiques. Par

réactions en chaîne, la déforestation peut elle-même aboutir à une dégradation générale du milieu abiotique (dégradation de la structure pédologique, décapage des horizons humifères, érosion linéaire, déclin de la fertilité, dégradation de la qualité des eaux, etc.). Mais c'est surtout sur les terres marginales de ces massifs montagneux non protégées par la législation environnementale que la situation est la plus préoccupante. Ici, l'agriculture s'est étendue peu à peu sur des pentes de plus en plus raides qu'il a fallu défricher. La mise en culture de ces zones fragiles entraîne la destruction progressive des ressources pédologiques dans le temps et dans l'espace, même si la portion de l'espace affectée reste pour l'instant assez limitée. Au total, si l'on compare les montagnes humides nordestines à d'autres agrosystèmes tropicaux de moyenne montagne équivalente (Afrique, Madagascar), l'érosion hydrique et la dégradation des sols y demeurent faibles à l'heure actuelle, hormis les cas récents et localisés de ravinement et de glissement qui doivent retentir comme des sonnettes d'alarme face à une gestion tantôt conservatoire, tantôt prédatrice des ressources naturelles.

## **6.2. GESTION CONSERVATOIRE DE L'EAU ET DE LA FERTILITÉ DES SOLS DANS LA ZONE SEMI-ARIDE DU *SERTÃO* : APPROCHE COMPARATIVE AVEC L'INDE SEMI-ARIDE**

Avec l'étude de la plaine semi-aride se profilent d'autres rapports entre les sociétés agraires et leur environnement physique. Si les rapports sociaux et la structure foncière changent sensiblement par rapport à la montagne humide, le milieu physique, lui, en diffère fondamentalement par une pluviosité plus faible et surtout très irrégulière, un modelé beaucoup moins vigoureux et surtout la présence d'arènes et de sols chimiquement plus riches (cf. chapitre 4). Afin de mieux comprendre la relation dialectique de l'homme à son milieu, des études de géographie comparée ont souvent été menées entre des régions tropicales de socle dotées de fourchettes climatiques comparables, ce qui permet à la fois de rechercher des causes aux contrastes qui se dégagent et d'évaluer leurs conséquences sur le milieu, en particulier vis-à-vis de l'érosion accélérée des sols. C'est dans cet esprit que, d'un côté, le Nordeste brésilien a bénéficié d'une étude d'écologie comparée avec l'Afrique de l'Ouest semi-aride (LEPRUN, 1989 ; LEPRUN & SILVEIRA, 1992 ; LEPRUN, 1993) et que, d'un autre côté, l'Inde péninsulaire semi-aride a aussi été comparée plusieurs fois au Sahel de l'Afrique de l'Ouest (BOURGEON, 1987b ; GOUROU, 1991 ; GUNNELL, 1997). La plupart de ces études soulignent les différences importantes qui existent en particulier entre les couvertures pédologiques des régions soumises à comparaison et mettent finalement en perspective les avantages des milieux physiques brésilien et indien par rapport au bouclier ouest-africain.

Afin de réaliser une triangulation complète, une comparaison directe entre les régions semi-arides du Nordeste du Brésil et du Sud de l'Inde, jamais réalisée jusqu'à présent, nous a paru s'imposer, non pas pour souligner surtout les différences, mais pour mettre en lumière les similitudes frappantes qui ressortent de l'analyse des paysages de ces deux régions du monde tropical en développement :

- **Similitudes entre les systèmes morphopédologiques**, dominées de part et d'autre par des plaines à inselbergs portant des arènes bisiallitiques et des Luvisols dotés de potentialités agronomiques élevées et faisant preuve d'une bonne résistance face aux processus d'érosion accélérée ;
- **Similitudes entre les stratégies de gestion conservatoire de l'eau**, organisées autour de petits réservoirs de stockage des eaux superficielles, appelées *açudes* au Brésil et *tanks* en Inde.

Seule l'utilisation de ces ressources en sol et eau diffère entre ces deux régions semi-arides, ce qui s'explique par des différences dans les conditions démographiques, dans l'organisation des structures agraires et dans les pratiques agro-pastorales traditionnelles. Avec le potentiel que représentent les *açudes* du Nordeste brésilien (MOLLE, 1991), le passage à l'irrigation peut être considéré comme un pas décisif dans le processus de développement de cette région en retard sur le Sud du pays, grâce à l'amélioration de la production agricole que ce moyen pourrait engendrer (BRUNEL, 1987 ; GOUROU, 1991). Ainsi, les possibilités de transposition de la culture irriguée, pratiquée en Inde depuis au moins le Moyen-Âge, vers le Nordeste brésilien où l'irrigation familiale n'est pas traditionnelle, seront discutées en même temps que les autres alternatives possibles au développement agricole de ces deux régions.

### **6.2.1. Potentialités, érosion et conservation des sols dans les régions semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l'Inde**

Les difficultés d'établir des correspondances entre les différents systèmes de classification pédologique ont longtemps été un frein à l'extrapolation des résultats de la recherche agronomique (BOURGEON, 1987b ; LEPRUN, 1993 ; GUNNELL, 2000b), entre l'Inde qui utilise principalement la *Soil Taxonomy* américaine, l'Afrique dont la reconnaissance des sols s'est faite par des pédologues de l'ORSTOM utilisant l'ancienne classification française, et le Brésil qui dispose de son propre système de classification national. Dans ce contexte, il est difficile d'établir des corrélations croisées entre les cartes des sols ressortant des différents travaux pédologiques.

Chaque système de classification mentionné ci-dessus présente aussi ses propres inconvénients : ainsi la *Soil Taxonomy*, où l'ordre des Alfisols souvent représenté sur les cartes à petite échelle recouvre malheureusement une gamme trop large de sols, incluant les sols fersiallitiques et les sols ferrugineux tropicaux de l'ancienne classification française, dont les comportements physiques et la fertilité chimique ont peu de points communs (BOURGEON, 1987b ; GUNNELL, 2000b). Il en va de même pour la classification française des sols, dont les préceptes pour les sols tropicaux ont été définis en Afrique de l'Ouest et ne sont pas nécessairement applicables à d'autres régions tropicales comme le Nordeste brésilien où les sols ferrugineux, marqués par l'individualisation et la migration des oxydes métalliques, sont absents. Quant à la classification brésilienne, elle n'est guère utilisée qu'au Brésil.

Pour toutes ces raisons, c'est le système de classification international de la *World Reference Base* (FAO, 2006), flexible et assez simple d'utilisation, qui a été choisi dans le cadre de cette étude, facilitant ainsi les comparaisons intercontinentales. Grâce à son utilisation, il est apparu que les « sols bruns non calciques » (PROJETO RADAMBRASIL, 1981b ; LEPRUN, 1993) largement répandus dans le Nordeste semi-aride étaient en fait les équivalents taxonomiques des sols rouges fersiallitiques indiens identifiés par BOURGEON (1992) par leur appartenance à la même unité des Luvisols de la WRB. Si la carte FAO-UNESCO de 1974 est juste pour les sols des deux zones semi-arides (ils sont classés en *chromic Luvisols*), le nouvel atlas de la WRB (ISSS WORKING GROUP, 1998) commet l'erreur de réinterpréter les Luvisols indiens et brésiliens en Lixisols (GUNNELL, 2000b), au même titre que les superficies de sols ferrugineux africains qui sont, pour leur part, de véritables Lixisols. Ceci entraîne de graves confusions et constitue évidemment une entrave sérieuse à la compréhension de la géographie des sols et aux possibilités d'extrapolation des résultats sur les potentialités agronomiques ou la gestion de l'érosion. Contrairement à de nombreux Lixisols d'Afrique, les Luvisols brésiliens et indiens sont issus d'une pédogenèse primaire, présentent les mêmes propriétés physico-chimiques et ont un comportement hydrodynamique comparable.

#### *A – Potentialités des Luvisols brésiliens et indiens*

Évaluer les potentialités et la fertilité des sols nécessite de prendre en considération l'ensemble des propriétés du solum. On peut ainsi distinguer une « fertilité chimique » (capacité d'échange, teneur en bases, etc.), une « fertilité physique » (stabilité de la structure, aération, etc.) ou encore une « fertilité hydrique » (capacité de rétention en eau, réserve utile pour les plantes) (BAIZE, 2004). Une bonne appréciation de la fertilité des sols et de son évolution dans le temps doit aussi passer par la prise en compte des caractères pédogénétiques du sol et des effets de sa mise en valeur (DUCHAUFOR, 2001).



Pour évaluer la richesse chimique des sols, PÉDRO (1982) puis BOURGEON & GUNNELL (1998b) proposent de prendre en compte trois groupes essentiels de caractéristiques découlant directement de la genèse des sols :

- **la réserve minérale** (présence de minéraux primaires pas ou peu altérés) directement observable sur le terrain ou, mieux encore, lors de l'analyse micromorphologique au microscope pétrographique ;
- **la nature des minéraux argileux néoformés** et leurs propriétés d'échange, déduite des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X ;
- **la nature des cations échangeables** (Ca, Mg, K, Na, Al), obtenue par les analyses chimiques classiques en laboratoire.

Comparer de manière détaillée la richesse chimique des sols rouges indiens et brésiliens à partir de l'ensemble des critères énumérés ci-dessus est aujourd'hui rendu possible par la confrontation des résultats obtenus en Inde par BOURGEON (1992) avec nos propres résultats obtenus pour le Brésil. Une partie de ces résultats analytiques rapportés à quelques profils représentatifs de sols rouges des deux régions est rassemblée dans le tableau de la figure 93, dans lequel sont également représentées les données analytiques d'un profil de sol ferrugineux africain (Lixisol), à titre de comparaison. L'examen du tableau et des données révèle que :

- **La réserve minérale** des Luvisols brésiliens et indiens est importante, surtout quand on la compare à celle des Lixisols de l'Afrique semi-aride pauvres en minéraux altérables (LEPRUN, 1993 ; BOURGEON & GUNNELL, 1998b). Les observations de terrain et surtout les observations micromorphologiques montrent l'abondance des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens (biotite, grenat ou amphibole) au niveau des sols rouges des deux régions développés à partir d'arènes sableuses riches en minéraux primaires. Au contraire, la faible réserve minérale des sols ferrugineux africains s'explique par une origine et une évolution pédologique différentes puisque ces sols dérivent principalement de la transformation d'une ancienne altérite ferrallitique (KALOGA, 1987 ; LEPRUN, 1993).
- **La nature des minéraux argileux** et leurs proportions respectives, telles qu'elles peuvent être déduites des analyses DRX, montrent une similitude frappante et quasi-parfaite entre les Luvisols brésiliens et indiens. Leurs horizons pédologiques bruns-rouges sont caractérisés par la même dominance de minéraux 1/1 désordonnés qui sont dans les deux cas des interstratifiés

kaolinite-smectite, et aussi par l'abondance de minéraux 2/1 de la famille des micas (illites). À côté de ces argiles dominantes, on retrouve dans les deux sols des quantités notables de minéraux smectitiques correspondant pour la plupart à des interstratifiés (10-14)Sm. Ces fortes ressemblances dans le cortège des minéraux argileux présents suggèrent des évolutions pédologiques et géochimiques similaires à partir des arènes gneissiques, et sont aussi responsables de valeurs identiques concernant la capacité d'échange cationique (Fig. 93). Rapportée à 1 kg d'argile, la CEC élevée de ces sols ( $> 24$  cmol(+)/kg d'argile) permet de les classer parmi les sols à argiles de haute activité (*high activity clay soils*), contrairement aux sols ferrugineux tropicaux d'Afrique (Lixisols) qui, dominés par la kaolinite, sont à ranger parmi les sols à argiles de faible activité (*low activity clay soils*).

- En ce qui concerne **la nature des cations échangeables**, les quantités élevées de calcium et de magnésium échangeables ainsi que les pH, proches de la neutralité et légèrement alcalins en profondeur, sont très semblables entre les Luvisols brésiliens et indiens, et un examen attentif de ces valeurs montre qu'elles ont tendance à s'accroître avec la profondeur (Fig. 93). Ces valeurs contrastent avec les faibles teneurs en bases échangeables du sol ferrugineux de Saria où la somme des bases atteint péniblement 2 cmol(+)/kg de sol, pour un pH toujours acide qui peut descendre en-dessous de 5 en profondeur.

Au total, sur le plan de la richesse chimique des sols, les Luvisols brésiliens et indiens affichent une grande similitude pour les trois critères retenus, alors que les sols rouges fersiallitiques indiens étaient considérés jusqu'à récemment comme des sols tropicaux mondialement peu répandus (BOURGEON, 1994). Ces caractères communs leur confèrent une fertilité chimique élevée, surtout lorsqu'on les compare à d'autres sols tropicaux comme les Lixisols de l'Afrique semi-aride. Cette similitude entre couvertures pédologiques brésilienne et indienne ne s'arrête pas à la richesse chimique du sol puisque les effets d'une mise en culture semblent bénéficier aussi d'un diagnostic identique pour les sols des deux régions :

- Alors que les Luvisols indiens et brésiliens ne voient pas leurs **propriétés chimiques** profondément altérées par suite d'une mise en culture, même assez intensive (BOURGEON, 1987b ; LEPRUN, 1994), l'apparition d'aluminium échangeable qui accompagne la baisse du pH dans de nombreux Lixisols africains explique la chute des rendements agricoles après une culture continue sur plusieurs années (PIERI, 1989 ; BOURGEON & GUNNELL, 1998b).

Profondeur (cm)	pH H <sub>2</sub> O	C org. %	Argile %	Bases échangeables				CEC	
				Ca	Mg	K	Na	(1)	(2)
CA1 – 4° 22' S, 39° 18' W – Brésil, Ceará – <i>Haplic Luvisol (chromic)</i>									
0-40	6,2	0,55	19,5	5,8	3,0	0,0	0,0	11,2	57
40-75	6,2	0,60	43,7	6,6	5,1	0,0	0,0	19,2	44
75-120	6,4	0,18	28,2	7,4	6,1	0,1	0,0	20,6	73
135	6,7	0,09							
215	7,1	0,03							
RN25 – 6° 24' S, 36° 47' W – Brésil, Rio Grande do Norte – <i>Bruno não cálcico</i> (P. RADAMBRASIL, 1981b)									
0-20	5,9	1,44	11,0	4,6	2,0	0,3	0,1	9,9	90
20-33	6,2	0,94	23,0	8,0	6,9	0,2	0,2	17,5	76
33-40	6,8	0,57	46,0	13,4	10,6	0,1	0,3	25,8	56
40-50 <sup>+</sup>	7,3	0,37	36,0	13,4	11,5	0,1	0,4	25,4	71
GU01 – 11° 47' N, 76° 38' E – Inde, Karnataka – <i>Sol fersiallitique</i> (BOURGEON, 1992)									
0-10	6,9	0,84	16,4	3,4	1,8	0,3	0,0	6,1	37
10-70	6,6	0,64	32,3	7,0	3,0	0,1	0,1	10,3	32
70-100	6,8	0,58	33,3	11,7	4,1	0,2	0,2	15,0	45
100-115	7,1		19,7	11,3	4,5	0,2	0,1	18,3	93
115-150	8,3		7,5	10,5	3,9	0,1	0,3	14,4	192
PATANCHERU – 17° 35' N, 78° 17' E – Inde, Andhra Pradesh – <i>Udic Rhodustalf</i> (LAL <i>et al.</i> , 1994)									
0-10	6,5	0,84	17,9	5,8	1,9	0,3	0,1	8,1	45
10-20	6,5	0,79	18,4	5,6	2,1	0,3	0,2	8,4	46
20-30	6,7	0,85	32,5	10,8	2,9	0,2	0,2	14,6	45
30-49	6,7	0,85	34,5	11,0	3,1	0,2	0,2	15,1	44
49-102	7,8	0,48	39,5	14,3	3,4	0,2	0,3	17,0	43
102-145	7,0	0,23	24,3	18,9	4,7	0,2	0,4	22,2	91
SARIA P7 – 12° 16' N, 2° 09' W – Burkina Fasso – <i>Sol ferrugineux tropical</i> (ROOSE, 1981)									
0-15	5,3	0,40	12,9	0,8	0,4	0,1	0,0	1,8	14
20-35	5,1	0,40	30,0	1,5	0,7	0,1	0,0	3,6	12
35-55	5,0	0,30	33,9	0,8	0,3	0,1	0,0	3,7	11
55-100	4,9	0,20	23,9	1,0	0,5	0,3	0,0	3,8	16
110-150	4,9	0,10	16,0	1,1	0,4	0,3	0,1	3,3	21
175-200	5,0	0,10	18,7	1,0	0,4	0,3	0,1	3,9	21

CEC mesurée à l'acétate d'ammonium à pH 7 et exprimée (1) en cmol(+) / kg de terre fine et (2) en cmol(+) / kg d'argile

**Fig. 93** – Caractérisation de la fertilité chimique de quelques profils de sols rouges brésiliens et indiens et d'un sol ferrugineux tropical africain (profil de Saria).

Dans le cas des Luvisols, l'érosion des horizons superficiels n'est pas un handicap fondamental, compte tenu du maintien de bons paramètres chimiques avec la profondeur (Fig. 93), ce qui n'est pas le cas des Lixisols sahéliens. Les carences en azote et en phosphore, facilement remédiables, sont un trait commun des Luvisols du Brésil et de l'Inde (FAO, 1974 ; BOURGEON, 1987b) ;

- **Le taux de matière organique** des Luvisols est faible, ce qui n'a rien d'étonnant dans ces régions semi-arides où le processus d'humification est rapidement bloqué par le stress hydrique de la longue saison sèche. Sous végétation naturelle (forêt sèche décidue dans les deux cas), ce taux peut néanmoins atteindre 5 % dans les horizons de surface (BOURGEON, 1987b ; LEPRUN & SILVEIRA, 1992) mais baisse assez rapidement après la mise en culture (jusqu'à 1 % et moins). Pour des conditions climatiques égales et sous végétation naturelle, le taux de matière organique de ces sols est toujours supérieur à celui des sols sahéliens développés sous steppe ou savane ;
- **Les propriétés physiques** des Luvisols de l'Inde et du Brésil sont aussi jugés de qualité satisfaisante (bonne stabilité structurale et bonne perméabilité, au moins au Brésil : LEPRUN & SILVEIRA, 1992). Leur structure aérée, particulière à grumeleuse, contraste avec celle de nombreux Lixisols africains à structure lamellaire et compacte au niveau des premiers centimètres du sol, les rendant particulièrement sensibles à la battance. Ces croûtes et pellicules de surface, qui colmatent une grande partie des sols sahéliens et entravent l'infiltration et la germination (au point d'y avoir suscité des recherches spécialisées sur ce thème : CASENAVE & VALENTIN, 1989), sont exceptionnelles par leur rareté sur les superficies cultivées des régions semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l'Inde ;
- **Le potentiel hydrique** de ces sols est contrasté : alors qu'ils disposent d'une faible réserve utile pour les plantes (généralement comprise entre 50 et 70 mm pour les Luvisols brésiliens, plus proche de 100 mm pour les sols rouges plus épais du socle indien), qui ne leur permet pas la culture en dehors de la saison des pluies sans irrigation (BOURGEON, 1987b), un taux d'infiltration satisfaisant dans les horizons superficiels et une bonne capacité de rétention en eau autorisée par des quantités notables de minéraux smectitiques constituent des avantages par rapport à bon nombre de sols sahéliens kaoliniques.

En définitive, c'est l'ensemble des propriétés physico-chimiques et hydriques des Luvisols qui bénéficie d'un diagnostic favorable du point de vue de leur fertilité, et donc de

leurs potentialités. Cette fertilité naturelle, qui reste bonne même après mise en culture, invite une nouvelle fois à nuancer (cf. GUNNELL, 1997) les propos souvent pessimistes de nombreux agronomes et géographes quand il est question des potentialités agricoles des sols tropicaux développés sur socle (RIOU, 1989b). Les couvertures de Luvisols largement répandues sur les boucliers indien et brésilien en constituent de remarquables contre-exemples.

En marge de ces similitudes étroites entre les potentialités agronomiques des couvertures pédologiques des deux régions, on doit cependant signaler quelques différences dues aux spécificités intrarégionales qui peuvent avoir des conséquences notables sur la mise en valeur agricole :

- D'une part, **la pierrosité de surface** des sols rouges paraît plus élevée au Brésil qu'en Inde, qui s'explique par des vestiges de 'pavages' pédimentaires à galets de quartz plus fréquents et des profils pédologiques plus minces dans le Nordeste. Une pierrosité de surface trop élevée constitue rapidement un handicap pour le passage d'instruments aratoires, nécessite un surplus de main d'oeuvre, et constitue finalement un frein à la mécanisation de l'agriculture ;
- D'autre part, **la fréquence des accumulations et nodules calcaires** (horizons Bk) dans certains sols rouges du centre de la péninsule indienne constitue incontestablement un avantage par rapport aux sols rouges brésiliens dépourvus de carbonates d'origine pédogénétique. Mais un encroûtement calcaire trop massif et subaffleurant dans les régions les plus sèches peut également constituer un handicap par le surplus de travail que nécessite l'extraction de ces indurations carbonatées (GUNNELL, 1999) ;
- Enfin, **le calendrier des pluies** diffère sensiblement entre les zones semi-arides du Brésil et de l'Inde et tourne à l'avantage de la seconde. En effet, alors que le régime pluviométrique unimodal du Nordeste, dont le coefficient de variation des pluies est l'un des plus élevés au monde (NIMER, 1977), ne permet qu'une seule culture pluviale dont les rendements sont régulièrement compromis par de fortes sécheresses, le régime bimodal de l'Inde semi-aride diminue le risque climatique et peut même permettre, certaines années, une double récolte sans apport par irrigation (BOURGEON, 1987b).

Malgré ces différences de détail que l'on doit attribuer aux spécificités morphologiques et bioclimatiques propres à chaque région, force est d'admettre que les potentialités agronomiques des Luvisols brésiliens et indiens sont très proches. Afin de poursuivre la comparaison sur les potentialités globales des milieux semi-arides de l'Inde et du Brésil aux

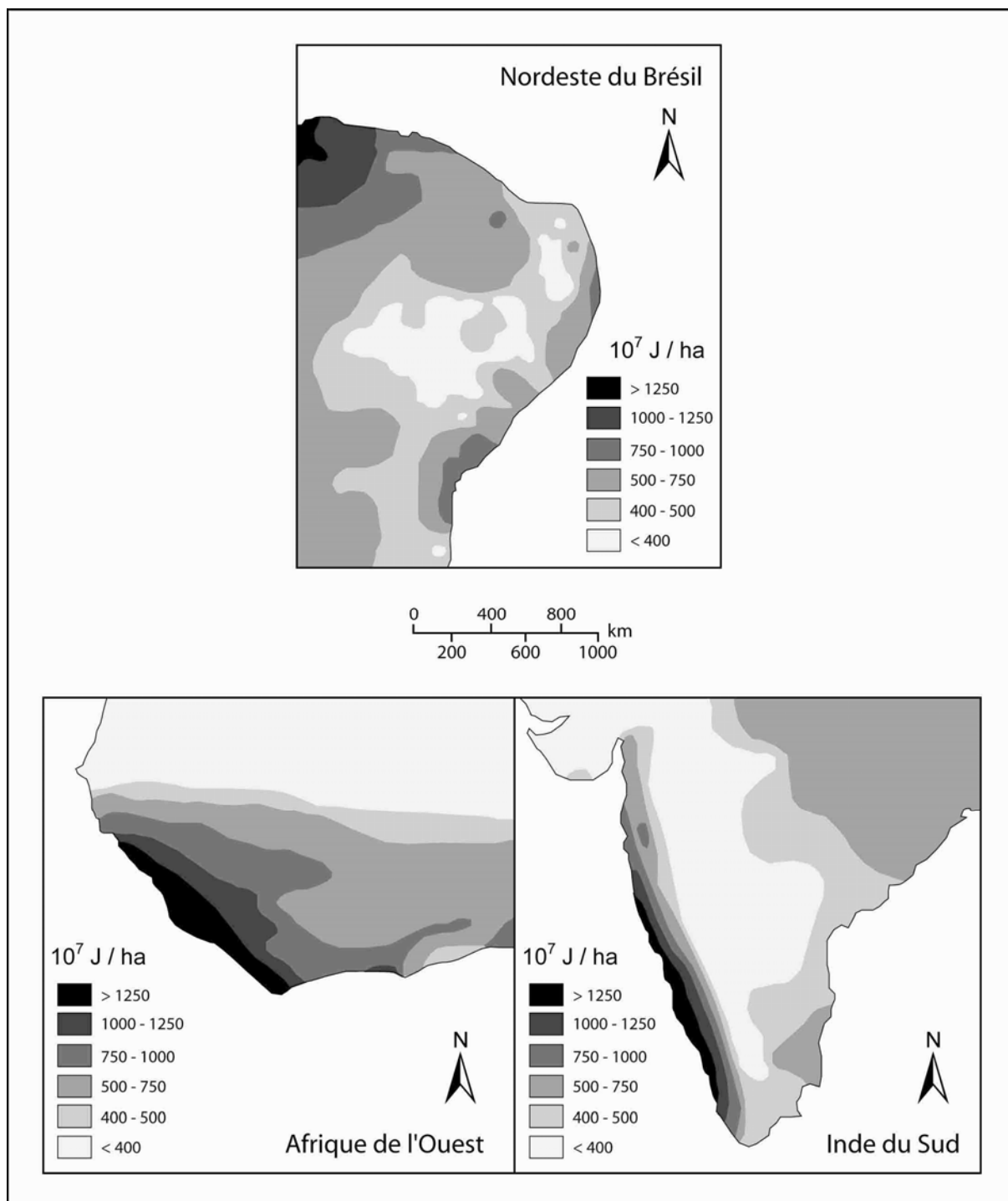
systèmes morphopédologiques similaires, il est maintenant possible d'analyser les bilans sur l'érosion hydrique des sols de ces deux régions.

*B – Concordances dans les bilans sur l'érosion hydrique des sols : la stabilité du milieu*

Les zones semi-arides du Brésil et de l'Inde sont souvent considérées par la communauté scientifique de leur pays comme des régions à forte érosion hydrique. Dans un cas comme dans l'autre, les affirmations pessimistes qui ont pu être formulées sur l'érosion des sols s'appuient généralement sur des mesures indirectes qui tiennent peu compte du modelé, souvent considéré comme le point faible de l'équation de WISCHMEIER, ainsi que de la nature des profils d'altération et des sols soumis à l'agressivité des pluies, selon que ceux-ci sont polygéniques ou monogéniques. La recherche morphopédologique telle que nous l'envisageons peut pallier cette insuffisance et devient alors susceptible d'apporter un diagnostic nuancé suivant les particularités régionales ou locales du milieu physique.

En réalité, les observations de terrain et les mesures récentes de l'érosion effectuées dans ces deux régions semi-arides montrent que les manifestations de l'érosion actuelle ont peu d'ampleur et que les conditions du milieu physique sont relativement favorables, voire privilégiées quand on les compare à celles d'autres régions tropicales sèches comme le Sahel de l'Afrique de l'Ouest, où l'érosion et la dégradation physique des sols est réellement un problème préoccupant (LEPRUN, 1994 ; GUNNELL, 2000b). Un examen attentif et détaillé des facteurs comparés de l'érosion actuelle en Inde et au Brésil s'avère nécessaire afin de rechercher les causes communes aux similitudes ainsi mises en évidence entre ces deux régions de bouclier semi-aride :

- **L'agressivité des pluies** joue un rôle important dans l'érodibilité des sols qui peut intervenir de plusieurs manières : la taille des gouttes de pluie, l'intensité de la pluie, la fréquence (y compris la saison) ou encore la durée des précipitations. Malgré de nécessaires nuances intrarégionales dans les caractéristiques et le régime des pluies (unimodal dans le Nordeste, bimodal en Inde du Sud), force est de constater la forte ressemblance des cartes d'érosivité des pluies entre le Nordeste du Brésil et l'Inde du Sud, mais aussi avec l'Afrique de l'Ouest (Fig. 94). Cette ressemblance s'explique par la similitude des séquences climatiques observées dans ces trois régions, malgré des différences notables dans l'orientation et l'intensité des gradients bioclimatiques constatés. Pour des valeurs d'érosivité équivalentes au niveau des zones semi-arides, les formes de ravinement et les taux d'érosion actuels sont toutefois plus importants en Afrique qu'en Inde ou au Brésil ;



**Fig. 94** – Cartes d'érosivité des pluies pour le Nordeste du Brésil (adapté d'après SILVA, 2004), l'Afrique de l'Ouest (d'après ROOSE, 1994, in GUNNELL, 2000b) et l'Inde du Sud (d'après BABU *et al.*, 1978, in GUNNELL, 2000b)

- **Le facteur topographique** revêt une faible importance à l'échelle des régions toutes entières pour expliquer les similitudes ou les différences dans les manifestations de l'érosion actuelle. Dans ces régions de plaines et de plateaux faiblement disséqués, le modelé global est généralement tabulaire ou ondulé et les pentes sont faibles dans l'ensemble. En revanche, le facteur topographique à l'échelle locale est plus important à prendre en compte, selon que les sols vulnérables se trouvent en position protégée (sommets plats d'interfluve, niveau de base local, etc.) ou en position d'attaque (relief résiduel à flancs raides, 'zones de combat' le long des lignes majeures de partage des eaux, etc.).
- **La nature de la couverture pédologique**, très similaire entre l'Inde du Sud et le Brésil semi-aride, est un argument fort pour expliquer la rareté des formes d'érosion accélérée et les faibles valeurs de pertes en terre dans les deux régions étudiées (LEPRUN, 1987 ; GUNNELL & LAGEAT, 1998). Contrairement à l'Afrique semi-aride où les sols ferrugineux tropicaux (Lixisols) sont très répandus et sont vulnérables à l'érosion pluviale, les zones semi-arides de l'Inde et du Brésil sont dominées par des couvertures de sols rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols) qui font preuve d'une bonne résistance face à l'agressivité des pluies. En Inde (GUNNELL, 2000b) comme au Brésil, les domaines où un ravinement exacerbé existe sont spatialement restreints aux seuls secteurs où affleurent d'épais profils d'altération kaoliniques dégagées de leur chapeau de cuirasse ferrugineuse (Photos 76 et 77). De tels profils monosiallitiques sont aujourd'hui situés en domaine semi-aride, c'est-à-dire en dehors des zones bioclimatiques conduisant normalement à leur formation (TARDY & ROQUIN, 1998), et doivent donc être considérés comme des héritages morphopédologiques. Dans le Sahel de l'Afrique de l'Ouest, cette couverture kaolinique héritée est étendue et atteint par endroits la centaine de mètres d'épaisseur (LEPRUN, 1993), alors que les profils monogéniques d'arènes bisiallitiques d'Inde et du Brésil ne dépassent pas la dizaine de mètres. Les Luvisols brésiliens et indiens à caractères fersiallitiques se trouvent dans une situation d'équilibre morpho-pédologique sans équivalent en Afrique. Cet équilibre dynamique semble leur conférer une certaine stabilité vis-à-vis de l'érosion accélérée, grâce notamment à de bonnes propriétés physiques des horizons de surface (absence de structure lamellaire, bonne perméabilité) qui permettent d'expliquer une partie des notoires différences de comportement hydrodynamique observées avec les Lixisols africains fortement dégradés.





**Photo 76** – Formes de ravinement exacerbé ou *voçorocas* dans la zone semi-aride de la Paraíba. Les ravines, profondes de 2 à 3 mètres, se sont développées aux dépens d’une isaltérite kaolinique héritée d’un passé plus humide, en contrebas d’une mince corniche armée de cuirasse ferrugineuse allochtone. L’épaisseur (>15 m) et la consistance très friable de l’isaltérite kaolinique, sous des pluviosités actuelles aux averses agressives, expliquent la grande vulnérabilité d’un matériau d’altération en ‘déséquilibre pédobioclimatique’. Noter la présence de gravillons ferrugineux en surface provenant de l’érosion mécanique de la corniche cuirassée. Cliché F. Bétard.



**Photo 77** – Aspect d’un profil d’altération kaolinique raviné dans une tranchée routière du secteur d’Araripe-Campos Sales (sud du Ceará), l’une des zones les plus sèches de l’État. La forte érodibilité de ce manteau hérité se lit dans le paysage de modelé cuirassé de la région par la fréquence des formes de ravinement et de glissement sous la corniche sommitale constituée d’une épaisse cuirasse et/ou carapace ferrugineuse. Cliché F. Bétard.

- **La couverture végétale** affiche des différences importantes entre les deux régions soumises à comparaison. Alors que le Brésil semi-aride est encore largement occupé par une forêt sèche dense (la *caatinga*), avec seulement 5 % de la superficie totale cultivée, le labour domine très largement dans le paysage agraire de « champagne » de la diagonale semi-aride de l'Inde, où ne subsistent que quelques reliques dégradées de forêt sèche décidue. Grâce à son exceptionnel pouvoir de régénération et sa végétation couvrante, la *caatinga* semble jouer un rôle particulièrement efficace sur le maintien du sol et l'infiltration des eaux de pluie, ce que ne permettent pas les végétations plus ouvertes (steppes et savanes) de l'Afrique de l'Ouest. Cependant, les mesures à l'échelle de la parcelle faites au Brésil (LEPRUN, 1987) montrent que les pertes en terre restent dans tous les cas très faibles, que ce soit sous végétation naturelle, sous jachère ou sur sol nu. Dans ce dernier cas, les conclusions de J-C. LEPRUN (1994) sur la bonne stabilité des sols bruns-rouges brésiliens, même après défrichement et mise en culture, concordent admirablement avec le diagnostic établi pour les Luvisols indiens qui sont presque toujours cultivés et restent finalement peu dégradés (GUNNELL, 2000b).

L'étude comparative des facteurs et des mesures de l'érosion permet de conclure à l'influence primordiale jouée par la nature des sols et du manteau d'altération pour expliquer les similitudes observées dans les manifestations discrètes de l'érosion hydrique entre l'Inde du Sud et le Nordeste brésilien. Les observations faites dans le Nordeste semi-aride renforcent l'idée selon laquelle les « reliques ferrallitiques », dont le couvert forestier sempervirent a disparu en raison d'un changement climatique, affichent une grande vulnérabilité à l'érosion hydrique (GUNNELL & LAGEAT, 1998 ; GUNNELL, 2000b), ce qui explique en même temps la fréquence des formes de ravinement et la dégradation accentuée des terres dans le Sahel où les héritages morphopédologiques sont importants.

Enfin, une comparaison des données des charges solides transportées par les fleuves dans les deux régions semi-arides permet de valider la modestie incontestable de l'érosion actuelle. La charge solide du Rio São Francisco dans le Nordeste (LEPRUN, 1987) et celle de la Cauvery en Inde méridionale (GUNNELL & LAGEAT, 1998) affichent des valeurs mesurées de  $30 \text{ t/km}^2.\text{an}^{-1}$  et de  $40 \text{ t/km}^2.\text{an}^{-1}$ , respectivement. Ces chiffres, très semblables entre les deux régions de socle soumises à comparaison, traduisent des valeurs de turbidité considérablement inférieures à celles mesurées en Afrique de l'Ouest ou à Madagascar. La charge spécifique des deux fleuves, brésilien et indien, appartient à la fourchette de mesures définie par MORGAN (1995) pour des conditions « naturelles », en conformité avec la rareté

des formes de ravinement et d'érosion accélérée au Brésil et en Inde semi-aride. Cette constatation identique effectuée dans les deux régions (LEPRUN, 1987 ; GUNNELL & LAGEAT, 1998) va à l'encontre d'une opinion catastrophiste admise par une partie de la communauté scientifique et non prouvée, qui va jusqu'à employer les termes de « désertification » ou de « sahélistation ». Au regard des récentes observations de terrain effectuées au Brésil dans le cadre de cette étude, une telle attitude semble toujours injustifiée, tant les conditions du milieu paraissent suffisamment favorables au Brésil et en Inde, voire privilégiées lorsqu'on les compare à celles d'autres régions tropicales d'Afrique sèche de climat équivalent.

Devant les données fondamentales du milieu naturel qui viennent d'être décrites, et qui amènent à conclure au rôle majeur de la nature du sol, une attention particulière doit néanmoins être prêtée aux conditions démographiques et aux pratiques agro-pastorales, considérées comme le facteur P de l'équation de WISCHMEIER. Les façons et les rotations culturales, ou encore le surpâturage et le piétinement du bétail, peuvent influencer de manière aussi importante que des conditions naturelles inégales sur la stabilité ou non du milieu.

*C – Conditions démographiques et pratiques agro-pastorales : hypothèses et perspectives pour la conservation des sols et la gestion de l'érosion*

Essentiellement rurale, la population dans le *Sertão* présente des densités comprises entre 10 et 30 hab.km<sup>-2</sup>, soit des proportions équivalentes à celles relevées en Afrique de l'Ouest sahélistienne, mais sans commune mesure avec les fortes concentrations démographiques de l'Inde semi-aride où les densités de population atteignent couramment 200 hab.km<sup>-2</sup>. Au regard des manifestations et des mesures de l'érosion, d'ampleur similaire en Inde et au Brésil, la pression démographique sur la terre ne semble pas être un handicap en Inde péninsulaire, où la gestion conservatoire des sols par les sociétés agraires est pratiquée depuis des siècles. Dans le *Sertão* brésilien, les fortes sécheresses de fréquence quasi-décennale provoquent l'exode rural vers les montagnes humides, vers les grandes villes du littoral du Nordeste ou encore vers les États prospères du Sud du Brésil, ce qui réduit largement l'accroissement démographique et conduit à une certaine stabilité des densités humaines dans la plaine semi-aride depuis plusieurs décennies. Le maintien de faibles densités de population ne semble pas non plus compromettre la bonne gestion des sols au Brésil, car des densités de population plus importantes comme en Inde peuvent aussi être perçues comme la garantie d'un plus grand soin porté à la terre. Au total, le mode intensif ou extensif de l'agriculture, respectivement en Inde et au Brésil, largement conditionné par les concentrations démographiques et la structure sociale ou foncière, semble avoir peu de conséquences sur la conservation ou la vulnérabilité des sols à l'érosion.

Outre l'équivoque des densités humaines, la sédentarisation des populations peut apparaître tantôt comme un élément de stabilisation, tantôt comme un gage de déstabilisation du milieu. Dans la diagonale semi-aride du Brésil, la population rurale pratique une agriculture de subsistance non itinérante, peu mécanisée et assez primitive, à l'exception des marges du Rio São Francisco, du bas et du moyen Jaguaribe où la culture irriguée est en plein essor (LEPRUN *et al.*, 1995). Contrairement aux régions à climat similaire de l'Afrique occidentale et orientale, l'ensemble des pratiques agro-pastorales est établi sur le mode sédentaire et les terres privativement appropriées (LE HOUÉROU, 2006). La pratique du brûlis y est assez fréquente mais spatialement limitée. En Inde, la sédentarisation des populations est beaucoup plus ancienne et l'espace approprié, matérialisé par un finage à mailles fines. Par conséquent, Inde et Brésil se rejoignent sur le mode sédentaire de l'agriculture et de l'élevage, alors que la culture itinérante sur brûlis perdure dans le Sahel africain sur de vastes espaces. Mais le problème de la sédentarisation demeure ambigu, tant il est vrai qu'elle peut aussi être tenue pour responsable du surpâturage par les troupeaux d'une végétation déjà clairsemée dans le Sahel, accroissant la vulnérabilité à l'érosion d'une couverture de Lixisols déjà fragile.

En définitive, il est permis de se demander si ce n'est pas, à nouveau, la nature des sols et du manteau d'altération qui, par rapport à l'Afrique soudano-sahélienne, explique l'adaptation historique des populations rurales en Inde et au Brésil à une agriculture basée sur la sédentarité. Sur ce point, on serait tenté de suivre GUNNELL & LAGEAT (1998), en soulignant que la meilleure fertilité chimique et la meilleure qualité physique des Luvisols est un avantage incontestable pour les populations brésilienne et indienne par rapport au milieu physique ouest-africain dominé par des Lixisols aux faibles performances agronomiques. De fait, si les populations *sertanejas* ont été conduites à écarter la possibilité d'une culture itinérante sur brûlis, ne serait-ce pas en raison de la qualité physico-chimique des sols brésiliens et de leur faible vulnérabilité à l'érosion hydrique ? À l'inverse, la logique de la culture itinérante en Afrique ne serait-elle pas due à la faible richesse chimique et l'érodibilité importante des Lixisols sahéliens, contraignant les paysans à quitter les terroirs devenus infertiles pour rechercher de nouvelles terres moins dégradées ? On conviendra avec GUNNELL & LAGEAT (1998) que le choix du lieu d'essartage est peut être davantage dicté par les propriétés physiques du sol et leur vulnérabilité à l'érosion, que par des critères chimiques intrinsèques, car ce type d'agriculture des régions semi-arides indiennes et brésiliennes demeure une agriculture de subsistance éloignée des logiques mondialisées de rendement. Mais la convergence des atouts physiques et chimiques des Luvisols est un avantage supplémentaire pour les sociétés agraires vis-à-vis d'un capital pédologique qui demeure peu affecté après mise en culture, même lorsque la pression sur la terre est accentuée et ancienne comme dans la péninsule indienne semi-aride.

Évidemment, les considérations sur le milieu naturel, détaillées dans cette étude, ne doivent pas faire tomber dans un excès de déterminisme, car les considérations culturelles sur la gestion des milieux et de l'érosion ont probablement autant d'importance. Des structures foncières inégalitaires héritées de l'histoire coloniale du Brésil expliquent le mode d'exploitation latifundiaire dans le *Sertão* qui laisse peu de place à la culture itinérante et qui, par conséquence indirecte, contribue peut être à réduire les formes de dégradation sur les sols (LEPRUN, 1993). En Inde semi-aride, l'action multiséculaire des sociétés villageoises pour assurer la conservation des sols s'est effectuée en même temps que la maîtrise hydraulique, grâce à la présence de réservoirs de stockage des eaux superficielles appelés *tanks*, destinés à l'irrigation des bas-fonds depuis au moins le Moyen-Âge. Le rôle pivot de la maîtrise hydraulique dans la gestion conservatoire des sols rouges indiens est lié à la nécessité de curer les *tanks* qui inévitablement se comblent et réduisent la disponibilité en eau pour l'irrigation (GUNNELL, 2000b). Afin de rallonger la vie utile des réservoirs et ralentir les vitesses de comblement, la masse de sédiments limono-argileux retirés lors du curage des *tanks* est généralement restituée sur les versants-glacis agricoles squelettisés, ce qui permet à la fois un recyclage de la fertilité du sol, un rééquilibrage de sa texture et une minimisation des pertes en sol (GUNNELL & ANUPAMA, 2003). Dans un contexte de fortes concentrations humaines comme en Inde péninsulaire et malgré une forte pression sur la terre, des pratiques séculaires de conservation des sols et de gestion de l'érosion sont une contribution possible à la stabilité du milieu par sa bonne maîtrise globale. Dans le Nordeste semi-aride, qui possède aussi ses réservoirs – les *açudes* – mais avec une finalité actuellement orientée vers l'élevage, les perspectives d'extrapolation et de transfert des pratiques conservatoires indiennes semblent possibles, même si les concentrations de main d'œuvre sont moins importantes. Mais le problème du comblement des *açudes*, avec un taux de sédimentation des réservoirs estimé en moyenne à 1,85 % par décennie (ARAUJO *et al.*, 2003), est tout aussi inquiétant que dans le cas indien. Le Nordeste brésilien des *açudes* peut s'inspirer de l'expérience indienne multiséculaire autour des *tanks* pour trouver des remèdes face à l'envasement de ses barrages collinaires qui provoque la diminution de la capacité de stockage en eau, et face à la baisse de la fertilité des sols liée à la squelettisation des horizons superficiels des parcelles cultivées.

Compte tenu des analogies dans la nature et le fonctionnement des systèmes morphopédologiques du Nordeste brésilien et du Sud de l'Inde, une approche comparative de la gestion de l'eau et des potentialités agricoles autour des réservoirs des deux régions nous a paru s'imposer pour deux raisons principales : (i) évaluer le rôle de la morphopédologie dans la similitude des formes d'aménagement hydraulique entre les deux régions, et (ii) évaluer les possibilités de transfert de la culture irriguée, pratiquée en Inde depuis au moins un millénaire, vers les *açudes* du Nordeste brésilien où l'irrigation n'est pas traditionnelle.

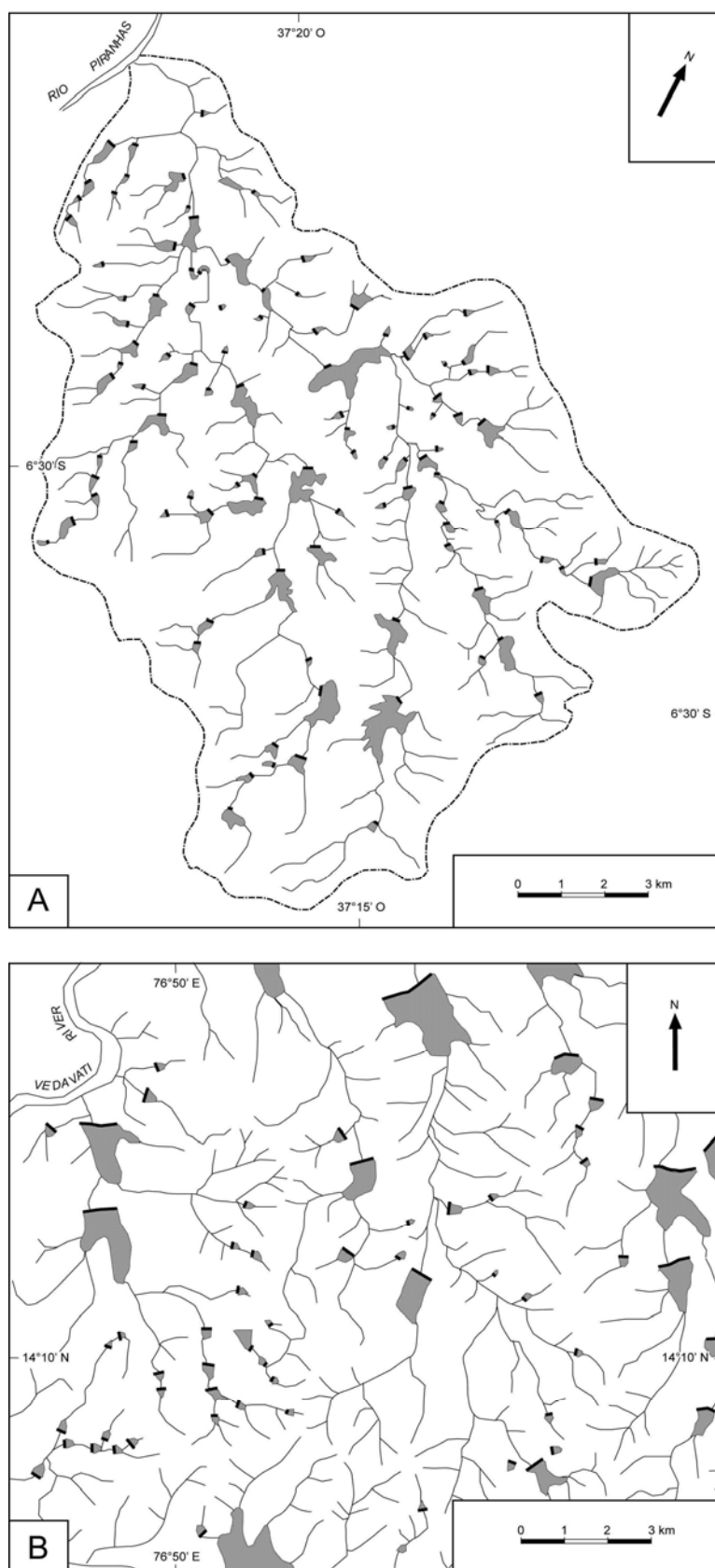
### 6.2.2. Convergence dans les stratégies de gestion de l'eau par petits réservoirs : rôle de la morphopédologie et potentialités

De multiples réservoirs de stockage des eaux superficielles, appelés *açudes* dans le Nordeste et *tanks* en Inde, constituent un trait marquant du paysage morphopédologique des zones semi-arides brésilienne et indienne (Fig. 95-A et B ; Photo 78). Éléments traditionnels de deux civilisations agraires aux histoires fort différentes, ils constituent pourtant de rares exemples de gestion séculaire de l'eau autour de petits réservoirs à travers les Tropiques semi-arides, dans un contexte actuel où la grande hydraulique (grands barrages), associée aux vastes périmètres irrigués, est en pleine expansion. L'étroite ressemblance entre systèmes morphopédologiques et formes d'aménagement hydraulique qui ressort d'une géographie comparative entre les deux régions semi-arides invite à considérer les perspectives de transfert de l'irrigation, pratiquée en Inde avec succès depuis bientôt 2000 ans (GUNNELL *et al.*, 2007), à la zone semi-aride du *Sertão* où l'utilisation des *açudes* est généralement limitée à l'alimentation en eau des hommes et du bétail. La généralisation de ce modèle technique lié à l'irrigation, contraignant en matière de coût d'infrastructures et difficile à intégrer auprès d'une population pour qui la culture irriguée n'est pas traditionnelle, conduit aussi à examiner les autres alternatives possibles au développement agricole autour des retenues artificielles et les adaptations locales des systèmes de production, telles que la petite irrigation par gravité, le développement de la pisciculture, ou les cultures de décrue à moindre coût.

#### *A – Deux systèmes traditionnels de gestion conservatoire de l'eau en domaine de bouclier semi-aride : les açudes au Brésil et les tanks en Inde*

Dans les régions sédimentaires du Nordeste brésilien, qui représentent environ 40 % de la zone semi-aride (CADIÉ, 1992), comme dans la région des basaltes du Deccan indien, les aquifères souterrains sont importants mais ne sont accessibles que par des forages profonds qui exigent des systèmes de pompage puissants et coûteux. Dans les zones cristallines, en revanche, les nappes d'eau souterraines sont rares et souvent chargées en sels. Un drainage climatique faible à nul et la présence de sols bruns-rouges peu épais (Luvisols) et peu perméables favorisent cependant les écoulements superficiels, et donc les possibilités de stockage de l'eau par la construction de petits barrages ou retenues superficielles appelées localement *açudes* au Brésil et *tanks* en Inde.

La multiplication de ces réservoirs de stockage des eaux superficielles, qui contribuent à la ressemblance paysagère des deux zones sèches à substrat cristallin, trouve pourtant ses origines dans des événements historiques très différents entre le Brésil et l'Inde.



**Fig. 95** – Concentration géographique des réservoirs de stockage des eaux superficielles dans les régions semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l’Inde. A : bassin du Rio Saco et ses açudes dans l’État du Rio Grande do Norte dans le Nordeste semi-aride (d’après MOLLE, 1991, redessiné) ; B : région aménagée selon le système des tanks dans l’État du Karnataka en Inde semi-aride (d’après BOURGEON, 1989b, redessiné). Noter la ressemblance dans la disposition des aménagements hydrauliques en chapelets, appelés chain tanks en Inde.

Dans le Nordeste semi-aride, l'avènement des *açudes* est étroitement lié à l'histoire de la colonisation de la région par les Portugais, qui avaient d'ailleurs connu les tanks indiens du fait de leur présence ancienne en Inde (le mot '*tank*' vient du portugais '*tanque*', signifiant 'étang'), et au problème de l'alimentation en eau qui allait rapidement s'imposer aux colons et à leurs troupeaux (MOLLE, 1991). Face à l'extrême irrégularité des précipitations et à la forte évaporation qui règnent dans le *Sertão*, la sédentarisation des premiers propriétaires dans l'intérieur semi-aride au début du XVIII<sup>e</sup> siècle entraîna la nécessité de disposer d'eau et de la stocker. Depuis bientôt 300 ans, les habitants du *Sertão* ont donc, chaque fois qu'ils l'ont pu, construit des *açudes*. Afin de pallier les difficultés croissantes d'approvisionnement en eau liées à l'accroissement démographique, et pour faire face aux fortes sécheresses récurrentes qui sévissent dans le *Sertão*, plusieurs séries de grands travaux orientés vers la construction d'*açudes* ont été entreprises par les pouvoirs publics depuis l'époque impériale (exemple de l'*açude* Cedro, à Quixadá, avec les vestiges encore visibles du canal d'irrigation datant de la fin du XIX<sup>e</sup> siècle). C'est ainsi que MOLLE (1991) a pu montrer la correspondance entre les périodes de sécheresses de fréquence ENSO et les investissements du gouvernement fédéral pour la construction des grands *açudes*. En Inde semi-aride, la construction de retenues remonte à une période beaucoup plus ancienne, puisque les *tanks* étaient utilisés dès l'Antiquité au Karnataka et en pays tamoul pour l'irrigation des bas-fonds. Cette transformation du paysage de la zone sèche indienne correspond ici à une volonté étatique de propager le succès culturel et économique de la riziculture irriguée, née à partir du foyer tamoul établi dans le delta de la Cauvery (GUNNELL, 2000b). Toutefois, comme pour le Nordeste brésilien, GUNNELL *et al.* (2007) ont pu montrer que les grandes phases de construction des *tanks* depuis 2000 ans ont globalement coïncidé avec des périodes de fluctuation de la mousson asiatique.

Un constat similaire entre les deux régions semi-arides, à des échelles temporelles différentes en raison d'un enregistrement plus long en Inde méridionale, souligne des stratégies identiques d'adaptation humaine à une variabilité climatique quasi-aléatoire. Seules les priorités définies dans l'utilisation des ressources hydriques – alimentation en eau pour les hommes et le bétail au Brésil, irrigation pour les cultures en Inde – diffèrent entre les deux régions soumises à comparaison. Des préoccupations différentes au Brésil et en Inde, calquées sur une variabilité climatique extrême spécifique aux zones semi-arides, ont finalement conduit à la multiplication des petits barrages que l'on estime aujourd'hui à plus 70 000 dans le Nordeste brésilien (MOLLE, 1991) et à près du double en Inde du Sud si l'on prend en compte les trois États du Tamil Nadu, Andhra Pradesh et Karnataka réunis (GUNNELL & ANUPAMA, 2003).





**Photo 78** – Vue panoramique sur le réseau d'*açudes* du piémont septentrional du massif de Baturité. Ici comme ailleurs, la plaine semi-aride est ponctuée de multiples *açudes* de toute taille. La majorité d'entre eux sont alimentés par des cours d'eau à écoulement temporaire. Une faible partie des plus petits *açudes* est alimentée par le seul ruissellement superficiel ou hypodermique sur les versants qui les encadrent. Photographie prise en direction du nord depuis l'escarpement septentrional du massif de Baturité. Cliché F. Bétard.



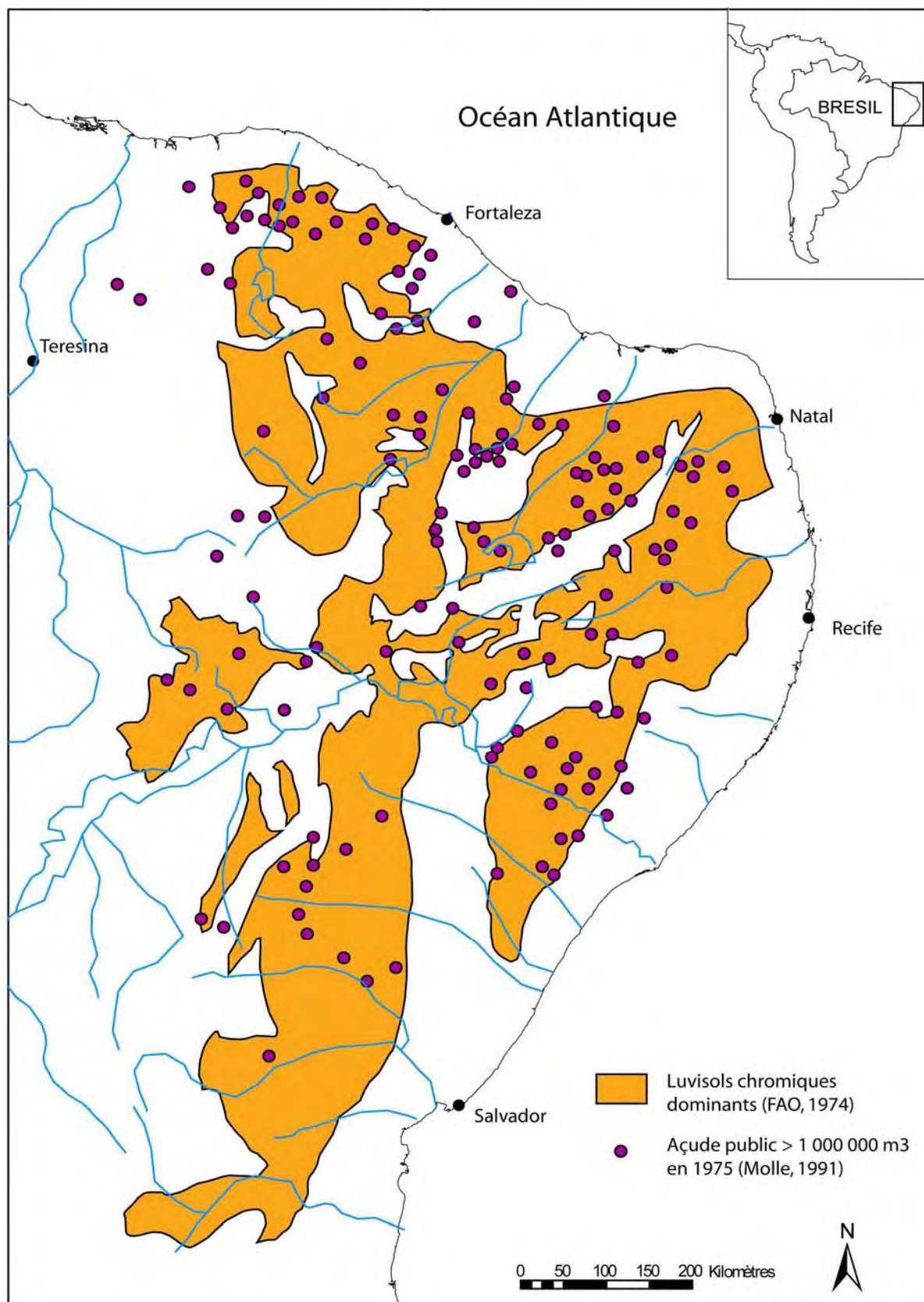
**Photo 79** – Disposition classique des *açudes* en chapelets dans l'axe des talwegs de la plaine semi-aride du *Sertão*, piémont oriental du massif de Baturité (Itapiuna). Ce dispositif est similaire à celui des *chain tanks* de l'Inde semi-aride. Seule l'utilisation des réservoirs diffère entre les deux régions : dans le Nordeste, la plupart des retenues superficielles sont destinées à l'abreuvement du bétail et à l'approvisionnement de la population en saison sèche, tandis que l'irrigation est le principal mode de mise en valeur des *tanks* indiens. Cliché F. Bétard.

Fermés par des digues modestes placées en travers des bas-fonds, les *açudes* du *Sertão* forment souvent des chapelets dans l'axe des talwegs (Fig. 95A ; Photo 79), en tout point semblables aux *chain tanks* typiques de l'Inde semi-aride (Fig. 95B). Ces retenues, qui constituent la base des systèmes locaux de gestion de l'eau dans le Nordeste du Brésil et le Sud de l'Inde, sont généralement associées à une série de puits alluvionnaires (MOLLE, 1991 ; GUNNELL, 2000b) appelés *cacimbões* ou puits *amazonas* dans le Nordeste. Situés en aval des réservoirs dans le matelas colluvio-alluvial peu épais, ces puits bénéficient des nappes phréatiques peu profondes (0-5 m) qui se rechargent par infiltration des eaux du réservoir, et constituent ainsi un appoint d'eau non négligeable pour les populations locales. Comme pour les *açudes*, la mise en place de cultures valorisant l'eau des puits a toujours été secondaire au Brésil, ce qui n'est pas le cas en Inde où l'irrigation à partir des puits vient compléter l'irrigation par *tank* desservie par son réseau dense de canaux (BOURGEON, 1987b).

Devant les différences qui ressortent dans le choix des civilisations agraires de ces deux régions du monde tropical vis-à-vis de l'utilisation de l'eau, on ne manquera d'être frappé, en revanche, par l'exceptionnelle adéquation qui existe entre la géographie des réservoirs et l'organisation des systèmes morphopédologiques des deux régions :

- Dans les deux cas, le système des réservoirs s'étend sur de vastes plaines à inselbergs développées sur le socle cristallin précambrien ; on notera simplement une différence dans le degré de dissection verticale du paysage par les cours d'eau, plus important au Brésil (10-20 m) qu'en Inde (2-3 m) ;
- Dans les deux cas également, et de manière plus remarquable encore, ces systèmes de réservoirs sont géographiquement associés à l'aire de répartition des Luvisols rouges à caractères fersiallitiques (Fig. 96) qui constituent la couverture pédologique dominante des deux zones semi-arides.

Dans le Nordeste semi-aride, les Luvisols (équivalents exacts des *Brunos não cálcicos* de l'ancienne classification brésilienne) sont les sols dominants en superficie (29 % : MOLLE, 1991) devant les Ferralsols (ou *Latossolos* : 21 %) qui correspondent essentiellement à la couverture 'ferrallitique' héritée préservée sur les hauts plateaux. Dans un bassin-versant de l'État de la Paraíba, LIMA (1995) a pu montrer que 50 % des *açudes* étaient géographiquement associés à cette couverture de Luvisols, considérée comme étant de qualité optimale pour leur construction, contre 14 % seulement sur des Vertisols qui ne bénéficient pas d'une telle recommandation en raison des larges fentes de retrait occasionnées par les alternances saisonnières de dessiccation. C'est un constat identique qui a été fait en Inde où les Luvisols sont considérés comme un bon matériau de construction des digues ainsi qu'un bon soubassement, grâce à leur relative inertie due à la nature des argiles (BOURGEON, 1987b).



**Fig. 96** – Relations spatiales entre la répartition des ‘sols rouges’ (Luvisols) et la distribution des principaux açudes dans la Nordeste brésilien. Noter la concentration géographique des açudes dans l’aire de répartition des Luvisols, et leur rareté dans les autres régions où les sols sont majoritairement développés sur couverture sédimentaire et où les nappes phréatiques sont plus profondes et plus difficiles à stocker dans des réservoirs superficiels en raison d’une infiltration importante et rapide de la pluie incidente.

Au total, le modelé faiblement accidenté de plaine à inselbergs, la faible épaisseur des profils d'altération où l'essentiel de l'eau de pluie ne parvient pas jusqu'à l'arène et est restituée par ruissellement, et la présence de Luvisols rouges qui correspondent au sol dur nécessaire à l'édification des barrages, ont permis la multiplication des réservoirs de stockage des eaux superficielles dans les régions semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l'Inde. De tels réservoirs sont rares en Afrique soudano-sahélienne, en dehors des grands barrages localisés le long des fleuves pérennes. Les perspectives de développement d'une petite hydraulique s'y heurtent à l'épaisseur considérable des manteaux d'altération kaoliniques et à la nature sableuse des horizons de surface des Lixisols qui favorise tantôt le ruissellement accéléré lorsque les sols sont encroûtés (battance), tantôt l'infiltration vers des nappes phréatiques profondes localisées à la base de l'épais manteau d'altérites. En revanche, la concentration géographique des petits barrages collinaires est beaucoup plus importante en Afrique du Nord (Maroc, Algérie, Tunisie : IRD, 2002), associés à des Luvisols rouges à caractères fersiallitiques semblables à ceux de l'Inde ou du Brésil, classiquement considérés comme les sols 'climaciques' des régions méditerranéennes à saisons contrastées.

On touche ici au rôle fondamental exercé par le milieu morphopédologique dans la gestion conservatoire de l'eau en zone rurale et subtropicale sèche. Il apparaît clairement à la lecture de ces exemples que les petits réservoirs superficiels sont les formes d'aménagement hydraulique les plus adaptées et les plus répandues dans les zones sèches à sols rouges peu épais issus d'un socle cristallin dépourvu d'aquifères souterrains. Alors que le Nordeste brésilien et le Sud de l'Inde ont développé une gestion séculaire de l'eau autour des petits réservoirs, la gestion du ruissellement dans les régions du Maghreb a longtemps été orientée vers la construction de grands barrages mais le nombre de sites n'est pas illimité (ROOSE, 2004). Depuis quelques années, la construction de petits barrages en Afrique du Nord est en pleine expansion, et ne semble pas créer de nuisance particulière contrairement aux risques environnementaux liés à la grande hydraulique. Les petites retenues collinaires apportent une ressource en eau disséminée dans le paysage semi-aride, donc plus près des paysans répartis en petites communautés villageoises. En Afrique soudano-sahélienne, les possibilités de stockage de l'eau dans des systèmes de réservoirs multiples paraissent plus limitées en raison de l'importance et de l'épaisseur des couvertures 'ferrallitiques' héritées. À partir de conditions naturelles inégales de départ, le passage à la culture irriguée, pratiquée depuis au moins un millénaire en Inde du Sud, sera peut être plus difficile en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne qu'elle ne le sera dans le Nordeste brésilien qui possède déjà son réseau dense de réservoirs. Il convient ainsi d'examiner, avec un regard de géographe, les potentialités et les limitations liées à l'irrigation et à son transfert vers les *açudes* brésiliens.

### *B – Potentiel et limites de l'irrigation et de son transfert vers les açudes du Nordeste*

L'irrigation n'est pas une activité traditionnelle dans le Nordeste du Brésil. MOLLE (1991) signale quelques cas isolés de culture irriguée dès la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle dans la *Chapada* Diamantina et dans les contreforts de la *Chapada* de l'Araripe qui jouissent de la présence de petites sources pérennes. L'idée a véritablement commencé à prendre corps et a déclenché une certaine effervescence à la suite des grandes sécheresses qui ont marqué la fin du XIX<sup>e</sup> et le début du XX<sup>e</sup> siècle, tandis qu'à cette même époque, les spectaculaires succès technologiques (plus qu'environnementaux) obtenus par les Anglais en Inde et en Égypte faisaient écho dans le monde entier, y compris au Brésil. Pourtant, alors que l'irrigation se développait un peu partout, le Nordeste allait accumuler un retard historique vis-à-vis de la pratique de l'irrigation qui trouve probablement ses origines dans la trame latifundiaire régionale héritée du colonialisme. La maîtrise de l'eau par l'irrigation, comme le montrent les civilisations indiennes et égyptiennes, ne peut probablement se faire sans un puissant pouvoir central qui puisse imposer l'usage et la distribution rationnelle de cette eau. La structure individualiste du Nordeste, avec ses grands propriétaires latifundiaires, est à l'opposé de cette « civilisation du canal » (MOLLE, 1991).

Néanmoins, l'idée d'une modernisation agricole *via* l'irrigation, érigée en mythe, va se concrétiser à partir des années 1960-70, avec le développement émergeant de la grande irrigation privée sur les berges du Rio São Francisco, seul fleuve pérenne du Nordeste semi-aride avec la Parnaíba, sous l'impulsion des capitalistes du sud du pays. Les grands projets d'irrigation vont surtout fleurir au cours des deux dernières décennies, grâce à la construction de grands barrages associés à de vastes périmètres irrigués, qui permettent en même temps la pérennisation de certains grands fleuves comme le Rio Jaguaribe. Aujourd'hui, l'activité semble se diffuser doucement auprès des petites propriétés associées aux petits *açudes*, mais reste fort éloignée d'une mise en valeur intensive comme en Inde du Sud, malgré le formidable potentiel des 70 000 *açudes*. Ceci fait du Nordeste brésilien l'espace semi-aride le mieux pourvu au monde en eau de barrage (plus de 11 milliards de m<sup>3</sup>) et paradoxalement le moins irrigué (DUROUSSET & COHEN, 2000). Les perspectives de transfert de la culture irriguée pratiquée avec succès en Inde depuis au moins un millénaire, dans un environnement physique comparable, ont *a priori* de réelles chances de succès dans le Nordeste brésilien semi-aride, d'autant que la maîtrise de l'eau par irrigation, qui exige un surplus de travail, n'est réellement rentable que si les sols sont au départ fertiles (GUNNELL, 1999). Les Luvisols, qui constituent la couverture pédologique dominante du Nordeste semi-aride, constituent un bon support physico-chimique pour la mise en culture. En raison de leur faible réserve utile, ils nécessitent aussi plus que d'autres des appoints d'eau par irrigation (BOURGEON, 1987b).

Cependant, des études récentes ont souligné les limites de l'irrigation appliquée au contexte des *açudes* du Nordeste brésilien (LARAQUE, 1991, 1992 ; LEPRUN *et al.*, 1995 ; DUROUSSET & COHEN, 2000 ; DANTAS ANTONINO & AUDRY, 2002 ; SABOURIN *et al.*, 2002). Au regard de ces études, deux principaux types de limitations reviennent régulièrement :

- **Limitations liées à la salinisation des eaux et des sols** : l'eau qui remplit les *açudes* provient de la pluie qui a ruisselé sur les sols du bassin-versant dont le substrat cristallin porte des profils d'altération de faible épaisseur. Des sols peu profonds riches en minéraux altérables et en sels solubles comme les Luvisols ou les Cambisols auront tendance à favoriser une minéralisation excessive des eaux de ruissellement. La forte évaporation qui accompagne la longue saison sèche accroît encore la concentration des sels dans l'eau des réservoirs. Les sols irrigués connaissent les mêmes problèmes de salinisation, voire de sodisation, surtout quand les sols irrigués sont des Planosols.
- **Limitations liées à la structure foncière et sociale** : la concentration foncière dans les mains d'une poignée de grands propriétaires et le pouvoir des oligarchies locales ont historiquement créé une situation de dépendance des petits agriculteurs qui, de ce fait, se voient souvent réserver un accès plus que restreint à l'eau des *açudes*. Par ailleurs, l'absence de tradition d'irrigation des agriculteurs nordestins a souvent conduit à l'abandon total ou partiel des périmètres irrigués récemment créés, au plus grand désarroi des pouvoirs publics, les paysans préférant revenir à leur ancien système agro-pastoral traditionnel centré autour du petit élevage extensif qui leur assure la sécurisation alimentaire minimale. Enfin, les créations de périmètres irrigués n'ont pas atteint les objectifs attendus, notamment en termes d'emplois, car ils ont conduit à une expulsion massive des petits agriculteurs installés dans les terres alluviales fertiles des bas-fonds, avec des créations d'emploi bien souvent inférieures au nombre de travailleurs expropriés.

Face à l'échec des pouvoirs publics dans leur volonté d'imposer l'irrigation comme remède à tous les maux du Nordeste, il n'est aujourd'hui souvent plus question de transférer la pratique de l'irrigation auprès des petits agriculteurs familiaux associés aux petits *açudes*. Selon nous, les problèmes écologiques liés à la salinisation des sols et des eaux sont de faux problèmes, facilement remédiables si des pratiques de drainage sont mises en œuvre sur des sols peu perméables comme les Luvisols, et si l'eau est intensément utilisée lorsqu'elle est disponible à la fin de la saison humide plutôt que de la laisser s'évaporer, entraînant inévitablement une concentration excessive des sels.

Devant le succès de l'irrigation pratiquée à partir des *tanks* dans des systèmes morphopédologiques similaires en Inde du Sud, la réussite de son transfert vers les petits *açudes* du Nordeste brésilien dépend moins des conditions écologiques que d'un modèle social inégalitaire qui doit encore s'ouvrir. Les pratiques multiséculaires de l'irrigation sur les Luvisols indiens ont montré leur aptitude à assurer la durabilité du système sur le long terme. Au Brésil, MOLLE (1991) a aussi souligné que des sols comme les « sols bruns non calciques » (Luvisols) ou même des « sols litholiques » (Leptosols) pouvaient être irrigués avec succès. La seule différence notable dans les conditions du milieu avec l'Inde semi-aride concerne la dissection plus profonde opérée par les cours d'eau (10-20 m) dans la plaine semi-aride du *Sertão*. Contrairement au « système des tanks » où le modelé de glacis peu ou pas disséqué permet de gagner facilement une importante surface à irriguer sur les zones de Luvisols (BOURGEON, 1987b, GUNNELL, 1999), l'encaissement plus profond des bas-fonds inscrits dans la plaine du *Sertão* ne permet pas aussi facilement de développer une culture irriguée sur les Luvisols fertiles. Les *açudes* sont le plus souvent bordés par des Cambisols ou des Leptosols peu épais où la roche est subaffleurante, plus rarement par des Luvisols rouges à rechercher en position protégée de sommet d'interfluve, 10 à 20 mètres au-dessus du niveau de l'*açude*. Cette constatation, valable au moins pour une bonne partie de l'État du Ceará, constitue un handicap par rapport au modelé indien faiblement incisé, et nécessiterait au Brésil des systèmes de pompage plus puissants et plus coûteux pour acheminer l'eau vers les sols les plus propices à l'agriculture situés sur le haut des versants et des interfluves. Les autres sols les plus favorables sont les terres alluviales de bas-fond (Fluvisols), mais ces dernières se trouvent le plus souvent immergées lors de la construction des *açudes*.

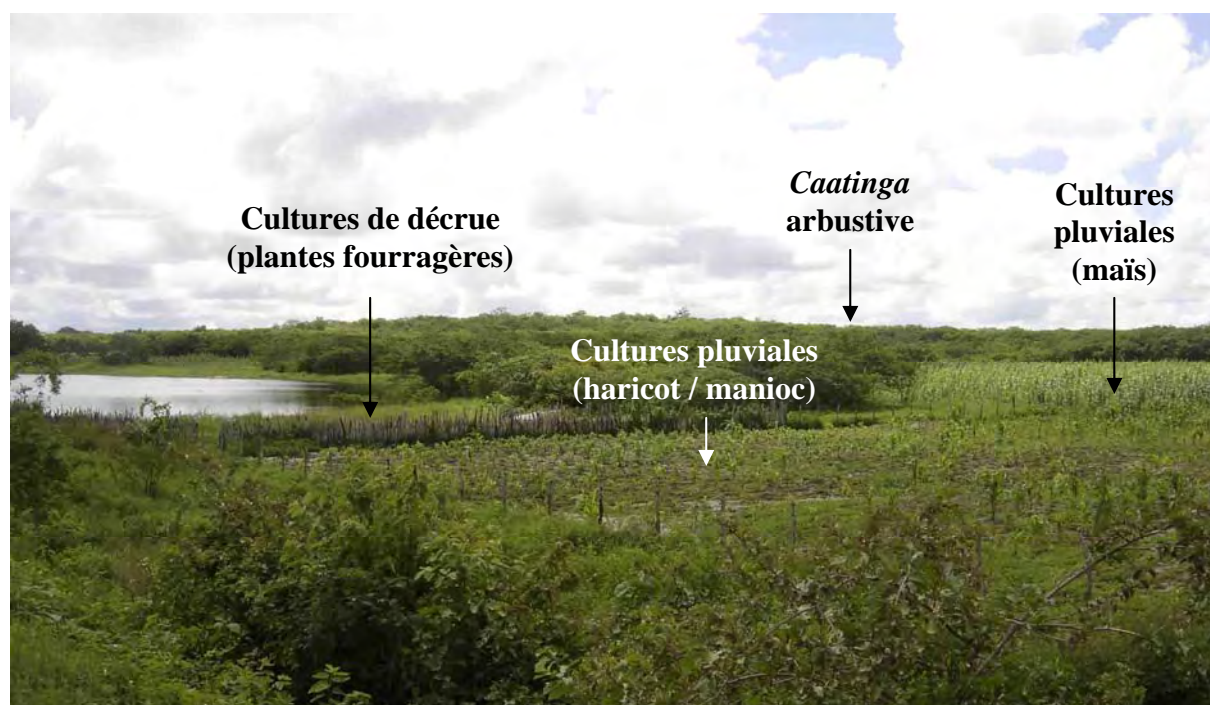
L'exceptionnel potentiel offert par les 70 000 *açudes* du Nordeste semi-aride, combiné à des caractéristiques morphopédologiques favorables dans l'ensemble, rendent plausibles les perspectives de développement de l'irrigation auprès des petits agriculteurs familiaux, malgré certaines limitations liées à la rigidité de la structure sociale et aux faibles concentrations démographiques du *Sertão*. Cependant, on observe depuis quelques années des changements d'attitude des pouvoirs publics vis-à-vis des politiques de développement du Nordeste (DUROUSSET & COHEN, 2000). À la différence des projets traditionnels, l'intervention des gouvernements n'est plus destinée uniquement à une élite d'agriculteurs, car elle vise aussi à diffuser l'irrigation dans les petites propriétés. Mais l'écart qui persiste entre la volonté politique et la réalité sociale ne garantit pas l'aboutissement et la réussite des projets d'irrigation vers les *açudes* de toute taille, car l'essentiel des améliorations observées ces dernières années concerne surtout les vastes périmètres irrigués associés aux grands barrages (SABOURIN *et al.*, 2002) ; d'où les polémiques sans fin sur le projet pharaonique de '*transposição*' des eaux pérennes du Rio São Francisco vers le bassin du Rio Jaguaribe.

C – *Stratégies d'utilisation de l'eau et adaptations locales des systèmes de production : bilan et perspectives pour le Nordeste*

Les difficultés persistantes de diffuser l'irrigation autour des petits *açudes* conduisent à examiner les autres alternatives possibles à une mise en valeur plus intensive de cette ressource en eau. Dans le Nordeste, la plupart des *açudes* sont destinés à l'alimentation en eau des hommes et du bétail. Utilisée ainsi, l'eau est presque entièrement perdue par évaporation et infiltration (MOLLE & CADIER, 1992). La consommation humaine dépend du degré de salinité de l'eau qui est d'autant plus élevé que l'eau de l'*açude* est peu utilisée. Ces conséquences peuvent se répercuter jusqu'à l'eau des puits alluvionnaires situés en aval, susceptible aussi de devenir impropre à la consommation. Bien souvent, les paysans ont alors recours aux camions-citernes qui constituent l'un des autres instruments de domination des grands propriétaires sur les populations défavorisées (SABOURIN *et al.*, 2002). Le niveau des réservoirs est souvent extrêmement bas pendant la saison sèche, voire à sec pour les petits *açudes*, ce qui compromet régulièrement la conduite et le maintien des troupeaux. Quant à l'agriculture pluviale (maïs, haricot, manioc : photo 80), elle est généralement pratiquée sur les pentes qui encadrent l'*açude*. Mais l'irrégularité des pluies de saison humide rend la pratique du *dry farming* risquée, car les déficits hydriques prolongés entraînent des réductions importantes des rendements, déjà faibles (300 kg/ha pour le haricot et 700 kg/ha pour le maïs : SABOURIN *et al.*, 2002), pouvant aller jusqu'à la perte totale de la récolte en cas de sécheresse accentuée. Une mise en valeur plus intensive de l'eau des *açudes* est possible sans qu'il soit pour autant nécessaire de faire appel aux techniques coûteuses de la grande irrigation. Des études expérimentales et scientifiques récentes réunissant ingénieurs brésiliens et chercheurs français de l'IRD ont montré qu'il était possible d'assurer un usage productif multiple de cette eau en intégrant trois types d'utilisation autour d'un même réservoir :

- **La petite irrigation par gravité** : elle est à l'échelle des disponibilités en terre et en main d'œuvre de la petite propriété (MOLLE *et al.*, 1988). À partir de systèmes de distribution simples (siphons), une irrigation gravitaire de faible coût est possible dans les terres alluviales fertiles de bas-fond situées en aval de la retenue, assurant la sauvegarde des cultures annuelles et la production de fourrages, légumes et fruits durant la saison sèche. Traditionnellement, les terres situées à l'aval des réservoirs sont plantées d'arbres fruitiers ou de fourrages qui bénéficient de l'humidité naturelle des alluvions et surtout de l'infiltration de l'eau de l'*açude* (Photo 81). Le même type de mise en valeur peut être fait par l'utilisation d'une technique d'irrigation simple et localisée qui permet de se soustraire avec plus de sécurité aux aléas climatiques.





**Photo 80** – Organisation caractéristique des terroirs autour d'un açude de la plaine semi-aride du Sertão : (i) cultures de décrue (fourrages et plantes à cycle court) accompagnant le retrait des eaux sur les berges en saison sèche, (ii) cultures pluviales (*dry farming*) sur les versants à sols bruns (Cambisols) situés au-dessus du niveau maximal de l'açude, (iii) *caatinga* arbustive (généralement secondaire), domaine des parcours pour le bétail, principalement confinée sur le haut des interfluves à sols rouges (Luvisols). Cliché F. Bétard.



**Photo 81** – Plantations en aval d'un açude, appelées cultures de *sítio*, bénéficiant ici d'une humidité importante due essentiellement aux infiltrations de l'eau du réservoir. Ce type de mise en valeur des açudes, couramment pratiquée dans le Sertão, est souvent destinée aux cultures fruitières pérennes (ici : manguiers, bananiers et cocotiers). La petite irrigation par gravité à partir de l'eau des açudes ou des puits alluvionnaires peut également se pratiquer en aval des retenues avec les mêmes objectifs de production continue (fruits, légumes, fourrages), combinés aux faibles coûts et faibles risques qu'implique ce type de mise en valeur. Cliché F. Bétard.

- **La pisciculture** : l'usage piscicole des réservoirs est un axe de mise en valeur qui a été envisagé depuis longtemps dans le Nordeste brésilien (depuis les années 1930), en partie pour faire taire les critiques selon lesquelles les *açudes* construits ne servaient à rien (MOLLE, 1991). Après quelques années de déclin dans la dernière décennie du XX<sup>e</sup> siècle, la pisciculture apparaît aujourd'hui comme un secteur productif émergent dans les *açudes* du Nordeste semi-aride (LAZARRO, 2000). Les études montrent que la plupart des réservoirs se révèlent des écosystèmes présentant une forte productivité en phytoplancton et zooplancton, favorable à la production piscicole. Traditionnellement centrée sur les grands *açudes*, une pisciculture semi-intensive associant alevinage, contrôle des espèces indésirables et alimentation des poissons à base de matière organique (résidus agricoles, fumures) semble parfaitement adaptée aux petits *açudes*, tout en maintenant la pratique de la pêche artisanale. La mise en valeur piscicole des réservoirs constitue une alternative économique rentable pour les petits propriétaires qui la pratiquent et une source locale de protéines à bas coût pour les populations *sertanejas*. Devant le succès récent de la pisciculture dans les *açudes* brésiliens, les fortes concentrations humaines de l'Inde semi-aride pourraient aussi encourager à examiner les perspectives d'un plus grand développement des activités piscicoles dans les *tanks*. Il en va de même pour les multiples petits barrages de l'Afrique du Nord, dans un contexte actuel de diminution des prises en Méditerranée.
- **Les cultures de décrue** : appelées localement « cultures de *vazante* », elles constituent la forme la moins onéreuse de valorisation agricole des *açudes*, et représentent déjà une activité traditionnelle marquante dans certaines régions du Nordeste semi-aride (Photo 81). C'est la culture que les paysans font sur les parties en faible pente des marges inondées des *açudes*, au fur et à mesure que s'abaisse le niveau du lac pendant la saison sèche (DANTAS ANTONINO & AUBRY, 2002 ; DANTAS ANTONINO *et al.*, 2005). Profitant de l'humidité profonde dans le sol, mais aussi des limons fertiles qui se déposent lors du retrait des eaux, les cultures de décrue associent généralement des fourrages et des plantes à cycle court (patate douce, melon, pastèque) dont la croissance racinaire est suffisante pour accompagner la baisse du niveau de la nappe dans le sol. La culture de *vazante* permet ainsi une production de légumes de contre-saison extrêmement valorisante. À leurs côtés, les fourrages de *vazante* constituent de véritables « silos verts » pendant la saison sèche, avec des rendements de 30 à 100 t/ha après 40 à 60 jours seulement (MOLLE, 1991).

Ces trois types de valorisation agricole des *açudes* sont déjà pratiquées de manière disparate dans quelques régions du Nordeste semi-aride et ont partout montré leur succès. Elles invitent par conséquent à la généralisation de ces systèmes de production autour des petits *açudes* et auprès des agriculteurs familiaux du *Sertão*, avec des possibilités extensibles d'adaptations locales : ainsi les cultures de décrue, qui ne nécessitent ni investissements, ni consommation d'énergie, permettent-elles de valoriser les rives d'*açudes* à la salinité élevée par l'insertion de plantes fourragères tolérantes aux sels. Lors des grandes sécheresses, ces fourrages de *vazante* peuvent être utilisés comme aliments de disette pour les troupeaux, en combinaison avec d'autres fourrages traditionnels comme les cactus inermes fourragers (LE HOUÉROU, 2006). Aujourd'hui, la construction d'un grand *açude* pour la seule alimentation en eau serait anti-économique, quand on connaît les potentialités agricoles des systèmes morphopédologiques du *Sertão* et de ses réservoirs. Devant les difficultés persistantes de transposer la culture irriguée aux *açudes* brésiliens, auxquelles s'ajoutent le problème des faibles densités de population du *Sertão* (il est probable que des densités humaines inférieures à 60 hab.km<sup>-2</sup> sont insuffisantes pour justifier ce mode de production), le *dry farming* reste adapté à beaucoup d'espaces impropres à l'irrigation, en particulier sur les sommets d'interfluve couverts de Luvisols fertiles. COEHLO (1989) a exposé les pratiques agricoles recommandables pour conserver au maximum l'humidité du sol, et ainsi réduire l'impact des sécheresses dans les conditions d'une agriculture pluviale dans le *Sertão*.

À son tour, l'expérience brésilienne autour des *açudes*, enrichie de ses expérimentations autour d'adaptations locales des systèmes de production, peut apporter des alternatives au développement économique et agricole d'autres régions des Tropiques semi-arides dotées de systèmes morphopédologiques comparables et de réservoirs de stockage des eaux superficielles : ainsi l'Inde du Sud ou l'Afrique du Nord, dont les pratiques agro-sylvo-pastorales traditionnelles et les stratégies d'utilisation de l'eau sont sensiblement différentes.



## Conclusion de la troisième partie

En abordant la troisième et dernière partie de ce mémoire consacrée à la discussion générale, l'objectif visé était double :

- Montrer les enseignements *fondamentaux* de ce travail pour la connaissance de la genèse du modelé, des altérations et des sols tropicaux, en évaluant les parts respectives des facteurs communs de la morphogenèse et de la pédogenèse ;
- Montrer aussi les enseignements *applicables* dans l'optique des relations entre ressources et sociétés, en évaluant les potentialités et limitations des systèmes morphopédologiques du *Sertão* brésilien ponctué de ses montagnes humides.

Dans le chapitre 5, l'organisation morphopédologique du massif de Baturité et de son piémont a permis de mettre en évidence le rôle primordial des facteurs climatiques de longue durée pour expliquer l'existence et la répartition des paysages morphopédologiques régionaux. À la lumière de comparaisons avec d'autres montagnes humides du *Sertão*, il est aussi apparu que le facteur lithologique pouvait introduire des nuances importantes dans le modelé et dans les types de sols, indépendamment des principaux paramètres climatiques, particulièrement lorsque le soubassement rocheux était composé de grès. Il a finalement fallu étendre les comparaisons géographiques à d'autres continents (Afrique, Inde) pour asseoir le rôle majeur qui doit être accordé aux régimes tectoniques et aux vitesses de dénudation dans la différenciation morphopédologique des paysages tropicaux.

Dans le chapitre 6, l'étude des relations entre ressources et sociétés a permis de montrer d'abord l'importance capitale des montagnes humides pour la région Nordeste, tant du point de vue écologique, par leur fonction de refuge pour de nombreuses espèces, que du point de vue socio-économique, en jouant le rôle de château d'eau et en assurant la sécurité alimentaire des plaines semi-arides environnantes. À l'heure où une croissance économique et démographique rapide caractérise cette partie du Brésil, le potentiel agroclimatique et morphopédologique des montagnes humides semble particulièrement sous-exploité. Une mise en valeur plus importante des terres de bas-fond situées dans les zones de demi-oranges est possible, sans qu'il en résulte pour autant une dégradation générale du milieu (déforestation, érosion des sols, etc.). En revanche, la situation est réellement préoccupante dans les zones périphériques et socialement marginales des massifs montagneux où les cultures manuelles sur pentes fortes entraînent des dégradations accélérées des sols. Dans la plaine semi-aride, une analyse comparative des stratégies de gestion conservatoire de l'eau et de la fertilité des sols avec la zone semi-aride indienne a finalement permis de souligner les potentialités agricoles des systèmes morphopédologiques du *Sertão* et les possibilités d'une mise en valeur plus intensive de l'eau des *açudes* (équivalents des *tanks* indiens), en privilégiant notamment la pratique de la petite irrigation, de la pisciculture et des cultures de décrue.

## Conclusion générale

Au terme de cette étude, il devient maintenant nécessaire de s'interroger sur la portée et l'apport d'un tel travail de recherche vis-à-vis des connaissances antérieures et des objectifs fixés au départ de ce travail. Cette thèse de géographie physique est la première à avoir focalisé son intérêt et son sujet autour des montagnes humides du Nordeste brésilien. Afin de rechercher les causes des contrastes qui se dégagent entre ces enclaves montagneuses humides et les plaines semi-arides qui les encadrent, l'étude des montagnes humides était indissociable de celle de leurs piémonts semi-arides. L'analyse de ces derniers a révélé des résultats tout aussi originaux que ceux de l'étude des montagnes qui les dominent. L'étendue géographique du Nordeste brésilien et la dispersion spatiale des *Serras* humides étaient incompatibles avec des investigations détaillées systématiques, ce qui nous a naturellement conduit à sélectionner un site d'étude principal – le massif de Baturité –, sorte de site-test pour développer une méthodologie et la rendre applicable à l'étude d'autres montagnes. Les principales conclusions de ce travail peuvent finalement être rangées en quatre rubriques :

- Apports scientifiques fondamentaux, avec un récapitulatif des principaux résultats originaux qui ressortent de cette étude ;
- Apports méthodologiques, permettant de faire le bilan de l'approche morpho-pédologique qui a été menée ;
- Réflexion épistémologique, avec une revue critique des apports réciproques de la géomorphologie et de la pédologie et du potentiel de leur association ;
- Perspectives, permettant de focaliser sur les grandes questions en suspens.

### A – Apports scientifiques : rappel des principaux résultats originaux

L'objectif de ce paragraphe focalisé sur les apports scientifiques est de récapituler, en trois grands points, les acquis fondamentaux de ce travail vis-à-vis des connaissances sur les modelés, les altérations et les sols tropicaux.

#### a – Vérification sur le terrain d'une séquence évolutive théorique de modelés tropicaux

L'étude morphopédologique du massif de Baturité effectuée au chapitre 4 a permis d'identifier des modelés caractéristiques en fonction des trois grandes zones bioclimatiques de la zone d'étude : (i) modelé en 'demi-oranges' dans la zone humide de la partie sommitale du massif de Baturité, (ii) modelé de dissection profonde avec apparition de 'pains de sucre' dans la zone sub-humide périphérique du massif, (iii) modelé de 'pédiments et inselbergs' dans la zone semi-aride du piémont. Si la séquence de modelés identifiée ici peut être appréhendée en terme de dispositif zonal, l'analyse minutieuse du modelé a permis de montrer que celui-ci ne reflétait pas totalement les conditions bioclimatiques actuelles, notamment dans la zone du piémont où les pédiments disséqués sont pour la plupart hérités de périodes plus arides de la fin de l'ère tertiaire. En revanche, cette succession caractéristique de modelés matérialise de manière remarquable la séquence évolutive de modelés tropicaux théorisée par M.F. THOMAS (1974, 1994a) selon le modèle de la « double surface d'aplanissement » mise en évidence par J. BÜDEL. Chaque type de modelé identifié correspond ainsi à un stade différent de l'évolution du volume montagneux (§ 5.1.1.) :

- Dans la zone sommitale du massif de Baturité préservée de l'érosion régressive grâce à la présence de 'verrous' structuraux, le climat humide entretient un modelé multiconvexe en 'demi-oranges' et bas-fonds plats alternés ;
- La zone de dissection périphérique à climat sub-humide atteinte par l'érosion régressive correspond à la zone du massif montagneux 'en cours de démolition', faisant apparaître des formes dérivées d'une ancienne *crypto-topographie* ('pains de sucre') façonnée durant un stade antérieur de demi-oranges ;
- Enfin, la zone semi-aride du piémont correspond au stade le plus avancé de l'évolution morphogénique, où les volumes montagneux sont détruits à l'exception de reliefs résiduels de dureté dominant la surface des pédiments.

Présenté ainsi, le massif de Baturité illustre parfaitement le modèle théorique de M.F. THOMAS sur le développement et l'évolution du modelé tropical en montrant sa réalité géographique, certes plus complexe, sur un terrain de quelques centaines de km<sup>2</sup> seulement.



b – Confirmation d'un nouveau maillon général dans le processus d'altération des roches à l'échelle planétaire : la voie d'altération par illitisation

Les analyses minéralogiques et géochimiques effectuées sur des profils complets au niveau du massif de Baturité et de son piémont ont apporté des résultats totalement nouveaux pour la région étudiée mais aussi, semble-t-il, pour la zonation des ceintures altérologiques mondiales (§ 5.1.2.) :

- D'une part, pour ce qui concerne la zone d'étude, les observations de terrain combinées aux analyses chimiques et minéralogiques (DRX) ont permis de dresser une carte inédite des types d'altération géochimique pour le massif de Baturité et son piémont. Celle-ci révèle une correspondance remarquable entre la distribution des types d'altération hydrolytique et les modalités du drainage climatique : (i) monosiallisation dans la zone sommitale à climat humide et à drainage régulièrement positif ( $D_c > 500$  mm), (ii) mono- et bisiallisation dans la zone de dissection périphérique à climat sub-humide et à drainage irrégulier ( $50 < D_c < 500$  mm) ; (iii) bisiallisation vraie dans la zone du piémont à climat semi-aride et à drainage épisodique ( $0 < D_c < 50$  mm) ;
- D'autre part, pour ce qui concerne l'altérologie mondiale, l'étude détaillée des arènes de la zone semi-aride a permis de mettre en évidence un processus d'altération météorique peu répertorié à la surface du globe : il s'agit de la voie d'altération par illitisation, dont le trait le plus caractéristique dans les tableaux analytiques est celui des valeurs fortement négatives atteintes par le  $\Delta pH$  (différence entre pH KCl et pH eau). L'analyse de la répartition mondiale des forts  $\Delta pH$  a permis d'étendre les leçons tirées du cas brésilien à l'échelle planétaire, ce qui a conduit à réviser les cartes mondiales des altérations en insérant une nouvelle ceinture altérologique baptisée 'bisiallisation à 2/1 K' (illitisation), intermédiaire entre la zone aride de 'bisiallisation à 2/1 Ca' (smectitisation) et la zone humide de 'monosiallisation' (kaolinisation).

c – Mise en évidence d'une pédogenèse fersiallitique tropicale par voie acide dans la zone des altérites à illites

Au chaînon altérologique manquant correspond vraisemblablement un chaînon pédologique manquant, ou plutôt oublié dans la géographie mondiale des sols, car il avait déjà été décrit en Angola par BOTELHO DA COSTA (1959) et en Inde par BOURGEON (1992). Il s'agit d'une pédogenèse fersiallitique tropicale, différente de la pédogenèse fersiallitique méditerranéenne en ce sens qu'elle s'effectue principalement à partir des roches cristallines

du socle, et non à partir de roches calcaires. Toutefois, comme le montre BOURGEON (1992), il existe aussi une « voie calcimorphe » dans la pédogenèse fersiallitique tropicale, où le calcium reste piégé dans les profils d'arènes et mène à la constitution d'un encroûtement calcaire ; mais ce type de pédogenèse semble finalement assez rare et spatialement restreint aux roches de socle riches en calcium, et peut-être par ailleurs aux zones sèches à régime climatique bixérique. Les observations et analyses réalisées sur les sols de la zone semi-aride brésilienne ont permis de montrer, comme en Inde, que les sols fersiallitiques de la voie acide (les *Brunos não cálcicos* de l'ancienne classification brésilienne), marqués par un rapport fer libre / fer total élevé, par des quantités importantes d'argiles 2/1 et par l'absence de concrétions carbonatées, représentaient la couverture pédologique dominante, géographiquement associée à la zone d'altération à illites. Cette corrélation spatiale entre 'pédogenèse fersiallitique' et 'bisiallisation à 2/1 K' se vérifie encore à l'échelle planétaire, puisque les zones de climat méditerranéen correspondent à la fois aux domaines où s'exerce la pédogenèse fersiallitique et ceux où l'on rencontre de forts  $\Delta pH$ , signataires d'une altération météorique par illitisation.

Ainsi, l'exemple brésilien ajouté au cas indien (GUNNELL & BOURGEON, 1997) montre que, dans les zones subtropicales à longue saison sèche, les sols monogéniques adaptés en surface, c'est-à-dire non perturbés par des héritages contrairement au cas de l'Afrique occidentale, sont des sols bruns-rouges évoluant par *fersiallisation*, et non par *ferruginisation*. Ces sols bruns-rouges à caractères fersiallitiques sont géographiquement associés aux zones d'altérites à illites, ce qui explique leur absence en Afrique semi-aride où les héritages kaoliniques sont, d'après la littérature, omniprésents. Certes, les zones à illites ne sont pas spécifiquement restreintes aux zones de sols fersiallitiques, car des néoformations d'illite moins abondantes existent apparemment dans les sols des climats tropicaux plus humides (Lixisols) mais aussi dans les sols des climats tempérés océaniques (MEUNIER, 1980). Autrement dit, les zones à illites chevauchent les zones d'altération à kaolinite et à smectite ; il n'existe donc pas de frontière physique concrète ou de seuil rigide qui les sépare.

Au terme de ces résultats, la zone semi-aride du Brésil, où les sols ferrugineux tropicaux sont absents, contribue à reléguer un peu plus encore l'Afrique de l'Ouest au statut de variante régionale, après avoir longtemps été portée au rang de référence mondiale pour la zonation de la végétation, des modelés, des altérations et des sols tropicaux. Le régime tectonique lent et les faibles taux de dénudation du craton ouest-africain sont propices à la conservation d'héritages anciens qui occupent de ce fait une place importante, ce qui n'est pas le cas dans le Nordeste ou en Inde. En vérité, chaque portion de continent enregistre sa propre histoire géologique, tectonique, paléoclimatique, de sorte qu'il n'existe aucune région au monde susceptible d'endosser le rôle de modèle zonal universel en géographie physique.

---

## B – Apports méthodologiques : bilan de l'approche morphopédologique

La méthodologie utilisée dans ce travail s'est basée sur l'approche morphopédologique du paysage. En faisant ce choix, on a ainsi pu montrer que cette approche naturaliste, souvent réservée aux études de pédologie *appliquée* et aux cartographies des potentialités de terroirs, pouvait être efficacement menée dans le cadre d'études géomorphologiques à vocation de recherche *fondamentale*. L'intérêt d'une approche morphopédologique pour une recherche *finalisée* reste non moins évident, que ce soit pour la prospection minière (étude des cuirasses bauxitiques, ferrugineuses, manganésifères) ou la mise en valeur agricole : les méthodes et résultats de la recherche morphopédologique peuvent en effet servir de base solide à la recherche agronomique et apporter leurs concours à la solution de toute une série de problèmes touchant à la gestion des ressources naturelles, en particulier la conservation des sols et des eaux (cf. chapitre 6).

L'étude a montré l'intérêt qu'il y avait à appréhender le relief, les altérations et les sols d'un même regard. La démonstration a aussi permis de montrer que l'analyse morphopédologique, bien qu'elle privilégie une échelle d'étude particulière – celle du modelé –, pouvait s'enrichir de l'analyse des interférences scalaires :

- À l'échelle *mégascopique*, l'analyse des grands volumes de relief et des paléosurfaces apporte des éléments essentiels pour expliquer l'évolution morphopédologique en fonction des rythmes de soulèvement tectonique et des vitesses de dénudation. Évaluer la dénudation et ses conséquences sur le renouvellement des altérites et des sols requiert un calcul de la tranche dénudée à partir de méthodes de quantification éprouvées, comme l'analyse morphostratigraphique exposée au chapitre 5. Nous avons ainsi montré qu'une géographie de la dénudation était en mesure d'éclairer les grandes lois de répartition des modelés, des altérations et des sols à l'échelle sub-continentale ;
- À l'échelle *microscopique*, l'analyse micromorphologique, minéralogique et géochimique fournit les éléments indispensables à la compréhension de la genèse des altérations et des sols. Nous avons montré que la cartographie élémentaire modulée par microscopie électronique à balayage s'était avérée comme un outil précieux pour détecter les phénomènes de répartition des illites néoformées à l'échelle minérale. La diffraction des rayons X sur micro-prélèvements et la spectrométrie d'émission X dispersive en énergie (EDS) sur lames minces sont ensuite les outils les mieux adaptés pour la détermination de la composition minéralogique et chimique des micro-échantillons analysés.

Au total, l'approche morphopédologique qui a été menée a bénéficié d'un enrichissement sur le plan des concepts et des méthodes :

- Sur le plan *conceptuel*, elle a d'abord consisté en une réhabilitation de la place de la géomorphologie dans cette approche qui a souvent été menée par des pédologues ou des agronomes sans formation de géomorphologue. L'approche morphopédologique telle qu'elle a été initiée par KILIAN et TRICART est, dans son principe, utile et performante. Mais un diagnostic trop superficiel de la géomorphologie peut amener à se tromper dans les conclusions qui découlent d'une telle approche, par exemple sur le caractère monogénique ou polygénique de la couverture pédologique ou sur la présence d'héritages en déséquilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles. Le manteau d'altération et les sols intègrent et reflètent une histoire géomorphologique qui s'inscrit nécessairement dans la longue durée. Ignorer cette histoire équivaut à se priver de clés de lecture importantes pour déchiffrer la géographie des altérations et des sols d'un continent ou d'une région.
- Sur le plan *méthodologique*, la démarche morphopédologique qui a été employée pour l'étude du massif de Baturité a reposé sur une triple approche : (i) reconnaissance détaillée du terrain, qui passe par une description systématique du modelé, du manteau d'altération et du sol, (ii) caractérisation analytique des sols et des altérations en laboratoire, nécessitant l'utilisation de techniques issues de la pédologie et de la géochimie, et enfin (iii) traitement et spatialisation sous SIG des informations recueillies sur le terrain et au laboratoire, avec pour finalité de proposer une méthode actualisée de cartographie des paysages morphopédologiques. Bénéficiant de techniques minéralogiques et géochimiques de plus en plus sophistiquées (DRX, MEB, EDS) et du développement fulgurant des SIG et des MNT depuis une dizaine d'années, la méthode a montré son efficacité pour l'étude morphopédologique du massif de Baturité, ce qui la rend applicable à l'étude des autres montagnes humides du Nordeste brésilien et, au-delà, à toute étude géographique dont l'objectif est d'aboutir à une compréhension systémique et à la gestion raisonnée et durable de notre environnement physique.

Selon nous, l'intérêt de l'approche morphopédologique va au-delà de ces considérations scientifiques et méthodologiques et invite à adresser un regard critique, *épistémologique*, sur les champs thématiques et disciplinaires à partir desquels s'organise la géographie physique.

---

*C – Réflexion épistémologique : apports réciproques de la géomorphologie et de la pédologie*

Historiquement, la géomorphologie a toujours tenu une place majeure au sein de la géographie physique en France, depuis les essais au début du XX<sup>e</sup> siècle de P. VIDAL DE LA BLACHE et de ses élèves, en particulier E. DE MARTONNE. À l’opposé, les rapports entre la pédologie et la géographie physique ont toujours été extrêmement ambigus (RIOU, 1989a). La pédologie est une science autonome qui a pris son essor à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle avec les travaux de DOKUTCHAEV et de son école russe. Malgré une communauté de champs d’étude et la nécessité d’une approche géographique pour l’étude des sols (BOULAINÉ, 1975), la pédologie n’a jamais réellement constitué une branche à part entière de la géographie physique comme le sont la climatologie, la biogéographie ou l’hydrologie. Il n’y a guère que les biogéographes qui se soient intéressés de près à l’objet ‘sol’, dans les relations entre les principaux caractères édaphiques et la distribution des communautés végétales, sans pour autant en faire un objet d’étude de premier ordre. Cela apparaît encore plus clairement dans les études géomorphologiques, où l’on constate souvent que le géomorphologue analyse avec soin les dynamiques de versant tout en ignorant superbement les types de sols qui lui sont géographiquement associés. À l’inverse, on est toujours surpris de lire des travaux de pédologie ignorant les modalités de l’évolution morphogénique, ce qui revient à considérer l’environnement géomorphologique des sols comme une donnée immuable, inerte.

Or, il nous apparaît, avec plus d’évidence encore à l’issue de cette étude, qu’une plus grande intégration de la pédologie dans les études de géographie physique peut s’avérer extrêmement enrichissante. La coopération géomorphologie/pédologie engagée dans cette étude, éliminant les œillères, a conduit à des résultats originaux qui n’auraient pas vu le jour sans cette volonté d’associer les démarches géomorphologique et pédologique. Dans le domaine géographique qui nous concerne, comment, effectivement, séparer l’étude des modelés en ‘demi-oranges’ de l’analyse des manteaux d’altération monosiallitique ? Peut-on ignorer le fonctionnement hydrique des Planosols quand on analyse les dynamiques des bas-fonds plats du *Sertão* ? Comment comprendre la répartition des héritages ferrallitiques sans une prise en compte de l’histoire érosive du continent ? L’évolution géomorphologique oriente la pédogenèse et détermine en grande partie la répartition géographique des sols. En retour, l’analyse des formations indurées (cuirasses, encroûtements), des paléosols ou des sols polyphasés aide à reconstituer l’évolution géomorphologique, notamment dans les régions de socle où les enregistreurs du milieu sont rares. Avec une plus grande attention portée à l’étude des sols, on peut aussi s’attendre à un redéploiement de l’offre des géographes dans une participation active à la gestion raisonnée et durable des ressources naturelles et à l’évaluation des risques encourus par la gestion de l’eau et des sols.

### D – Perspectives

Plusieurs questions restent encore sans réponse et ce travail constitue une base qui permet de poser des jalons pour le futur :

- Prolongement des investigations de terrain et des analyses pédologiques sur les sols podzolisés identifiés sur les quartzites culminants du massif de Baturité, et possibilités de datation au  $^{14}\text{C}$  et de détermination du  $\delta^{13}\text{C}$  de la matière organique des sols : de telles investigations permettront de préciser la classification taxonomique de ces sols restée en suspens et surtout, grâce aux possibilités offertes par les isotopes du carbone, de participer à la reconstitution de l'histoire paléoenvironnementale du massif, en particulier la succession des paléoclimats quaternaires et l'évolution des couvertures végétales qui en dépendent ;
- Extension des investigations morphopédologiques et sédimentologiques sur les sédiments Barreiras dans l'État du Ceará, et possibilités de datation absolue des sables éoliens pléistocènes par thermoluminescence : la poursuite des investigations hors du site d'étude principal de la thèse permettra éventuellement d'étendre le schéma pédo-stratigraphique proposé pour le piémont du massif de Baturité à d'autres régions, d'identifier d'éventuels termes de transition entre faciès continentaux et faciès marins du Néogène détritique, et de caler dans le temps les phases d'éolisation pléistocènes en effectuant des corrélations croisées avec les résultats obtenus par l'équipe de BARRETO *et al.* (2004) dans l'État voisin du Rio Grande do Norte ;
- Réalisation d'analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques détaillées des formations cuirassées des *Serras* de Martins, de Pereiro et d'Araripe-Campos Sales, et tentatives de datation absolue par l'argon-argon de cryptomélanes éventuellement susceptibles d'exister dans ces matériaux. L'intérêt d'une telle approche est multiple car celle-ci permettra (i) de préciser l'âge des cuirasses, d'effectuer d'éventuelles corrélations d'âge à distance et d'attribuer un nouvel âge minimum (plus ancien que pré-oligocène ?) à la Formation Serra do Martins sur laquelle les cuirasses sont développées ; (ii) de fournir de nouveaux jalons chronostratigraphiques pour reconstituer la géométrie des paléosurfaces et évaluer les tranches dénudées à partir de ces surfaces-repères cuirassées ; (iii) d'évaluer enfin les taux de propagation des fronts d'altération et les vitesses de latéritisation par un échantillonnage étagé sur de grandes épaisseurs.

Ces thèmes devraient donc guider les projets de recherche futurs sur la région, s'ils ne s'intègrent pas déjà dans des projets en cours. Nous souhaitons aussi que l'approche morphopédologique développée dans cette étude, qui constitue dans le Nord-Est du Brésil une innovation méthodologique et une source majeure de résultats, puisse être appliquée à l'étude d'autres montagnes humides nordestines ou à d'autres terrains du monde tropical où les problématiques environnementales sont semblables.





## Bibliographie

- AB'SABER A.N., 1956 – Depressões periféricas e depressões semi-áridas do Nordeste do Brasil. *Bol. Paulista de Geogr.*, 22, pp. 3-18.
- AB'SABER A.N., 1999 – *Sertões e Sertanejos : uma geografia humana sofrida*. Estudos avançados, 13(36), Universidade de São Paulo, 59 p.
- AB'SABER A.N., 2000 – Summit surfaces in Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 30(3), pp. 515-516.
- AFES, 1995 – *Référentiel Pédologique*. D. Baize & M.C. Girard coord., INRA Editions, Paris, 332 p.
- AGUIAR M.J.N., AGUIAR J.V., BEZERRA F.M.L., LIMA J.B., ANDRADE CARNEIRO F., CRISÓSTOMO JÚNIOR R.R., PAIVA FILHO O.A. & AQUINO F.C., 2001a – *Dados climatológicos. Estação de Fortaleza, 2000*. Boletim Agrometeorológico N°25, Embrapa, 17 p.
- AGUIAR M.J.N., AGUIAR J.V., BEZERRA F.M.L., LIMA J.B., ANDRADE CARNEIRO F., CRISÓSTOMO JÚNIOR R.R., PAIVA FILHO O.A. & AQUINO F.C., 2001b – *Dados climatológicos. Estação de Quixadá, 2000*. Boletim Agrometeorológico N°27, Embrapa, 13 p.
- AGUIAR M.J.N., AGUIAR J.V., BEZERRA F.M.L., LIMA J.B., CRISÓSTOMO JÚNIOR R.R., AQUINO F.C., PAIVA FILHO O.A. & ANDRADE CARNEIRO F., 2001 – *Dados climatológicos. Estação de Pentecoste, 2000*. Boletim Agrometeorológico N°26, Embrapa, 14 p.
- ALHEIROS M.M., LIMA FILHO M.F., MONTEIRO F.A.J. & OLIVEIRA FILHO J.S., 1988 – Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. *XXXV Congr. Bras. Geol.*, Belém – Pará, Anais, 2, pp. 753-760.
- ALKMIM F.F., MARSHAK S. & FONSECA M.A., 2001 – Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic : clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29, pp. 319-322.
- ALLISON R.J. & THOMAS D.S.G., 1993 – The sensitivity of Landscape. In : D.S.G. Thomas & R.J. Allison (dir.) : *Landscape sensitivity*. J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 1-5.
- ALMEIDA F.F.M., CARNEIRO C.D.R., MACHADO D.L. & DEHIRA L.K., 1988 – Magmatismo pós-paleozóico no Nordeste oriental do Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 18(4), pp. 451-462.

- ALMEIDA F.F.M., BRITO NEVES B.B., CARNEIRO C.D.R., 2000 – The origin and evolution of the South America Platform. *Earth Science Reviews*, 50, pp. 77-111.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B & FUCK R.A., 1981 – Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, pp. 1-21.
- AMANCIO DO VALE V.H., 2005 – Propostas para a actividade ecoturística no município de Guaramiranga, CE. In : G. Farias Seabra & J.M. Barbosa (eds) : *Turismo sertanejo : desenvolvimento local e integração regional*. Editora Universitária-UFPB, João Pessoa, pp. 198-205.
- ANDRADE G.O., 1968 – Gênese do relevo nordestino : estado atual dos conhecimentos. *Est. Univ., Recife*, 2-3, pp. 1-13.
- ANDRADE G.O. & CALDAS LINS R., 1965 – Introdução à morphoclimatologia do Nordeste do Brasil (2a ed., revista). *Inst. Ciên . Terra*, Univ. Recife, 3-4, pp. 17-28.
- ANDRADE-LIMA D., 1982 – Present-day forest refuges in northeastern Brazil. In : G.T. Prance (Ed.) : *Biological Diversification in the Tropics*. Colombia University Press, New York, pp. 245-251.
- ARAI M., 1999 – A transgressão marinha mesocretácea : sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. *Bol. 5º Simp. sobre o Cretáceo do Brasil*, UNESP, Rio Claro, pp. 577-582.
- ARAI M., 2000 – Chapadas : relict of mid-Cretaceous interior seas in Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 30(3), pp. 436-438.
- ARAI M., 2005 – A grande elevação eustática do Mioceno : a verdadeira origem do Grupo Barreiras. *ABEQUA*, Expanded Abstracts Volume, 6 p.
- ARARIPE P.T. & FEIJO F.J., 1994 – Bacia Potiguar. *B. Geoci. PETROBRAS*, 8(1), pp. 127-141.
- ARAUJO J.C., FERNANDES L., MACHADO Jr J.C., OLIVEIRA M.R.L. & SOUSA T.C., 2003 – Sedimentation of reservoirs in Semiarid Brazil. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 205-216.
- ARCHANJO C.J., TRINDADE R.I., MACEDO J.W.P. & ARAUJO G., 2000 – Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 13, pp. 179-189.
- ARZ H.W., PATZOLD J. & WEFER G., 1998 – Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits of northeastern Brazil. *Quaternary Research* 50, pp. 157-166.
- ARZ H.W., PATZOLD J. & WEFER G., 1999a – The deglacial history of the western Tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records of northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 167, pp. 105-117.
- ARZ H.W., PÄTZOLD J. & WEFER G., 1999b – Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian continental margin. *Geo-Marine Letters*, 19, pp. 209-218.
- ASSINE M.L., 1994 – Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 24(4), pp. 223-232.
- ASSUMPTÃO M., 1992 – The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, 97(8), pp. 11.889-11.903.
- AULER A.S. & SMART P.L., 2001 – Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-Series dating of travertine and water-table speleothems. *Quaternary Res.*, 55, pp. 159-167.
- BABU R., TEJWANI K.G., AGARWAL M.C. & BHUSHAN L.S., 1978 – Distribution of erosion index and iso-erodent map of India. *Indian Journal of Soil Conservation*, 6, pp. 1-12.

- BAIZE D., 2004 – *Petit lexique de pédologie*. INRA Editions, Paris, 271 p.
- BALLOUCHE A. & RASSE M., 2007 – L'homme, artisan des paysages de savane. *Pour la Science*, n°358, pp. 56-61.
- BARRETO A.M.F., BEZERRA F.H.R., SUGUIO K., TATUMI S.H., YEE M., PAIVA R.P. & MUNITA C.S., 2002 – Late Pleistocene marine terrace deposits in Northeastern Brazil : sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeogr., palaeoclimato., palaeoeco.*, 179, pp. 57-69.
- BARRETO A.M.F., SUGUIO K., BEZERRA F.H.R., TATUMI S.H., YEE M. & GIANNINI P.C.F., 2004 – Geologia e geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 4, n. 2, pp. 1-12.
- BARROS S.D.S., CASTRO D.L., MATOS R.M.D., JARDIM DE SA E.F. & SAADI A., 1999 – The orography of northeast Brazil and the crust-mantle interface relief : the correlation between geomorphologic and gravimetric data. *Regional Conf. on Geomorph.*, Rio de Janeiro, July 1999, abstracts.
- BART F., 2001 – La montagne tropicale, objet géographique. In : F. Bart, S. Morin & J-N. Salomon (Coord.) : *Les montagnes tropicales : identités, mutations, développement*. Bordeaux, DYMSET CRET (Espaces Tropicaux n°161), pp. 9-10.
- BART F., 2006 – La montagne au cœur de l'Afrique orientale. *Cahiers d'Outre-Mer*, n°235, pp. 307-322.
- BART F., MORIN S. & SALOMON J-N. (Coord.), 2001 – *Les montagnes tropicales : identités, mutations, développement*. Bordeaux, DYMSET CRET (Espaces Tropicaux n°161), 672 p.
- BASTOS F.H., SA LIMA M.L. & SILVA E.V., 2005 – Turismo sertanejo en ambientes serranos : alternativas para o Maciço de Baturité, CE. In : G. Farias Seabra & J.M. Barbosa (Eds) : *Turismo sertanejo : desenvolvimento local e integração regional*. Editora Universitária-UFPB, João Pessoa, pp. 233-245.
- BASTOS F.H. & SILVA E.V., 2004 – Análise geoambiental como apoio ao desenvolvimento sustentável de Guaramiranga – CE. *I Congresso intercontinental de Geosciências*, Fortaleza, 7 p.
- BATJES N.H., 2002 – *A homogenized soil profile data set for global and regional environmental research (WISE, version 1.1)* [disponible on-line via <http://www.isric.org>]. Report 2002/01, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.
- BAUDIN F. & BERTHOU P.Y., 1996 – Environnements de dépôt de la matière organique des sédiments aptiens-albiens du bassin d'Araripe (NE du Brésil). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 20, 1, pp. 213-227.
- BEAUDET G. & COQUE R., 1994 – Reliefs et modelés des régions tropicales humides : mythes, faits et hypothèses. *Ann. de Géogr.*, n°577, pp. 227-254.
- BECH BORRAS J., CARDUS J., LASALA M., LAMOUREUX M., QUANTIN P. & SEGALÉN P., 1983 – Étude de sols bruns formés sur arènes granitiques de la bordure septentrionale de la Sierra de Prades (Tarragone, Espagne). *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XX, n°1, pp. 63-71.
- BECH BORRAS J., FEDEROFF N., QUANTIN P. & SEGALÉN P., 1982 – Étude des sols fersiallitiques lessivés formés sur des arènes granitiques de la Selva (Catalogne, Espagne). *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XIX, n°3, pp. 233-256.
- BEHLING, H., ARZ, H.W., PÄTZOLD J. & WEFER G., 2000 – Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quat. Sci. Rev.*, 19, pp. 981-994.
- BELLEFONTAINE R., GASTON A. & PETRUCCI Y., 1997 – *Aménagement des forêts naturelles des zones tropicales sèches*. Cahier FAO Conservation 32.
- BELTRAMI C.V., ALVES L.E.M. & FEIJO F., 1994 – Bacia do Ceará. *B. Geoci. PETROBRAS*, 8(1), pp. 117-125.

- BERTANI R.T., COSTA I.G. & MATOS R.M.D., 1990 – Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In : Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (Eds.) : *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS, pp. 291-309.
- BERTRAND R., 1972 – Morphopédologie et orientations culturelles des régions soudaniennes du Siné-Saloum (Sénégal). *L'Agron. Trop.*, 27 (11), pp. 1115-1190.
- BERTRAND R., KILIAN J., RAUNET M., GUILLOBEZ S. & BOURGEON G., 1985 – La connaissance des systèmes des paysages naturels, un préalable à la protection du milieu : approche morphopédologique. *Bull. Rech. Agron. Gembloux*, 20 (3/4), pp. 545-559.
- BERTRAND R. & VALENZA J., 1982 – Méthode de cartographie des milieux naturels du Sénégal Oriental, évaluation des possibilités agro-sylvo-pastorales. *L'Agronomie Tropicale*, 37 (4), pp. 329-339.
- BÉTARD F., GUNNELL Y., CANER L. & BOURGEON G., soumis – Using pH as a proxy for detecting illite in saprolite and defining it as a climatic index mineral of rock weathering. Soumis à *Geology*. (texte intégral + figures en Annexe E.).
- BÉTARD F., PEULVAST J-P. & CLAUDINO SALES V., 2005a – Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil : consequences of uplift, erosion and climatic change. *Vith International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, Abstracts Volume, p. 69.
- BÉTARD F., PEULVAST J-P. & CLAUDINO SALES V., 2005b – GIS and morphostructural mapping : a contribution to the morphotectonic study of the Baturité massif, Northeastern Brazil. *Vith International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, Abstracts Volume, p. 380.
- BEZERRA C.L.F., TRIGUEIRO E.R.C., CASTRO A.A.J.F. & CASTRO A.S.F., 2003 – Survey of the vegetation in the State of Ceará. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 105-116.
- BEZERRA E.C., BEZERRA J.E.G. & MENDES M.F.S., 1997 – Precipitações. In : IPLANCE, *Atlas do Ceará*, Fortaleza, pp. 20-21.
- BEZERRA F.H.R., 1999 – Intraplate paleoseismicity in Northeast Brazil. *VII Simp. Nac. de Estudos Tect.*, Lençóis-Bahia, Anais, pp. 12-16.
- BEZERRA F.H.R., 2000 – Neotectonic movements in Northeastern Brazil : implications for a preliminary seismic-hazard assessment. *Rev. Bras. Geos.*, 30 (3), pp. 562-564.
- BEZERRA F.H.R., AMARO V.E., VITA-FINZI C. SAADI A., 2001 – Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 14, pp. 61-75.
- BEZERRA F.H.R., BARRETO A.M.F. & SUGUIO K., 2003 – Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast. *Marine geology*, 196, pp. 73-89.
- BEZERRA F.H.R., FONSECA V.P., VITA-FINZI C., LIMA-FILHO F.P. & SAADI A., 2005 – Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology*, 76, pp. 191-208.
- BEZERRA F.H.R., LIMA-FILHO F.P., AMARAL R.F., CALDAS L.H.O. & COSTA-NETO L.X., 1998 – Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In : I. Stewart & C. Vita-Finzi (eds) : *Coastal tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ, 146, pp. 279-293.
- BEZERRA F.H.R. & VITA-FINZI C., 2000 – How active is a passive margin ? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, 28, 7, pp. 591-594.
- BIGARELLA J.J., 1975 – The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 47, pp. 365-393.
- BIGARELLA J.J. & AB'SABER A., 1964 – Palaeogeographische und palaeoklimatische. Aspekte des Kanozoikums in Südbrasilien. *Z. f. Geomorph. N.F.*, 8, pp. 286-312.

- BIGARELLA J.J. & ANDRADE G.O., 1964 – *Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (grupo Barreiras)*. Univ. Recife, Inst. Ciên. Terra, Arquivos, 2, pp. 2-14.
- BIROT P., 1957 – Morphologie de la région de Recife. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 263-264, pp. 66-70.
- BIROT P., 1978 – Évolution des conceptions sur la genèse des inselbergs, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-BD, 31, pp. 42-63.
- BITTENCOURT A.C.S.P., DOMINGUEZ J.M.L. & USSAMI N., 1999 – Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. *J. Coastal Res.*, 15, 2, pp. 505-519.
- BLANC-PAMARD C., 1986 – Dialoguer avec le paysage ou comment l'espace écologique est vu et pratiqué par les communautés rurales des hautes terres malgaches. In : Y. Chatelin & G. Riou (Coord.) : *Milieus et paysages*. Masson, Paris, pp. 17-33.
- BLANC-PAMARD C. & RAKOTO-RAMIARANTSOA H., 1993 – Les bas-fonds des hautes terres centrales de Madagascar : construction et gestion paysannes. In : M. Raunet (Ed.) : *Bas-fonds et riziculture*. CIRAD, Montpellier, pp. 31-47.
- BOCK L., 1983 – *L'intégration chronospatiale des accumulations calcaires, approche morphopédologique et géochimique dans un paysage semi-aride de l'Atlas tellien (Algérie)*. Thèse Doct., Gembloux, Faculté des Sciences Agronomiques, 448 p.
- BOILLOT G. & COULON C., 1998 – *La déchirure continentale et l'ouverture océanique. Géologie des marges passives*. Gordon and Breach Science Publishers, Paris, 208 p.
- BOTELHO DA COSTA J.V., 1959 – Ferralitic, tropical fersiallitic and tropical semi-arid soils. Definitions adopted in the classification of the soils of Angola. *C-R. de la 3<sup>e</sup> conférence interafricaine des sols*, Document n°91, pp. 317-319.
- BOEGLIN J-L. & PROBST J.L., 1998 – Physical and chemical weathering rates and CO<sub>2</sub> consumption in a tropical lateritic environment : the upper Niger basin. *Chemical Geology*, 148 (3-4), pp. 137-156.
- BOUCHET A., MEUNIER A. & SARDINI P., 2000 – Minéraux argileux : structure cristalline, identification par diffraction de rayons X. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 23, 136 p.
- BOULAIN J., 1975 – *Géographie des sols*. P.U.F., Paris, 199 p.
- BOULAIN J., 1989 – *Histoire des pédologues et de la science des sols*. INRA, Paris, 289 p.
- BOULANGÉ B., AMBROSI J-P. & NAHON D., 1993 – Latérites et bauxites. In : H. Paquet & N. Clauer (eds.) : *Sédimentologie et géochimie de la surface*, Colloque à la mémoire de Georges Millot, Acad. Sci. Paris, pp. 41-53.
- BOULET R., 1978 – *Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibre et déséquilibre pédobioclimatique*. Paris, Mém. ORSTOM n°85, 272 p.
- BOULET R., BRUGIERE J-M. & HUMBEL F-X., 1979 – Relations 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*, pp. 3-17.
- BOULET R., LUCAS Y., FRITSCH E. & PAQUET H., 1993 – Géochimie des paysages : le rôle des couvertures pédologiques. In : H. Paquet & N. Clauer (eds.) : *Sédimentologie et géochimie de la surface*, Colloque à la mémoire de Georges Millot, Acad. Sci. Paris, pp. 55-76.
- BOULVERT Y., 2003 – *Carte morphopédologique de la République de Guinée à 1/500 000<sup>e</sup>*. IRD Éditions, Paris, 4 volumes, 151 p. + 26 p. + 43 p. + 233 p.
- BOURGEON G., 1987a – Les "sols rouges" des régions semi-arides du Sud de l'Inde. I – Propriétés et classification pédologique. *L'Agronomie Tropicale*, 42, n°3, pp. 153-164.

- BOURGEON G., 1987b – Les “sols rouges” des régions semi-arides du Sud de l’Inde. II – Potentialités, rôle dans les systèmes agraires. *L’Agronomie Tropicale*, 42, n°3, pp. 165-170.
- BOURGEON G., 1988 – Esquisse sur les grandes zones de sols du Sud de l’Inde. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 24, 4, 303-328.
- BOURGEON G., 1989 – *Explanatory booklet on the reconnaissance soil map of forest area, Western Karnataka and Goa*. Trav. Sect. Sci. Inst. Fr. Pondichéry, h. sér., 20, 203 p.
- BOURGEON G., 1992 – Les “sols rouges” de l’Inde péninsulaire méridionale : pédogenèse fersiallitique sur socle cristallin en milieu tropical. Publ. du département d’écologie, Inst. Fr. de Pondichéry, n°31, 271 p.
- BOURGEON G., 1994 – Degré d’aridité, dynamique du calcium et pédogenèse en Inde péninsulaire. *Sécheresse*, 5, pp. 185-190.
- BOURGEON G. & GUNNELL Y., 1998a – Rôle du régime tectonique et du taux de dénudation sur la répartition géographique et les propriétés des sols tropicaux. *C-R. Acad. Sci. Paris, Sér. IIA*, 326, pp. 167-172.
- BOURGEON G. & GUNNELL Y., 1998b – Évolution des continents, géographie des sols et potentialités globales, In : *Actes du 16<sup>e</sup> Congrès Mondial de Science du Sol*, Montpellier (France), 20-26 août 1998 (CD-ROM).
- BOURGEON G. & GUNNELL Y., 2005 – La latérite de Buchanann. *Étude et Gestion des Sols*, Volume 12, 2, pp. 87-100.
- BOURGEON G. & LARQUÉ P., 1992 – Traits originaux de l’arénisation des gneiss en ambiance carbonatée-confinée au sud-ouest du plateau de Mysore (Inde). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 314, pp. 299-304.
- BOURGEON G. & PASCAL J-P., 1986 – Influences des héritages morphopédologiques dans la répartition des formations forestières : région de Sorab-Siddapur (Inde du Sud). *Bois et Forêts des Tropiques*, 214, pp. 3-21.
- BOURGEON G. & PÉDRO G., 1992 – Rôle majeur du drainage climatique dans la différenciation altéritique et pédologique des sols des régions chaudes. *C-R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 314, pp. 717-725.
- BRAGA A.P.G., PASSOS C.A.B., SOUZA E.M., FRANCA J.B., MEDEIROS M.F. & ANDRADE V.A., 1981 – *Geologia da região Nordeste do Estado do Ceará*. DNPM, Brasília, MME, 115 pp.
- BRANDÃO R.L., 1992 – *Considerações preliminares sobre a geologia da folha SB.24-X-A-I (Baturité)* – Projeto Baturité, CPRM, 20 p.
- BRANDÃO R.L., 1995 – *Mapa geológico da região metropolitana de Fortaleza. Texto explicativo. Sistema de informações para gestão et administração territorial da Região metropolitana de Fortaleza* – Projeto SINFOR, CPRM, 34 p.
- BRAUCHER R., SIAME L.L., BOURLES D. & COLIN F., 2000 – Utilisation du <sup>10</sup>Be cosmogénique produit *in situ* pour l’étude de la dynamique et de l’évolution des sols en milieux latéritiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n°5, pp. 511-520.
- BRAUN J-J., NGOUPAYOU J.R.N., VIERS J., DUPRE B., BEDIMO J-P., BOEGLIN J-L., ROBAIN H., NYECK B., FREYDIER R., NKAMDJOU L.S., ROUILLER J. & MULLER J-P., 2005 – Present weathering rates in a humid tropical watershed : Nsimi, South Cameroon. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 69(2), pp. 357-387.
- BREMER H., 1993 – Etchplanation, review and comments of Büdel’s model. *Z. Geomorph.*, Suppl. Bd, 92, pp. 189-200.
- BREMER H., 1994 – Soils in tropical geomorphology. *Z. Geomorph.*, 38 (3), pp. 257-265.
- BRET B. (Ed.), 1989 – *Les hommes face aux sécheresses, Nordeste brésilien, Sahel africain*. Paris, EST-IHEAL, 422 p.

- BRITO NEVES B.B., MANTOVANI M.S.M. & KAWASHITA K., 1975 – Contribuição a geocronologia do Pré-Cambriano Cearense. In : *VII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza. Atlas do VII Simpósio de geologia do Nordeste, Recife, v. 1, pp. 299-318.
- BRITO NEVES B.B., DOS SANTOS E.J. & VAN SCHMUS W.R., 2000 – Tectonic history of Borborema Province, Northeastern Brazil. In : U.G. Cordani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) : *Tectonic Evolution of South America*, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 856.
- BROWN E.T., BOURLES D.L., COLIN F., SANFO Z., RAISBECK G. & YIOU F., 1994 – The development of iron crust lateritic systems in Burkina Faso, West Africa examined with in-situ produced cosmogenic nuclides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, pp. 19-33.
- BRUNEL S. (Ed.), 1987 – *Tiers Mondes, controverses et réalités*. Economica, Paris, 519 p.
- BRUNSDEN D., 1993a – The persistence of landforms. *Z. Geomorph., Suppl. Bd.* 93, pp. 13-28.
- BRUNSDEN D., 1993b – Barriers to geomorphological change. In : D.S.G. Thomas & R.J. Allison (dir.) : *Landscape sensitivity*. J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 7-12.
- BÜDEL J., 1963 – Klima-genetische geomorphologie. *Geogr. Rundsch.*, 15, pp. 265-285.
- CABY R. & ARTHAUD M., 1986 – Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology*, 14, pp. 871-874.
- CABY R., ARTHAUD M.H. & ARCHANJO C.J., 1995 – Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil : geodynamic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, 8, 3-4, pp. 235-246.
- CADIER É., 1992 – *Hydrologie des petits bassins du Nordeste brésilien*. Thèse doct. Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 396 p.
- CAMPOS E SILVA A., 1983 – Algumas observações sobre o Cenozoico da região de Mossoró (Rio Grande do Norte). *Estudos sedimentológicos*, Natal, 3-4, 1973/74, pp. 1-225.
- CANE M.A., 2005 – The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters*, 230, pp. 227-240.
- CANER L., 2000 – *Les sols humifères des "Hautes Terres" du massif des Nilgiri en Inde du Sud. Formation d'Andosols sur une ancienne couverture ferrallitique en relation avec les évolutions climatiques des derniers millénaires*. Thèse Doct., Université Nancy I, 254 p.
- CANER L. & BOURGEON, 2001 – Sur les possibilités de reconstitution paléo-environnementale offertes par les andosols des hautes terres tropicales. *C.R. Acad. Sci. Paris, Série IIA*, vol. 333, pp. 725-731.
- CANER L., BOURGEON G., TOUTAIN F. & HERBILLON A.J., 2000 – Characteristics of non-allophanic Andisols derived from low-activity clay regoliths in the Nilgiri hills (Southern India). *European Journal of Soil Science*, n°51, pp. 553-563.
- CANER L., LO SEEN D., GUNNELL Y., RAMESH B.R. & BOURGEON G., 2007 – Spatial heterogeneity of land cover response to climatic change in the Nilgiri highlands (Southern India) since the Last Glacial Maximum. *The Holocene*, vol. 17, n°2, pp. 195-205.
- CARMO SOUSA D., JARDIM DE SÁ, MATOS R.M.D. & OLIVEIRA D.C., 1999 – Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na Região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. *VII Simpósio nacional de estudos tectônicos*, Lençóis, Bahia, pp. 90-93.
- CARNEIRO C.D.R., HAMZA V.M. & ALMEIDA F.F.M., 1989 – Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. *Rev. Bras. Geociências*, 19(3), pp. 310-322.
- CARON P., 2006 – Élevage et semi-aride brésilien : immobilisme proclamé et mutations intenses. *Sécheresse*, 17(1-2), pp. 288-294.

- CARON P. & SABOURIN E., 2001 – *Paysans du Sertão : mutations des agricultures familiales dans le Nordeste du Brésil*. CIRAD, EMBRAPA, Montpellier, 243 p.
- CASENAVE C. & VALENTIN C., 1989 – *Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration*. ORSTOM, Paris, coll. Didactiques, 229 p.
- CASTELO BRANCO M.P.N., 1996 – *Sistemas deposicionais da região costeira do estado do Ceará (folhas Parajuru e Aracati)*. Dissertação de Mestrado, UFP, Recife, 126 p.
- CASTRO C., 1979 – Morfogênese e sedimentação : evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. *Not. Geomorfol.*, Campinas, 19(37/38), pp. 3-27.
- CASTRO D.L., BARBOSA V.C.F., SILVA J.B.C. & MEDEIROS W.E., 1997 – Relevo da interface crostamento entre os vínculos de isostasia e suavidade. *Congr. Int. SBGf*, 5, São Paulo, Anais, pp. 682-685.
- CASTRO D.L. & COSTA F.C.N., 1999 – Mapas gravimétricos do Estado do Ceará. *Rev. Geologia*, 12, pp. 69-80.
- CAVILLE B., 1989 – La cohabitation de l'homme avec la sécheresse dans le Nordeste brésilien. In : B. Bret (coord.) : *L'homme face aux sécheresses. Nordeste brésilien, Sahel africain*. Ed. EST-IHEAL/Samuel Tastet, Paris, pp. 303-307.
- CAVALCANTE A., 2005 – Jardins suspensos no Sertão. *Scientific American Brasil*. Edição n°32, pp. 69-73.
- CAVALCANTE A., SOARES J.J. & FIGUEIREDO M.A., 2000 – Comparative phytosociology of tree sinusiae between contiguous forests in different stages of succession. *Rev. Brasil Biol.*, 60(4), pp. 551-562.
- CHAUVEAU E., 1994 – *Les marges continentales de Guinée et de Côte d'Ivoire Orientale. Étude de géomorphologie sous-marine*. Thèse doct., Univ. Paris-Sorbonne, 343 p.
- CHAUVEL A., BOCQUIER G. & PÉDRO 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. *Sciences géologiques*, Bulletin n°30, pp. 255-263.
- CLAUDINO SALES V., 2002 – *Les littoraux du Ceará. Évolution géomorphologique de la zone côtière de l'État du Ceará, Nord-Est du Brésil : du long terme au court terme*. Thèse doct., Univ. Paris-Sorbonne, 511 p.
- CLAUDINO SALES, V. & PEULVAST, J.P., 1999 – Recent and ancient sediments in the Jaguaribe river mouth : redimensioning the role of the aeolian action in the geomorphological evolution of the Ceará State coast, NE of Brazil. *Annals Int. Conf. on Geomorph.*, Rio de Janeiro, p. 73.
- COELHO J., 1989 – Potentiel agricole de la région semi-aride du Nordeste brésilien. In : B. Bret (coord.) : *L'homme face aux sécheresses. Nordeste brésilien, Sahel africain*. Ed. EST-IHEAL/Samuel Tastet, Paris, p. 315.
- COHEN M. & DUQUE G., 2001 – *Les deux visages du Sertão : stratégies paysannes face aux sécheresses, Nordeste du Brésil*. Ed. de l'IRD, Paris, 388 p.
- CONRAD G. & LAPPARTIENT J-R., 1987 – Le 'Continental Terminal', sa place dans l'évolution géodynamique du bassin sénégal-mauritanien durant le Cénozoïque. *Journal of African Earth Sciences*, 6, pp. 45-60.
- COQUE B., 1988 – *Sédimentologie et géomorphologie. Initiation à la recherche en géomorphologie*. Université de Paris I, 1186 p.
- COSTA I.G., BELTRAMI C.V. & ALVES L.E.M., 1990 – A evolução tectono-sedimentar e o habitat do óleo da Bacia do Ceará. *B. Geoci. PETROBRAS*, 4(1), pp. 65-74.
- CPRM, 2001 – *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : Sistema de Informações Geográficas – SIG e mapas na escala 1:2,500,000*. Serviço Geológico do Brasil, 4 CD Rom.



- CPRM, 2003 – *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000*. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom.
- CREMONINI O.A., 1995 – A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo superior. *V Simp. Nac. Estudos Tectônicos*, Gramado-RS, Anais, pp. 277-280.
- CUNHA L.S. & CASTELO BRANCO R.M.G., 2002 – Configuração 3-D dos sedimentos quaternários baseada em inverses de dados geofísicos elétricos e eletromagnéticos, região costeira de Cascavel – Ceará. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 85.
- DANTAS ANTONINO C.D. & AUDRY P., 2002 – Le fonctionnement hydro-salin du système de vazante en zone semi-aride dans le Nordeste brésilien. *Sécheresse*, vol. 13, n°4, pp. 266-273.
- DANTAS ANTONINO C.D., HAMMECKER C., MONTENEGRO S.M.L.G., NETTO A.M., ANGULO-JARAMILLO R. & LIRA C.A.B.O., 2005 – Subirrigation of land bordering small reservoirs in the semi-arid region in the Northeast of Brazil : management and water balance. *Agric. Wat. Manag.*, 72, pp. 131-147.
- DEBARBIEUX B., 2001 – La montagne : un objet géographique ? In : Y. Veyret (Coord.) : *Les montagnes. Enjeux et discours géographiques*. SEDES, Paris, pp. 11-34.
- DE LAPPARENT A., 1909 – Étude comparative de quelques porphyroïdes français. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie*, v. 32, p. 174-304.
- DEMANGEOT J., 1959 – Coordination des surfaces d'érosion du Brésil Oriental. *C-R. Séances Soc. Géol. Fr.*, 5, pp. 99-100.
- DEMANGEOT J., 1960 – Essai sur le relief du Nordeste du Brésil. *Ann. de Géogr.*, 69, pp. 157-176.
- DEMANGEOT J., 1999 – *Tropicalité. Géographie physique intertropicale*, Armand Colin, Paris, 340 p.
- DEMANGEOT J., 2000 – *Les milieux « naturels » du globe*. Armand Colin, Paris, 359 p.
- DESTRO N., SZATMARI P. & LADEIRA E.A., 1994 – Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, 16, 1, pp. 35-45.
- DOUGLAS L., 1980 – Climatic geomorphology, present-day processes and landform evolution, problems of interpretation. *Z. Geomorphol., Suppl. Bd.*, 36, pp. 27-47.
- DRESCH J., 1957 – Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est brésilien. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 263-264, pp. 48-59.
- DUBROEUQ D., VOLKOFF B. & PÉDRO G., 1991 – La couverture pédologique du Bouclier Nord de l'Amazonie (bassin du Haut Rio Negro) : séquence évolutive de sols et son rôle dans l'aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, sér. II, pp. 663-671.
- DUCHAUFOR P., 1998 – Réflexion sur la classification des sols. *Étude et Gestion des Sols*, 5, pp. 201-205.
- DUCHAUFOR P., 2001 – *Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement*, 6<sup>e</sup> édition, Dunod, Paris, 331 p.
- DURAND N., GUNNELL Y., CURMI P. & AHMAD S.M., 2007 – Pedogenic carbonates on Precambrian metamorphic rocks in South India: origin and paleoclimatic significance. *Quaternary International*, v. 162-163, pp. 35-49.
- DUROUSSET E. & COHEN M., 2000 – Exclusion sociale et gestion des ressources hydriques : le double défi des nouvelles politiques de développement dans la zone semi-aride du Brésil. *Nature-Sciences-Sociétés*, n°2, vol. VIII, pp. 17-30.
- ELLIS S. & MELLOR A., 1992 – *Soils and environment*. Routledge, London, p. 364.

- ESCHENBRENNER V. & BADARELLO L., 1975 – *Étude pédologique de la région d'Odienné ; carte des paysages morpho-pédologiques au 1 : 200 000<sup>e</sup> et notice explicative*. Éditions ORSTOM, Paris, 123 p.
- FALCONER J.D., 1911 – *Geology and geography of Northern Nigeria*. Mac Millan, London, 295 p.
- FANNING D.S. & KERAMIDAS V.Z., 1977 – Micas. In : J.B. Dixon & S.B. Weed (eds) : *Mineral in soil environments*. Soil Sci. Soc. Amer., Madison, USA, pp. 195-258.
- FAO, 1974 – *Carte mondiale des sols au 1 : 5 000 000<sup>e</sup>, feuille Amérique du Sud*. Unesco, Paris, 229 p.
- FAO, 1993 – *World soil resources ; an explanatory note on the FAO World Soil Resources Map at 1:25,000,000 scale*. World Soil Resources Reports, 64 p.
- FAO, 2002 – *Développement rural durable et sécurité alimentaire : rôle de la mise en valeur des montagnes en Afrique*. Conférence Régionale de la FAO pour l'Afrique, XXIIe session, Le Caire, 4-8 février 2002.
- FAO, 2006 – *World Reference Base for Soil Resources. A framework for international classification, correlation and communication*. World Soil Resources Report, 103, 128 p.
- FARIAS SALES M.T.B., 1997 – *Caracterização de processos erosivos em áreas florestadas e antropizadas na Serra de Baturité-CE*. Dissertação de Mestrado, UFC, Fortaleza.
- FAUCK R., 1974 – Les facteurs et les mécanismes de la pédogenèse des sols rouges et jaunes ferrallitiques sur sables et grès en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XII, n°1, pp. 69-72.
- FEITOSA MARQUES A. A. & VASCONCELOS P.W., 1982 – *Geologia da região norte/nordeste do município de Pacoti – Ceará*. Relatório de Graduação, UFC/CEMINAS, Fortaleza, 35 p.
- FERREIRA J.M., OLIVEIRA T., TAKEYA M.K. & ASSUMPÇÃO M., 1998 – Superposition of local and regional stresses in Northeast Brazil : evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.*, v. 134, Issue 2, pp. 341-355.
- FERREIRA V.P., SIAL A.N. & JARDIM DE SA E.F., 1998 – Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 11, 5, pp. 439-455.
- FETTER A., VAN SCHMUS W.R., DOS SANTOS T.J.S., ARTHAUD M. & NOGUEIRA NETO J., 1999 – Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará : NW da província Borborema, NE Brasil. *XVII Simp. Geol. do Nordeste*, Fortaleza, Anais, pp. 32-33.
- FIGUEIREDO M.A., 1997 – Unidades fitoecológicas. In : IPLANCE, *Atlas do Ceará*, Fortaleza, pp. 28-29.
- FONTELES H.R.N., VERISSIMO C.U.V. & SANTOS COLARES J.Q., 2001 – Mapeamento geotécnico da vertente sudeste da Serra de Maranguape (Ceará) com ênfase em movimentos de solos e rochas. *Revista de Geologia*, 14, pp. 22-32.
- FOUCAULT A. & RAOULT J-F., 2001 – *Dictionnaire de géologie*, 5<sup>e</sup> édition, Dunod, Paris, 379 p.
- FRANÇOLIN J.B.L., COBBOLD P.R. & SZATMARI P., 1994 – Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.*, 16,5, pp. 647-661.
- FRISCHKORN H., ARAUJO J.C. & SANTIAGO M.M.F., 2003 – Water resources of Ceará and Piauí. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 87-94.
- FRISCHKORN H., SANTIAGO M.M.F. & FORSTER M., 2003 – Groundwater as indicator for paleoclimatic change in the Northeast of Brazil. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 193-203.

- 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*, colloques et séminaires, ORSTOM, Douala, pp. 59-76.
- FRUTUOSO DO VALE J., 1991 – *Levantamento semidetalhado de solos de uma "área piloto" nos municípios de Pacoti e Guaramiranga-CE*. Dissertação de Mestrado, UFC-Fortaleza.
- GAISER T., KROL M., FRISCHKORN H. & ARAUJO J.C., 2003 – *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, 428 p.
- GAUCHER G., 1972 – Contribution de la géomorphologie à la prospection pédologique. *Ann. de Géog.*, 448, pp. 697-710.
- GERRARD J., 1988 – The role of pedogeomorphology in tropical landform studies. *Transactions of the Institute of Indian Geographers*, 10, pp. 9-14.
- GERRARD J., 1992 – *Soil geomorphology : an integration of pedology and geomorphology*. London New York, Chapman & Hall, 269 p.
- GODARD A., LAGASQUIE J.-J. & LAGEAT Y. (dir.), 1994 – *Les régions de socle. Apports d'une école française de géomorphologie*, Association des Publications de la Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, nouvelle série, fascicule 43, 324 p.
- GODARD A., LAGASQUIE J.J. & LAGEAT Y. (eds.), 2001 – *Basement regions*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 306 p.
- GODARD A. & SIMON-COINÇON R., 1994 – Les aplanissements, leitmotiv des paysages. In : A. Godard, J.J. Lagasquie et Y. Lageat (dir.) : *Les régions de socle. Apports d'une école française de géomorphologie*. Fac. Lettres Sc. Hum. Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, nlle série, 43, pp. 7-37.
- GORINI M.A., 1981 – Tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins : Gulf of Guinea to Northeastern Brazil, *Projeto REMAC*, 9, pp. 11-116.
- GOUROU P., 1991 – *L'Afrique tropicale, nain ou géant agricole ?* Flammarion, Paris, 229 p.
- GOUVAIA S.E.M., PESSENDA L.C.R., BENDASSOLLI J.A., ARAVENA R., RIBEIRO A.S., SAIA S.E.M.G. & VEDOVETO M., 2005 – Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Nordeste do Brasil através dos isotopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. *ABEQUA*, Expanded Abstracts Volume, 7 p.
- GRANDIN G., 1976 – *Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest*. Mémoire ORSTOM n°82, Paris, 275 p.
- GREGORY K.J. & GARDINER V., 1975 – Drainage density and climate. *Z. Geomorphol.*, 19, pp. 287-298.
- GUICHARD E., 1970 – *Les sols du Bassin du Rio Jaguaribe*. Mém. ORSTOM, Paris, 40, 146 p.
- GUILLOBEZ S., 1985 – *Milieus naturels du Burkina Faso, esquisse physiographique*. Carte au 1/1 000 000°, IRAT, Service de Pédologie et Cartographie, Montpellier.
- GUNNELL Y., 1996a – *Géodynamique d'une moyenne montagne tropicale. La genèse des paysages dans le Ghât Occidental du Deccan, sur son revers continental et son piémont maritime*. Thèse Doct., Clermont-Ferrand, 2 vol., 486 et 330 p.
- GUNNELL Y., 1996b – Géographie comparative des héritages cuirassés sur les terres cristallines de l'Inde du Sud et d'Afrique de l'Ouest. Leur signification dans l'évolution du milieu physique. *Ann. de Géogr.*, 591, pp. 451-479.
- GUNNELL Y., 1997 – Comparative regional geography in India and West Africa. Soils, landforms and economic theory in agricultural development strategies. *Geographical Journal*, 163(1), pp. 38-46.

- GUNNELL Y., 1998 – Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change*, 18, pp. 47-57.
- GUNNELL Y., 1999 – Systèmes agraires et facettes écologiques au Karnataka (Inde du Sud) : portraits d'une organisation humaine autour d'un gradient bioclimatique exceptionnel. *Ann. de Géogr.*, 605, pp. 46-66.
- GUNNELL Y., 2000a – The characterisation of steady state in earth surface systems : findings from the gradient modelling of an indian climosequence. *Geomorphology*, 35, pp. 11-20.
- GUNNELL Y., 2000b – Érosion des sols cultivés et gestion conservatoire de l'eau dans les milieux de bouclier semi-aride : originalité de l'Inde du Sud au sein de la zone intertropicale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°3, pp. 191-202.
- GUNNELL Y., 2003 – Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. *Geology*, v. 31, n° 2, pp. 131-134.
- GUNNELL Y. & ANUPAMA K., 2003 – Past and present status of runoff harvesting systems in dryland peninsular India: a critical review. *Ambio (Journal of the Human Environment)*, 32, pp. 320-324.
- GUNNELL Y., ANUPAMA K. & SULTAN B., 2007 – Response of the South Indian runoff-harvesting civilization to northeast monsoon rainfall variability during the last 2000 years : instrumental records and indirect evidence. *The Holocene*, 17(2), pp. 207-215.
- GUNNELL Y. & BOURGEON G., 1997 – Soils and climatic geomorphology on the Karnataka Plateau, peninsular India. *Catena*, 29, pp. 239-262.
- GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D. & ANDRÉ G., 2007 – Quantitative and qualitative insights into bedrock landform erosion on the South Indian craton using cosmogenic nuclides and apatite fission tracks. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5), pp. 576-585.
- GUNNELL Y. & LAGEAT Y., 1998 – Érosion du manteau d'altération et systèmes agraires dans les terres cristallines des régions tropicales. Quelques indices de stabilité du milieu en Inde du Sud. *Cah. d'Outre-Mer*, 51, pp. 113-140.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987 – The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- HARMAN R., GALLAGHER K., BROWN R. & RAZA A., 1998 – Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *J. Geophys. Res.*, 103, B11, pp. 27091-27105.
- HARRIS S.E. & MIX A.C., 2002 – Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. *Geology*, 30, 5, pp. 447-450.
- HASTENRATH S., 2006 – Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. *Progress in Oceanography*, vol. 70, 2-4, pp. 407-415.
- HEGARTY K.A., MORAIS NETO J.M. & KARNER G.D., 2002 – The enigma of the Araripe plateau : new constraints on its uplift and tectonic history using AFTA. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 495.
- HOBBS J.E., LINDESAY J.A. & BRIDGMAN H.A., 1998 – *Climates of the Southern Continents. Present, Past and Future*. J. Wiley & Sons, Chichester, 297 p.
- HOLLANDA M.H.B.M., PIMENTEL M.M., OLIVEIRA D.C. & JARDIM DE SÁ E.F., 2006 – Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil : Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*, 86, pp. 34-49.
- HUBER B.T., NORRIS R.D. & MACLEOD K.G., 2002 – Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30, 2, pp. 123-126.

- IPECE, 2004 – *Classes de solos do Estado do Ceará. Mapa na escala 1:1,000,000*. IPECE e Governo do Estado do Ceará. (accessible sur [www.ipece.ce.gov.br](http://www.ipece.ce.gov.br)).
- IPECE, 2006 – *Anuário estatístico do Estado do Ceará*. (accessible sur [www.ipece.ce.gov.br](http://www.ipece.ce.gov.br)).
- IRD, 2002 – L'eau dans les pays du Sud. *SUDS en ligne, les dossiers thématiques de l'IRD* (accessible sur [www.mpl.ird.fr/suds-en-ligne](http://www.mpl.ird.fr/suds-en-ligne)).
- ISSS WORKING GROUP, 1998 – *World Reference Base for Soil Resources : Atlas* (Bridges E.M., Batjes N.H., Nachtergaele F.O., Eds.). ISRIC-FAO-ISSS-Acco, Leuven.
- JACKSON M.L., 1964 – Chemical composition of the soil. In : F.E. Bear (ed.) : *Chemistry of the soil*. Reinhold, New York, pp. 71-141.
- JACOB J., 2003 – *Enregistrement des variations paléoenvironnementales depuis 20000 ans dans le Nord-Est du Brésil (Lac Caço) par les triterpènes et autres marqueurs organiques*. Thèse doct., Univ. Orléans, 290 p.
- JACOB J., DISNAR J.-R., BOUSSAFIR M., SIFEDDINE A., TURCQ B & ALBUQUERQUE A.L.S., 2004 – Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa de Caço, NE Brazil). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 205, pp. 183-197.
- JARDIM DE SA E.F., MATOS R.M.D., MORAIS NETO J.M., SAADI A. & PESSOA NETO O.C., 1999 – Epirogenia Cenozóica na Província Borborema : síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. *VII Simp. Nac. Estudos Tect., Lençóis – Bahia, Anais*, pp. 58-61.
- JEANROY E., 1983 – *Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Évaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer*. Thèse d'Université en Sciences Naturelles, Université de Nancy I, 168 p + annexes.
- JIMENEZ J.A., MAIA L.P., SERRA J. & MORAIS J., 1999 – Aeolian dune migration along the Ceará coast, northeastern Brazil. *Sedimentology*, vol. 46, 4, pp. 689-701.
- JOHNSON D.L., 1985 – Soils thickness processes. In : P.D. Jungerlius (ed.) : *Soils and geomorphology*. Catena suppl. 6, Catena Verlag, Cremlingen, West Germany, pp. 29-40.
- KALOGA B., 1987 – *Le manteau kaolinique des plaines du centre-sud de la Haute-Volta : dynamique et relation avec le manteau smectitique*. Études et Thèses, ORSTOM, Paris, 344 p.
- KELLNER A.W.A., 2002 – Membro Romualdo da Formação Santana, Chapado do Araripe, CE. Um dos mais importantes depósitos fossilíferos do Cretáceo brasileiro. In : C. Schobbenhaus, D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge & M. Berbert-Born (Eds) : *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. DNPM/CPRM, Brasília, pp. 121-130.
- KHAN M.S.H., PARKASH B. & KUMAR S., 2005 – Soil landform development of a part of the fold belt along the eastern coast of Bangladesh. *Geomorphology*, 71, pp. 310-237.
- KILIAN J., 1972 – Les inventaires morphopédologiques, conceptions, applications au développement agricole. *L'Agronomie Tropicale*, 27 (9), pp. 930-938.
- KILIAN J., 1974 – Étude du milieu physique en vue de son aménagement. Conceptions de travail, méthodes cartographiques. *L'Agronomie Tropicale*, 29 (2-3), pp. 141-153.
- KING L.C., 1956 – A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geografia*, 18, 2, pp. 3-121
- KLEIN C., 1997 – *Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie*, Ed. Ophrys, Gap, 299 p.
- KOBILSEK B., 1990 – *Géochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie brésilienne. Comparaison avec l'Afrique, l'Inde et l'Australie*. Institut de Géologie Louis Pasteur, Strasbourg, 201 p.
- KOUNESTRON O., ROBERT M. & BERRIER J., 1977 – Nouvel aspect de la formation des smectites dans les vertisols. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 284, Série D, pp. 733-736.

- LAGASQUIE J.J., LAGEAT Y., PEULVAST J.P., GODARD A. & GUNNELL Y., 2001 – Morphostructural units, multi-storeyed scenery and the origin of escarpments in basement terrains. In : A. Godard, J.J. Lagasquie & Y. Lageat (eds) : *Basement regions*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 35-63.
- LAGEAT Y., 1999 – L'érosion des sols au Lesotho. *Cah. d'Outre-Mer*, 205, pp. 3-22.
- LAGEAT Y., 2000a – La surface de piémont en Namibie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, pp. 3-12.
- LAGEAT Y., 2000b – Les granites en France. Entre paysages banals et formes pittoresques. *Historiens & Géographes*, 370, pp. 287- 297.
- LAGEAT Y. & GUNNELL Y., 2001 – Landscape development in tropical shield environment. In : A. Godard, J.J. Lagasquie & Y. Lageat (eds) : *Basement regions*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 173-197.
- LAL S., DESHPANDE S.B. & SEHGAL J.L., 1994 – *Soil series of India*. National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning (ICAR), Nagpur, Publ. n°40, 682 p.
- LAMOUREUX M., 1972 – Évolution de sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. *Mémoire ORSTOM*, n°56, 266 p.
- LAMOUREUX M., PINTA M. & BOULEAU A., 1978 – Expérimentation sur l'entraînement des produits dissous et en suspension dans un matériau fersiallitique. *Science du Sol*, 1, pp. 55-71.
- LANFRANCHI R. & SCHWARTZ D., 1990 – *Paysages quaternaires de l'Afrique Centrale atlantique*. Éditions ORSTOM, Paris, 535 p.
- LANG J., KOGBE C., ALIDOU S., ALZOUMA K.A., BELLION G., DUBOIS D., DURAND A., GUIRAUD R., HOUESSO A., DE KLASZ I., ROMANN E., SALARD-CHEBOLDAEFF M. & TRICHET J., 1990 – The Continental Terminal in West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 10, pp. 79-99.
- LAPPARTIENT J.R., 1985 – *Le Continental Terminal et le Pléistocène ancien du bassin sénégal-mauritanien : stratigraphie, sédimentation, diagenèse, altération ; reconstitution des paléorivages au travers des cuirasses*. Thèse doct., Université d'Aix-Marseille 3, 285 p.
- LARAQUE A., 1991 – *Comportements hydrochimiques des « açudes » du Nordeste brésilien semi-aride. Évolutions et prévisions pour un usage en irrigation*. Thèse doct., Montpellier, 394 p.
- LARAQUE A., 1992 – Hydrochimie des açudes du Nordeste brésilien semi-aride. Synthèse régionale. *VIII<sup>e</sup> journées hydrologiques*, ORSTOM, pp. 337-342.
- LAZARRO X., 2000 – Vers une meilleure gestion des açudes du Nordeste brésilien. *Fiche scientifique IRD*, n°111 (accessible sur [www.ird.fr/fr/actualites/fiches/2000/fiche111.htm](http://www.ird.fr/fr/actualites/fiches/2000/fiche111.htm)).
- LE HOUÉROU H.N., 2006 – Le milieu naturel, la végétation, les parcours, le bétail et la stratégie antisécheresse dans le Nordeste brésilien. *Sécheresse*, 17(1-2), pp. 275-287.
- LEITE F.A.B. & MARQUES J.N., 1997 – Solos. In : IPLANCE, *Atlas do Ceará*, Fortaleza, pp. 18-19.
- LELONG F. & MILLOT G., 1966 – Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. Minéraux en transit. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19 (3-4), pp. 271-187.
- LEPRUN J-C., 1977 – Géochimie de la surface et formes du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Étude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sciences Géologiques, Bulletin*, 30, pp. 265-273.
- LEPRUN J-C., 1979 – *Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins d'Afrique occidentale sèche : genèse, transformations, dégradation*. Thèse doct., Strasbourg, 224 p.
- LEPRUN J-C., 1985 – La conservation et la gestion des sols dans le Nordeste brésilien. Particularités, bilans et perspectives. *Cah. ORSTOM, sér. pédol.*, vol. XXI, n°4, pp. 257-284.

- LEPRUN J-C., 1987 – L'érosion hydrique dans le Nord-Est du Brésil. In : A. Godard & A. Rapp (éd.) : *Processus et mesure de l'érosion*, Editions du CNRS, Paris, pp. 541-549.
- LEPRUN J-C., 1989 – Étude comparée des facteurs et des effets de l'érosion dans le Nordeste du Brésil et en Afrique de l'Ouest. In : B. Bret (coord.) : *L'homme face aux sécheresses. Nordeste brésilien, Sahel africain*. Ed. EST-IHEAL/Samuel Tastet, Paris, pp. 139-153.
- LEPRUN J-C., 1993 – Sertão brésilien et Sahel africain : écologie comparée de deux régions sèches et conséquences sur l'environnement, In : H. Paquet & N. Clauer (eds.) : *Sédimentologie et géochimie de la surface*, Colloque à la mémoire de Georges Millot, Acad. Sci. Paris, pp. 127-140.
- LEPRUN J-C., 1994 – Effets de la mise en valeur sur la dégradation physique des sols. Bilan du ruissellement et de l'érosion de quelques grands écosystèmes brésiliens. *Étude et gestion des sols*, 1, pp. 45-65.
- LEPRUN J-C. & SILVEIRA C.O., 1992 – Analogies et particularités des sols et des eaux de deux régions semi-arides : le Sahel de l'Afrique de l'Ouest et le Nordeste brésilien. In : *L'aridité, une contrainte au développement*. Didactiques, Ed. ORSTOM, Paris, pp. 131-151.
- LEPRUN J-C., SILVEIRA C.O. & SOBRAL FILHO R.M., 1986 – Efficacité des pratiques anti-érosives testées sous différents climats brésiliens. *Cah. ORSTOM, sér. pédol.*, vol. XXII, n°2, pp. 223-233.
- LEPRUN J-C., MOLINIER M., CADIER E., FOTIUS G., GALINDO O. & RAMOS DE SOUZA H., 1995 – Les sécheresses de la région Nordeste du Brésil et leurs conséquences. *Sécheresse*, 6 (1), pp. 23-33.
- LE RIBAUT L., 1977 – *L'exoscopie des quartz*. Masson, Paris, 150 p.
- LEVÊQUE C., 1979 – *Pédogenèse sur le socle granito-gneissique au Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels*. ORSTOM, Paris, 224 p.
- LIMA D.C., 2005 – *A bananicultura na área de proteção ambiental da Serra de Maranguape-CE e suas implicações na ambiente físico, humano e na biodiversidade*. Pró-reitoria de pesquisa e pós-graduação UFC, PRODEMA, Fortaleza, 107 p.
- LIMA J.R., 1995 – *Aplicação de dados orbitais no estudo do volume afluente aos açudes do Pilões e São Gonçalo, Estado da Paraíba, Brasil*. Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade da Paraíba (résumé), 1 p.
- LIMA P.A.Q., 1989 – O café na provincia do Ceará. In : S. Souza (Coord.) : *História do Ceará*. Fund. Dêmócrito Rocha, Stylus, Fortaleza.
- LIMA T.S.F., 1983 – *Estudo comparativo dos solos das vertantes úmida e seca do Maciço de Baturité-CE*. Dissertação de Mestrado, UFC-Fortaleza.
- LIMA T.S.F. & LIMA F.A.M., 1984 – Solos da vertante seca do Maciço de Baturité, Ceará, Brasil. *Ciê. Agron.*, Fortaleza, 15 (1/2), pp. 1-6.
- LIMA T.S.F. & PEREIRA R.C.M., 1993 – Principais relações entre os solos das vertantes úmida e semi-árida do Maciço de Baturité-CE. *XXIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Resumos Vol. II, pp. 347-348.
- LOUKILI M., 1994 – *Géomorphopédologie et système d'information géographique pour la gestion des terres. Application dans la plaine du Tadia (Maroc)*. Thèse Doct., Gembloux, Faculté des Sciences Agronomiques, 222 p.
- LOUKILI M., BOCK L., ENGELS P. & MATHIEU L., 2000 – Approche géomorfo-pédologique et système d'information géographique (SIG) pour la gestion des terres au Maroc. *Étude et Gestion des Sols*, 7, 1, pp. 37-52.
- LUCAS Y., BOULET R. & CHAUVEL A., 1988 – Intervention simultanée des phénomènes d'enfoncement vertical et de transformation latérale dans la mise en place des sols de la zone tropicale humide. Cas des systèmes sols ferrallitiques-podzols de l'Amazonie brésilienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, sér. II, pp. 1395-1400.

- MABESOONE J.M., CAMPOS E SILVA A. & BEURLEN K., 1972 – Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, 2, pp. 173-188.
- MABESOONE J.M. & CASTRO C., 1975 – Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. *Bol. Núcleo Nordeste da SGB*, Recife, 3, pp. 5-35.
- MABESOONE J.M. & LOBO H.R.C., 1980 – Paleosols as stratigraphic indicators for the Cenozoic history of northeastern Brazil. *Catena*, 7, pp. 67-78.
- MABESOONE J.M. & ROLIM J.L., 1974 – Estratigrafia do Quaternário continental do nordeste brasileiro. *Congr. Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre, Anais, 3, pp. 59-64.
- MAGNAVITA L.P., DAVISON I. & KUZNIR N.J., 1994 – Rifting, erosion and uplift history of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13, pp. 367-388.
- MAIA L.P., 1993 – *Controle tectônico e evolução geológica/sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará*. Dissertação de Mestrado, Dep. Geol., UFPE, Recife, 144 p.
- MAIA L.P., 1998 – *Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE Brasil) : implicaciones para a gestion adecuada de la zona litoral*. Thèse doct., Faculté de géologie, Université de Barcelone.
- MAIA GOMES L. A., 1993 – *Levantamento geológico detalhado de uma área piloto, nos municípios de Guaramiranga e Pacoti-Ce, para fins pedológicos*. Relatório de Graduação, UFC, Fortaleza, 86 p.
- MAIGNIEN R., 1958 – Le cuirassement des sols en Afrique tropicale de l'Ouest. *Sols Afr.*, 4, pp. 5-41.
- MAIGNIEN R., 1960 – Le Fouta-Djalou dans l'Ouest africain. *Recherches africaines : Études guinéennes*, Réunion Action conjointe dans le Fouta-Djalou, Mamou, pp. 25-38.
- MAIO C.R., 1987 – *Geomorfologia do Brasil : fotos e comentários*. IBGE, Rio de Janeiro, 255 p.
- MAIRE R. & POMEL S., 1994 – Enregistreurs et indicateurs de l'évolution de l'environnement en zone tropicale. Concepts et méthodologie. In : R. Maire, S. Pomel & J-N. Salomon (dir.) : *Enregistreurs et indicateurs de l'évolution de l'environnement en zone tropicale*, Pr. Univ., Bordeaux, pp. 11-26.
- MARTILL D.M., 1993 – Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. In : E.A. Jarzembowski (Ed.) : *Palaeontol. Ass. Field Guides to fossils*, 5, 159 p.
- MASCLE J. & BASILE C., 1998 – Marges continentales transformantes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, pp. 827-838.
- MATHIEU L., 1977 – *La géomorphologie et la géologie quaternaire comme bases fondamentales pour une juste définition et une cartographie rapide des sols et des milieux ; applications à la province de Taza (Maroc) et dans la cuvette d'Andapa (Madagascar)*. Thèse Doct., t. I et II, 739 p.
- MATOS R.M.D., 1992 – The Northeast Brazilian Rift System, *Tectonics*, 11, pp. 766-791.
- MATOS R.M.D., 2000 – Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In : *Atlantic Rifts and continental margins*, Geophys. Monograph, 115, Am. Geophys. Union, pp. 331-354.
- McCONNELL R.B., 1968 – Planation surfaces in Guyana. *Geogr. J.*, 134 (4), pp. 506-520.
- MEHRA O.P. & JACKSON M.L., 1960 – Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate buffered with sodium carbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, pp. 317-327.
- MELLO U.T., 1989 – Controles tectônicos na estratigrafia da Bacia Potiguar : uma integração de modelos geodinâmicos. *B. Geoci. PETROBRAS*, 3(4), pp. 347-364.
- MELOUX J-L., 1997 – *Étude morphopédologique des plateaux nord-occidentaux du Massif Central. La Marche, le Boischault et le Bocage Bourbonnais*, Thèse Doct., Clermont-Ferrand, 499 p.



- MENEZES M.R.F., DANTAS E. P. & CALDAS L.H., 1998 – Estudos sedimentológicos na formação Tibau, porção emersa da Bacia Potiguar. *Congr. Bras. Geol.*, Belo Horizonte, Anais, p. 77.
- MENEZES M.R.F. & LIMA FILHO F.P., 1997 – Estudo faciológico na Formação Serra do Martins, Serra de Portalegre - RN. *XVII Simp. Geol. do Nordeste*, Fortaleza, 15, pp. 193-198.
- MENEZES M.R.F., LIMA FILHO F.P. & FARIAS P.R.C., 2002 – Fácies e sistema deposicional da Formação Serra do Martins nos platôs terciários do Rio Grande do Norte. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 387.
- MEUNIER A., 1980 – Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Étude des arènes du massif granitique de Partenay (Deux-Sèvres), *Mém. Soc. Géol. De France*, n° 140, 80 p.
- MEUNIER A. & VELDE B., 2004 – *Illite : origin, evolution and metamorphism*. Springer, Berlin, New York, 286 p.
- MEUNIER A.R., 1962 – Contribution à l'étude géomorphologique du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (3), pp. 493-500.
- MICHEL P., 1973 – *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique*. Mém. ORSTOM, Paris, 63, 1, 2, 3, 752 p.
- MIGÓN P., 2006 – *Granite landscapes of the World*. Oxford University Press, 416 p.
- MIGÓN P. & THOMAS M.F., 2002 – Grus weathering mantles - problems of interpretation. *Catena*, 49 (1-2), pp. 5-24.
- MILLOT G., 1964 – *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 p.
- MIRANDA E. E. De & COUTINHO A. C. (Coord.), 2004 – *Brasil Visto do Espaço*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004 (disponible sur [www.cdbrasil.cnpem.br](http://www.cdbrasil.cnpem.br)), accès en juillet 2007.
- MIZUSAKI A.M.P., THOMAZ-FILHO A., MILANI E.J. & CESARO P., 2002 – Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, pp. 183-198.
- MOLLE F., 1991 – *Caractéristiques et potentialités des « açudes » du Nordeste brésilien*. Thèse Sci., Univ. Montpellier II, 380 p.
- MOLLE F. & CADIER E., 1992 – *Manual do pequeno açude*. Recife, SUDENE-ORSTOM, TAPI, 521 p.
- MOLLE F., COURCIER R. & CADIER E., 1988 – Quelques aspects de la petite irrigation dans le Nordeste brésilien. *Les Cahiers de la Recherche Développement*, n°19, pp. 89-98.
- MOLNAR P., 2001 – Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology*, 29, 12, pp. 1071-1074.
- MOLNAR P. & ENGLAND P., 1990 – Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic change : chicken or egg ? *Nature*, v. 346, pp. 29-34.
- MONIÉ P., CABY R. & ARTHAUD M.H., 1997 – The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in Northeast Brazil :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, 81, pp. 241-264.
- MORAIS NETO J.M., 1999 – *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema*. Unpublished M.Sc. thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Brésil, 170 p.
- MORAIS NETO J.M. & ALKMIM F.F., 2001 – A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Rev. Bras. Geociências*, 31(1), pp. 95-106.
- MORAIS NETO, J.M., HEGARTY, K., KARNER, G.D., 2005-2006 – Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. *B. Geoci. Petrobras*, 14, 1, pp. 113-119.

- MORAIS NETO J.M., HEGARTY K.A., KARNER G.D., ALKMIM F.F. & MATOS R.M.D., 2000 – Uplift and erosion in the Borborema Province, northeast Brazil : insights from apatite fission track analysis. *XXXI Int. Geol. Congr., IUGS/SBG, Abstract Volume*, Rio de Janeiro, GS 18.1.
- MORAIS NETO J.M., MENEZES M.R.F., SZATMARI P. & YORK D., 2002 – Datação Ar/Ar do plug basáltico « Serrote Preto » e seu significado para a cronologia de Formação Serra do Martins. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 499.
- MORGAN R.P.C., 1995 – *Soil erosion and conservation*. Longman, Londres, 198 p.
- NAHON D., 2003 – Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. *C.R. Geoscience*, 335, pp. 1109-1119.
- NEUMANN V.H., 1999 – *Estratigrafía, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres aptiense-albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 233 p.
- NEUMANN V.H., BORREGO A.G., CABRERA L. & DINO R., 2003 – Organic matter composition and distribution through the Aptian-Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Int. Journ. Coal Geology*, 54, pp. 21-40.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M., 1989 – Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, 97, pp. 129-147.
- NEVES C.A.O., 1989 – Análise regional do trinômio geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos na seqüência continental eocretácica da Bacia Potiguar. *B. Geoci. PETROBRAS*, 3(3), pp. 131-145.
- NIMER E., 1977 – Clima. In: IBGE: *Geografia do Brasil. Região Nordeste*. Vol. 2, Fundação IBGE, Rio de Janeiro, pp. 47-84.
- NÓBREGA M.A., SÁ J.M., BEZERRA F.H.R., HADLER NETO J.C., IUNES P.J., GUEDES S., TELLO SAENZ C.A., HACKSPACHER P.C. & LIMA-FILHO F.P., 2005 – The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements*, 39, pp. 627-633.
- NOGUEIRA F.C.B. & LIMA F.A.M., 1989 – Classificação climática de Thornthwaite dos municípios de Pacoti e Guaramiranga, Ceará. *Ciên. Agron.*, Fortaleza, 20(1/2), pp. 175-183.
- NORRISH K., 1972 – Factors in the weathering of mica to vermiculite. *Proc. 4<sup>th</sup> Intern. Clay Conf.*, Madrid, pp. 417-432.
- OLIVEIRA D.C. & GOMES C.J.S., 1996 – A expressão de reativações pós-intrusão do enxame de diques Rio Ceará Mirim (Mesozóico): implicações na evolução tectônica da Bacia Potiguar. *Bol. Geociên. PETROBRAS*, 10 (1-4), pp. 121-145.
- OLIVEIRA D.C. & MOHRIAK W.U., 2003 – Jaibaras trough : an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20, pp. 351-383.
- OLIVEIRA P.E., BARRETO A.M.F. & SUGUIO K., 1999 – Late Pleistocene / Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga : the fossil dunes of the middle Sao Francisco River. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 152, pp. 319-337.
- OLLIER C.D., 1991 – Laterite profile, ferricrete and landscape evolution. *Z. Geomorph.*, 35, pp. 165-173.
- OLLIER C.D. & PAIN C.F., 1996 – *Regolith, soils and landforms*. J. Wiley & Sons, Chichester, 316 p.
- PAQUET H., 1970 – Évolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n°30, 210 p.
- PASCAL J-P., 1982 – *Forest map of South India, 1/250 000 scale, sheet Mercara-Mysore*. Trav. Sect. Sci. Tech. Inst. Fr. Pondichéry, h. sér., 18a.

- PASSOS E. & BIGARELLA J.J., 1998 – Superfícies de erosão. In : S.B. da Cunha & A.J.T. Guerra (Eds) : *Geomorfologia do Brasil*. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, pp. 107-141.
- PAVICH M.J., 1985 – Appalachian piedmont morphogenesis : weathering, erosion and Cenozoic uplift. In : M. Morisawa and T. Hack (eds) : *Tectonic geomorphology*. George Allen & Unwin, London, pp. 27-51.
- PÉDRO G., 1968 – Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Revue de Géographie Physique et de Géomorphologie Dynamique*, v. 10, pp. 457-470.
- PÉDRO G., 1982 – Pédogenèse et richesse chimique du milieu. *B.T.I.*, 370-372, pp. 547-553.
- PÉDRO G., 1983 – Structuring of some basic pedological processes. *Geoderma*, 31, pp. 289-299.
- PÉDRO G., 1987 – Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, vol. XXIII, n°3, pp. 169-186.
- PÉDRO G., 1993 – Argiles des altérations et des sols. In : H. Paquet & N. Clauer (Ed.) : *Sédimentologie et géochimie de la surface*. Colloque à la mémoire de Georges Millot, Acad. Sci. Paris, pp. 1-17.
- PÉDRO G., 1995 – Présentation de « Pétrologie des latérites et des sols tropicaux » (Tardy Y.). *La vie des sciences*, 12(1), pp. 101-104.
- PESSENDA L.C.R., RIBEIRO A.S., GOUVEIA S.E.M., ARAVENA R., BOULET R. & BENDASSOLLI J.A., 2006 – Palaeovegetation and palaeoclimate changes during the Late Quaternary in the Northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Short papers, pp. 104-107.
- PESSOA NETO, O.C., 2003 – Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. de Geociências*, 33 (3), pp. 263-278.
- PETIT M., 1989 – La signification morphologique des reliefs résiduels dans les socles tropicaux, *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, n°1, pp. 25-33.
- PETIT M., 1990 – *Géographie physique tropicale. Approche aux études du milieu*, Khartala ACCT, 351 p.
- PETIT M., 2003 – Développement durable à l'échelle de la planète et gestion des ressources en eau et en sols. *C. R. Géoscience*, 335, pp. 643-656.
- PETIT-MAIRE N., SANLAVILLE P. & ZHONG WEI Y., 1994 – Changements globaux et paléomoussons. *Géochronique*, 50, pp. 16-19.
- PEULVAST J-P. & CLAUDINO SALES V., 2002 – Barreiras sediments and landforms : observations on the geomorphological meaning of the late Cenozoic onshore sedimentation along the equatorial margin of Northeastern Brazil. *IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*. Expanded Abstracts Volume, 5 p.
- PEULVAST J.P., CLAUDINO SALES V., 2003 – Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. In: CPRM : *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom.
- PEULVAST J-P. & CLAUDINO SALES V., 2004 – Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian "Nordeste" : constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology*, 62, pp. 89-122.
- PEULVAST J-P. & CLAUDINO SALES V., 2005 – Surfaces d'aplanissement et géodynamique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 249-274.
- PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES V. & BÉTARD F., 2005 – Geomorphic correlations and post-break-up morphotectonic evolution of the conjugate margins of Northeastern Brazil and West Africa. *12<sup>th</sup> International Gondwana Symposium*, Mendoza, Abstracts Volume, 1 p.

- PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES V. & BÉTARD F., 2007 – Morphologie des escarpements et des piémonts sur la marge passive équatoriale du “Nordeste” brésilien. *BAGF-Géographies*, à paraître.
- PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES V. & BÉTARD F., 2006a – Reconstruindo a evolução de uma margem continental passiva : um estudo morfogenético do Nordeste brasileiro. In : J. Borzachiello da Silva, L.C Lima., D.Elias (dir.), *Panorama da geografia brasileira*, Annablume, São Paulo, pp. 277-317.
- PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES V., BEZERRA F.H. & BÉTARD F., 2006b – Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta*, 19/1, pp. 51-71.
- PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F. & GUNNELL Y., soumis – Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast : implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. Soumis à *Global and Planetary Change*.
- PEULVAST J-P. & VANNEY J.R., 2001 – *Géomorphologie structurale, tome 1. Relief et structure*. Gordon & Breach, Paris, et BRGM Editions, Orléans, 504 p.
- PEULVAST J-P. & VANNEY J.R., 2002 – *Géomorphologie structurale, tome 2. Relief et géodynamique*. CPI-GB Science Publ., Paris, et BRGM Editions, Orléans, 524 p.
- PIERI C., 1989 – *Fertilité des terres de savanes. Bilan de trente années de recherche et de développement agricoles au sud du Sahara*. Ministère de la Coopération et CIRAD-IRAT, 444 p.
- PINOT J-P., 1994 – *Manipulations sédimentologiques courantes*. Atelier de Reprographie de la Faculté des Lettres et Sciences Sociales de l’Université de Bretagne Occidentale, Brest, 118 p.
- POPOFF M., 1988 – Du Gondwana à l’Atlantique sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du NE brésilien jusqu’à l’ouverture du Golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, 2, pp. 409-431.
- PÔRTO K.C., CABRAL J.J.P. & TABARELLI M. (Coord.), 2004 – *Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba. História natural, ecologia e conservação*. Ministério do Meio Ambiente e Universidade Federal do Pernambuco, Brasília, 320 p.
- POSS R., 1996 – *Étude morphopédologique du nord du Togo à 1/500 000<sup>e</sup>*, ORSTOM Ed., Coll. notice explicative n°109, 142 p.
- PRICE J.R. & VELBEL M.A., 2003 – Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical geology*, 202, pp. 397-416.
- PROJETO RADAMBRASIL, 1981a – *Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Fortaleza*. Ministério das Minas e Energia-MME, Rio de Janeiro, 640 p.
- PROJETO RADAMBRASIL, 1981b – *Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal*. Ministério das Minas e Energia-MME, Rio de Janeiro, 740 p.
- RABUS B., EINEDER M., ROTH A. & BAMLER R., 2003 – The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborn radar. *ISPRS J. Photogram. Remote Sensing*, 57, pp. 241-262.
- RAUNET M., 1974 – Étude morphopédologique dans la région des Béni-Slimane (Algérie). Contraintes pour la mise en valeur. In : *L’Agronomie tropicale*. Éd. Institut de Recherches Agronomiques Tropicales et des Cultures Vivrières, Paris, vol. XXIX, pp. 258-199.
- RAUNET M., 1985 – Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar : géomorphologie – géochimie – pédologie – hydrologie. *Z. Geomorph.* N.F., Suppl.-Bd. 52, pp. 25-62.
- RAUNET M., 1989 – Approche systémique appliquée à la cartographie morphopédologique du paysage. *Premier Séminaire Franco-Africain de Pédologie Tropicale*, Éditions de l’ORSTOM, Lomé, Togo, pp. 143-177.
- RAUNET M. (Ed.), 1993 – *Bas-fonds et riziculture*. CIRAD, Montpellier, 517 p.

- REICHENBACH H.G. & RICH C.I., 1975 – Fine-grained micas in soils. In : J.E. Geiseking (Ed.): *Soil components. Vol. 2. Inorganic components*. Springer-Verlag, New-York, pp. 59–95.
- RIGHI D. & MEUNIER A., 1995 – Origin of clays by rock weathering and soil formation. In : B. Velde (Ed.) : *Origin and mineralogy of clays. Clays and the clay environment*. Springer, Berlin, pp. 43-161.
- RIOU G., 1989a – Pour une géographie des sols : géographie des sols et développement en Afrique occidentale. In : S. Singaravelou (Ed.) : *Pauvreté et développement dans les pays tropicaux*. CEGET, CNRS, Bordeaux, pp. 135-152.
- RIOU G., 1989b – Les sols tropicaux : *a priori* et spécificités. In : M. Bruneau & D. Dory : *Les enjeux de la tropicalité*, Masson, Paris, pp. 24-41.
- ROBBEZ-MASSON J.M., DOLEDEC A.F. & BILLY F., 1991 – Relations entre facteurs du milieu naturel et pédopaysages : variables pertinentes pour une délimitation assistée. *Coll. INRA « Gestion de l'espace rural et SIG »*, Florac, pp. 5-15.
- ROCH E., 1952 – Les reliefs résiduels, ou Inselberge, du bassin de la Bénoué (Nord-Cameroun). *C.R. Acad. Sci.*, pp. 117-119.
- ROHDENBURG H., 1969 – Pedimentation on slopes and climatic change as key factors for development of flat and stepped surfaces in the changing wet Tropics using examples from West Africa, especially from the stepped landscapes of Southeast Nigeria. *Giessener Geographische Schriften*, 20, pp. 57-152.
- ROOSE E., 1981 – Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Étude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières sous végétations naturelles et cultivées. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 82, 569 p.
- ROOSE E., 1992 – Contraintes et espoirs de développement d'une agriculture durable en montagnes tropicales. *Bulletin Réseau Erosion*, n°12, pp. 57-70.
- ROOSE E., 1994 – *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*. Bull. pédologique de la FAO, 70, 420 p.
- ROOSE E., 2004 – La gestion conservatoire de l'eau et de la fertilité des sols : une stratégie nouvelle de la lutte antiérosive pour le développement durable. *Sécheresse*, 15(1), pp. 5-7.
- ROSSI G., 1980 – L'érosion à Madagascar. L'importance des facteurs humains. *Cah. d'Outre-mer*, 33, pp. 335-370.
- ROSSI G., 1989 – Exemples de morphopédologie tropicale. In : *Soltrop 89 : actes du premier séminaire franco-africain de pédologie tropicale*, Lomé, 6-12 février 1989. ORSTOM, Paris, pp. 87-105.
- RUELLAN A., 1981 – Les sols rouges méditerranéens : caractérisation morphologique ; zonalité climatique, pétrographique, topographique. *Cahiers de l'aménagement de l'espace*, 14, pp. 71-79.
- RUELLAN A. & DOSSO M., 1993 – *Regards sur le sol*. Foucher, Paris, 192 p.
- RUELLAN F., 1952 – *O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo*. Depto. Geogr. Fac. Nac. Filosofia, Univ. do Brasil, Rio de Janeiro, 63 p.
- RUNGE J., 1993 – Lateritic crusts as climate-morphological indicators for the development of planation surfaces – possibilities and limits. *Z. Geomorph., Suppl.-Bd* 92, pp. 201-216.
- SÁ J.M., HACKSPACHER P.C., HADLER NETO J.C., IUNES P.J., SAENZ C.A.T., BEZERRA F.H.R., LIMA FILHO F.P., NOBREGA M.A. & FERREIRA T.S., 2002 – História térmica por traços de fissão e as reativações na zona de cisalhamento Portalegre, Nordeste do Brasil. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 507.
- SAADI A. & TORQUATO J.R., 1992 – Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Rev. Geologia*, 5, pp. 5-38.

- SABOURIN E., SIDERSKI P., MATOS L.C. & TRIER R., 2002 – Gestion technique vs gestion sociale de l'eau dans les systèmes d'agriculture familiale du Sertão brésilien. *Sécheresse*, 13, n°4, pp. 274-283.
- SAES M.S.M., SOUZA M.C.M. & OTAMI M.N., 2003 – Strategic alliances and sustainable coffee production : the shaded system of Baturité, state of Ceará, Brazil. *International Food and Agribusiness Management Review*, Vol. 6, 2, pp. 19-29.
- SALES J., RODRIGUES F., PRADO V., ROMAN D. & BAIMA H. (Eds), 2004 – *Maciço de Baturité. Plano de desenvolvimento regional*. SCLR, Expressão gráfica e Editora, Fortaleza, 45 p.
- SALES M.C.L., RAMOS V.M. & OLIVEIRA J.G.B., 2003 – Climate and desertification in the Picos Region. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 335- 348.
- SALOMON J-N., 2001 – Les pertes en sols dans les montagnes tropicales. In : F. Bart, S. Morin. & J-N. Salomon : *Les montagnes tropicales : identités, mutations, développement*. Bordeaux, DYMSET CRET (Espaces Tropicaux n°161), pp. 15-26.
- SCHNELL R., 1976 – *Introduction à la phytogéographie des pays tropicaux, 3, la flore et la végétation de l'Afrique tropicale*. Gauthier-Villars, Paris, 470 p.
- SCHWARTZ D., DELIBRIAS G., GUILLET B. & LANFRANCHI R., 1985 – Datations par le <sup>14</sup>C d'altos humiques : âge njilien (40 000-30 000 B.P.) de la podzolisation sur sables Batéké (République populaire du Congo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 300, sér. II, n°17, pp. 891-894.
- SÉGALEN P., 1971 – La détermination du fer libre dans les sols à sesquioxydes. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. IX, n°1, pp. 3-27.
- SÉGALEN P., 1995 – Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. 2. Les sols ferrallitiques : les facteurs de formation et les sols ferrallitiques en Amérique. Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM Ed., Paris, 169 p.
- SEMACE, 1992 – *Zoneamento ambiental da APA da Serra de Baturité : diagnósticos e diretrizes*. Fortaleza, 136 p.
- SEMACE, 2004 – *O Ohlar de cada um. Unidades de Conservação do Estado do Ceará*. Tempo d'Imagem, Fortaleza, 167 p.
- SENANT J. & POPOFF M., 1989 – Les bassins du Rio do Peixe (NE Brésil) : extension intracontinentale crétacée et réactivation des grands cisaillements ductiles panafricains. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 308, pp. 1613-1619.
- SENANT J. & POPOFF M., 1991 – Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics*, 198, pp. 35-46.
- SEPULCHRE P., RAMSTEIN G., FLUTEAU F., SCHUSTER M., TIERCELIN J-J. & BRUNET M., 2006 – Tectonic uplift and Eastern Africa aridification. *Science*, v. 313, n°5792, pp. 1419-1423.
- SERVAIN J., 1989 – Corrélation entre l'Atlantique intertropical et les précipitations du Sahel et du Nordeste. In : B. Bret (Ed.) : *Les hommes face aux sécheresses, Nordeste brésilien, Sahel africain*. Paris, EST-IHEAL, pp. 203-206.
- SHIMABUKURO S. & ARAI M., 2001 – A discordância tortoniana e sua relação com o arcabouço estratigráfico do Grupo Barreiras e unidades correlatas (Neogeno do Brasil). *XVII Congr. Bras. Paleontologia, Rio Branco, Acre, Boletim de resumos*, p. 54.
- SIAL A.N., FERREIRA V.P. & ALMEIDA A.R., 2002 – C- and O isotope fluctuations in carbonates of the Freicheirinha Formation, NW Ceará, northeast Brazil. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 508.
- SiBCS, 2005 – *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2<sup>a</sup> edição, EMBRAPA, Rio de Janeiro, 360 p.

- SILVA A.M., 2004 – Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, 57, pp. 251-259.
- SILVA Z.R., 1987 – Climas do Estado do Ceará. *Ciênc. Agron.*, Fortaleza, 18(2), pp. 89-95.
- SINGER A., 1989 – Illite in the hot-aridic soil environment. *Soil Science*, v. 147, p. 126–133.
- SOUSA D.C., JARDIM DE SA E.F., MATOS R.M.D. & OLIVEIRA D.C., 1999 – Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. *VII Simp. Nac. Estudos Tect., Lençóis – Bahia, Anais*, pp. 90-93.
- SOUZA M.J.N., 1988 – Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. *Rev. Geologia*, 1(1), pp. 73-91.
- SOUZA M.J.N., 1997 – Geomorfologia. In : IPLANCE, *Atlas do Ceará*, Fortaleza, pp. 18-19.
- SOUZA M.J.N., 2003 – Physical and environmental context in the State of Ceará. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 95-104.
- SPIEGEL C., KOHN B.P., BELTON B.X. & GLEADOW A.J.W., 2007 – Morphotectonic evolution of the central Kenya rift flanks : implications for late Cenozoic environmental change in East Africa. *Geology*, v. 35, n°5, pp. 427-430.
- ŚRODON J. & EBERL D.D., 1984 – Illite. In : S.W. Bailey (Ed.): *Micas. Reviews in mineralogy*, v. 13, Mineralogical Society of America, pp. 495–544.
- STODDART D.R., 1969 – Climatic geomorphology : review and reassessment. *Prog. Geogr.*, 1, pp. 159-222.
- STONE J.O. & VASCONCELOS P.M., 1999 – Quaternary erosion rate estimates from ancient Australian cratonic surfaces. *Regional Conf. on Geomorph., Rio de Janeiro*, Abstracts Volume, p. 83.
- STRAKHOV N.M., 1967 – *Principles of Lithogenesis*. Vol. 1, Oliver and Boyd, Edinburgh, 609 p.
- TABARELLI M. & SANTOS A.M.M., 2004 – Uma breve descrição sobre a história natural dos Brejos nordestinos. In : K.C. Pôrto, J.J.P. Cabral J.J.P. & M. Tabarelli (Coord.) : *Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba. História natural, ecologia e conservação*. Ministério do Meio Ambiente e Universidade Federal do Pernambuco, Brasília, pp. 17-24.
- TARDY Y., 1969 – *Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*. Mémoire 31, Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg.
- TARDY Y., 1993a – *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*, Masson, Paris, 461 p.
- TARDY Y., 1993b – Climats, paléoclimats et biogéodynamique du paysage tropical. In : H. Paquet et N. Clauer (éds.) : *Sédimentologie et géochimie de la surface*, Coll. Acad. Sci. et CADAS, Paris, à la mémoire de Georges Millot, pp. 141-175.
- TARDY Y. & ROQUIN C., 1998 – *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*, Editions du BRGM, Orléans, 473 p.
- TAYLOR R.G. & HOWARD K.W.F., 1998 – Post-palaeozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping. *Geomorphology*, 25, pp. 173-192.
- THÉVENIAUT H. & FREYSSINET Ph., 1999 – Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148(4), pp. 209-231.
- THIRY M., SCHMITT J.M. & SIMON-COINÇON R., 1999 – Problems, progress and future research concerning palaeoweathering and palaeosurfaces. In : M. Thiry & R. Simon-Coinçon (eds.) : *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 27, pp. 3-17.

- THOMAS M.F., 1974 – *Tropical geomorphology*, Macmillan Press, Londres, 332 p.
- THOMAS M.F., 1989a – The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. *Z. Geomorph. N.F.*, 33, 2, pp. 129-142.
- THOMAS M.F., 1989b – The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief. *Z. Geomorph. N.F.*, 33, 3, pp. 257-274.
- THOMAS M.F., 1994a – *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*, J. Wiley & Sons, Chichester, 460 p.
- THOMAS M.F., 1994b – Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles. In : D.A. Robinson & R.B.G. Williams (Eds) : *Rock weathering and landform evolution*. Wiley, Chichester, pp. 287-301.
- THOMAS M.F., 2004 – Landscape sensitivity to rapid environmental change – a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *Catena*, 55, pp. 107-124.
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R., 1957 – Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publications in Climatology*, 10(3), pp. 185-311.
- THOURET J-C., 1996 – Géographie physique appliquée, risques naturels. In : M. Derruau (dir.) : *Composantes et concepts de la géographie physique*. Armand Colin, Paris, pp. 167-180.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H. & ALFAREZ F., 1983 – Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Science*, 136, pp. 354-358.
- TINTELOT M. & MORAIS J.O., 1996 – Geological and biological investigations of Late Quaternary processes off Northeast Brazil. In : W. Ekau & B. Knoppers (eds), *Sedimentation processes and productivity in the continental shelf waters off East and Northeast Brazil*. Joint Oceanic Projects (JOPS) II, Cruise reports and first results, Bremen, pp. 96-103.
- TONNEAU J-P., CLOUET Y. & CARON P., 2002 – Organisation de l'espace régional et agriculture familiale. In : P. Caron & E. Sabourin : *Paysans du Sertão : mutations des agricultures familiales dans le Nordeste du Brésil*. CIRAD, EMBRAPA, Montpellier, pp. 31-41.
- TRICART J., 1959 – *As zonas morfoclimáticas do Nordeste Brasileiro*. *Notícia Geomorfo.*, 6-7, pp. 17-25.
- TRICART J., 1974 – De la géomorphologie à l'étude écographique intégrée. *L'Agronomie Tropicale*, 29 (2-3), pp. 122-132.
- TRICART J., 1978 – *Géomorphologie applicable*, Masson, Paris, 204 p.
- TRICART J., 1989 – Evidence of Upper Pleistocene dry climates in northern South America. In : I. Douglas & T. Spencer (eds.) : *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. George Allen & Unwin, London, pp. 197-217.
- TRICART J., 1993 – Pauvreté et sous-développement renforcent les effets de la sécheresse dans le Nordeste brésilien. Colloque en l'honneur du Pr R. Coque : *Les milieux arides et semi-arides – héritages et dynamiques actuelles*, ENS Fontenay-St Cloud, pp. 827-838.
- TRICART J. & CAILLEUX A., 1965 – *Introduction à la géomorphologie climatique*. SEDES, Paris, 306 p.
- TROMPETTE R., 1994 – *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. *Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. Balkema, Rotterdam, 360 p.
- TWIDALE C.R., 2002 – The two stages concepts of landform and landscape development involving etching : origin, development and implications on an idea. *Earth Sci. Reviews*, 57, pp. 37-74.
- TWIDALE C.R. & LAGEAT Y., 1994 – Climatic geomorphology : a critic. *Progr. Phys. Geogr.*, 18, 3, pp. 319-334.



- TWIDALE C.R. & ROMANI J.R.V., 2004 – Identification of exposed weathering fronts. *Geodinamica Acta*, 17, pp. 107-123.
- UVO C. & BERNDTSSON R., 1996 – Regionalization and spatial properties of Ceará state rainfall in northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 4221-4234.
- VALENÇA L.M.M., NEUMANN V.H. & MABESOONE J.M., 2003 – An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil : onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. *Geologica Acta*, vol. 1, Issue 3, pp.
- VASCONCELOS P.M., 1992 – *Timing and rates of evolution of hydrochemical systems in tropical humid environments by application of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  absolute dating of K-bearing weathering product minerals*, Ph. D. Thesis, Univ. California, Berkeley, 241 p.
- VASCONCELOS P.M., RENNE P.R., BRIMHALL & BECKER T.A., 1994 – Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 6, pp. 1635-1665.
- VASCONCELOS P.M. & STONE J.O., 1999 –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  weathering ages from ancient Australian cratonic surfaces. *Reg. Conf. on Geomorph., Rio de Janeiro*, Abstracts Volume, p. 82.
- VAUCHEZ A., NEVES S., CABY R., CORSINI M., EGYDIO-SILVA M., ARTHAUD M. & AMARO V., 1995 – The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 8, 3-4, pp. 247-266.
- VELDKAMP A. & OOSTEROM A.P., 1994 – The role of episodic plain formation and continuous etching and stripping in the End-Tertiary landform development of SE Kenya. *Z. Geomorph.*, 38, pp. 75-90.
- VEYRET Y. (Coord.), 2001 – *Les montagnes. Enjeux et discours géographiques*. SEDES, Paris, 140 p.
- VIANA M.S.S. & NEUMANN V.H.L., 2002 – Membro Crato da Formação Santana, Chapado do Araripe, CE. Riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo. In : C. Schobbenhaus, D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge & M. Berbert-Born (Eds) : *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. DNPM/CPRM, Brasília, pp. 113-120.
- VOLKOFF B., MELFI A.J. & CERRI C.C., 1979 – Les sols sur roches cristallines formés sous climat sub-tropical humide au Brésil. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XVII, n°3, pp. 163-183.
- VOLKOFF B., 1985 – Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XXI, n°4, pp. 225-236.
- WATCHMAN, A.L. & TWIDALE, C.R., 2002 – Relative and “absolute” dating of land surfaces. *Earth Science Reviews*, 58, pp. 1-49.
- WERNER P.C. & GERSTENGARBE F-W., 2003 – The climate of Piauí and Ceará. In : T. Gaiser, M. Krol, H. Frischkorn & J.C. de Araujo (eds) : *Global change and regional impacts. Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, pp. 81-86.
- WIDDOWSON M. & GUNNELL Y., 1999 – Lateritization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin : the Konkan and Kanara coastal lowlands of western peninsular India. In : M. Thiry & R. Simon-Coinçon (eds.) : *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 27, pp. 245-274.
- WIRTHMANN A., 1994 – *Geomorphology of the Tropics*. Springer, Berlin, 314 p.
- WISCHMEIER W.H. & SMITH D.D., 1960 – A universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. In : *7<sup>th</sup> Intern. Congr. Soil Science*, Madison, v. 1, pp.418-425.
- YAIR. A. & BERKOWICZ S., 1989 – *Arid and semi-arid environments : geomorphological and pedological aspects*. Catena Suppl. 14, 157 p.
- ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E. & BILLUPS K., 2001 – Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, pp. 686-693.

- ZHANG P., MOLNAR P. & DOWNS W.R., 2001 – Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, vol. 410, pp. 891-897.
- ZOMBRE P.N., 1984 – *Les sols développés sur roches à complexe d'altération montmorillonitique et kaolinitique dans le Centre-Sud de la Haute-Volta (caractères et fertilité)*. Thèse Doct., Université Aix-Marseille III, 362 p.
- ZOMBRE P.N., 1993 – *Caractérisation morphologique des bas-fonds dans la province du Yatenga : rapport de synthèse : morphopédologie régionale, morphopédologie et aptitudes culturelles des bas-fonds de Goinré, Sanga et Bidi*. Éditions IRD, Ouagadougou, 76 p.
- ZONNEVELD J.I.S., 1985 – Geomorphological notes on the continental border in the Guyanas (N. South America). *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 54*, pp. 71-83.
- ZONNEVELD J.I.S., 1993 – Planations and summit levels in Suriname (S. America). *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 93*, pp. 29-46.
- ZUQUETTE L.V., PEJON O.J. & SANTOS COLLARES J.Q. dos, 2004 – Engineering geological mapping developed in the Fortaleza Metropolitan Region, State of Ceara, Brazil. *Engineering Geology*, 71, pp. 227-253.

# **ANNEXES**



## Annexe A

### Correspondances entre les systèmes de classification pour les sols de la zone d'étude et relations avec les principaux processus pédogénétiques

	Classification mondiale WRB (FAO, 2006)	Classification brésilienne (SIBCS, 2005)	Principales caractéristiques des sols	Processus pédogénétiques (DUCHAUFOR, 2001)
Sols peu évolués d'érosion ou d'apport	<i>Leptosols</i>	<i>Neossolos litólicos</i>	Sols superficiels sur roche dure	Pédogenèse peu évoluée (érosion récente)
	<i>Fluvisols</i>	<i>Neossolos flúvicos</i>	Sols jeunes formés sur dépôts alluviaux	Pédogenèse peu évoluée (apport alluvial récent)
	<i>Arénosols</i>	<i>Neossolos quartzarênicos</i>	Sols jeunes formés sur matériaux sableux	Pédogenèse peu évoluée (apport sableux récent)
Sols podzolisés	<i>Podzols</i>	<i>Espodossolos</i>	Sols avec migration de complexes organiques-Al-Fe	Podzolisation
Sols brunifiés	<i>Cambisols</i>	<i>Cambissolos</i>	Sols brunifiés peu différenciés	Brunification
Sols fersiallitiques	<i>Luvissols (chromiques)</i>	<i>Luvissolos (crômicos)</i>	Sols bruns-rouges lessivés à argiles 2/1 dominantes	Fersiallisation
Sols (faiblement) ferrallitiques	<i>Lixisols</i>	<i>Argissolos Vermelho-amarelo eutróficos</i>	Sols rouges-jaunes lessivés à argiles 1/1 dominantes	Ferrallitisation (faiblement exprimée), acidification faible
	<i>Acrisols</i>	<i>Argissolos Vermelho-Amarelo distróficos</i>	Sols rouges-jaunes lessivés acides à argiles 1/1 domin.	Ferrallitisation (faiblement exprimée), acidification forte
Sols hydromorphes	<i>Gleysols</i>	<i>Gleissolos</i>	Sols à hydromorphie profonde permanente	Hydromorphie (oxydo-réduction)
	<i>Planosols</i>	<i>Planossolos</i>	Sols à contact textural abrupt périodiquement saturés d'eau	Planosolisation

## Annexe B

### Descriptions morphologiques, analyses physico-chimiques et minéralogiques de profils secondaires réalisées pour cette étude

#### PROFIL PI 1

**Localisation :** Pico Alto (Município de Guaramiranga)

**Coordonnées (point GPS) :** S 4°12.376' – W 38°58.164'

**Altitude :** 1018 m

**Formation géologique :** Complexe Ceará, unité Independência (Précambrien)

**Lithologie :** quartzite micacé

**Unité morphopédologique:** zone sommitale du massif de Baturité

**Situation topographique :** mi-pente d'un long versant d'une crête quartzitique

**Pluviométrie :** 1684 mm (Guaramiranga)

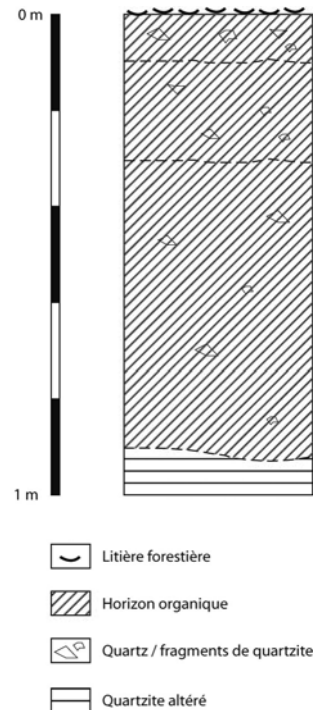
**Drainage climatique calculé :** 886 mm (Guaramiranga)

**Végétation :** forêt sempervirente (*mata úmida*)

**Classification :** WRB : *Podzol* ?

SiBCS : *Espodossolo* ?

- A1 De 0 à 10 cm : Brun foncé (7,5 YR 4/2 humide). Très humifère, surmonté par une petite litière. Texture sablo-limoneuse. Structure massive. Très poreux. Très nombreuses racines.
- E De 10 à 30 cm : Brun (7,5 YR 5/2 humide). Humifère. Texture sablo-limoneuse. Structure massive. Très poreux. Nombreuses racines.
- Bh De 30 à 90 cm : Rouge (2,5 YR 4/6 humide). Texture sablo-limoneuse. Structure massive à polyédrique anguleuse. Nombreux revêtements organiques (2,5 YR 3/4 humide). Poreux. Quelques racines.



#### Commentaires

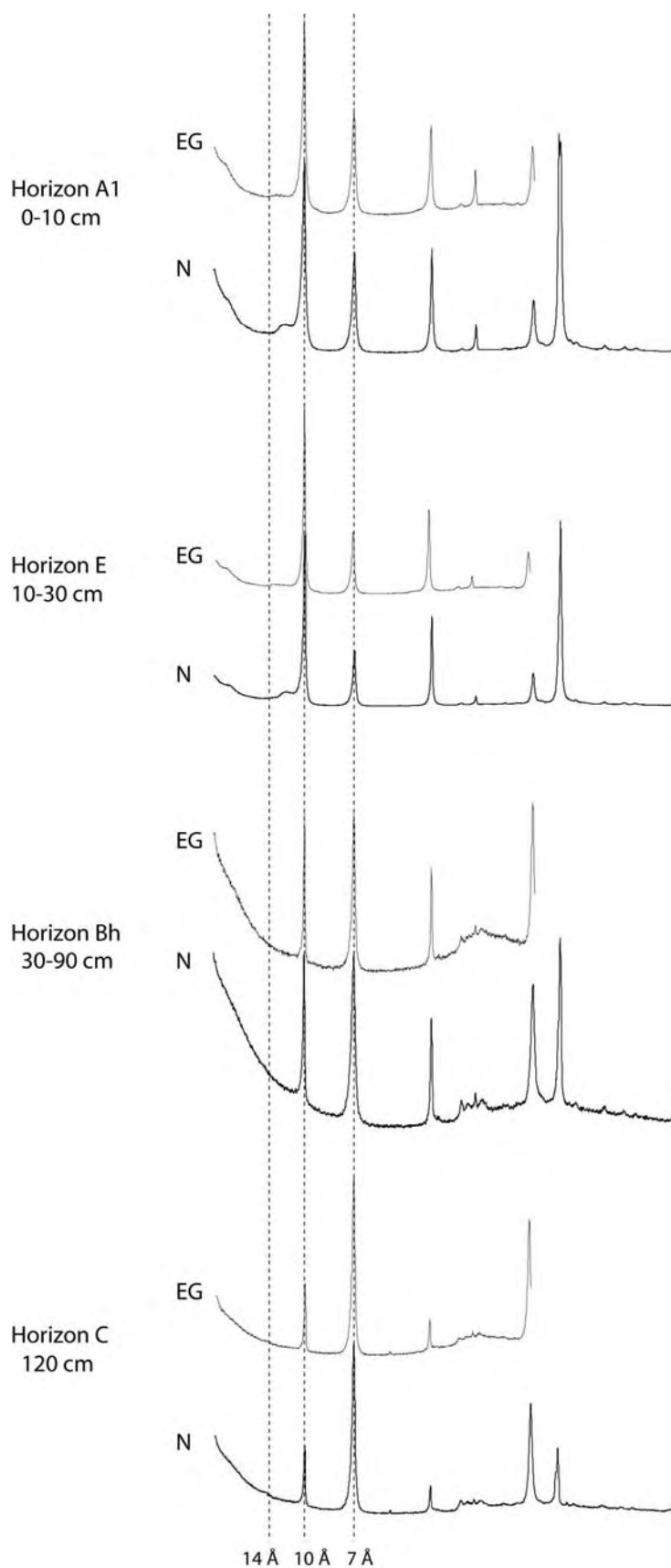
Ce sol organique complexe, observé à quelques centaines de mètres du point culminant du massif de Baturité (Pico Alto, 1115 m), montre des indices qui pourraient être ceux d'une podzolisation : horizon blanchi (E) et revêtements organiques (Bh) sur une altérite très évoluée (très légère bien que correspondant à l'altération d'un quartzite à muscovite peu altérable).

**PROFIL PI 1**

<b>Echantillon n°</b>	PI 11	PI 12	PI 13
<b>Horizon</b>	A1	E	Bhs
<b>Profondeur (cm)</b>	0-10	10-30	30-90
<b>Eléments grossiers (%)</b>	42,7	33,4	6,0
<b>pH</b>			
eau	6,0	6,2	5,8
KCl	5,4	5,3	4,9
$\Delta$ pH (pH KCl – pH eau)	-0,6	-0,9	-0,9
<b>Analyse granulométrique (%)</b>			
Sables grossiers	60,1	55,7	59,9
Sables fins	21,2	22,2	20,4
Limons grossiers	3,6	4,3	2,7
Limons fins	3,8	6,7	8,5
Argiles	11,2	11,1	8,4
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>			
Carbone	40,80	13,60	55,20
Azote	3,82	1,33	3,07
MO	70,58	23,53	95,50
C/N	10,68	10,23	17,98
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>			
Ca	7,6	4,2	6,7
Mg	2,4	0,8	2,4
Na	0,00	0,00	0,11
K	0,06	0,00	0,00
Somme	10,06	5,00	9,21
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>			
Al	0,00	0,01	0,10
<b>Capacité d'échange cationique</b>			
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	14,12	8,22	61,38
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	> 100	74,01	> 100
Taux de saturation (%)	71	61	15
<b>Analyse totale (%)</b>			
SiO <sub>2</sub>	84,15	89,03	58,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	4,70	9,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,89	4,39
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,29	0,19
MnO	0,02	0,01	0,00
MgO	0,12	0,10	0,09
CaO	0,41	0,15	0,27
K <sub>2</sub> O	0,72	1,04	0,51
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,02	0,07
Perte au feu	10,00	4,17	27,29
Total	99,76	100,41	100,65
<b>Indices d'altération géochimique</b>			
CIA (Chemical Index of Alteration)*	74,14	79,81	92,42
WIP (Weathering Index of Parker)**	648,34	863,53	452,46

\*CIA = (100) [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)]\*\*WIP = (100) [(2Na<sub>2</sub>O/0,35)+(MgO/0,9)+(2K<sub>2</sub>O/0,25)+(CaO/0,7)]

### PROFIL PI 1



Diagrammes de DRX réalisés sur la fraction < 2 µm du profil PI 1 (N : normal ; EG : Éthylène-Glycol).



## PROFIL RE 1

**Localisation** : nord-ouest de la ville de Redenção (Município de Guaiúba)

**Coordonnées (point GPS)** : S 4°07.349' – W 38°45.119'

**Altitude** : 115 m

**Formation géologique** : Complexe Ceará, unité Canindé (Précambrien)

**Lithologie** : gneiss

**Unité morphopédologique**: basse plaine à inselbergs du Sertão

**Situation topographique** : tiers supérieur d'un versant convexo-concave rajeuni par l'érosion

**Pluviométrie** : 1092 mm (Guaiúba)

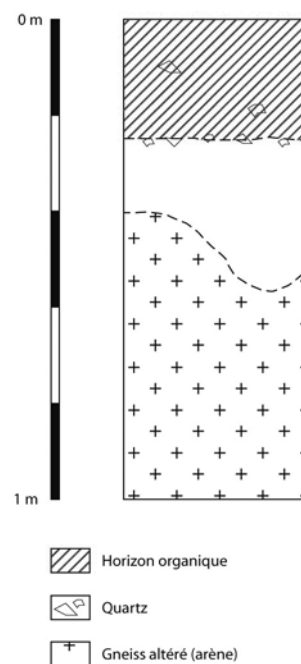
**Drainage climatique calculé** : 304 mm (Guaiúba)

**Végétation** : *caatinga* arborée

**Classification** : WRB : *Haplic Cambisol (eutric)*

SiBCS : *Cambissolo Háptico eutrófico*

- A1 De 0 à 25 cm : Brun jaunâtre foncé (10 YR 4/4 humide). Humifère. Texture sablo-limoneuse. Nombreux éléments grossiers. Structure massive. Très poreux. Nombreuses racines fines et moyennes.
- B De 25 à 50 cm : Brun jaunâtre foncé (10 YR 3/4 humide). Texture limono-argilo-sableuse. Structure polyédrique très nette. Peu poreux. Quelques racines. Transition irrégulière (horizon en 'poches').
- C De 50 à 100 cm<sup>+</sup> : Couleurs variées. Arène cohérente (gneiss faiblement altéré).



### Commentaires

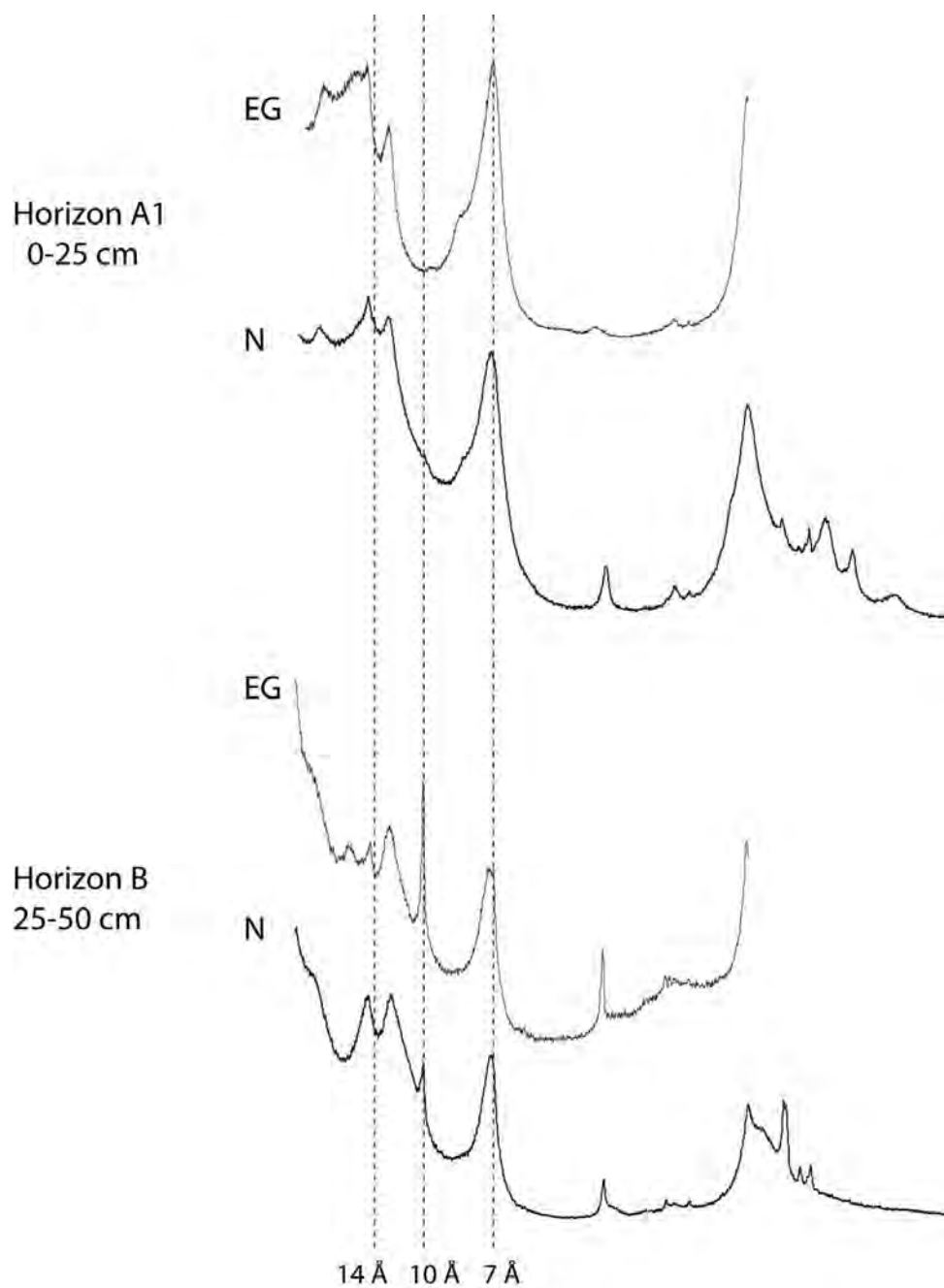
Le modelé convexo-concave de la plaine à inselbergs du *Sertão* indique une dissection récente de sa surface. Dans les zones rajeunies par l'érosion, les sols sont partout peu différenciés (les sols plus évolués de type Luvisol se trouvent généralement en position protégée de sommet d'interfluve). Les profils peu épais alternent alors avec des affleurements fréquents de roche saine le long des versants.

**PROFIL RE 1**

Echantillon n°	RE 11	RE 12
<b>Horizon</b>	A1	B
<b>Profondeur (cm)</b>	0-25	25-50
<b>Eléments grossiers (%)</b>	43,8	15,2
<b>pH</b>		
eau	6,3	6,7
KCl	4,1	4,1
CaCl <sub>2</sub>	4,8	5,6
ΔpH (pH KCl – pH eau)	-2,2	-2,6
δpH (pH CaCl <sub>2</sub> – pH eau)	-1,5	-1,1
<b>Analyse granulométrique (%)</b>		
Sables grossiers	39,8	21,0
Sables fins	37,0	28,7
Limons grossiers	5,9	6,3
Limons fins	4,4	7,6
Argiles	12,9	36,4
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>		
Carbone	6,07	2,25
Azote	0,53	0,26
MO	10,50	3,89
C/N	11,47	8,79
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>		
Ca	1,5	3,8
Mg	1,6	7,1
Na	0,00	3,43
K	0,00	0,00
Somme	3,10	14,33
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>		
Al	0,12	0,09
<b>Capacité d'échange cationique</b>		
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	6,29	17,51
CEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	48,74	48,09
Taux de saturation (%)	49	82
<b>Analyse totale (%)</b>		
SiO <sub>2</sub>	79,22	61,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,69	15,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	6,34
TiO <sub>2</sub>	0,35	1,12
MnO	0,10	0,05
MgO	0,70	2,09
CaO	1,23	1,90
K <sub>2</sub> O	1,33	0,98
Na <sub>2</sub> O	1,66	1,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04
Perte au feu	3,45	8,77
Total	100,23	100,12
<b>Indices d'altération géochimique</b>		
CIA (Chemical Index of Alteration)*	69,63	78,45
WIP (Weathering Index of Parker)**	2266,62	2150,80

\*CIA = (100) [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)]\*\*WIP = (100)[(2Na<sub>2</sub>O/0,35)+(MgO/0,9)+(2K<sub>2</sub>O/0,25)+(CaO/0,7)]

### PROFIL RE 1



Diagrammes de DRX réalisés sur la fraction  $< 2 \mu\text{m}$  du profil RE 1 (N : normal ; EG : Éthylène-Glycol).

## Annexe C

### Descriptions morphologiques et analyses physico-chimiques de profils de référence issus du Projeto Radambrasil (1981b)

#### PROFIL P 41

**Localisation :** 3 km sud d'Itapebuçu (Município de Maranguape)

**Coordonnées :** S 4°4'22'' – W 38°55'7''

**Altitude :** 700 m

**Formation géologique :** Complexe Ceará, unité Canindé (Précambrien)

**Lithologie :** gneiss

**Unité morphopédologique:** zone périphérique de dissection profonde

**Situation topographique :** tiers supérieur d'un interfluve en pente forte (25%)

**Pluviométrie :** 1356 mm (Palmácia)

**Drainage climatique calculé :** 503 mm (Palmácia)

**Végétation :** forêt semi-décidue – cultures de maïs

**Utilisation des terres :** cultures de maïs

**Classification :** WRB : *Cutanic Lixisol (chromic)*

SiBCS : *Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico*

- |     |   |
|-----|---|
| A1  | De 0 à 10 cm : Brun rougeâtre (5 YR 4/4 humide). Texture limono-sableuse. Structure grenue. Friable. Légèrement plastique. Très poreux.                                       |
| B1t | De 10 à 20 cm : Rouge jaunâtre (5 YR 4/6 humide). Texture limono-argilo-sableuse. Structure polyédrique sub-anguleuse. Friable. Plastique. Poreux.                            |
| B2t | De 20 à 40 cm : Rouge (2,5 YR 4/6 humide). Texture argileuse. Structure polyédrique sub-anguleuse. Quelques éléments grossiers. Friable. Très plastique. Poreux.              |
| BC  | De 40 à 80 cm : Rouge (2,5 YR 3.5/6 humide). Texture limono-argileuse. Structure polyédrique sub-anguleuse. Quelques éléments grossiers. Très friable. Plastique. Peu Poreux. |

**PROFIL P 41**

<b>Horizon</b>	A1	B1t	B2t	BC
<b>Profondeur (cm)</b>	0-10	10-20	20-40	40-80
<b>Eléments grossiers (%)</b>	27,0	27,0	9,0	22,0
<b>pH</b>				
eau	5,0	5,4	5,4	5,5
KCl	4,7	4,2	4,0	3,8
$\Delta$ pH (pH KCl – pH eau)	-1,3	-1,2	-1,4	-1,7
<b>Analyse granulométrique (%)</b>				
Sables grossiers	48,0	40,0	14,0	23,0
Sables fins	18,0	12,0	5,0	15,0
Limons	18,0	17,0	16,0	20,0
Argiles	16,0	31,0	65,0	42,0
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>				
Carbone	8,7	5,5	4,6	2,9
Azote	1,2	0,9	0,9	0,6
MO	15,0	9,5	8,0	5,0
C/N	7,2	6,1	5,1	4,8
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>				
Ca	2,4	1,5	1,9	2,1
Mg	1,7	2,7	7,0	11,4
Na	0,10	0,11	0,20	0,29
K	1,08	1,15	0,97	0,48
Somme	5,3	5,5	14,3	10,1
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>				
H	2,5	2,2	2,7	2,5
Al	0,1	0,3	0,5	0,7
<b>Capacité d'échange cationique</b>				
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	7,9	8,0	13,3	17,0
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	49,4	25,8	20,5	40,5
Taux de saturation (%)	67	69	76	84
<b>Analyse totale - attaque H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (%)</b>				
SiO <sub>2</sub>	8,2	14,1	27,3	23,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,0	10,2	20,3	14,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	6,6	13,5	11,6
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,93	1,62	1,37
MnO	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-
Perte au feu	-	-	-	-
Total	-	-	-	-
<b>Indices d'altération géochimique</b>				
Ki*	2,79	2,35	2,29	2,77
Kr**	1,91	1,66	1,61	1,82

\*Ki = 1,7 x SiO<sub>2</sub> x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*\*Kr = 1,7 x SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0,7375 x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

## PROFIL CE 80

**Localisation** : sud de Canindé (Município de Canindé)

**Coordonnées** : S 4°35'5'' – W 39°20'51''

**Altitude** : 240 m

**Formation géologique** : Complexe Ceará, unité Canindé (Précambrien)

**Lithologie** : gneiss

**Unité morphopédologique**: basse plaine à inselbergs du *Sertão*

**Situation topographique** : tiers supérieur d'un interfluve en pente modérée (6 %)

**Pluviométrie** : 632 mm (Canindé)

**Drainage climatique calculé** : 68 mm (Canindé)

**Végétation** : *caatinga* arbustive

**Utilisation des terres** : cultures de coton

**Classification** : WRB : *Haplic Luvisol (chromic)*

SiBCS : *Luvisolo crômico órtico*

- |     |  |
|-----|--|
| A1  | De 0 à 20 cm : Brun-gris foncé (10 YR 4/2 humide). Texture limono-sableuse. Structure massive. Très friable à l'état frais et dur à l'état sec. Légèrement plastique. Très poreux.             |
| B1t | De 20 à 35 cm : Rouge jaunâtre (5 YR 5/6 humide). Texture argileuse. Structure prismatique à polyédrique. Friable à l'état frais et dur à l'état sec. Très plastique. Poreux.                  |
| B2t | De 35 à 45 cm : Brun rougeâtre (2,5 YR 5/4 humide). Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique sub-anguleuse. Très friable à l'état frais et dur à l'état sec. Très plastique. Peu poreux. |
| C1  | De 45 à 60 cm : Couleurs variées. Arène gneissique friable.  |
| C2  | De 60 à 74 cm <sup>+</sup> : Couleurs variées. Arène gneissique cohérente.   |

**PROFIL CE 80**

<b>Horizon</b>	A1	B1t	B2t	C1	C2
<b>Profondeur (cm)</b>	0-20	20-35	35-45	45-60	60-74 <sup>+</sup>
<b>Eléments grossiers (%)</b>	19,0	1,0	1,0	2,0	9,0
<b>pH</b>					
eau	6,3	5,9	5,8	5,9	6,4
KCl	5,2	3,4	3,4	3,9	4,1
$\Delta$ pH (pH KCl – pH eau)	-1,1	-2,5	-2,4	-2,0	-2,3
<b>Analyse granulométrique (%)</b>					
Sables grossiers	37,0	21,0	26,0	34,0	58,0
Sables fins	27,0	11,0	19,0	22,0	21,0
Limons	22,0	16,0	18,0	15,0	11,0
Argiles	14,0	52,0	37,0	29,0	10,0
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>					
Carbone	8,9	4,3	3,1	2,9	1,2
Azote	1,1	0,7	0,5	0,4	0,3
MO	15,3	7,4	5,3	5,0	2,1
C/N	8,1	6,1	6,2	7,2	4,0
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>					
Ca	4,3	10,0	7,2	5,7	3,6
Mg	2,6	9,5	11,0	9,1	3,1
Na	0,08	0,99	1,48	1,78	1,09
K	0,35	0,13	0,13	0,13	0,08
Somme	7,3	20,6	19,8	16,7	7,9
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>					
H	1,2	1,8	1,3	1,2	0,6
Al	0,0	0,6	0,4	0,1	0,0
<b>Capacité d'échange cationique</b>					
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	8,5	23,0	21,5	18,0	8,5
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	60,7	44,2	58,1	62,1	85,0
Taux de saturation (%)	86	90	92	93	93
<b>Analyse totale par H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (%)</b>					
SiO <sub>2</sub>	9,9	26,5	24,8	21,1	11,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,4	16,9	15,3	13,2	7,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,7	7,1	7,9	6,8	4,0
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,80	0,88	0,80	0,47
MnO	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04
Perte au feu	-	-	-	-	-
Total	-	-	-	-	-
<b>Indices d'altération géochimique</b>					
Ki*	2,63	2,67	2,76	2,72	2,78
Kr**	2,07	2,10	2,07	2,05	2,04

\*Ki = 1,7 x SiO<sub>2</sub> x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*\*Kr = 1,7 x SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0,7375 x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

## PROFIL CE 88

**Localisation** : 20 km au sud de Russas (Município de Russas)

**Altitude** : 30 m

**Formation géologique** : Complexe Ceará, unité Canindé (Précambrien)

**Lithologie** : gneiss

**Unité morphopédologique**: basse plaine à inselbergs du *Sertão*

**Situation topographique** : bas-fond plat en pente faible (1 %) à excès d'eau temporaire

**Pluviométrie** : 850 mm

**Drainage climatique calculé** : pas de données

**Végétation** : *caatinga* arbustive

**Utilisation des terres** : plantations de palmiers *carnaúba*

**Classification** : WRB : *Haplic Planosol (sodic)*

SiBCS : *Planossolo nátrico órtico*

- |     |  |
|-----|--|
| A1  | De 0 à 10 cm : Jaune (10 YR 8/6 humide). Texture sableuse. Structure massive. Très friable. Non plastique. Très poreux. Transition régulière et abrupte.   |
| B1t | De 10 à 25 cm : Brun jaunâtre clair (2,5 Y 6/4 humide). Texture limono-sableuse. Structure polyédrique anguleuse à sub-anguleuse. Très friable à l'état frais et légèrement dur à l'état sec. Légèrement plastique. Très poreux. |
| B2t | De 25 à 35 cm : Brun jaunâtre clair (2,5 Y 6/4 humide). Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique sub-anguleuse. Très friable à l'état frais et dur à l'état sec. Très plastique. Peu poreux.                               |
| C   | De 35 à 45 cm <sup>+</sup> : couleurs variées. Arène gneissique friable.   |



**PROFIL CE 88**

<b>Horizon</b>	A1	B1t	B2t
<b>Profondeur (cm)</b>	0-10	10-25	25-35
<b>Eléments grossiers (%)</b>	10,0	27,0	21,0
<b>pH</b>			
eau	5,7	5,5	6,3
KCl	4,1	4,0	4,3
$\Delta$ pH (pH KCl – pH eau)	-1,6	-1,5	-2,0
<b>Analyse granulométrique (%)</b>			
Sables grossiers	54,0	49,0	49,0
Sables fins	40,0	27,0	20,0
Limons	1,0	7,0	11,0
Argiles	5,0	17,0	20,0
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>			
Carbone	2,1	1,5	1,4
Azote	0,3	0,3	0,3
MO	3,6	2,6	2,4
C/N	7,0	5,0	4,7
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>			
Ca	0,4	0,7	1,0
Mg	0,4	1,1	2,4
Na	0,03	0,15	2,3
K	0,12	0,34	0,38
Somme	1,0	2,3	4,3
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>			
H	0,9	0,9	0,4
Al	0,0	0,5	0,0
<b>Capacité d'échange cationique</b>			
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	1,9	3,7	4,7
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	38,0	21,8	23,5
Taux de saturation (%)	53	62	91
<b>Analyse totale - attaque H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (%)</b>			
SiO <sub>2</sub>	1,8	8,2	10,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	5,6	6,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8	2,2	2,6
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,28	0,29
MnO	-	-	-
MgO	-	-	-
CaO	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01
Perte au feu	-	-	-
Total	-	-	-
<b>Indices d'altération géochimique</b>			
Ki*	2,54	2,49	2,58
Kr**	1,79	1,99	2,06

\*Ki = 1,7 x SiO<sub>2</sub> x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*\*Kr = 1,7 x SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0,7375 x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

## PROFIL CE 127

**Localisation** : 5 km au sud de Chorozinho (Município de Chorozinho)

**Coordonnées** : S 4°22'4" – W 38°29'48"

**Altitude** : 80 m

**Formation géologique** : Formation Barreiras (Cénozoïque)

**Lithologie** : sables quartzeux

**Unité morphopédologique**: bas plateaux sédimentaires ou *Tabuleiros*

**Situation topographique** : sommet d'un interfluve en pente faible (2 %)

**Pluviométrie** : 842 mm (Chorozinho)

**Drainage climatique calculé** : 166 mm (Chorozinho)

**Végétation** : *caatinga* arbustive

**Utilisation des terres** : plantations d'anacardiens (*caju*)

**Classification** : WRB : *Brunic Arenosol (dystric)*

SiBCS : *Neossolo quartzarênico órtico*

- |    |   |
|----|---|
| A1 | De 0 à 15 cm : Brun-gris clair (10 YR 6/3 humide). Texture sableuse. Structure grenue. Non plastique. Très poreux.                          |
| C1 | De 15 à 55 cm : Brun jaunâtre clair (10 YR 6/4 humide). Texture sableuse. Structure particulaire. Non plastique. Très poreux.               |
| C2 | De 55 à 120 cm <sup>+</sup> : Brun jaunâtre clair (10 YR 6/4 humide). Texture sableuse. Structure particulaire. Non plastique. Très poreux. |

**PROFIL CE 127**

<b>Horizon</b>	A1	C1	C2
<b>Profondeur (cm)</b>	0-15	15-55	55-120 <sup>+</sup>
<b>Eléments grossiers (%)</b>	0,0	0,0	0,0
<b>pH</b>			
eau	5,3	4,9	4,8
KCl	4,0	3,8	3,9
$\Delta$ pH (pH KCl – pH eau)	-1,3	-1,1	-0,9
<b>Analyse granulométrique (%)</b>			
Sables grossiers	82,0	78,0	75,0
Sables fins	14,0	17,0	16,0
Limons	1,0	1,0	3,0
Argiles	3,0	4,0	6,0
<b>Matière organique (g.kg<sup>-1</sup>)</b>			
Carbone	2,9	1,4	1,3
Azote	0,3	0,2	0,2
MO	5,0	2,4	2,2
C/N	10,0	7,0	6,5
<b>Bases échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>			
Ca	0,8	0,3	0,3
Mg			
Na	0,02	0,02	0,02
K	0,05	0,03	0,03
Somme	0,9	0,4	0,3
<b>Eléments acides échangeables (cmol(+).kg<sup>-1</sup>)</b>			
H	1,1	0,8	0,8
Al	0,1	0,2	0,3
<b>Capacité d'échange cationique</b>			
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> de terre fine)	2,1	1,4	1,4
ECEC (cmol(+).kg <sup>-1</sup> d'argile)	70,0	35,0	23,3
Taux de saturation (%)	43	29	21
<b>Analyse totale - attaque H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (%)</b>			
SiO <sub>2</sub>	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-
MnO	-	-	-
MgO	-	-	-
CaO	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-
Perte au feu	-	-	-
Total	-	-	-
<b>Indices d'altération géochimique</b>			
Ki*	-	-	-
Kr**	-	-	-

\*Ki = 1,7 x SiO<sub>2</sub> x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*\*Kr = 1,7 x SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0,7375 x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

## Annexe D

### Profil CA1 : résultats des microanalyses EDS sur lames minces

Analyse N°	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	Nature du site analysé
<i>Gneiss "sain"</i>										
1	33,77	18,94	27,37	3,04	0,00	7,22	0,29	9,00	0,52	Biotite
2	32,35	18,76	28,02	2,88	0,00	6,94	0,29	10,49	0,29	Biotite
3	63,08	24,57	0,00	0,00	0,00	0,20	7,16	0,00	6,99	Plagioclase
4	62,74	24,67	0,09	0,00	0,00	0,47	5,91	0,00	7,46	Plagioclase
5	36,86	21,31	21,73	2,66	0,00	8,46	0,20	8,87	0,06	Biotite
6	35,18	21,15	23,08	2,88	0,31	7,33	0,36	9,75	0,00	Biotite
7	61,23	23,93	0,56	0,04	0,23	0,00	4,79	0,36	8,86	Plagioclase
8	60,97	24,21	0,36	0,13	0,04	0,00	5,12	0,41	8,98	Plagioclase
9	35,64	20,51	36,96	0,23	1,62	2,81	2,06	0,02	0,14	Grenat
10	33,75	19,31	26,68	3,58	0,00	6,50	0,17	10,10	0,00	Biotite
11	62,20	23,60	0,79	0,00	0,00	0,00	5,53	0,31	7,74	Plagioclase
12	61,54	25,04	5,86	0,13	0,00	2,61	2,16	0,28	2,42	Plagioclase
13	62,21	23,88	0,03	0,00	0,12	0,00	6,02	0,49	7,24	Plagioclase
14	64,04	24,92	0,74	0,00	0,07	0,00	5,68	0,61	3,93	Plagioclase, zone fissurée
15	58,22	37,42	2,65	0,00	0,00	0,00	1,23	0,47	0,01	Plagioclase, zone fissurée
16	57,95	18,72	1,78	0,02	0,00	0,00	16,92	1,39	3,19	Plagioclase, zone fissurée
17	58,23	20,41	0,32	0,37	0,05	0,00	15,21	1,13	4,26	Plagioclase, zone fissurée
18	64,78	12,01	5,87	9,40	0,28	0,72	2,67	1,40	2,85	Plagioclase, zone fissurée
19	68,10	18,44	3,37	0,08	0,01	0,27	4,68	0,89	4,14	Plagioclase, zone fissurée
20	61,78	22,82	0,04	0,01	0,08	0,00	7,42	0,48	7,35	Plagioclase, zone fissurée
21	61,19	22,80	0,53	0,65	0,00	0,00	3,28	9,19	2,35	Plagioclase, zone fissurée
22	60,79	28,37	0,95	0,00	0,09	0,00	3,40	2,71	3,70	Plagioclase, zone fissurée
23	61,48	22,65	0,26	0,06	0,06	0,00	10,14	0,49	4,87	Plagioclase
24	32,73	18,32	27,00	3,88	0,21	7,43	0,00	10,43	0,00	Biotite
25	53,07	29,66	10,67	1,06	0,00	1,65	0,78	3,11	0,00	Biotite, zone fissurée
26	98,89	0,15	0,72	0,00	0,08	0,00	0,04	0,12	0,00	Biotite, z. f. (silice amorphe)
27	46,24	36,40	2,45	1,52	0,08	0,27	0,00	12,85	0,19	Biotite, z. fissurée (illite)
28	47,94	35,75	2,71	1,31	0,06	0,38	0,00	11,62	0,22	Biotite, z. fissurée (illite)
29	48,49	35,34	6,96	1,60	0,00	0,70	0,00	6,90	0,00	Biotite, z. fissurée (illite)
30	63,20	23,43	0,33	0,06	0,00	0,00	5,66	0,10	7,21	Plagioclase
31	64,71	18,95	0,12	0,00	0,02	0,00	0,25	14,99	1,11	Antiperthite
32	55,96	42,61	1,02	0,00	0,00	0,00	0,18	0,23	0,00	Biotite, z. fissurée (kaolinite)
<i>Gneiss "altéré"</i>										
33	35,81	20,26	22,63	3,12	0,15	7,97	0,50	9,47	0,09	Biotite
34	40,83	19,14	22,37	2,44	0,11	6,98	0,50	7,51	0,12	Biotite, zone fissurée
35	62,40	24,06	0,06	0,00	0,00	0,00	5,92	0,26	7,56	Plagioclase
36	61,11	23,22	0,23	0,00	0,31	0,00	5,09	2,33	7,89	Plagioclase
37	61,45	24,54	0,00	0,10	0,00	0,00	5,13	0,32	8,90	Plagioclase
38	61,02	23,94	0,71	0,00	0,10	0,09	5,55	0,33	8,33	Plagioclase, zone fissurée
39	57,71	23,27	4,89	0,39	0,00	1,22	5,53	1,96	6,45	Plagioclase, zone fissurée
40	35,02	17,84	26,63	3,17	0,37	7,43	0,16	9,49	0,00	Biotite
41	33,48	17,89	28,42	3,34	0,59	5,89	0,47	10,17	0,00	Biotite
42	62,07	23,87	0,19	0,02	0,23	0,01	5,30	0,45	7,86	Plagioclase
43	61,32	14,42	1,04	0,29	0,54	0,00	0,58	21,05	0,94	Antiperthite
44	65,32	7,30	1,92	0,17	0,25	4,17	7,91	0,71	12,25	Plagioclase, zone fissurée
45	38,47	20,83	32,73	0,00	3,61	1,42	1,58	0,00	1,50	Plagio., z. f. (kaol./oxydes ?)
46	61,54	23,37	0,68	0,25	0,00	0,00	4,60	0,69	9,00	Plagioclase, zone fissurée
47	60,15	26,73	0,62	0,02	0,00	0,00	3,42	1,70	7,54	Plagioclase, zone altérée
48	64,09	18,51	0,45	0,14	0,12	0,00	0,37	15,64	0,71	Antiperthite
49	63,16	23,26	0,04	0,44	0,00	0,00	5,08	0,62	7,79	Plagioclase
50	67,84	20,85	0,23	0,00	0,00	0,00	7,50	0,79	2,77	Plagioclase, zone fissurée
51	64,90	18,65	0,05	0,30	0,00	0,00	0,36	15,33	0,47	Antiperthite
52	54,57	42,38	1,99	0,08	0,02	0,00	0,13	0,82	0,00	Plagio., z. fissurée (kaolinite)
53	20,20	7,74	68,10	0,00	0,08	0,40	1,39	0,13	1,94	Plagio., z. fissurée (oxydes ?)
54	59,78	29,13	6,91	0,00	0,00	0,51	3,03	0,16	0,47	Plagioclase, zone fissurée
55	55,05	28,02	13,79	0,16	0,00	1,13	1,64	0,21	0,00	Plagio. z. f. (beidellite)
56	63,65	23,63	0,16	0,05	0,00	0,00	4,86	0,40	7,24	Plagioclase, zone fissurée
57	62,36	23,64	0,03	0,05	0,00	0,00	6,30	0,55	7,07	Plagioclase, zone fissurée
58	34,02	18,32	26,02	3,42	0,15	7,55	0,00	10,52	0,00	Biotite
59	50,66	18,87	25,49	1,01	0,04	1,93	0,53	1,47	0,00	Biotite, zone fissurée
60	50,73	33,23	2,50	1,99	0,00	0,56	0,00	10,97	0,01	Biotite, zone fissurée (illite)
61	48,16	32,77	6,85	0,91	0,02	1,40	0,00	9,89	0,00	Biotite, zone fissurée (illite)

Analyse N°	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	K <sub>2</sub> O %	Na <sub>2</sub> O %	Nature du site analysé
<i>Arène profonde à 215 cm</i>										
62	38,39	21,13	20,58	2,63	0,04	7,81	0,37	9,02	0,03	Biotite
63	39,51	21,91	19,81	2,41	0,00	7,86	0,66	7,63	0,21	Biotite
64	54,06	39,53	4,22	0,27	0,19	0,77	0,15	0,63	0,17	Contact bio./plagio. (kaolinite)
65	53,85	40,20	3,88	0,26	0,10	0,67	0,24	0,60	0,20	Contact bio./plagio. (kaolinite)
66	62,71	23,48	0,36	0,01	0,00	0,20	5,34	0,07	7,83	Plagioclase
67	62,50	28,93	0,83	0,00	0,00	0,13	0,16	6,62	1,26	Plagioclase, zone altérée
68	99,92	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	Plagio., z.f. (silice amorphe)
69	59,20	34,68	3,72	0,00	0,00	1,58	0,86	0,05	0,33	Plagio., z. fissurée (beidellite)
70	61,95	17,56	0,45	0,65	0,04	0,07	0,29	18,40	0,59	Antiperthite
71	52,31	34,43	0,54	0,22	0,00	0,00	0,47	10,56	1,70	Plagioclase, z. altérée (illite)
72	65,00	18,86	0,00	0,20	0,04	0,00	0,07	15,25	0,74	Antiperthite
73	66,60	21,44	0,01	0,20	0,09	0,00	2,30	0,42	9,07	Plagioclase, zone altérée
74	64,93	18,70	0,00	0,43	0,00	0,04	0,23	15,54	0,58	Antiperthite
75	64,49	19,16	0,15	0,44	0,00	0,00	0,20	14,99	0,70	Antiperthite
76	61,82	25,20	0,03	0,00	0,08	0,00	2,44	1,60	8,96	Plagioclase, zone altérée
77	58,62	34,93	3,80	0,17	0,00	1,43	0,78	0,07	0,35	Plagio., z. fissurée (beidellite)
78	47,74	32,72	9,29	1,42	0,10	4,08	0,40	4,26	0,00	Biotite, z. fissurée (illite)
79	55,07	25,37	14,62	0,00	0,03	3,60	1,21	0,29	0,11	Biotite, zone fissurée
80	55,82	40,92	2,09	0,08	0,17	0,53	0,44	0,00	0,01	Biotite, z. fissurée (kaolinite)
81	51,15	22,31	16,01	0,28	0,21	6,29	1,72	1,59	0,43	Biotite, zone fissurée
82	63,58	18,09	0,06	0,22	0,14	0,00	0,00	17,55	0,36	Antiperthite
83	50,10	33,89	1,93	0,16	0,13	0,74	0,00	13,05	0,00	Plagioclase, z. altérée (illite)
84	66,45	21,84	0,00	0,00	0,06	0,00	3,83	0,33	7,50	Plagioclase, zone altérée
85	62,76	18,07	0,00	0,51	0,09	0,00	0,00	18,18	0,38	Antiperthite
86	62,38	25,03	0,06	0,00	0,00	0,00	4,03	1,34	7,15	Plagioclase, zone altérée
87	60,34	26,83	0,79	0,04	0,07	0,00	2,01	4,27	5,64	Plagioclase, zone altérée
<i>Partie supérieure de l'arène à 135 cm</i>										
88	62,12	23,38	0,30	0,00	0,22	0,04	5,76	0,49	7,79	Plagioclase
89	62,62	22,71	1,43	0,25	0,00	0,16	5,80	0,56	6,47	Plagioclase, zone fissurée
90	57,51	33,82	1,83	0,33	0,52	0,11	1,00	3,82	1,05	Plagio., z. altérée (beidellite)
91	42,29	33,21	20,17	1,57	0,00	0,28	0,94	0,71	1,07	Porosité (kaolinite + oxydes ?)
92	60,43	31,02	4,63	0,21	0,29	2,33	1,00	0,04	0,05	Biotite, z. altérée (beidellite)
93	59,44	27,83	7,52	0,18	0,18	2,97	0,99	0,81	0,07	Biotite, z. altérée (beidellite)
94	60,54	24,71	0,00	0,08	0,00	0,00	6,72	0,25	8,00	Plagioclase
95	56,49	30,91	0,57	0,39	0,28	0,19	0,35	7,80	3,02	Plagio., z. altérée (beidellite)
96	57,25	32,45	0,58	0,00	0,01	0,18	0,61	5,19	3,80	Plagio., z. altérée (beidellite)
97	60,77	25,14	0,10	0,00	0,04	0,00	6,13	0,41	7,69	Plagioclase
98	59,87	25,45	0,52	0,39	0,00	0,03	0,61	11,92	1,40	Plagioclase, z. altérée
99	57,15	30,60	0,86	0,22	0,27	0,31	1,32	5,44	3,82	Plagio., z. altérée (beidellite)
100	62,42	23,66	0,03	0,09	0,06	0,10	5,00	0,43	8,22	Plagioclase
101	65,72	17,25	0,03	0,29	0,00	0,03	0,70	15,63	0,35	Antiperthite
102	55,00	35,85	3,04	0,21	0,09	0,83	1,68	0,54	2,77	Plagio., z. fissurée (beidellite)
103	56,74	39,79	1,88	0,35	0,08	0,42	0,30	0,36	0,08	Plagio., z. altérée (kaolinite)
104	53,89	35,96	0,94	0,02	0,08	0,46	0,50	6,65	1,50	Plagioclase, z. altérée (illite)
105	51,85	37,65	1,14	0,07	0,14	0,40	0,48	8,12	0,15	Plagioclase, z. altérée (illite)
106	54,17	43,28	0,45	0,08	0,06	0,30	0,24	1,19	0,24	Plagio., z. altérée (kaolinite)
107	52,65	40,79	0,69	0,05	0,11	0,42	0,38	4,50	0,43	Plagio., z. altérée (illite)
108	54,89	38,02	1,19	0,04	0,05	0,46	0,41	4,69	0,23	Plagio., z. altérée (illite)
109	52,85	37,17	1,15	0,00	0,05	0,30	0,47	7,43	0,58	Plagioclase, z. altérée (illite)
110	58,70	36,82	2,27	0,00	0,08	1,17	0,45	0,25	0,27	Plagio., z. altérée (beidellite)
111	59,34	34,99	0,70	0,11	0,00	0,40	2,17	0,19	2,10	Plagio., z. altérée (beidellite)
112	52,42	35,89	1,41	0,12	0,06	0,46	0,70	8,37	0,58	Plagioclase, z. altérée (illite)
113	54,75	32,60	7,13	0,14	0,32	3,96	0,48	0,42	0,20	Plagioclase, zone altérée
114	49,37	30,04	10,88	0,15	0,41	7,76	0,58	0,44	0,36	Plagioclase, zone altérée
115	51,77	36,86	1,19	0,00	0,10	0,50	0,53	8,65	0,41	Plagioclase, z. altérée (illite)
116	51,23	36,60	1,07	0,13	0,13	0,23	0,53	9,94	0,14	Plagioclase, z. altérée (illite)
117	50,69	38,36	0,46	0,04	0,04	0,35	0,57	9,14	0,36	Plagioclase, z. altérée (illite)
118	51,05	40,42	0,41	0,07	0,02	0,31	0,42	6,90	0,39	Plagioclase, z. altérée (illite)
119	50,82	38,65	0,35	0,03	0,01	0,25	0,50	9,23	0,18	Plagioclase, z. altérée (illite)

**Annexe E**  
**“Using pH as a proxy for detecting illite in saprolite and defining it as a climatic index mineral of rock weathering” (soumis)**

*Accusé d’envoi aux relecteurs après soumission de l’article à la revue “Geology”*

Dear Mr. Bétard,

Your manuscript #G24298A, entitled "Using pH as a proxy for detecting illite in saprolite and defining it as a climatic index mineral of rock weathering" by François Bétard, Yanni Gunnell, Laurent Caner, and Gérard Bourgeon has been sent out for peer review.

In the interim, you may check on the status of this manuscript by selecting the "Check Manuscript Status" link under the following URL:

<http://gsa-geology.allentrack.net/cgi-bin/main.plexXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX>

Sincerely,

Chris Gryszowka  
Editorial Assistant - GEOLOGY  
Phone: 317-278-7551  
Fax: 317-278-7552

*Dans les pages qui suivent figure la version originale du document PDF intégral réalisé à l’issue de la procédure de soumission électronique de l’article à la revue “Geology”.*

1 Using pH as a proxy for detecting illite in saprolite and  
2 defining it as a climatic index mineral of rock weathering

3  
4 **François Bétard<sup>a,\*</sup>, Yanni Gunnell<sup>b</sup>, Laurent Caner<sup>c</sup>, Gérard Bourgeon<sup>d</sup>**

5  
6 <sup>a</sup> Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591 and Université de Paris-Sorbonne,  
7 191 rue St Jacques, 75005 Paris, France

8 <sup>b</sup> Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591 and Université Denis Diderot–  
9 Paris 7, 2 place Jussieu, 75205 Paris cedex 13, France

10 <sup>c</sup> HydrASA, CNRS UMR 6532, Université de Poitiers, 40 Avenue du Recteur Pineau,  
11 86022 Poitiers, France

12 <sup>d</sup> CIRAD-Persyst, TA B 78/01 Avenue Agropolis, 34398 Montpellier, France

13  
14 \* e-mail: francois.betard@paris4.sorbonne.fr

15  
16 **ABSTRACT**

17  
18 **Soil pH is routinely measured for agronomic purposes but its geological**  
19 **interpretation has often been overlooked. Here we show that large differences between**  
20 **measured KCl pH and H<sub>2</sub>O pH, or ΔpH, in weathered gneiss profiles from semiarid**  
21 **Northeast Brazil reflect an abundant presence of illite. Supported by detailed**  
22 **investigations involving X-ray diffraction, scanning electron microscopy and X-ray**  
23 **element mapping, this study testifies to the neoformation of illite inside plagioclase**  
24 **feldspar crystals after their partial dissolution and advocates the use of ΔpH as a**  
25 **robust and inexpensive proxy for detecting high contents of illite in saprolite. Using**

26 data from a worldwide soil profile database, we also show that the geographic  
27 distribution of strongly negative  $\Delta\text{pH}$  values corresponds to seasonally dry subtropical  
28 climates. The consistency of that relationship indicates that meteoric illitization is a  
29 major geochemical pathway of rock weathering in earth surface environments. As an  
30 index of moderate weathering intensity, it occurs in a specific climatic zone located  
31 between smectite-dominated dry conditions and kaolinite-dominated humid  
32 conditions.

33

34 **Keywords:** weathering intensity, crystalline rock, plagioclase feldspar, illite, soil pH,  
35 semiarid climate, Brazil.

36

37

## INTRODUCTION

38

39 For agronomic and soil classification purposes, soil pH is routinely measured using  
40 two methods: one in which a sample is mixed with water, and another that uses an  
41 unbuffered salt solution of KCl or CaCl<sub>2</sub>. Differences between KCl pH and H<sub>2</sub>O pH, or  
42  $\Delta\text{pH}$ , provide an assessment of the net charge on the colloidal system, but are hardly ever  
43 deemed worthy of interpretation unless positive. Here we focus on the geologic meaning of  
44 highly negative  $\Delta\text{pH}$  values for interpreting a weathering process that involves the  
45 formation of illite.

46 Illite is a non-expanding, dioctahedral sheet silicate, K-depleted relative to mica,  
47 abundant in sediments, in some low-grade metamorphic rocks, and in the clay fraction of  
48 soils (Środoń and Eberl, 1984). Sericite, which is a high-temperature illite formed by  
49 hydrothermal alteration, has been commonly reported in weathered crystalline rock and  
50 typically forms pseudomorphs after feldspar (Meunier and Velde, 2004). However, a few



51 studies have also reported illite neoformation affecting not only K-feldspar (Reichenbach  
52 and Rich, 1975; Meunier, 1980) but also plagioclase crystals (Bourgeon, 1992) in meteoric  
53 conditions. As a result, and despite a century of debate (Tardy, 1997), no consensus  
54 comparable to that for smectite and kaolinite (e.g., Strakhov, 1967) exists on the  
55 significance of illite as a signature of climate in rock weathering patterns.

56 In order to unravel suspected links between illite and meteoric weathering in  
57 subtropical conditions, we have selected two Brazilian weathering profiles developed on  
58 gneiss parent rock and exhibiting highly negative  $\Delta\text{pH}$ . Based on a wide range of  
59 microscopic techniques which allowed us to portray the petrography and chemical  
60 composition of illites resulting from plagioclase weathering, we also propose a new  
61 interpretation of the corresponding  $\Delta\text{pH}$  values and explore their global distribution as a  
62 function of climate. We show that the behavior of potassium, which is used in the 1 M KCl  
63 solution to determine soil  $\Delta\text{pH}$ , provides a critical clue to explain the distribution of  
64 illitization as a meteoric pathway of rock weathering in earth surface environments.

65

66

## MATERIALS AND METHODS

67

### 68 Study area

69 Samples were collected from Northeast Brazil on a low-gradient erosional plain on  
70 Precambrian gneiss in a climate with mean annual rainfall and temperatures of 500–1000  
71 mm and  $\sim 26^\circ\text{C}$  respectively, and a dry season lasting  $>6$  months (Fig. DR1<sup>1</sup>). Humid  
72 climates during the early Cenozoic promoted lateritization but the area has been semiarid

---

<sup>1</sup> GSA Data Repository item XXXX. Details on study area location, geomorphic setting, field aspects of weathering profiles; as well as supplemental SEM photomicrographs and EDS microprobe analyses of illites representative of the CA1 profile, are available online at [www.geosociety.org/pubs/xxxx.htm](http://www.geosociety.org/pubs/xxxx.htm), or on request from [editing@geosociety.org](mailto:editing@geosociety.org) or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

73 since at least the Neogene (Harris and Mix, 2002). Relict Paleogene laterites are currently  
74 scarce because epeirogenic uplift and drainage integration across the landscape have  
75 promoted the erosion of most of this kaolinitic mantle (Bétard et al., 2005). The studied  
76 weathering profiles have therefore been suitably ridden of paleoclimatic imprints that pre-  
77 date the semiarid conditions of today.

78

## 79 **Laboratory methods**

80 Samples from each horizon were air-dried and sieved using a 2 mm round-hole sieve.  
81 All physico-chemical analyses were performed on fine earth (<2 mm). Soil pH was  
82 measured in H<sub>2</sub>O, 1 M KCl and 0.01 M CaCl<sub>2</sub>, at a soil solution ratio of 1:2.5 (by weight).  
83 Cation-exchange capacity (CEC) was determined by the 1 M NH<sub>4</sub>OAc method at pH 7.0.  
84 Exchangeable Al was extracted by 1 M KCl solution. Particle size analysis was performed  
85 by the pipette method after pre-treatment with H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> to destroy organic matter and  
86 dispersion by Na-hexametaphosphate. Soil classification followed the Soil Taxonomy  
87 system (Soil Survey Staff, 2006) at the Great Group level.

88 X-ray diffractograms of the clay fraction and powders of whole rock and saprolite  
89 were obtained using a SIEMENS Kristalloflex D500 diffractometer. For weathered  
90 plagioclase crystals micro-sampled from the saprolite, X-ray patterns were obtained using a  
91 PANALYTICAL X-Pert diffractometer with a silicon zero background plate. Thin polished  
92 sections of undisturbed samples of saprolite and weathered bedrock were also prepared.  
93 Mineralogical and micromorphological properties were examined under petrographic and  
94 scanning electron (SEM, JEOL JSM-5600LV) microscopes. The SEM was equipped with  
95 an Energy Dispersive X-ray Spectrometer (EDS, BRUKER X-Flash 4010) allowing  
96 microanalysis and element mapping.

97

## RESULTS

98

99

### 100 **Saprolite chemistry**

101 Analytical results concerning the two profiles are presented in Table 1. Numerically,  
102  $\Delta\text{pH}$  was calculated as (KCl pH – H<sub>2</sub>O pH) and  $\delta\text{pH}$  as (CaCl<sub>2</sub> pH – H<sub>2</sub>O pH). H<sub>2</sub>O pH  
103 values range from 6.2 to 7.1 with an increasing gradient with depth. KCl pH values are <5.0  
104 in all horizons. Consequently, the  $\Delta\text{pH}$  reaches highly negative values (often <–2.0),  
105 particularly in the deeper saprolite horizons. Despite the low KCl pH values, no significant  
106 quantity of exchangeable aluminium was detected in the analyzed samples. In addition,  
107 CaCl<sub>2</sub> pH values always exceeded those of KCl pH and the  $\delta\text{pH}$  was significantly less  
108 negative than the  $\Delta\text{pH}$  ( $-1.5 < \delta\text{pH} < 0.0$ ) for all the analyzed samples.

109

### 110 **Micromorphological and mineralogical characterization of weathering**

111 Four images of the CA1 profile (Fig. 1) illustrate the illitization observed in the  
112 weathered gneiss and saprolite at 400 cm and 135 cm depths, respectively. This profile is  
113 developed on plagioclase-rich tonalitic gneiss and is representative of what was observed  
114 throughout semiarid Brazil. X-ray diffraction (XRD) data of crushed rock and saprolite  
115 samples (not shown) and petrographic observations of thin sections (Fig. 1A) show that the  
116 parent rock mainly contains quartz, plagioclase feldspar and biotite. SEM–EDS analysis  
117 confirms this composition and shows that the plagioclase often displays antiperthitic  
118 exsolution lamellae and other micrometer-sized islands of K-feldspar. Petrographic  
119 examination and EDS microanalyses on unweathered plagioclase crystals indicate a  
120 composition of An<sub>25</sub>–An<sub>30</sub> oligoclase.

121 At 400 cm depth, biotite and plagioclase crystals were mostly unweathered, despite the  
122 presence of small dissolution cavities located in the vicinity of microcrack intersections in

123 plagioclase crystals (Fig. 1A and C). By contrast, petrographic and SEM observations at 135  
124 cm depth showed that those minerals were intensely weathered, with numerous dissolution  
125 cavities partly filled by <10  $\mu\text{m}$  sheet-silicate mineral flakes. These cavities occur on the  
126 edges but mostly form a dense network in the core of plagioclase crystals (Fig. 1B and 1D;  
127 see also Fig. DR2). X-ray diffractograms obtained from micro-sampled weathered  
128 plagioclase crystals (Fig. 2) confirm the presence of large amounts of illite with a major  
129  $d_{(001)}$  peak at 1.02 nm followed by a  $d_{(002)}$  reflection at 0.51 nm, and a  $d_{(060)}$  reflection at 0.15  
130 nm (not shown) typical of a dioctahedral clay mineral. XRD patterns also show the presence  
131 of kaolinite having formed in association with illite, the negligible proportion of swelling  
132 minerals, and the signature of residual plagioclase identified by the peak of standard albite.

133

#### 134 **Chemical composition of illites formed by plagioclase weathering**

135 All observations and analyses presented above support the idea that intense dissolution  
136 followed by illite neof ormation affected the plagioclase feldspars during meteoric  
137 weathering, with K being supplied either by neighboring weathered biotite crystals (Fig. 1B  
138 and 1D), or by the soil solution coming from the upper horizons in the open weathering  
139 system.

140 Illite particles visible by SEM examination and detected by X-ray element mapping  
141 were analyzed by EDS in order to characterize their composition. Chemical formulae were  
142 calculated for 9 representative illite samples coming from weathered plagioclase crystals  
143 (Table DR1). Their compositions were plotted on a ternary diagram (Fig. 3) also showing  
144 the ideal domain of illite (after Meunier and Velde, 2004). In analyzed illite samples,  
145 interlayer  $\text{K}^+$  content ranges between 0.52 and 0.79 per  $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  (mean = 0.65;  $\sigma$  = 0.09; n  
146 = 9). Compared to the number of Al in tetrahedral sites (mean = 0.79;  $\sigma$  = 0.06; n = 9), this  
147 highlights an accentuated deficiency in K which is typical of illite signatures. Furthermore, a

148 slight polarity towards K-beidellite (Fig. 3) differentiates the detected illite minerals from  
149 hydrothermal illites (i.e., sericites), which normally cluster closer to the phengite line  
150 (Meunier and Velde, 2004).

151

## 152 **DISCUSSION**

153

### 154 **Existing interpretations of highly negative $\Delta\text{pH}$**

155 A low percentage of soil profiles worldwide exhibit highly negative  $\Delta\text{pH}$  values, but  
156 when they occur, a scientific explanation has rarely been provided. Reviews of the literature  
157 have identified only four hypotheses regarding highly negative  $\Delta\text{pH}$ : Volkoff et al. (1979)  
158 suggested a link with the presence of large amounts of exchangeable aluminium; Fernandez  
159 Caldas et al. (1979) and Bech Borrás et al. (1982) emphasized the presence of clay minerals  
160 with a high CEC; Abayneh et al. (2006) mentioned a coexistence between highly negative  
161  $\Delta\text{pH}$  and large amounts of water-dispersible clay in the studied soils; and Bourgeon (1992)  
162 suggested that they were due to an abundance of illite. Neither of the first three  
163 interpretations, however, is able to explain the results obtained in this study. Only the fourth  
164 is consistent with the Brazilian data and is expanded below.

165

### 166 **A new mineralogical interpretation of highly negative $\Delta\text{pH}$**

167 The CA1 weathering profile shows a vertical gradient with higher contents of illite  
168 formed by weathering of plagioclase crystals in the saprolite than in deeper weathered  
169 bedrock. Highest negative  $\Delta\text{pH}$  values occur in the illite-rich saprolite whereas the clay  
170 mineral assemblage in the upper horizons, which exhibit less negative  $\Delta\text{pH}$  values, is  
171 dominated by kaolinite. Bourgeon (1992) had made similar observations on Indian Alfisols.

172 The pH is a measurement of hydronium ion activity in a solution, and the lower the  
173 pH, the greater the activity of  $\text{H}_3\text{O}^+$ . The use of KCl or  $\text{CaCl}_2$  allows  $\text{K}^+$  or  $\text{Ca}^{2+}$  to displace  
174 exchangeable acidic cations (particularly  $\text{H}_3\text{O}^+$  and  $\text{Al}^{3+}$ ) into solution according to the  
175 following reaction:

176



178

179 As expected,  $\text{H}_3\text{O}^+$  activity in the saprolite was greater in the soil–KCl mixture than in  
180 the soil–water mixture. Furthermore, the fact that  $\text{CaCl}_2$  did not have the same effect  
181 highlights a specific behavior of  $\text{K}^+$  in this exchange reaction for the saprolite material.  
182 Most authors agree that illite is as a K-deficient mica where the negative layer charge is  
183 partly compensated by water in the form of  $\text{H}_3\text{O}^+$  (Meunier and Velde, 2004). In all illite  
184 samples analyzed in this study, this deficiency in K was clearly evidenced, with the negative  
185 layer charge being partly compensated by small amounts of  $\text{Na}^+$  (see Table DR1) and  
186 probably by hydronium ions that do not appear in analytical results. We therefore interpret  
187 the distinctive behavior of  $\text{K}^+$  in our pH determinations as direct evidence of an affinity for  
188 potassium of the saprolite caused by the replacement of  $\text{H}_3\text{O}^+$  ions that occupy the free  
189 interlayer space of vacant hexagonal cavities by the  $\text{K}^+$  ions of the KCl salt solution.

190

### 191 **Highly negative $\Delta\text{pH}$ as further evidence of meteoric illitization at the global scale**

192 Although illite formation during meteoric weathering has long been regarded as  
193 qualitatively possible (Tardy, 1997), this study emphasizes the significance of illite as an  
194 environmental index of weathering intensity. Based on the South Indian setting studied by  
195 Bourgeon (1992), Pédro (1997) had hypothesized that a climatically defined illite-forming

196 (2:1 K) pathway of rock weathering should potentially exist in all transitional climatic belts  
197 between the better documented kaolinitic (1:1) and smectitic (2:1 Ca) domains.

198 To test both the climatic hypothesis outlined by Pédro and the presumption of a strong  
199 link between  $\Delta\text{pH}$  and earth surface weathering patterns, we explored the worldwide  
200 distribution of highly negative  $\Delta\text{pH}$  as given by the ISRIC–WISE global soil profile  
201 database (Batjes, 2002). As of May 2007, the database contained 4323 georeferenced soil  
202 profiles from 123 countries, with information on environmental conditions and site  
203 characteristics (e.g., lithology, climate) as well as soil physical and chemical data for 21,667  
204 horizons. These included  $\text{H}_2\text{O}$  pH values and, for 7321 horizons, KCl pH values. Soil  
205 profiles developed on crystalline rocks and exhibiting highly negative  $\Delta\text{pH}$  ( $\leq -1.5$ ) were  
206 plotted on the widely used Köppen–Geiger world climate map (Fig. 4). The thirty-nine soil  
207 profiles answering to the search criteria clearly exhibit a climate-dependent worldwide  
208 distribution, and occur in zones situated between tropical deserts and humid equatorial belts.  
209 They are specifically restricted to the ‘semiarid’, ‘tropical dry’, ‘Mediterranean’ and ‘humid  
210 subtropical’ domains, i.e., areas typified by climates with a long dry season, and remain  
211 absent from regions where the dry season is short or nonexistent. Such a climatically  
212 consistent distribution on all continents supports the presumption advocated here that illite  
213 in weathered rock, which is responsible for highly negative  $\Delta\text{pH}$ , is more frequently of  
214 meteoric origin than previously believed.

215

## 216 CONCLUSION

217

218 This study reveals that meteoric weathering is capable of forming illite not only from  
219 mica, i.e., by a transformation process, but also within non-alkali feldspar, i.e., by a  
220 neoformation process. The distinctive features of this geochemical pathway during the

221 breakdown of one of the most common rock minerals of the earth's crust had so far been  
222 overlooked in latitudinal schemes of rock weathering that use clay minerals as climatic  
223 fingerprints. Textbook models inspired by Strakhov (1967) and Pédro (1968) only  
224 emphasize the smectite (2:1) and kaolinite (1:1) groups as climatically distinctive clay-  
225 mineral products of crystalline rock weathering. As previously hypothesized for the Indian  
226 setting (Pédro, 1997), we propose that a climatically determined 2:1 signature of rock  
227 weathering also exists in the form of illite in seasonally dry subtropical climates on all  
228 continents. We suggest accordingly that the term 'illitization' should be used in such  
229 conditions, and that a highly negative  $\Delta\text{pH}$  is a signature of this particular weathering  
230 process. As proposed by Meunier and Velde (2004), the widely used term 'sericitization'  
231 would consequently be restricted to occurrences in independently proven contexts of  
232 hydrothermal alteration.

233

#### 234 **ACKNOWLEDGEMENTS**

235 We thank the ISRIC–World Soil Information Centre for use of its WISE Global Soil Profile  
236 Database, and A. Meunier (HydrASA, Poitiers) and D. Babre (Cirad, Montpellier) for  
237 helpful discussions and suggestions.

238

#### 239 **REFERENCES CITED**

240 Abayneh, E., Zauyah, S., Hanafi, M.M., and Rosenani, A.B., 2006, Genesis and  
241 classification of sesquioxidic soils from volcanic rocks in tropical highlands of Ethiopia.  
242 *Geoderma*, v. 136, p. 682–695.

243 Batjes, N.H., 2002, A homogenized soil profile data set for global and regional  
244 environmental research (WISE, version 1.1) [Available online via <http://www.isric.org>]:  
245 Report 2002/01. International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.



- 246 Bech Borrás, J., Federoff, N., Quantin, P., and Segalen, P., 1982, Étude des sols  
247 fersiallitiques lessivés formés sur des arènes granitiques de la Selva (Catalogne,  
248 Espagne): Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, v. 21, p. 233–256.
- 249 Bétard, F., Peulvast, J-P., and Claudino Sales, V., 2005, Laterite preservation and soil  
250 distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil : consequences of  
251 uplift, erosion and climatic change: VI<sup>th</sup> International Conference on Geomorphology,  
252 Zaragoza, Abstracts Volume, p. 69.
- 253 Bourgeon, G., 1992, Les “sols rouges” de l’Inde péninsulaire méridionale: pédogenèse  
254 fersiallitique sur socle cristallin en milieu tropical: Publications du département  
255 d’écologie, Institut Français de Pondichéry, v. 31, 271 p.
- 256 Fernandez Caldas, E., Tejedor Salguero, M.J., and Quantin, P., 1979, Séquence climatique  
257 de sols anciens de la région septentrionale de Tenerife (Îles Canaries). 1<sup>ère</sup> partie:  
258 Caractéristiques morphologiques et physico-chimiques: Cahiers ORSTOM, Série  
259 Pédologie, v. 17, p. 37–46.
- 260 Harris, S.E., and Mix, A.C., 2002, Climate and tectonic influences on continental erosion of  
261 tropical South America, 0–13 Ma: *Geology*, v. 30, p. 447–450.
- 262 Meunier, A., 1980, Les mécanismes de l’altération des granites et le rôle des microsystèmes.  
263 Étude des arènes du massif granitique de Partenay (Deux-Sèvres): Mémoire de la  
264 Société Géologique de France, No. 140, 80 p.
- 265 Meunier, A., and Velde, B., 2004, Illite: origin, evolution and metamorphism: Springer,  
266 Berlin, New York, 286 p.
- 267 Pédro, G., 1968, Distribution des principaux types d’altération chimique à la surface du  
268 globe. Présentation d’une esquisse géographique: *Revue de Géographie Physique et de*  
269 *Géomorphologie Dynamique*, v. 10, p. 457–470.
- 270 Pédro, G., 1997, Clays minerals in weathered rock materials and in soils. In: Paquet, H., and

271 Clauer, N., (eds): Soils and sediments. Mineralogy and geochemistry: Springer-  
 272 Verlag, Berlin, p. 1–20.

273 Reichenbach, H.G., and Rich, C.I., 1975, Fine-grained micas in soils. In: Geiseking, J.E.  
 274 (ed.): Soil components. Vol. 2. Inorganic components: Springer-Verlag, New-York, p.  
 275 59–95.

276 Soil Survey Staff, 2006, Keys to Soil Taxonomy, 10th edition: United States Department of  
 277 Agriculture and Natural Resources Conservation Service, Washington, 332 p.

278 Strakhov, N.M., 1967, Principles of Lithogenesis: Oliver and Boyd, Edinburgh, 609 p.

279 Środoń, J., and Eberl, D.D., 1984, Illite. In: Bailey, S.W. (ed.): Micas. Reviews in  
 280 mineralogy, v. 13, Mineralogical Society of America, p. 495–544.

281 Tardy, Y., 1997, Petrology of laterites and tropical soils: Balkema, Rotterdam, 408 p.

282 Volkoff, B., Melfi, A.J., and Cerri, C.C., 1979, Les sols sur roches cristallines formés sous  
 283 climat sub-tropical humide au Brésil: Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, v. 17, p. 163–  
 284 183.

285

286 **FIGURES CAPTIONS**

287 Fig. 1. CA1 profile, weathering features on polished thin sections. A and B:  
 288 photomicrographs at 400 cm and 135 cm depths, respectively (cross-polarized light); C and  
 289 D: SEM–EDS element maps of A and B at 400 cm and 135 cm depths, respectively. Note  
 290 the unweathered aspect of Na-plagioclase feldspars and biotites at 400 cm depth (A and C)  
 291 as opposed to the abundance of K-bearing micaceous minerals (illite) within the plagioclase  
 292 crystals at 135 cm depth (B and D). In D, note that antiperthitic islands of K-feldspar  
 293 highlighted by intense K reflection remain mostly unaltered, and are therefore not key  
 294 sources of K.

295

296 Fig. 2. XRD patterns (air-dried, oriented preparation) of weathered plagioclase crystals  
297 micro-sampled from the saprolite at 135 cm depth in the CA1 profile.

298

299 Fig. 3. Chemical compositions of illites formed by weathering of plagioclase in the CA1  
300 profile.  $M^+$ : layer charge (here:  $K^+$  and  $Na^+$ );  $4Si$ : maximum Si content in tetrahedral sheet;  
301  $R^{2+}$ : total of bivalent cations of octahedral sheet (after Meunier and Velde, 2004). Gray  
302 shading defines ideal illite compositional domain. Note deficiency in K, in agreement with  
303 the strongly negative  $\Delta pH$  values.

304

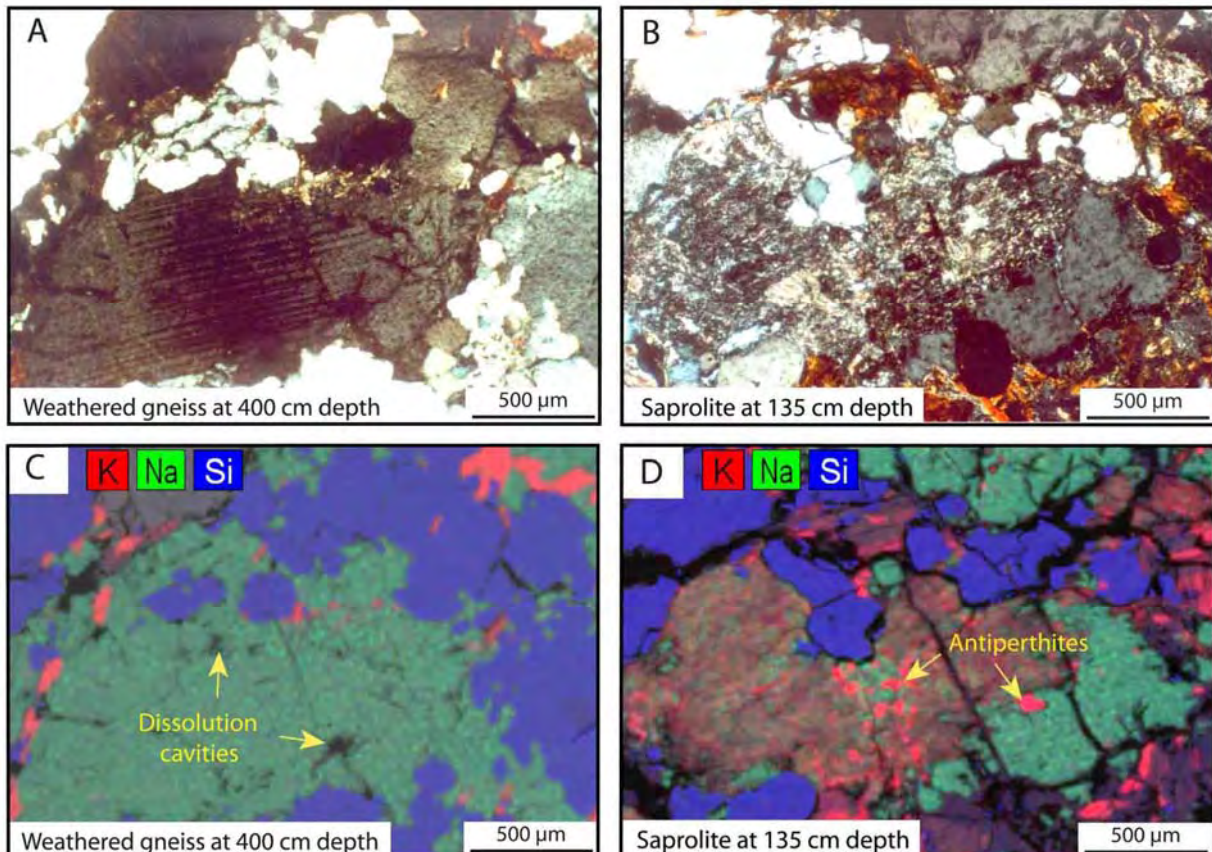
305 Fig. 4. Worldwide distribution of highly negative  $\Delta pH$  superimposed on the Köppen–Geiger  
306 world climate map. Note the geographic concentration of sites in the subtropical belt  
307 characterized by hot and seasonally dry climates.

TABLE 1. ANALYTICAL RESULTS FOR TWO PROFILES FROM NE BRAZIL

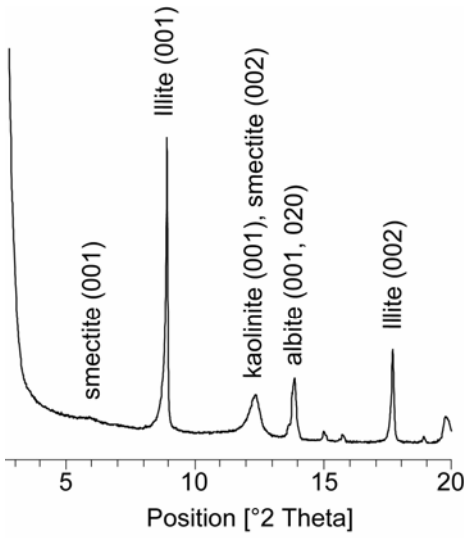
Depth (cm)	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	pH CaCl <sub>2</sub>	ΔpH	δpH	Clay (%)	CEC*	Exch. Al*
<i>CA1 – 4°22' S, 39°18' W – Typic Haplustalf</i>								
0–40	6.2	4.8	5.7	-1.4	-0.5	19.5	11.2	0.00
40–75	6.2	4.4	5.1	-1.8	-1.1	43.7	19.2	0.02
75–120	6.4	4.3	5.6	-2.1	-0.8	28.2	20.6	0.05
135	6.7	4.3	6.2	-2.4	-0.5	N.D.#	N.D.#	0.03
215	7.1	4.5	7.1	-2.6	0.0	N.D.#	N.D.#	0.01
<i>RE1 – 4°07' S, 38°45' W – Typic Haplustept</i>								
0–25	6.3	4.1	4.8	-2.2	-1.5	12.9	6.3	0.12
25–50	6.7	4.1	5.6	-2.6	-1.1	36.4	17.5	0.09

\*Expressed in cmol(+).kg<sup>-1</sup> of soil.

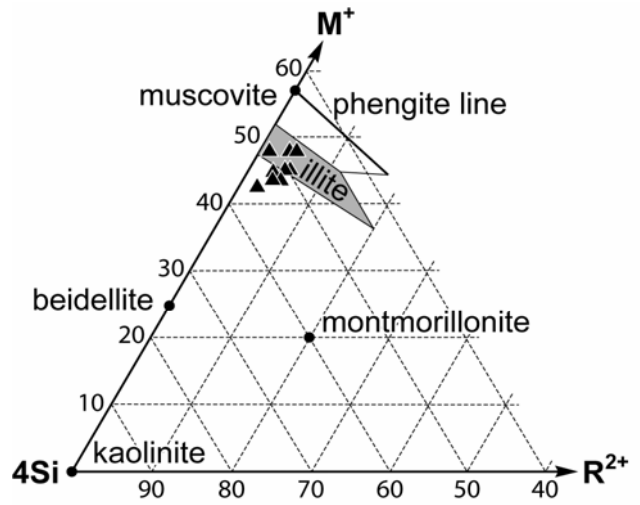
#N.D. = no data



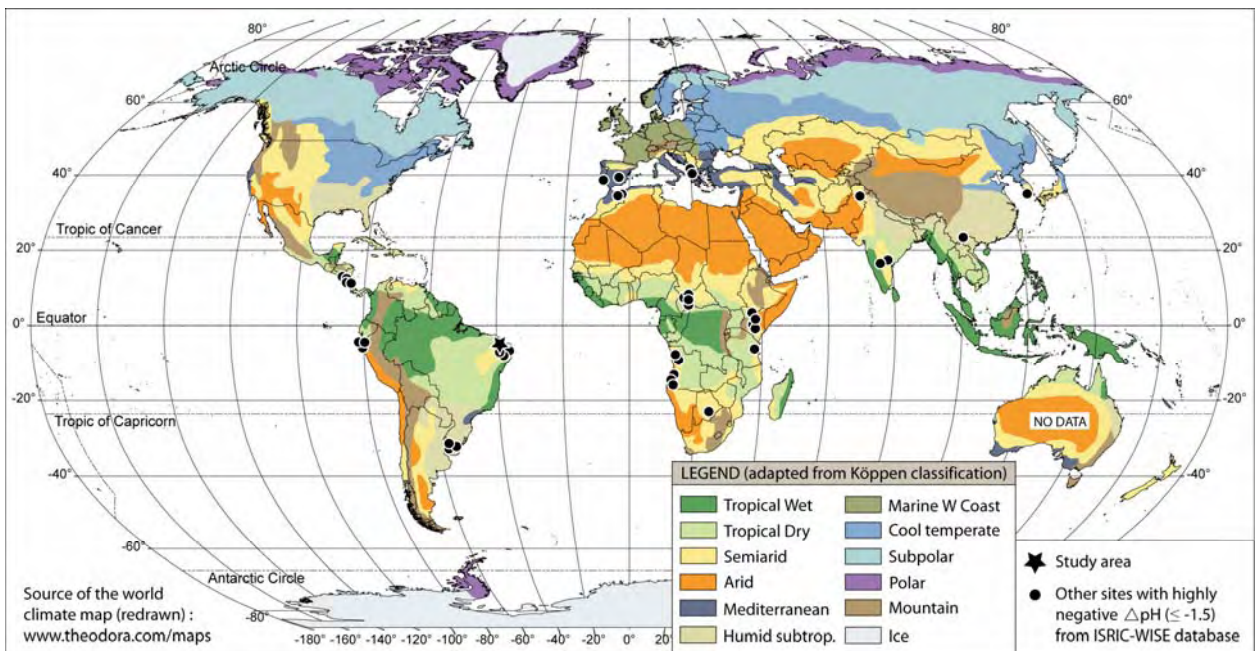
Bétard. Fig.1



Bétard. Fig.2



Bétard. Fig.3



Bétard. Fig.4



# Liste des symboles et des abréviations

APA : *Area de Proteção Ambiental*

CBD : Citrate-Bicarbonate-Dithionite

CEC : Capacité d'Échange Cationique

CIA : *Chemical Index of Alteration*

CPCS : Commission de Pédologie et de Cartographie des sols

CPRM : *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*

CRPG : Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

Dc : Drainage climatique

DRX : Diffraction des Rayons X

EDS : *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*

EMBRAPA : *Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária*

ENSO : *El Niño Southern Oscillation*

ETM+ : *Enhanced Thematic Mapper Plus*

ETP : Évapotranspiration potentielle

FUNCEME : *Fundação Cearense de Meteorologia*

ICP-AES : *Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy*

IGARUN : Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes  
IMN : Institut des Matériaux de l'Université de Nantes  
INRA : Institut National de la Recherche Agronomique  
IPECE : *Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará*  
IRAT : Institut des Recherches en Agronomie Tropicale  
IRD : Institut de la Recherche pour le Développement (ex-ORSTOM)  
ISRIC : *International Soil Resource Information Centre*  
FAO : *Food and Agriculture Organization*  
GPS : *Global Positioning System*  
H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> : Symbole de l'eau oxygénée  
LPA : Lumière Polarisée Analyisée  
LPNA : Lumière Polarisée Non Analyisée  
MEB : Microscope Électronique à Balayage  
MNT : Modèle Numérique de Terrain  
ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer (actuel IRD)  
SIBCS : *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*  
SIG : Système d'Information Géographique  
SRTM : *Shuttle Radar Topography Mission*  
TM : *Thematic Mapper*  
UNESCO : *United Nations Educational Scientific and Cultural Organization*  
USGS : *United States Geological Survey*  
UTM : *Universal Transverse Mercator*  
WGS 84 : *World Geodesic System of 1984*  
WIP : *Weathering Index of Parker*  
WRB : *World Reference Base for soil resources*  
ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale



## Liste des figures

	Page
<b>Fig. 1</b> – Répartition des principales montagnes humides (ou <i>Brejos</i> d'altitude) du Nordeste brésilien et localisation du site d'étude principal .....	13
<b>Fig. 2</b> – Répartition des grandes zones morphoclimatiques du Nordeste brésilien et localisation de ses montagnes humides ou <i>Brejos</i> d'altitude.....	27
<b>Fig. 3</b> – Profil topographique recoupant les principales zones morphoclimatiques du Nordeste brésilien.....	27
<b>Fig. 4</b> – Répartition de la pluviosité dans le nord-est du Brésil et diagrammes pluviométriques de quelques stations .....	32
<b>Fig. 5</b> – Schéma simplifié de la circulation générale de l'atmosphère au-dessus de l'Atlantique équatorial et conséquences sur le climat à saisons sèche et humide alternées du Nordeste.....	32
<b>Fig. 6</b> – Variations saisonnières de la température et de l'humidité relative pour la station de Quixadá.....	35
<b>Fig. 7</b> – Variations saisonnières de la température et de l'humidité relative pour la station de Fortaleza.....	35
<b>Fig. 8</b> – Localisation des refuges forestiers actuels correspondant aux montagnes humides du Nordeste entre la forêt atlantique de la façade orientale et la forêt amazonienne .....	41
<b>Fig. 9</b> – Synthèse de l'évolution paléoécologique et paléoclimatique depuis 42 000 ans B.P.....	41
<b>Fig. 10</b> – Carte hypsométrique du massif de Baturité et de son piémont .....	44
<b>Fig. 11</b> – Carte des pentes du massif de Baturité et de son piémont .....	44
<b>Fig. 12</b> – Carte des bassins hydrographiques se partageant la zone d'étude .....	46
<b>Fig. 13</b> – Profils longitudinaux lissés et générés automatiquement sous <i>ArcGIS</i> 8.3 à partir du modèle numérique de terrain SRTM 90 .....	46
<b>Fig. 14</b> – Carte de la pluviosité moyenne annuelle réalisée pour la zone d'étude .....	48
<b>Fig. 15</b> – Diagrammes pluviométriques de six stations représentatives des trois zones climatiques principales de la région de Baturité .....	48

<b>Fig. 16</b> – Variations interannuelles de la pluviosité sur la période 1974-2004 pour trois stations de la région de Baturité <i>s.l.</i> .....	48
<b>Fig. 17</b> – Carte de la répartition de la végétation sur le massif de Baturité et son piémont .....	50
<b>Fig. 18</b> – Étagement et dissymétrie bioclimatique du massif de Baturité le long d'un transect schématique NO-SE .....	50
<b>Fig. 19</b> – Valeurs moyennes de l'ETP en mm (THORNTHWAITE) pour 3 stations représentatives .....	52
<b>Fig. 20</b> – Carte de l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle de la zone d'étude.....	53
<b>Fig. 21</b> – Carte de l'indice effectif d'humidité et des principaux types climatiques de la zone d'étude.....	53
<b>Fig. 22</b> – Variations annuelles de l'état des réserves en eau du sol (en mm) pour le massif de Baturité et son piémont.....	55
<b>Fig. 23</b> – Carte de la saison sèche climatique selon la méthode de GAUSSEN .....	57
<b>Fig. 24</b> – Carte de la saison sèche édaphique selon la méthode du bilan hydrique.....	57
<b>Fig. 25</b> – Carte du drainage climatique pour la zone d'étude .....	59
<b>Fig. 26</b> – Transect bioclimatique synthétique NW-SE à travers le massif de Baturité et son piémont.....	59
<b>Fig. 27</b> – Les interprétations classiques du relief des montagnes humides du Nordeste .....	63
<b>Fig. 28</b> – Carte structurale de la partie septentrionale de la Province Borborema.....	66
<b>Fig. 29</b> – Carte de localisation des coupes géologiques de la figure 30 .....	66
<b>Fig. 30</b> – Coupes géologiques représentatives de la constitution géologique du socle et de ses relations morphostratigraphiques avec les différentes couvertures sédimentaires .....	69
<b>Fig. 31</b> – Reconstitution de l'histoire géologique et géomorphologique de la marge équatoriale du Nordeste brésilien depuis le Crétacé.....	71
<b>Fig. 32</b> – Carte géologique du massif de Baturité et de son piémont .....	75
<b>Fig. 33</b> – Échantillons représentatifs des principales roches de socle rencontrées dans la zone d'étude .....	75
<b>Fig. 34</b> – Carte sismotectonique de la partie septentrionale du Nordeste brésilien.....	79
<b>Fig. 35</b> – Indices morphologiques en faveur d'une origine érosive pour expliquer la formation des escarpements de bordure du massif de Baturité.....	81
<b>Fig. 36</b> – Carte de la marge équatoriale du Nordeste brésilien montrant les relations spatiales entre le relief actuel, les structures de rift crétaées et l'épaisseur de la croûte continentale.....	83
<b>Fig. 37</b> – Représentation 3D de l'extension de la sédimentation post-rift jusqu'au pied de l'épaule sud du rift Potiguar.....	86
<b>Fig. 38</b> – Profils synthétiques montrant l'évolution morphotectonique du bassin Potiguar et de ses épaules de rift de la période pré-rift jusqu'à l'Actuel .....	86
<b>Fig. 39</b> – Démarche méthodologique générale employée pour l'étude.....	99
<b>Fig. 40</b> – Traitement et spatialisation des informations : élaboration d'un SIG et démarche suivie en vue d'une cartographie des paysages morphopédologiques de la zone d'étude.....	113
<b>Fig. 41</b> – Carte de localisation de la zone sommitale du massif de Baturité et de ses subdivisions morphopédologiques .....	125
<b>Fig. 42</b> – Diagrammes climatiques de la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide .....	125
<b>Fig. 43</b> – Carte hypsométrique de la région de Pico Alto dans la zone sommitale du massif de Baturité.....	126
<b>Fig. 44</b> – Modelé multiconvexe forestier et terroirs dans la zone sommitale du massif de Baturité.....	126

<b>Fig. 45</b> – Transect morphopédologique schématique SE-NW à travers la crête culminante de quartzite du Pico Alto .....	131
<b>Fig. 46</b> – Caractéristiques physico-chimiques du profil LS1 [ <i>Cutanic Acrisol (humic)</i> ] .....	143
<b>Fig. 47</b> – Extractions sélectives des formes du fer à l'aide des réactifs CBD et TAMM pour le profil LS1 .....	145
<b>Fig. 48</b> – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm du profil LS1 .....	147
<b>Fig. 49</b> – Carte de localisation de la zone périphérique de dissection profonde et de ses subdivisions morphopédologiques .....	152
<b>Fig. 50</b> – Diagrammes climatiques de la zone périphérique de dissection profonde à climat sub-humide.....	152
<b>Fig. 51</b> – Coupe schématique illustrant l'organisation morphopédologique du versant oriental semi-aride ...	159
<b>Fig. 52</b> – Caractéristiques physico-chimiques du profil PA1 [ <i>Cutanic Lixisol (rhodic)</i> ] .....	165
<b>Fig. 53</b> – Extractions sélectives des formes du fer à l'aide des réactifs CBD et TAMM pour le profil PA1.....	167
<b>Fig. 54</b> – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm du profil PA1 .....	169
<b>Fig. 55</b> – Carte de localisation de la basse plaine à inselbergs du <i>Sertão</i> et de ses subdivisions morphopédologiques .....	173
<b>Fig. 56</b> – Diagrammes climatiques de la basse plaine à inselbergs du <i>Sertão</i> à climat semi-aride.....	173
<b>Fig. 57</b> – Toposéquence typique de l'organisation morphopédologique de la plaine semi-aride du <i>Sertão</i> ....	179
<b>Fig. 58</b> – Profils schématiques représentatifs des paysages morphopédologiques du piémont du massif de Baturité .....	179
<b>Fig. 59</b> – Caractéristiques physico-chimiques du profil CA1 [ <i>Haplic Luvisol (chromic)</i> ] .....	193
<b>Fig. 60</b> – Extractions sélectives des formes du fer à l'aide des réactifs CBD et TAMM pour le profil CA1 ....	197
<b>Fig. 61</b> – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm du profil CA1.....	199
<b>Fig. 62</b> – Analyses représentatives d'illites formées par altération météorique des plagioclases dans l'arène à 135 cm (profil CA1) .....	205
<b>Fig. 63</b> – Compositions chimiques des illites formées par altération des plagioclases dans l'arène à 135 cm du profil CA1 .....	205
<b>Fig. 64</b> – Diagramme de diffraction des rayons X réalisé sur micro-prélèvements de plagioclases altérés extraits d'un agrégat d'arène à 135 cm du profil CA1 .....	205
<b>Fig. 65</b> – Carte de localisation des bas plateaux sédimentaires ou <i>Tabuleiros</i> et de ses subdivisions morphopédologiques .....	211
<b>Fig. 66</b> – Diagrammes climatiques des bas plateaux sédimentaires ou <i>Tabuleiros</i> à climat semi-aride .....	211
<b>Fig. 67</b> – Étude granulométrique comparée des échantillons AR1 (sédiments détritiques néogènes) et CH051 (sables éoliens pléistocènes).....	219
<b>Fig. 68</b> – Schéma interprétatif en coupe des processus de dissolution / précipitation de la silice à la surface des grains de quartz contenus dans les échantillons AR1 et CH051.....	221
<b>Fig. 69</b> – Diagrammes de diffraction des rayons X réalisés sur la fraction < 2 µm des échantillons CH051 et AR1.....	224
<b>Fig. 70</b> – Séquence pédo-stratigraphique régionale du piémont d'accumulation du massif de Baturité.....	224
<b>Fig. 71</b> – Carte géologique-géomorphologique du Néogène / Quaternaire de la région de Baturité s. l. ....	226
<b>Fig. 72</b> – Transect morpho-pédo-bioclimatique NW-SE synthétique à travers le massif de Baturité et son piémont .....	239
<b>Fig. 73</b> – Séquence climatique de modelés sur socle granito-gneissique en Afrique .....	241

<b>Fig. 74</b> – Séquence climatique de modelés sur socle gneissique le long du transect de référence Gundlupet – Sultan’s Battery en Inde péninsulaire méridionale .....	241
<b>Fig. 75</b> – Interprétation du modelé du massif de Baturité : mise en évidence d’une <i>chronoséquence</i> conditionnée par la dénudation et le climat .....	245
<b>Fig. 76</b> – Répartition schématique des principaux types d’altération géochimique dans la zone d’étude.....	250
<b>Fig. 77</b> – Distribution des principaux types de minéraux argileux composant les profils d’altération dans la zone d’étude.....	250
<b>Fig. 78</b> – Diagrammes de DRX représentatifs des principaux types d’altération géochimique en fonction des trois grandes zones climatiques de la zone d’étude .....	251
<b>Fig. 79</b> – Répartition mondiale des $\Delta\text{pH}$ fortement négatifs superposés sur un planisphère climatique de type Köppen-Geiger.....	257
<b>Fig. 80</b> – Distribution des principaux types d’altération chimique à la surface du globe.....	257
<b>Fig. 81</b> – Distribution des principaux types de sols dans la zone d’étude et relations avec le drainage climatique .....	261
<b>Fig. 82</b> – Schéma montrant l’influence supposée d’une phase d’érosion dans l’évolution des Luvisols ( <i>chromiques</i> ) et relations temporelles avec les Cambisols .....	267
<b>Fig. 83</b> – Rôle du climat et de la durée dans la genèse des sols tropicaux sur socle granito-gneissique.....	267
<b>Fig. 84</b> – Un exemple de <i>Serra</i> humide à substrat cristallin dans le Nordeste brésilien : la <i>Serra</i> d’Uruburetama.....	270
<b>Fig. 85</b> – Un exemple de <i>Serra</i> humide à substrat gréseux dans le Nordeste brésilien : la <i>Chapada</i> d’Araripe .....	275
<b>Fig. 86</b> – Un exemple de <i>Serra</i> humide à substrat mixte dans le Nordeste brésilien : la <i>Serra</i> do Martins.....	279
<b>Fig. 87</b> – Systèmes morphopédologiques de la <i>Serra</i> de Pereiro ( <i>Serra</i> humide à substrat mixte) .....	281
<b>Fig. 88</b> – Relations verticales entre la dénudation à long terme et la répartition des paléoaltérites ferrallitiques et sur la façade équatoriale du Nordeste brésilien semi-aride .....	286
<b>Fig. 89</b> – Relations spatiales entre la dénudation à long terme et la répartition géographique des altérites et paléoaltérites dans le bassin hydrographique du Rio Jaguaribe.....	286
<b>Fig. 90</b> – Répartition géographique des bauxites, des cuirasses ferrugineuses et des sols concrétionnés ou gravionnaires sur altérites monosiallitiques en Afrique de l’Ouest .....	289
<b>Fig. 91</b> – Distribution des cuirasses ferrugineuses et des sols rouges bisiallitiques en Inde péninsulaire semi-aride .....	289
<b>Fig. 92</b> – Zonage de protection environnementale des montagnes humides dans l’État du Ceará .....	301
<b>Fig. 93</b> – Caractérisation de la fertilité chimique de quelques profils de sols rouges brésiliens et indiens et d’un sol ferrugineux tropical africain (profil de Saria).....	323
<b>Fig. 94</b> – Cartes d’érosivité des pluies pour le Nordeste du Brésil, l’Afrique de l’Ouest et l’Inde du Sud .....	327
<b>Fig. 95</b> – Concentration géographique des réservoirs de stockage des eaux superficielles dans les régions semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l’Inde .....	335
<b>Fig. 96</b> – Relations spatiales entre la répartition des ‘sols rouges’ (Luvisols) et la distribution des principaux <i>açudes</i> dans la Nordeste brésilien .....	339

## Liste des photographies

	Page
<b>Photo 1</b> – Aperçu panoramique de la <i>Serra</i> humide de Baturité (Ceará) vue depuis son piémont oriental.....	13
<b>Photo 2</b> – Le <i>Sertão</i> brésilien dans les environs de Quixadá (Ceará Central).....	29
<b>Photo 3</b> – La <i>Serra</i> d’Ibiapaba dans les environs d’Ubajara (nord-ouest du Ceará).....	29
<b>Photo 4</b> – <i>Caatinga</i> arborée riche en broméliacées et en cactacées.....	38
<b>Photo 5</b> – Aperçu de la <i>mata atlântica</i> des enclaves montagneuses humides du <i>Sertão</i> brésilien.....	38
<b>Photo 6</b> – Indices probables d’une néotectonique affectant des sédiments post-Turoniens.....	79
<b>Photo 7</b> – Vue panoramique prise depuis la crête quartzitique culminante du Pico Alto (1115 m) en direction du sud-est sur la zone sommitale du massif de Baturité.....	129
<b>Photo 8</b> – Les différentes unités morphopédologiques de la zone sommitale du massif de Baturité : trilogie crête culminante de quartzite / demi-oranges / bas-fonds plats.....	129
<b>Photo 9</b> – Sol organique observé un peu au-dessus de 1000 mètres d’altitude sur le versant sud-est de la crête quartzitique du Pico Alto.....	131
<b>Photo 10</b> – Bas-fond plat d’une centaine de mètres de largeur entre les versants des demi-oranges.....	135
<b>Photo 11</b> – Coupe dans une demi-orange à Guaramiranga.....	135
<b>Photo 12</b> – Coupe du profil de référence LS1, typique d’un Acrisol, localisé sur le tiers supérieur d’une demi-orange au nord-ouest de Guaramiranga.....	137
<b>Photo 13</b> – Aspect caractéristique des horizons tachés de type plinthite, potentiellement en voie d’induration, dans les horizons pédologiques de certains Acrisols des demi-oranges.....	137
<b>Photo 14</b> – Profil LS1, micromorphologie de l’isaltérite à 260 cm, L.PN.A. ....	141
<b>Photo 15</b> – Même vue que la photo 14, L.P.A. ....	141
<b>Photo 16</b> – Profil LS1, micromorphologie de l’horizon BC à 140 cm, L.P.N.A. ....	141

<b>Photo 17</b> – Même vue que la photo 16, L.P.A. ....	141
<b>Photo 18</b> – Profil LS1, micromorphologie de l’horizon Bt à 60 cm, L.P.N.A. ....	141
<b>Photo 19</b> – Même vue que la photo 18, L.P.A. ....	141
<b>Photo 20</b> – Paysage de dissection profonde entre Pacoti et Palmácia au nord au massif de Baturité .....	154
<b>Photo 21</b> – Autre aperçu de la zone de dissection périphérique au sud-ouest de Palmácia .....	154
<b>Photo 22</b> – Coupe le long d’une tranchée de route entre Pacoti et Palmácia .....	157
<b>Photo 23</b> – Longs versants rectilignes en pente forte et profonde vallée en V sur la bordure occidentale semi-aride du massif de Baturité.....	157
<b>Photo 24</b> – Exemple de Leptosol sur le versant occidental semi-aride du massif de Baturité .....	159
<b>Photo 25</b> – Profil PA1, micromorphologie de l’isaltérite à 150 cm, L.P.N.A. ....	162
<b>Photo 26</b> – Détail de la photo 25 : abondance des argilanes de couleur rouille, L.P.N.A. ....	162
<b>Photo 27</b> – Profil PA1, autre aspect micromorphologique de l’isaltérite à 150 cm, L.P.N.A. ....	162
<b>Photo 28</b> – Même vue que la photo 27, L.P.A. ....	162
<b>Photo 29</b> – Profil PA1, micromorphologie de l’isaltérite à 150 cm, L.P.A. ....	162
<b>Photo 30</b> – Profil PA1, micromorphologie de l’horizon Bt à 90 cm, L.P.N.A. ....	162
<b>Photo 31</b> – Basse plaine à inselbergs du <i>Sertão</i> , faiblement disséquée, dans les environs de Caridade sur le piémont occidental du massif de Baturité .....	175
<b>Photo 32</b> – Embayment de Baturité sur le piémont oriental du massif de Baturité .....	175
<b>Photo 33</b> – Coupe du profil de référence CA1, typique d’un Luvisol, localisé sur le tiers supérieur d’un interfluve de la plaine semi-aride, au sud de Canindé.....	181
<b>Photo 34</b> – Coupe du profil RE1, typique d’un Cambisol, localisé au sommet d’un versant rajeuni par l’érosion, au sud-ouest de Guaiúba.....	181
<b>Photo 35</b> – Bas-fond plat à excès d’eau temporaire, encaissé de 10-20 m dans la plaine semi-aride du <i>Sertão</i> .....	183
<b>Photo 36</b> – Briqueterie du <i>Sertão</i> dans les environs de Canindé, piémont occidental du massif de Baturité ..	183
<b>Photo 37</b> – Profil CA1, micromorphologie du gneiss ‘sain’, L.P.N.A. ....	189
<b>Photo 38</b> – Même vue que la photo 37, L.P.A. ....	189
<b>Photo 39</b> – Profil CA1, micromorphologie du gneiss ‘altéré’, L.P.N.A. ....	189
<b>Photo 40</b> – Même vue que la photo 39, L.P.A. ....	189
<b>Photo 41</b> – Profil CA1, micromorphologie de l’arène profonde à 215 cm, L.P.N.A. ....	189
<b>Photo 42</b> – Même vue que la photo 41, L.P.A. ....	189
<b>Photo 43</b> – Détail de la photo 42 : plagioclase fortement altéré et partiellement illitisé, L.P.A. ....	190
<b>Photo 44</b> – Autre exemple de plagioclase illitisé au niveau de l’arène profonde, L.P.A. ....	190
<b>Photo 45</b> – Profil CA1, micromorphologie de l’arène supérieure à 135 cm, L.P.N.A. ....	190
<b>Photo 46</b> – Même vue que la photo 45, L.P.A. ....	190
<b>Photo 47</b> – Détail de la photo 46 : plagioclase partiellement illitisé et quartz non altérés, L.P.A.....	190
<b>Photo 48</b> – Autre détail de la photo 46, plagioclase et biotites fortement altérés, L.P.A. ....	190
<b>Photo 49</b> – Gneiss ‘sain’ : aspect des biotites présentant une morphologie compacte (image MEB).....	202

<b>Photo 50</b> – Arène à 215 cm : biotites éclatées selon les clivages (image MEB).....	202
<b>Photo 51</b> – Arène à 215 cm : détail d’une fissure ouverte dans une biotite (image MEB).....	202
<b>Photo 52</b> – Arène à 215 cm : détail d’une zone de fissure transversale dans une biotite (image MEB).....	202
<b>Photo 53</b> – Arène à 215 cm : détail de fissures dans une biotite (image MEB).....	202
<b>Photo 54</b> – Arène à 215 cm : détail d’une zone de contact biotite / plagioclase (image MEB).....	202
<b>Photo 55</b> – Gneiss ‘sain’ : aspect peu altéré des plagioclases (image MEB) .....	203
<b>Photo 56</b> – Arène à 135 cm : aspect fortement altéré des plagioclases (image MEB) .....	203
<b>Photo 57</b> – Arène à 135 : plagioclase partiellement illitisé (image MEB) .....	203
<b>Photo 58</b> – Détail de la photo 57 : aspect de la zone d’illitisation à l’intérieur de plagioclases (image MEB)	203
<b>Photo 59</b> – Arène à 135 cm : cristaux de plagioclase fortement altérés et corrodés (image MEB).....	203
<b>Photo 60</b> – Arène à 135 cm observée sur agrégat : détail d’une cavité de dissolution dans un plagioclase partiellement remplie de paillettes d’illites (image MEB) .....	203
<b>Photo 61</b> – Vue générale sur les bas plateaux sédimentaires ou <i>Tabuleiros</i> depuis le <i>Serrote</i> Caruru en direction du sud-ouest .....	213
<b>Photo 62</b> – Vestige de dépôts détritiques apparentés à la Formation Barreiras sur le piémont occidental du massif de Baturité.....	213
<b>Photo 63</b> – Coupe dans le faciès conglomératique des formations détritiques néogènes sur le piémont oriental du massif de Baturité.....	215
<b>Photo 64</b> – Affleurement d’une carapace ferrugineuse développée dans le faciès conglomératique des formations détritiques néogènes sur le piémont oriental du massif de Baturité .....	215
<b>Photo 65</b> – Coupe dans le faciès sablo-argileux des formations détritiques néogènes sur le piémont oriental du massif de Baturité.....	215
<b>Photo 66</b> – Coupe dans une couverture de sables éoliens pléistocènes, épaisse de plusieurs mètres, sur le piémont oriental du massif de Baturité.....	215
<b>Photo 67</b> – Aspect morphoscopique d’un grain de quartz sub-anguleux de l’échantillon AR1 (image MEB)	221
<b>Photo 68</b> – Aspect morphoscopique d’un grain de quartz sub-anguleux de l’échantillon CH051 (image MEB).....	221
<b>Photo 69</b> – Cupules de choc d’origine aquatique sur un grain de quartz de l’échantillon AR1 (image MEB)	221
<b>Photo 70</b> – Détail de la pellicule siliceuse recouvrant la surface d’un grain de quartz de l’échantillon AR1 (image MEB).....	221
<b>Photo 71</b> – Globules siliceux reposant sur une pellicule de silice formée par la coalescence de globules plus anciens, sur un grain de quartz de l’échantillon CH051 (image MEB).....	221
<b>Photo 72</b> – Exemple de bas de versant de colline convexe associant bananiers et caféiers cultivés sous ombrière, près de Guarimiranga dans la zone sommitale du massif de Baturité.....	304
<b>Photo 73</b> – Versant bordier en pente forte largement défriché et mis en culture, au-dessus du piémont occidental du massif de Baturité .....	304
<b>Photo 74</b> – Réseau de ravines parallèles, ou <i>voçorocas</i> , sur un secteur récemment défriché de l’escarpement occidental du massif de Pereiro .....	314
<b>Photo 75</b> – Coulées de débris fonctionnelles sur le versant semi-aride de la <i>Serra</i> humide d’Uruburetama...	314
<b>Photo 76</b> – Formes de ravinement exacerbé ou <i>voçorocas</i> dans la zone semi-aride de la Paraíba.....	329
<b>Photo 77</b> – Aspect d’un profil d’altération kaolinique raviné dans une tranchée routière du secteur d’Araripe-Campos Sales (sud du Ceará).....	329

<b>Photo 78</b> – Vue panoramique sur le réseau d' <i>açudes</i> du piémont septentrional du massif de Baturité.....	337
<b>Photo 79</b> – Disposition classique des <i>açudes</i> en chapelets dans l'axe des talwegs de la plaine semi-aride du <i>Sertão</i> , piémont oriental du massif de Baturité (Itapiuna) .....	337
<b>Photo 80</b> – Organisation caractéristique des terroirs autour d'un <i>açude</i> de la plaine semi-aride du <i>Sertão</i> ....	345
<b>Photo 81</b> – Plantations en aval d'un <i>açude</i> , appelées cultures de <i>sítio</i> , bénéficiant ici d'une humidité importante due essentiellement aux infiltrations de l'eau du réservoir .....	345



# Table des matières

	Page
<b>Avant-propos</b> .....	3
<b>Résumé / resumo</b> .....	7
<b>Sommaire</b> .....	9
<b>Introduction générale</b> .....	11
<i>A – La montagne humide nordestine, un objet géographique aux contours peu explorés</i> ....	12
<i>B – Objectifs scientifiques de l'étude</i> .....	14
<i>C – Limites géographiques et choix d'un site d'étude</i> .....	15
<i>D – Méthode d'étude : le choix d'une approche morphopédologique</i> .....	17
<i>E – Plan de l'étude</i> .....	19

## *Première partie*

### LE CADRE PHYSIQUE DES MONTAGNES

#### HUMIDES DU NORDESTE BRÉSILIEN

<b>Introduction de la première partie</b> .....	23
Chapitre 1	
<b>Le milieu bioclimatique, présentation régionale</b> .....	25
1.1. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DU NORDESTE BRÉSILIEN ET RÉPARTITION DE SES MONTAGNES HUMIDES .....	26
1.1.1. Les grandes zones morphoclimatiques du Nordeste brésilien .....	26
<i>A – La zone littorale humide de la Mata</i> .....	26
<i>B – La zone de transition sub-humide de l'Agreste</i> .....	28
<i>C – La zone semi-aride du Sertão</i> .....	28
<i>D – Les Brejos d'altitude ou montagnes humides du Sertão</i> .....	30

1.1.2. Le climat actuel du <i>Sertão</i> et de ses montagnes humides .....	30
<i>A – Précipitations : mécanismes et répartition</i> .....	31
<i>B – Températures</i> .....	34
<i>C – Humidité relative</i> .....	34
<i>D – Saison sèche et classification climatique de NIMER</i> .....	34
1.1.3. La végétation .....	36
<i>A – La ou les caatinga(s) ?</i> .....	37
<i>B – La mata atlântica et ses enclaves de l’intérieur</i> .....	39
<i>C – Hypothèses sur les dynamiques de la végétation et les connexions forestières         en relation avec les paléoclimats quaternaires</i> .....	40
1.2. CARACTÉRISTIQUES PARTICULIÈRES DE L’ENCLAVE MONTAGNEUSE HUMIDE DE BATURITÉ .....	43
1.2.1. Organisation oro-hydrographique du massif de Baturité .....	43
<i>A – Caractéristiques orographiques du massif</i> .....	43
<i>B – Organisation du chevelu hydrographique</i> .....	45
1.2.2. Dissymétrie bioclimatique du massif de Baturité .....	47
<i>A – Répartition de la pluviosité</i> .....	47
<i>B – Répartition de la végétation et originalité du continuum forestier</i> .....	49
1.2.3. Évapotranspiration potentielle et bilan hydrique .....	51
<i>A – Indice effectif d’humidité et définition des types climatiques</i> .....	52
<i>B – Réserve en eau du sol</i> .....	54
<i>C – Durée de la saison sèche</i> .....	56
<i>D – Drainage climatique</i> .....	56
<i>E – Conclusion sur le bioclimat</i> .....	58
<b>Chapitre 2</b>	
<b>Ancienneté géologique de la mise en place des volumes montagneux</b> .....	61
2.1. LES MODÈLES CLASSIQUES D’INTERPRÉTATION DU RELIEF DES MONTAGNES HUMIDES DU NORDESTE .....	62
2.1.1. Les modèles polycycliques .....	62
2.1.2. Les modèles fondés sur le jeu d’une érosion sélective .....	64
2.1.3. Les modèles faisant appel à la néotectonique .....	65
2.2. PRISE EN COMPTE DE L’HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE ANCIENNE DE LA RÉGION .....	67
2.2.1. L’ossature du socle précambrien et l’héritage <i>Brasiliano</i> .....	67

2.2.2. L'histoire géologique post- <i>Brasiliano</i> .....	70
<i>A – Le rifting intracontinental du Crétacé inférieur</i> .....	70
<i>B – L'évolution post-rift et la mise en place de la marge continentale transformante</i> .....	72
<i>C – Volcanisme et sédimentation au Cénozoïque : la phase 'drift'</i> .....	72
2.3. IMPLICATIONS POUR LA MISE EN PLACE DES VOLUMES MONTAGNEUX : LE CAS DU MASSIF DE BATURITÉ.....	73
2.3.1. L'armature structurale du massif de Baturité et de son piémont.....	73
<i>A – Les roches du socle précambrien</i> .....	74
<i>B – Les sédiments détritiques néogènes de la Formation Barreiras</i> .....	76
2.3.2. La mise en place du massif de Baturité : le legs majeur du Crétacé.....	78
<i>A – Rôle de la néotectonique : une contribution possible mais négligeable</i> .....	78
<i>B – Une mise en place des volumes montagneux largement héritée du Crétacé</i> .....	82
<b>Conclusion de la première partie</b> .....	91

## *Deuxième partie*

### **ÉTUDE MORPHOPÉDOLOGIQUE DU MASSIF DE BATURITÉ**

<b>Introduction de la deuxième partie</b> .....	95
Chapitre 3	
<b>Méthodologie de l'étude</b> .....	97
3.1. RECONNAISSANCE MORPHOPÉDOLOGIQUE DE TERRAIN : CONFRONTATION AVEC LES DESCRIPTIFS EXISTANTS.....	98
3.1.1. Description des modelés.....	98
3.1.2. Description des profils d'altération .....	100
3.1.3. Description morphologique des sols .....	101
3.2. CARACTÉRISATION ANALYTIQUE DES SOLS ET DES ALTÉRATIONS .....	102
3.2.1. pH eau et pH KCl .....	102
3.2.2. Analyse granulométrique .....	102
3.2.3. Cations échangeables et capacité d'échange cationique .....	103
3.2.4. Évaluation des teneurs en carbone et en azote .....	103
3.2.5. Analyse chimique totale .....	104

3.2.6. Extractions sélectives des formes du fer .....	105
<i>A – Extraction par attaque CBD (Citrates-Bicarbonate-Dithionite).....</i>	<i>105</i>
<i>B – Extraction par le réactif de TAMM (oxalate d’ammonium-acide oxalique) .....</i>	<i>106</i>
3.2.7. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX).....	106
3.2.8. Méthodes d’analyse complémentaires .....	107
<i>A – Analyse sédimentologique des dépôts .....</i>	<i>107</i>
<i>B – Étude pétrographique et micromorphologique sur lames minces .....</i>	<i>109</i>
<i>C – Observations en microscopie électronique à balayage (MEB) et microanalyses</i> <i>sur lames minces .....</i>	<i>109</i>
3.3. TRAITEMENT ET SPATIALISATION DES INFORMATIONS : ÉLABORATION D’UN SIG.	111
3.3.1. Acquisition, intégration et traitement des données numériques et numérisées multicouches.....	111
<i>A – Les données topographiques.....</i>	<i>111</i>
<i>B – Les données géologiques.....</i>	<i>114</i>
<i>C – Les données pédologiques .....</i>	<i>114</i>
<i>D – Les données satellitaires .....</i>	<i>115</i>
3.3.2. Création d’une base de données géographiques et attributives originale.....	116
<i>A – Base de données géographiques .....</i>	<i>116</i>
<i>B – Base de données attributives.....</i>	<i>117</i>
3.3.3. Conception et réalisation d’une cartographie des paysages morpho- pédologiques.....	117
<i>A – Méthode de représentation cartographique.....</i>	<i>117</i>
<i>B – Organisation de la légende et lecture de la notice .....</i>	<i>120</i>
<b>Chapitre 4</b>	
<b>Caractérisation détaillée des différentes facettes morphopédologiques du</b> <b>du massif de Baturité .....</b>	<b>123</b>
4.1. LA ZONE SOMMITALE DU MASSIF DE BATURITÉ .....	124
4.1.1. Présentation générale.....	124
<i>A – Caractéristiques bioclimatiques .....</i>	<i>124</i>
<i>B – Modelé global .....</i>	<i>127</i>
<i>C – Découpage morphopédologique de la zone sommitale du massif de Baturité .....</i>	<i>128</i>
a – Crêtes culminantes de quartzite .....	128
b – Demi-oranges.....	133
c – Bas-fonds plats.....	134
4.1.2. Étude altéro-pédologique du profil LS1 .....	136
<i>A – Description morphologique .....</i>	<i>138</i>

a – Description du profil LS1 .....	138
b – Commentaires .....	138
c – Interprétations .....	139
<i>B – Observations micromorphologiques .....</i>	<i>139</i>
a – Horizon d’altération .....	139
b – Horizons Bt et BC .....	140
<i>C – Propriétés physico-chimiques .....</i>	<i>140</i>
a – pH et ΔpH .....	140
b – Granulométrie .....	140
c – Matière organique .....	142
d – Cations échangeables et capacité d’échange cationique (CEC) .....	142
e – Analyse totale et indices d’altération géochimique .....	142
<i>D – Étude des formes du fer .....</i>	<i>144</i>
a – Résultats .....	144
b – Interprétations .....	144
<i>E – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X .....</i>	<i>146</i>
<i>F – Enseignements généraux apportés par l’étude du profil LS1 .....</i>	<i>146</i>
4.1.3. Interprétations d’ensemble .....	148
<i>A – Processus morphodynamiques et formation du modelé .....</i>	<i>148</i>
<i>B – Processus d’altération et genèse des sols .....</i>	<i>150</i>
4.2. LA ZONE PÉRIPHÉRIQUE DE DISSECTION PROFONDE .....	151
4.2.1. Présentation générale .....	151
<i>A – Caractéristiques bioclimatiques .....</i>	<i>151</i>
<i>B – Modelé global .....</i>	<i>153</i>
<i>C – Découpage morphopédologique de la zone périphérique de dissection profonde .....</i>	<i>155</i>
a – Dômes rocheux nus de type <i>pain de sucre</i> .....	155
b – Pentes fortes et vallées en V de la bordure orientale sub-humide .....	156
c – Pentes fortes et vallées en V de la bordure occidentale semi-aride .....	158
4.2.2. Étude altéro-pédologique du profil PA1 .....	158
<i>A – Description morphologique .....</i>	<i>160</i>
a – Description du profil PA1 .....	160
b – Commentaires .....	160
c – Interprétations .....	161
<i>B – Observations micromorphologiques .....</i>	<i>161</i>
a – Horizon d’altération .....	161
b – Horizons Bt .....	163

<i>C – Propriétés physico-chimiques</i> .....	163
a – pH et $\Delta$ pH .....	163
b – Granulométrie .....	164
c – Matière organique .....	164
d – Cations échangeables et capacité d’échange cationique (CEC).....	164
e – Analyse totale et indices d’altération géochimique .....	166
<i>D – Étude des formes du fer</i> .....	166
a – Résultats .....	166
b – Interprétations .....	166
<i>E – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X</i> .....	168
<i>F – Enseignements généraux apportés par l’étude du profil PAI</i> .....	168
4.2.3. Interprétations d’ensemble .....	170
<i>A – Processus morphodynamiques et formation du modelé</i> .....	170
<i>B – Processus d’altération et genèse des sols</i> .....	171
4.3. LA BASSE PLAINE À INSELBERGS DU SERTÃO .....	172
4.3.1. Présentation générale.....	172
<i>A – Caractéristiques bioclimatiques</i> .....	172
<i>B – Modelé global</i> .....	174
<i>C – Découpage morphopédologique de la basse plaine à inselbergs du Sertão</i> .....	176
a – Reliefs résiduels du type <i>inselberg</i> .....	176
b – Interfluves du piémont oriental sub-humide .....	177
c – Interfluves de la plaine semi-aride .....	178
d – Bas-fonds plats à excès d’eau temporaire .....	180
4.3.2. Étude altéro-pédologique du profil CA1 .....	180
<i>A – Description morphologique</i> .....	185
a – Description du profil CA1.....	185
b – Commentaires .....	185
c – Interprétations .....	186
<i>B – Étude micromorphologique des roches et des arènes</i> .....	187
a – Gneiss ‘sain’ .....	187
b – Gneiss ‘altéré’ .....	188
c – Arène profonde (215 cm).....	188
d – Partie supérieure de l’arène (135 cm) .....	191
<i>C – Propriétés physico-chimiques</i> .....	192
a – pH et $\Delta$ pH .....	192

b – Granulométrie .....	194
c – Matière organique .....	194
d – Cations échangeables et capacité d'échange cationique (CEC).....	195
e – Analyse totale et indices d'altération géochimique .....	195
<i>D – Étude des formes du fer .....</i>	<i>195</i>
a – Résultats .....	195
b – Interprétations .....	196
<i>E – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X.....</i>	<i>198</i>
<i>F – Observations complémentaires au MEB et microanalyses par spectrométrie d'émission X dispersive en énergie (EDS).....</i>	<i>200</i>
a – Caractérisation de l'altération des biotites .....	200
b – Caractérisation de l'altération des plagioclases .....	204
<i>G – Enseignements généraux apportés par l'étude du profil CA1.....</i>	<i>206</i>
4.3.3. Interprétations d'ensemble .....	207
<i>A – Processus morphodynamiques et formation du modelé.....</i>	<i>207</i>
<i>B – Processus d'altération et genèse des sols.....</i>	<i>209</i>
4.4. LES BAS PLATEAUX SÉDIMENTAIRES OU <i>TABULEIROS</i> .....	210
4.4.1. Présentation générale.....	210
<i>A – Caractéristiques bioclimatiques .....</i>	<i>210</i>
<i>B – Modelé global .....</i>	<i>212</i>
<i>C – Découpage morphopédologique des bas plateaux sédimentaires ou Tabuleiros .....</i>	<i>212</i>
a – Formations détritiques néogènes.....	214
b – Couvertures de sables pléistocènes.....	216
4.4.2. Étude sédimentologique comparée.....	217
<i>A – Granulométrie des sables .....</i>	<i>218</i>
<i>B – Aspects morphoscopiques .....</i>	<i>220</i>
<i>C – Exoscopie des quartz au MEB .....</i>	<i>222</i>
<i>D – Analyse minéralogique par diffractométrie aux rayons X.....</i>	<i>223</i>
<i>E – Enseignements généraux apportés par l'étude sédimentologique comparée .....</i>	<i>223</i>
4.4.3. Interprétations d'ensemble .....	225
<i>A – Pédimentation périphérique et sédimentation Barreiras : le legs du Néogène .....</i>	<i>225</i>
<i>B – Chronologie relative des événements paléoclimatiques ayant marqué l'évolution morphopédologique régionale : du Néogène à l'Actuel.....</i>	<i>228</i>
<b>Conclusion de la deuxième partie .....</b>	<b>231</b>

*Troisième partie*

**DISCUSSION GÉNÉRALE : ENSEIGNEMENTS**

**FONDAMENTAUX ET APPLICABLES**

<b>Introduction de la troisième partie .....</b>	<b>235</b>
Chapitre 5	
<b>Enseignements généraux pour la connaissance de la genèse du modelé, des altérations et des sols tropicaux .....</b>	<b>237</b>
5.1. ORGANISATION MORPHOPÉDOLOGIQUE DU MASSIF DE BATURITÉ ET DE SON PIÉMONT : ENSEIGNEMENTS SUR LE RÔLE DU CLIMAT ET DE LA DURÉE .....	238
5.1.1. Interprétation du modelé : climoséquence ou chronoséquence ? .....	238
<i>A – Zonation du modelé en fonction du climat : convergences et divergences avec d'autres climoséquences tropicales sur socle granito-gneissique .....</i>	<i>240</i>
<i>B – Mise en évidence d'une chronoséquence pour le modelé du massif de Baturité : implications pour l'évolution du modelé en milieu tropical .....</i>	<i>244</i>
5.1.2. Distribution des principaux types d'altération chimique : relations avec le climat actuel et les paléoclimats .....	248
<i>A – Répartition des principaux types d'altération géochimique dans la zone d'étude .....</i>	<i>249</i>
<i>B – Confirmation d'un nouveau maillon général dans les processus d'altération des roches : la voie d'altération par illitisation .....</i>	<i>254</i>
5.1.3. Organisation des couvertures pédologiques : rôle du climat et du facteur temps	259
<i>A – Luvisols, Lixisols, Acrisols : du pôle 'fersiallitique' au pôle 'ferrallitique' de la pédogenèse .....</i>	<i>259</i>
<i>B – Durée des processus et importance de la notion de bilan morphogénèse/pédogénèse ..</i>	<i>265</i>
5.2. COMPARAISONS AVEC D'AUTRES MONTAGNES HUMIDES DU SERTÃO : BASE D'UNE TYPOLOGIE ET ENSEIGNEMENTS SUR LE RÔLE DE LA LITHOLOGIE .....	268
5.2.1. Montagnes humides à substrat cristallin : le cas des <i>Serras</i> d'Uruburetama et de Meruoca .....	269
<i>A – Organisation morphopédologique de la Serra d'Uruburetama .....</i>	<i>269</i>
<i>B – Organisation morphopédologique de la Serra de Meruoca .....</i>	<i>272</i>
<i>C – Interprétations : mise en évidence du facteur climatique dans des milieux de même composition lithologique .....</i>	<i>273</i>
5.2.2. Montagnes humides à substrat gréseux : le cas des <i>Chapadas</i> d'Araripe et d'Ibiapaba .....	273
<i>A – Organisation morphopédologique de la Chapada d'Araripe .....</i>	<i>274</i>
<i>B – Organisation morphopédologique de la Serra d'Ibiapaba .....</i>	<i>277</i>
<i>C – Interprétations : mise en évidence du facteur lithologique dans des milieux de même ambiance climatique .....</i>	<i>278</i>



5.2.3. Montagnes humides à substrat mixte : le cas des <i>Serras</i> de Martins et de Pereiro .....	278
<i>A – Systèmes morphopédologiques de la Serra de Martins</i> .....	278
<i>B – Systèmes morphopédologiques de la Serra de Pereiro</i> .....	280
<i>C – Interprétations : mise en évidence du facteur ‘dénudation’ dans la différenciation     morphopédologique des montagnes humides du Nordeste</i> .....	283
5.3. COMPARAISONS AVEC D’AUTRES MILIEUX DE BOUCLIER SEMI-ARIDE HORS DU BRÉSIL : ENSEIGNEMENTS SUR LE RÔLE DE LA TECTONIQUE ET DE LA DÉNUDATION À LONG TERME .....	284
5.3.1. Taux de soulèvement, rythmes de dénudation et géographie des sols : approche comparative intercontinentale .....	284
<i>A – Nordeste du Brésil</i> .....	285
<i>B – Afrique de l’Ouest</i> .....	288
<i>C – Inde du Sud</i> .....	290
5.3.2. Discussion : rôle de la tectonique dans les changements paléoclimatiques et l’organisation des systèmes morphopédologiques .....	291
<i>A – Soulèvement, humidification et aridification du climat : quelques hypothèses</i> .....	291
<i>B – Pour une géographie des altérations et des sols qui intègre la tectonique et les     paléoclimats</i> .....	295
Chapitre 6	
<b>Morphopédologie et relations entre ressources et sociétés : potentialités et limitations pour le <i>Sertão</i></b> .....	297
6.1. LES MONTAGNES HUMIDES DU NORDESTE SEMI-ARIDE : MONTAGNES REFUGES ET CHÂTEAUX D’EAU .....	298
6.1.1. Importance des montagnes humides du Nordeste brésilien .....	298
<i>A – Sur le plan écologique, une fonction de refuge pour les espèces végétales et animales</i> 299	
<i>B – Sur le plan socio-culturel, une fonction de refuge pour les populations humaines</i> .....	302
<i>C – Sur le plan économique, une fonction de château d’eau et de sécurité alimentaire     pour la plaine semi-aride environnante</i> .....	305
6.1.2. Potentiel, contraintes et vulnérabilité.....	307
<i>A – Potentialités agricoles des terres de bas-fond et potentiel écotouristique</i> .....	308
<i>B – Contraintes « naturelles » et contraintes « structurelles »</i> .....	310
<i>C – Les risques liés à la dégradation et à l’érosion des sols</i> .....	312
6.2. GESTION CONSERVATOIRE DE L’EAU ET DE LA FERTILITÉ DES SOLS DANS LA ZONE SEMI-ARIDE DU <i>SERTÃO</i> : APPROCHE COMPARATIVE AVEC L’INDE SEMI-ARIDE .....	318
6.2.1. Potentialités, érosion et conservation des sols dans les régions semi-arides du Nordeste brésilien et du Sud de l’Inde .....	319

<i>A – Potentialités des Luvisols brésiliens et indiens</i> .....	320
<i>B – Concordances dans les bilans sur l'érosion hydrique des sols : la stabilité du milieu ..</i>	326
<i>C – Conditions démographiques et pratiques agro-pastorales : hypothèses et perspectives pour la conservation des sols et la gestion de l'érosion</i> .....	331
6.2.2. Convergence dans les stratégies de gestion de l'eau par petits réservoirs : rôle de la morphopédologie et potentialités.....	334
<i>A – Deux systèmes traditionnels de gestion conservatoire de l'eau en domaine de bouclier semi-aride : les açudes au Brésil et les tanks en Inde</i> .....	334
<i>B – Potentiel et limites de l'irrigation et de son transfert vers les açudes du Nordeste</i> .....	341
<i>C – Stratégies d'utilisation de l'eau et adaptations locales des systèmes de production : bilan et perspectives pour le Nordeste</i> .....	344
<b>Conclusion de la troisième partie</b> .....	349
<b>Conclusion générale</b> .....	351
<i>A – Apports scientifiques : rappel des principaux résultats originaux</i> .....	352
a – Vérification sur le terrain d'une séquence évolutive théorique des modelés tropicaux .....	352
b – Confirmation d'un nouveau maillon général dans le processus d'altération des roches à l'échelle planétaire : la voie d'altération par illitisation .....	353
c – Mise en évidence d'une pédogenèse fersiallitique tropicale par voie acide dans la zone des altérites à illites .....	353
<i>B – Apports méthodologiques : bilan de l'approche morphopédologique</i> .....	355
<i>C – Réflexion épistémologique : apports réciproques de la géomorphologie et de la pédologie</i> .....	357
<i>D – Perspectives</i> .....	358
<b>Bibliographie</b> .....	361
<b>Annexes</b> .....	387
<b>Liste des symboles et des abréviations</b> .....	423
<b>Liste des figures</b> .....	425
<b>Liste des photographies</b> .....	429
<b>Table des matières</b> .....	433

## RÉSUMÉ

Les montagnes humides du Nordeste brésilien, dénommées localement *Brejos* d'altitude, forment des îlots d'humidité et de forêt sempervirente (*mata atlântica*) qui contrastent avec les conditions écologiques des basses plaines environnantes marquées par la sécheresse (*Sertão*). Malgré l'importance de ces montagnes humides, tant sur le plan écologique que culturel ou socio-économique, la riche diversité de ces milieux demeure peu connue, tant le Nordeste est souvent réduit à sa portion semi-aride ('polygone des sécheresses'), la plus vaste mais aussi la plus monotone. Cette étude montre l'intérêt et l'apport d'une approche morphopédologique pour la connaissance et la gestion de ces milieux. Appliquée ici au massif de Baturité (Ceará) retenu comme site principal d'étude, la méthodologie employée procède d'une triple approche : i) reconnaissance détaillée du terrain, qui passe par une description du modelé, du manteau d'altération et du sol, ii) caractérisation analytique des sols et des altérations en laboratoire, nécessitant l'utilisation de techniques issues de la pédologie et de la géochimie, et enfin iii) traitement et spatialisation sous SIG des informations recueillies sur le terrain et au laboratoire, avec pour finalité de proposer une méthode actualisée de cartographie des paysages morphopédologiques applicable à l'étude d'autres montagnes. Les principaux résultats de l'étude sont présentés sous forme d'un inventaire original des différentes facettes morphopédologiques pour le massif de Baturité et son piémont, accompagné de l'étude altéro-pédologique systématique de profils de référence. Ces résultats sont replacés dans un débat scientifique plus général sur l'évolution et le développement des paysages tropicaux et les hypothèses retenues sont testées autour de comparaisons géographiques intra-régionales et inter-continentales (Afrique, Inde). Les potentialités des systèmes morphopédologiques des montagnes humides nordestines et des plaines semi-arides qui les encadrent sont discutées à la lumière des résultats originaux qui ressortent de cette étude.

**Mots-clés** : Montagne tropicale, zone semi-aride, géomorphologie, pédologie, évolution des paysages, altérations, minéraux argileux, dénudation, drainage climatique, paléoclimats, Brésil.

***HUMID MOUNTAINS ACROSS SEMIARID NORTHEAST BRAZIL: THE CASE STUDY OF THE BATURITÉ MASSIF (CEARÁ). USEFULNESS OF A PEDOGEO MORPHOLOGICAL APPROACH TO THE UNDERSTANDING AND MANAGEMENT OF THE PHYSICAL ENVIRONMENT.***

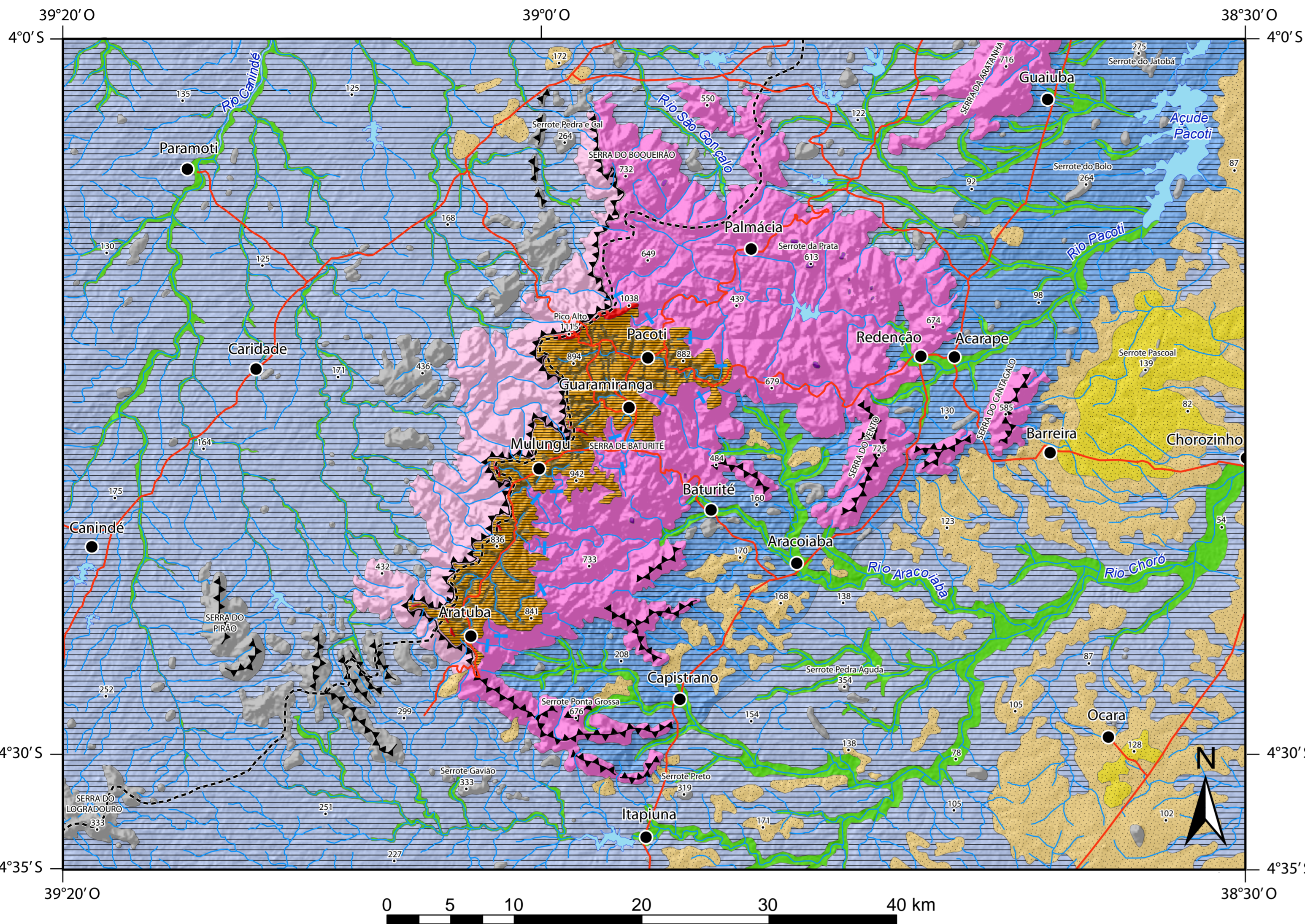
## ABSTRACT

The humid mountains of Northeast Brazil, locally named *Brejos de altitude*, form islands of humidity where evergreen forest (*mata atlântica*) contrasts with the semi-arid conditions of the surrounding plain (*Sertão*). Despite the ecological, cultural and socio-economic importance of such humid mountains across a wide semi-arid area ('*Polígono das secas*'), the high diversity of their physical environment has so far been poorly characterised. This study outlines the relevance of a pedogeomorphological approach to the understanding and management of landscape systems in this regional setting. Here the Baturité massif (Ceará) showcases the methodology used in this study, which involves i) a detailed field survey based on a combined description of landforms, weathering mantles and soils; ii) the analytical characterization of soils and weathering materials based on a wide range of complementary pedological, sedimentological and geochemical laboratory methods; and iii) the processing and spatial analysis of field and laboratory data in a GIS, with an aim to develop a modernised method of pedogeomorphic mapping applicable to the study of other mountains. The main results of the study are presented in the form of an original inventory of pedogeomorphic landscape units for the Baturité massif and its piedmont, combined with the analysis of benchmark soil and saprolite profiles. These results are placed within a more global scientific debate centred on the evolution and development of tropical landscapes, and the hypotheses are tested against other geographic comparisons in Brazil and on other continents (Africa, India). The productivity and potential for agricultural development of the land systems of the humid mountains and their surrounding semi-arid plains are discussed in the light of the original results of this study.

**Keywords**: Tropical mountain, semi-arid environment, geomorphology, soil analysis, landscape development, weathering, clay minerals, denudation, water balance, palaeoclimates, Brazil.

# CARTE DES PAYSAGES MORPHOPÉDOLOGIQUES DU MASSIF DE BATURITÉ ET DE SON PIÉMONT (NORDESTE DU BRÉSIL) AU 1 / 250 000

par François BÉTARD



### Topographie / hydrographie

- Rivières
- Ruptures de pente de talweg (knickpoints)
- Lacs et retenues collinaires (açudes)
- Ligne majeure de partage des eaux
- Routes principales
- Point coté (altitude en mètres)

Arrière-plan : relief ombré dérivé du modèle numérique de terrain SRTM 90

### Surfaces géomorphologiques

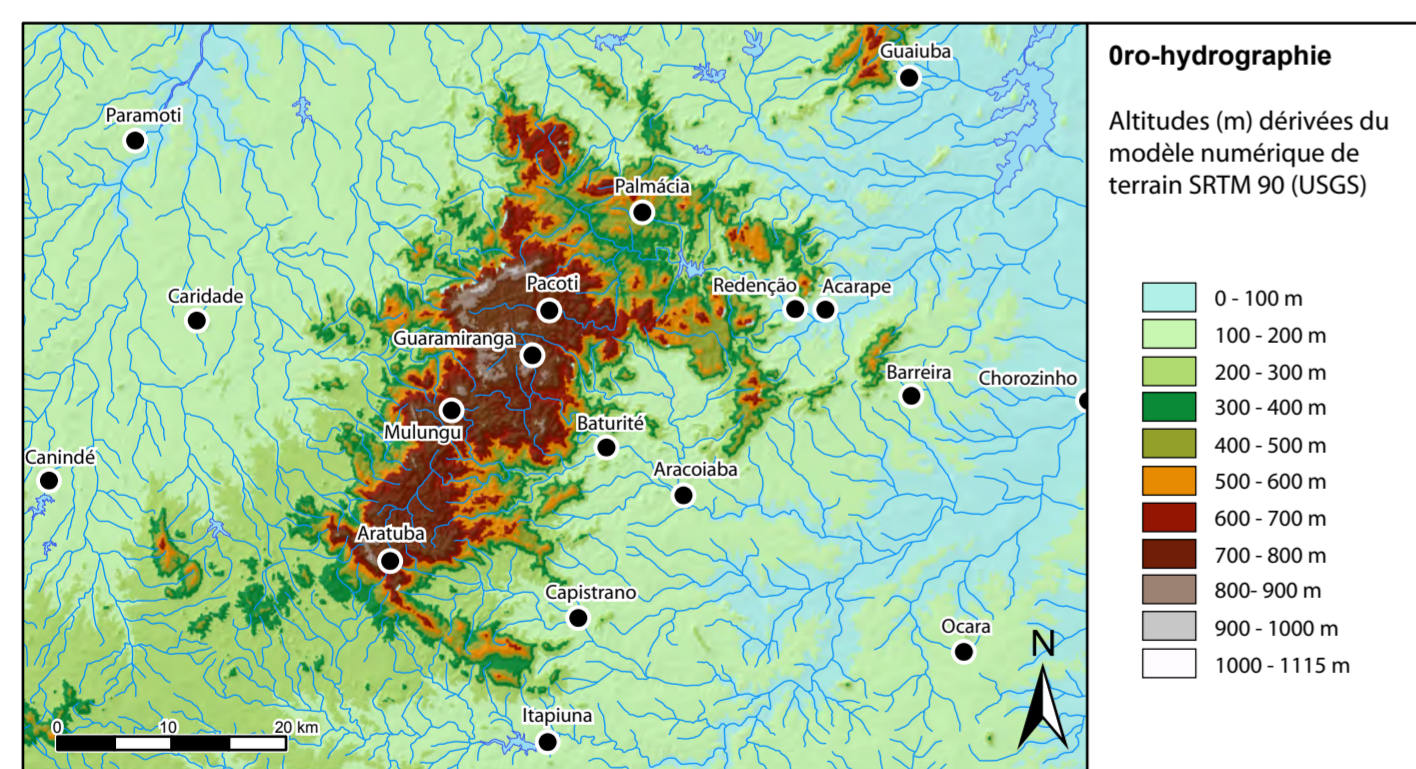
- Haute surface d'érosion
- Basse surface d'érosion ("surface sertaneja")
- Surface d'accumulation

### Formes structurales

- Escarpement monoclinale à corniche de quartzite
- Crête structurale de quartzite (barre, hogback, crêt)

ZONE GÉOGRAPHIQUE	FACETES MORPHOPÉDOLOGIQUES		GÉOLOGIE	ALÉRIATION	TYPES DE SOLS		UTILISATION DU SOL					
	UNITÉ	SOUS-UNITÉ			(1)	(2)	Classif. WRB (2006)	Classif. SIBCS (2005)	Potentialités	Limitations		
MASSIF DE BATURITÉ	Zone sommitale du massif	Crêtes culminantes de quartzite	Quartzites	MONOSIALTISATION Kaolinite + gibbsite	Leptosols / Podzols	Neossolos Litólicos / Espodosolos	Écotourisme ; carrières.	Pentes fortes (25 à 40 %) ; affleurements rocheux omniprésents.				
		(Demi-oranges) (collines convexes)							Acrisols	Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos	Aquifères importants dans les altérites ; aptitude pour café et thé.	Acidité forte des Acrisols ; zone protégée par la législation environnementale.
		Bas-fonds plats							Fluvisols / Gleysols	Neossolos Flúvicos / Gleissolos	Pentes faibles à nulles (< 2 %) ; bonne texture des sols alluvionnaires.	Basse fertilité des sols ;
	Dômes rocheux de type pain de sucre		Leptosols						Neossolos Litólicos	Écotourisme.	Pentes sub-verticales ; absence de sols cultivables ; accès difficile.	
Zone périphérique de dissection profonde	Pentes fortes/vallées en V de la bordure orientale humide		Gneiss et granites	Kaolinite + illite	Lixisols	Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos	Conditions hydroclimatiques favorables aux cultures pluviales.	Pentes fortes (20 à 60 %) ; risques élevés d'érosion ; basse fertilité des Lixisols.				
	Pentes fortes/vallées en V de la bordure occidentale semi-aride								Leptosols / Lixisols	Neossolos Litólicos / Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos	Fertilité chimique naturelle moyenne à élevée des Leptosols.	Pentes fortes (20 à 60 %) ; risques élevés d'érosion ; affleurements fréquents.
	Reliefs résiduels de type Inselberg								Leptosols	Neossolos Litólicos	Écotourisme ; carrières dans les granites, quartzites et dolomies.	Pentes fortes (20 à 60 %) ; affleurements rocheux omniprésents.
SERTÃO	Basse plaine à inselbergs	Interfluvius du piémont oriental sub-humide		BISIALTISATION Smectite + illite + kaolinite	Lixisols	Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos	Conditions hydroclimatiques favorables aux cultures pluviales.	Basse fertilité chimique naturelle des Lixisols.				
		Interfluvius de la plaine semi-aride							Luvissols / Cambissols	Luvissolos / Cambissolos	Fertilité élevée des sols ; aptitude pour la culture pluviale ou irriguée.	Pierrosité élevée ; irrégularité des précipitations ; faible réserve utile du sol.
	Bas-fonds plats à excès d'eau temporaire				Planosols	Planossolos	Pentes faibles à nulles (< 1 %) ; aptitude pour le carnaúba ; carrières.	Risques élevés de sodatation des sols ; risques saisonniers d'inondation.				
		Formations détritiques néogènes (Barreiras)							Conglomérats et sédiments sablo-argileux	MONOSIALTISATION "HÉRITÉE"	Lixisols	Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos
TABULÉRIOS	Bas plateaux sédimentaires	Couvertures de sables éoliens pléistocènes	Sables	Pas ou peu d'altération	Arenossols	Neossolos Quartzarénicos	Pentes faibles à nulles (< 1 %) ; aptitude pour l'anacardier ; sablières.	Acidité forte des sols sableux ; infiltration forte, très faible réserve utile.				

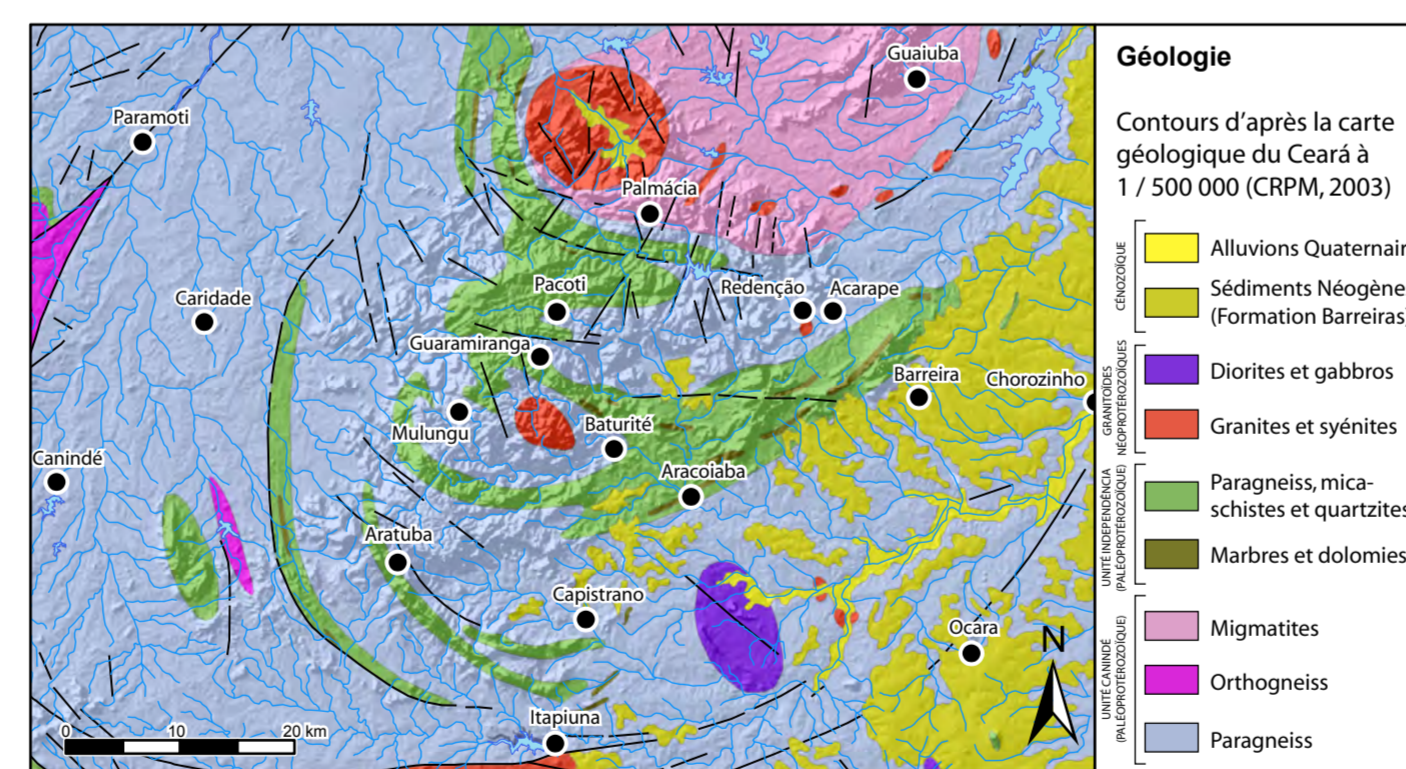
(1) : Processus d'altération géochimique dominant ; (2) : Minéraux argileux caractéristiques



### Oro-hydrographie

Altitudes (m) dérivées du modèle numérique de terrain SRTM 90 (USGS)

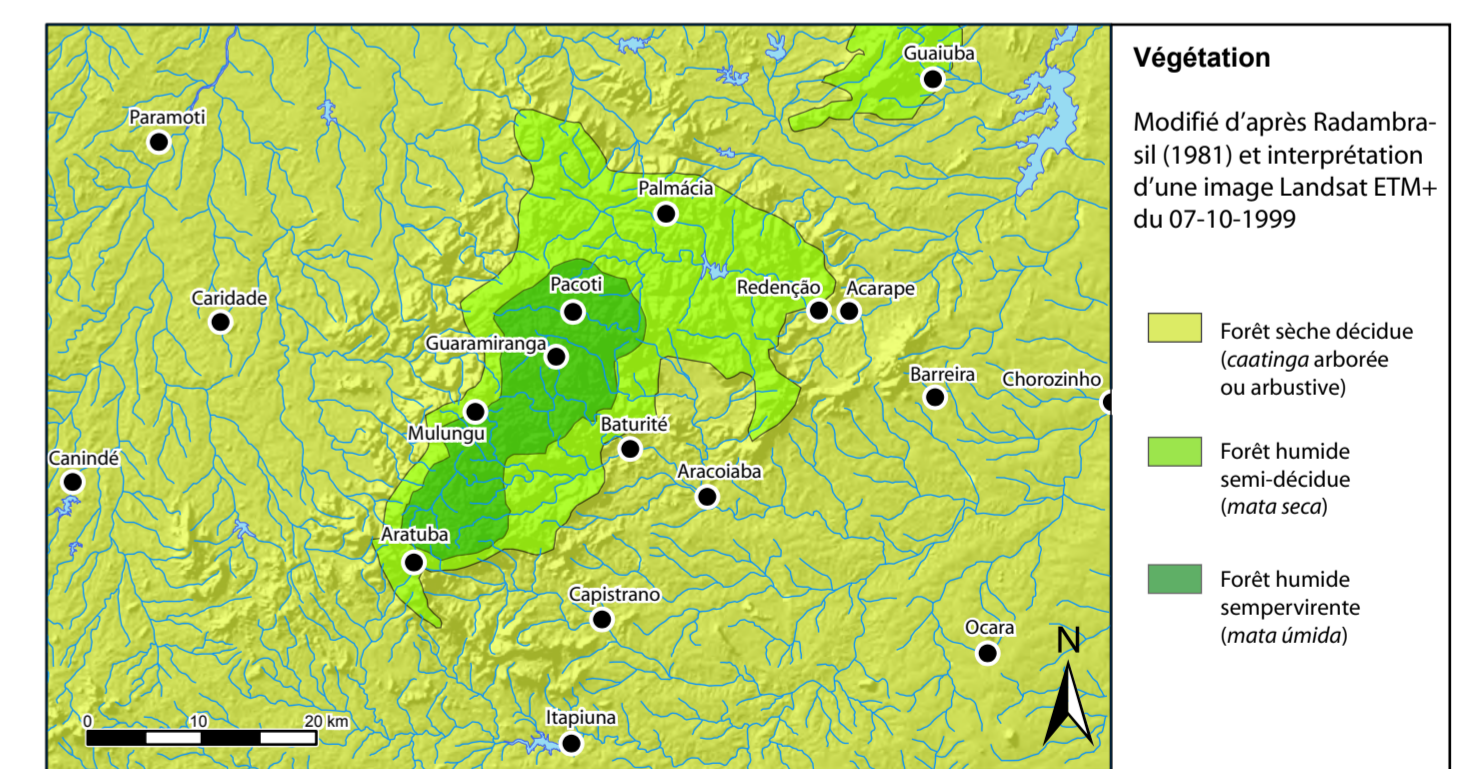
- 0 - 100 m
- 100 - 200 m
- 200 - 300 m
- 300 - 400 m
- 400 - 500 m
- 500 - 600 m
- 600 - 700 m
- 700 - 800 m
- 800 - 900 m
- 900 - 1000 m
- 1000 - 1115 m



### Géologie

Contours d'après la carte géologique du Ceará à 1 / 500 000 (CRPM, 2003)

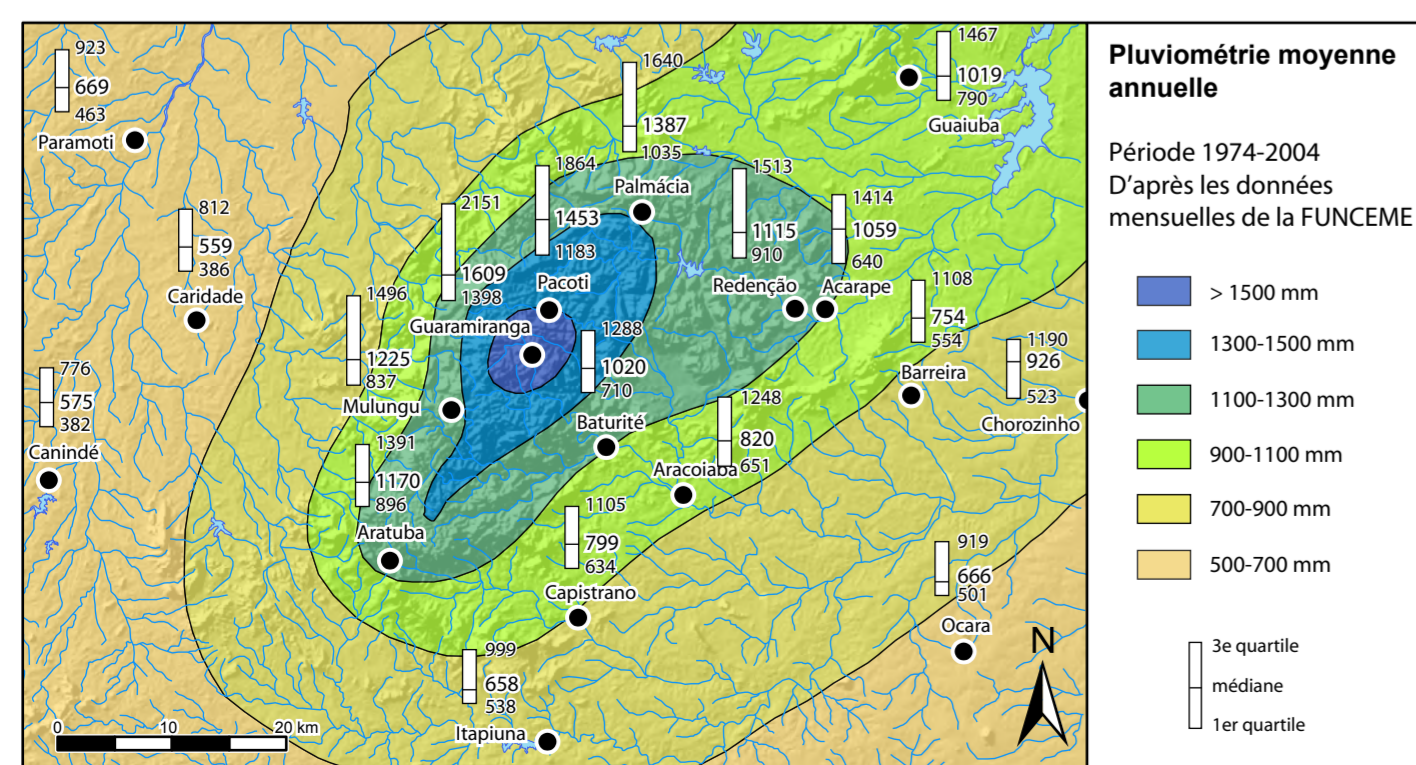
- Alluvions Quaternaires
- Sédiments Néogènes (Formation Barreiras)
- Diorites et gabbros
- Granites et syénites
- Paragneiss, mica-schistes et quartzites
- Marbres et dolomies
- Migmatites
- Orthogneiss
- Paragneiss



### Végétation

Modifié d'après Radambrasil (1981) et interprétation d'une image Landsat ETM+ du 07-10-1999

- Forêt sèche décidue (coatinga arboree ou arbustive)
- Forêt humide semi-décidue (mata seca)
- Forêt humide sempervivente (mata úmida)

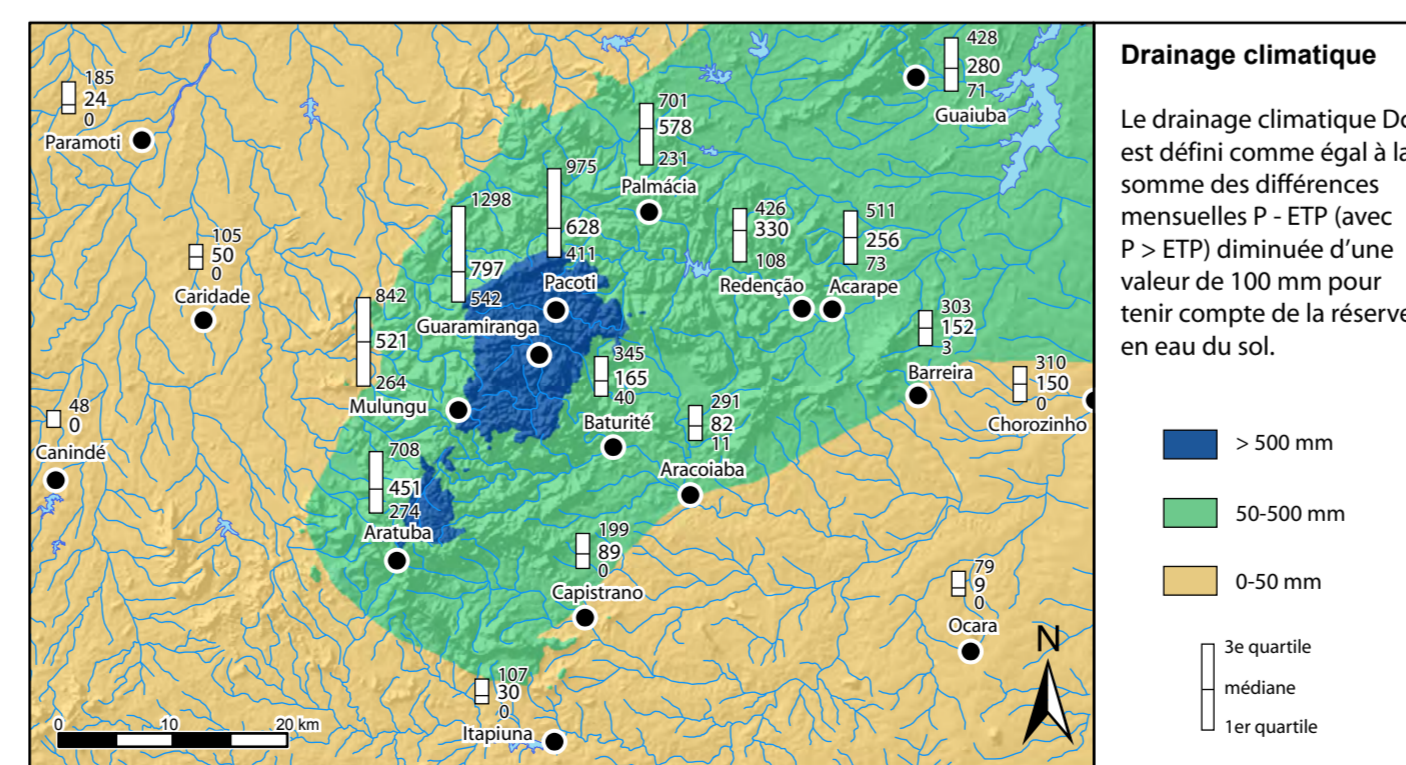


### Pluviométrie moyenne annuelle

Période 1974-2004  
D'après les données mensuelles de la FUNCEME

- > 1500 mm
- 1300-1500 mm
- 1100-1300 mm
- 900-1100 mm
- 700-900 mm
- 500-700 mm

3e quartile  
médiane  
1er quartile

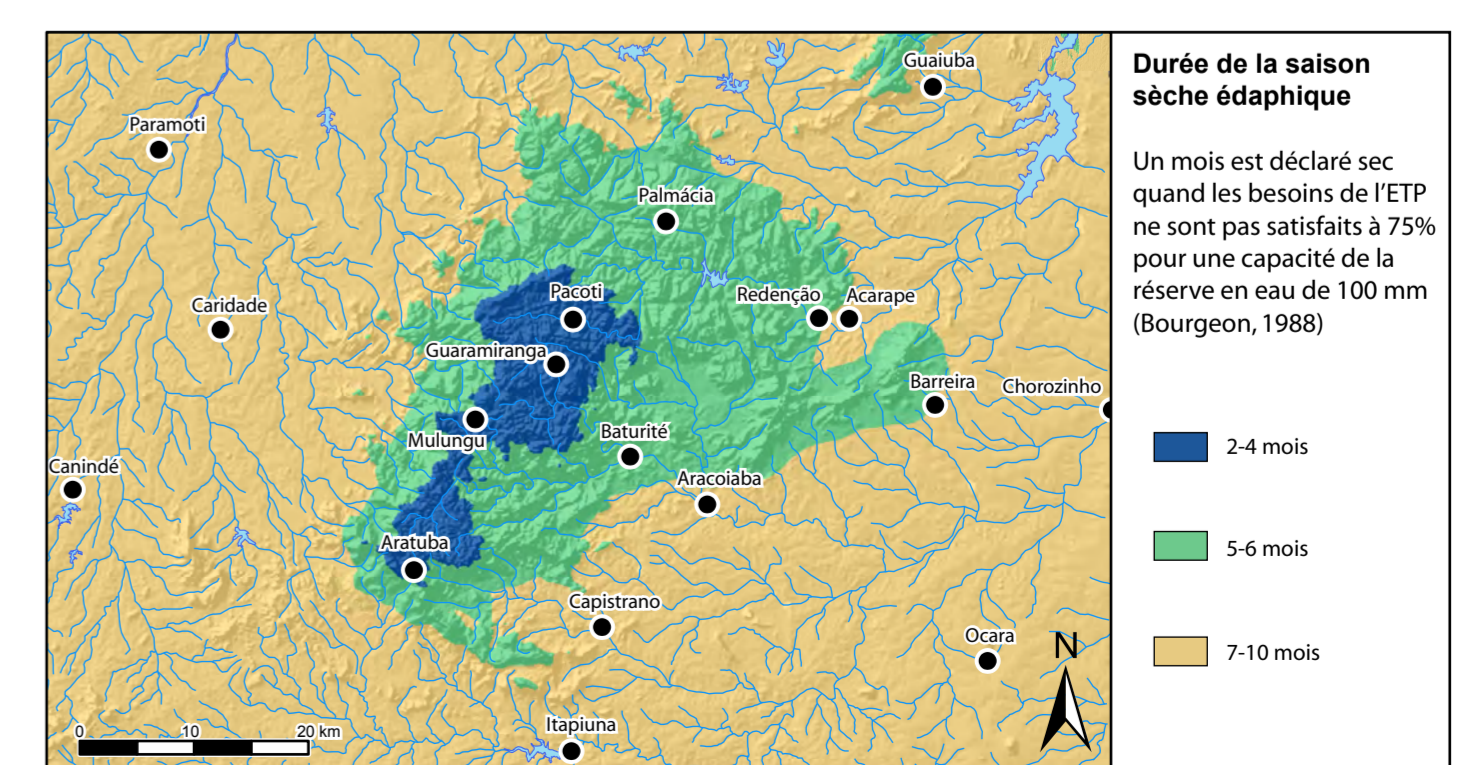


### Drainage climatique

Le drainage climatique Dc est défini comme égal à la somme des différences mensuelles P - ETP (avec P > ETP) diminuée d'une valeur de 100 mm pour tenir compte de la réserve en eau du sol.

- > 500 mm
- 50-500 mm
- 0-50 mm

3e quartile  
médiane  
1er quartile



### Durée de la saison sèche édaphique

Un mois est déclaré sec quand les besoins de l'ETP ne sont pas satisfaits à 75% pour une capacité de la réserve en eau de 100 mm (Bourgeon, 1988)

- 2-4 mois
- 5-6 mois
- 7-10 mois