

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches

présenté par

François Bétard

Géodiversité, biodiversité et patrimoines environnementaux

De la connaissance à la conservation et à la valorisation

Volume 2

Annexes : curriculum vitae détaillé et production scientifique et académique

Membres du jury

Marie-Françoise André, Professeure émérite à l'université Clermont Auvergne, *rapportrice*

Gilles Arnaud-Fassetta, Professeur à l'université Paris-Diderot, *garant et rapporteur*

Frédéric Bertrand, Professeur à l'université Paris-Sorbonne, *examineur*

Patrick De Wever, Professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, *examineur*

Christian Giusti, Professeur à l'université Paris-Sorbonne, *examineur*

Heidi Megerle, Professeure à l'université de Rottenburg, Allemagne, *examinatrice*

Emmanuel Reynard, Professeur à l'université de Lausanne, Suisse, *rapporteur*

Université Paris-Diderot
Université Sorbonne Paris Cité
UMR 8586 PRODIG

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches

présenté par

François Bétard

Géodiversité, biodiversité et patrimoines environnementaux

De la connaissance à la conservation et à la valorisation

Volume 2

***Annexes : curriculum vitae détaillé
et production scientifique et académique***

Membres du jury

Marie-Françoise André, Professeure émérite à l'université Clermont Auvergne, *rapportrice*

Gilles Arnaud-Fassetta, Professeur à l'université Paris-Diderot, *garant et rapporteur*

Frédéric Bertrand, Professeur à l'université Paris-Sorbonne, *examineur*

Patrick De Wever, Professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, *examineur*

Christian Giusti, Professeur à l'université Paris-Sorbonne, *examineur*

Heidi Megerle, Professeure à l'université de Rottenburg, Allemagne, *examinatrice*

Emmanuel Reynard, Professeur à l'université de Lausanne, Suisse, *rapporteur*

HDR soutenue le 29 novembre 2017

Illustration de couverture : La « Monument Valley » du Ceará (région de Quixadá, Nordeste brésilien). Inscrit dans un vaste complexe intrusif aux lithologies variées (faciès monzogranitiques à leucocrates), ce champ d'inselbergs granitiques est l'un des plus remarquables du Brésil, par la dimension monumentale de ses reliefs et l'immense variabilité des formes à différents niveaux scalaires (du tor granitique à l'inselberg canneluré et creusé de mégataffoni). Élément du géopatrimoine national brésilien, le champ d'inselbergs de Quixadá fait partie des sites majeurs recensés dans l'inventaire national des géosites coordonné par la SIGEP (Commission brésilienne des sites géologiques et paléontologiques). Doté d'une forte valeur culturelle associée à un intérêt historique (vestiges hydrauliques autour de l'Açude Pedro datant du XIX^e siècle) et préhistorique (site archéologique, peintures rupestres), ce site figure depuis 2015 sur la liste indicative du patrimoine mondial de l'UNESCO. © F. Bétard, 23 mai 2006.

Sommaire

1. Parcours – <i>curriculum vitae</i> détaillé	5
1.1. PARCOURS UNIVERSITAIRE	5
1.2. PARCOURS PROFESSIONNEL	6
1.3. PRIX, DISTINCTION	6
1.4. ACTIVITES SCIENTIFIQUES ET ANIMATION DE LA RECHERCHE	6
1.5. RESPONSABILITES ADMINISTRATIVES ET SCIENTIFIQUES	8
1.6. ACTIVITES D’ENCADREMENT	9
1.7. ACTIVITES D’ENSEIGNEMENT ET PEDAGOGIE	14
1.8. PARTICIPATIONS A DES JURYS	17
1.9. RELATIONS AVEC LA SOCIETE CIVILE	18
1.10. RELATIONS ET COLLABORATIONS INTERNATIONALES	19
2. Production scientifique et académique.....	21
2.1. PUBLICATIONS DANS DES REVUES ET OUVRAGES.....	21
2.2. COMMUNICATIONS ORALES ET PAR POSTER.....	27
2.3. VULGARISATION SCIENTIFIQUE ET VALORISATION GRAND PUBLIC	32
3. Sélection et recueil de publications.....	33
3.1. THEME 1 : GEOMORPHOLOGIE ET EVOLUTION DES PAYSAGES A LONG TERME	37
3.2. THEME 2 : SOLS ET ZONE CRITIQUE : DE LA CARACTERISATION A LA GESTION	139
3.3. THEME 3 : GEODIVERSITE, BIODIVERSITE ET PATRIMOINES ENVIRONNEMENTAUX	211
TABLE DES MATIERES.....	315

1. Parcours – *curriculum vitae* détaillé

François BÉTARD

Né le 12/01/1980 à Fontenay-le-Comte
Vie maritale, 1 enfant
6, résidence du Château de Courcelle
91190 Gif-sur-Yvette

Adresse institutionnelle : Université Paris-Diderot (Paris 7) – Sorbonne Paris Cité
UFR Géographie, Histoire, Économie et Sociétés (GHES)
Laboratoire PRODIG, UMR 8586
Case courrier 7001 – 75205 Paris cedex 13
Site web personnel : <http://francois.betard.free.fr/>

1.1. Parcours universitaire

2007 **Doctorat de Géomorphologie** : relief, dynamique de la surface, risques naturels, Université Paris-Sorbonne, *mention Très Honorable avec les félicitations du jury à l'unanimité.*

Titre de la thèse : *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.*

Direction de thèse / Comité de pilotage : Jean-Pierre PEULVAST, Professeur à l'Université Paris-Sorbonne, Vanda CLAUDINO SALES, Professeure à l'Université Fédérale du Ceará (Fortaleza, Brésil) et Yanni GUNNELL, Maître de Conférences HDR à l'Université Paris-Diderot.

Date et lieu de soutenance : le 7 décembre 2007 au campus CNRS de Meudon-Bellevue.

Devant le jury composé de :

- Gérard BOURGEON, Ingénieur de recherche au CIRAD
- Vanda CLAUDINO SALES, Professeure à l'Université Fédérale du Ceará
- Monique FORT, Professeure à l'Université Paris-Diderot (Rapportrice)
- Yanni GUNNELL, Maître de Conférences HDR à l'Université Paris-Diderot
- Yannick LAGEAT, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale (Rapporteur)
- Jean-Pierre PEULVAST, Professeur à l'Université Paris-Sorbonne

2003 **DEA de Géomorphologie** : relief, dynamique de la surface, risques naturels, Université Paris 12-Val de Marne, *mention Très Bien (classé 1^{er}).*

2002 **Maîtrise de Géographie**, Université de Nantes, *mention Très Bien.*

2001 **Licence de Géographie**, Université de Nantes, *mention Bien.*

2000 **DEUG Sciences Humaines et Sociales, Mention Géographie**, Centre Départemental de Formations Supérieures de la Roche-sur-Yon, antenne de l'Université de Nantes, *mention Assez Bien.*

1.2. Parcours professionnel

- Depuis 2010 **Maître de Conférences** à l'Université Paris-Diderot, UFR Géographie, Histoire, Économie et Sociétés (GHES).
- 2008-2010 **Cartographe et chargé de cours** à l'Université Paris-Est Créteil, UFR Lettres et Sciences Humaines.
- 2006-2008 **Attaché temporaire d'enseignement et de recherche (ATER)** à l'Université Paris-Sorbonne, UFR Géographie et Aménagement.
- 2003-2006 **Allocataire de recherche-moniteur** à l'Université Paris-Sorbonne, UFR Géographie et Aménagement.

1.3. Prix, distinction

- 2009 **Prix de l'Innovation Doctorale en Géographie** (décerné par la Société de Géographie) pour la thèse de doctorat intitulée : *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.*

1.4. Activités scientifiques et animation de la recherche

■ Thèmes de recherche / domaines d'expertise

- Géomorphologie, altérations et sols.
- Relations géosphère-biosphère : liens structurels et fonctionnels entre géodiversité et biodiversité.
- Inventaire, conservation et valorisation du géopatrimoine et du biopatrimoine.
- Aléas et risques naturels dans les montagnes et plateaux tropicaux.
- Gestion durable de l'eau, des sols et de la biomasse en milieu rural tropical.

■ Direction et participation à des programmes de recherche internationaux

- 2013-2017 **Paléogéomorphologie du Massif de Deseado (Province de Santa Cruz, Argentine).** Programme de coopération CONICET (Argentine) – Université Paris-Diderot (financement : CONICET). Coordination : Jorge Rabassa (CADIC-CONICET, Ushuaia) et François Bétard (Univ. Paris-Diderot).
- 2013-2016 **ANR SAMCO (Society Adaptation for coping with Mountain risks in a global change COntext).** Programme ANR piloté par le BRGM, en collaboration avec LIVE (CNRS, Université de Strasbourg), l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, GEODE (CNRS, Université de Toulouse Le Mirail), PIRSTEA, PRODIG (CNRS, Universités Paris 1, Paris 4, Paris 7, EPHE, IRD) et la société Géo-Hyd (45).

- 2008-2013 **Géodiversité, aléas et risques naturels dans le Géoparc Araripe et autour de la ville de Crato (Ceará, Brésil)**. Programme collectif de recherches coordonné par J.-P. Peulvast (Paris 4), UMR CNRS 8591 / Université Régionale du Cariri (Crato, Brésil).
- 2003-2008 **Évolution quantifiée du relief et morphopédologie dans le NE brésilien (Ceará)**. Programme de coopération interuniversitaire entre l'Université Paris-Sorbonne (Paris 4) et l'Université Fédérale du Ceará (UFC, Fortaleza, Brésil). Coordination : Jean-Pierre Peulvast (Paris 4) et Vanda Claudino Sales (UFC).

■ Organisation de colloques et manifestations scientifiques

- Membre du comité d'organisation de la **8^e Conférence Internationale de Géomorphologie** (IAG Paris 2013), Paris, 27-31 août 2013 (1542 participants de 74 pays différents, 865 communications orales réparties dans 27 sessions, 14 excursions).
- Co-organisateur (avec Yann Le Drézen) des **13^e Journées des Jeunes Géomorphologues du GFG** (Groupe Français de Géomorphologie), Paris, 11-12 janvier 2013 (52 participants, 21 communications orales réparties dans 4 sessions).
- Co-organisateur (avec Monique Fort) d'une **séance thématique de l'AGF** (Association de Géographes Français) sur le thème « *Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds* », Paris, 14 décembre 2013 (40 participants, 11 communications orales).
- Co-organisateur (avec Dominique Sellier) d'une **séance thématique de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG** (Comité National Français de Géographie) sur le thème « *Conditions et moyens de la mise en valeur pédagogique et touristique des géomorphosites* », Paris, 13 décembre 2014 (25 participants, 9 communications orales).

■ Réseaux de recherche et sociétés savantes

- Depuis 2017 **Membre d'Honneur** de l'*Association pour l'Étude et la Sauvegarde des Sites Fossilifères et Géologiques* (AESSFG).
- Depuis 2015 **Membre du « Working Group on Landform Assessment for Geodiversity »** de l'*International Association of Geomorphologists* (IAG).
- Depuis 2013 **Membre du « Working Group on Geomorphosites »** de l'*International Association of Geomorphologists* (IAG).
- Depuis 2013 **Membre** de l'*Association pour la Caractérisation et l'Étude des Entomocénoses* (ASCETE).
- Depuis 2010 **Membre de la Commission « Patrimoine géomorphologique »** du *Comité National Français de Géographie* (CNFG).
- Depuis 2009 **Membre** de la *Société de Géographie*.
- Depuis 2008 **Membre de la Commission des « Espaces Tropicaux et de leur développement »** du *Comité National Français de Géographie* (CNFG).
- Depuis 2005 **Membre** du *Groupe Français de Géomorphologie*.

1.5. Responsabilités administratives et scientifiques

■ Responsabilités administratives et fonctions électives

- Depuis 2016 **Membre de la Commission Pédagogique et du Conseil de Perfectionnement de l'UFR GHES** (Géographie, Histoire, Économie et Sociétés) de l'Université Paris-Diderot.
- Depuis 2014 **Membre élu à la CFVU** (Commission de la Formation et de la Vie Universitaire) de l'Université Paris-Diderot.
- Depuis 2014 **Membre nommé au Conseil Académique** en formation restreinte de l'Université Paris-Diderot.
- Depuis 2014 **Membre de la Commission des Postes** de l'Université Paris-Diderot.
- Depuis 2014 **Secrétaire du GFG** (Groupe Français de Géomorphologie).
- Depuis 2013 **Responsable pédagogique de la Licence Mention Géographie et Aménagement** de l'Université Paris-Diderot.
- Depuis 2012 **Membre élu du Conseil d'Administration du GFG** (Groupe Français de Géomorphologie) – Réélu pour quatre ans en 2016.
- 2012-2014 **Secrétaire de la FFG** (Fédération Française de Géosciences).
- 2012-2014 **Membre élu du Conseil d'Administration de la FFG** (Fédération Française de Géosciences).

■ Responsabilités scientifiques et activités d'intérêt collectif

- Depuis 2017 **Membre de la Commission Régionale du Patrimoine Géologique** (CRPG) d'Île-de-France (nomination officielle au dernier trimestre 2017 par Arrêté préfectoral).
- Depuis 2017 **Membre du Comité Scientifique** du Géoparc mondial UNESCO Araripe (Brésil).
- 2017-2018 **Membre du Comité Technique** de préfiguration d'une Opération Grand Site sur le périmètre classé des Vaux-de-Cernay (Yvelines).
- 2016-2017 **Membre du Comité Scientifique** pour l'aménagement et la mise en valeur du géosite de Cuise-la-Motte – stratotype du Cuisien (Oise).
- 2015-2017 **Membre du Comité de Pilotage** pour l'élaboration du plan de gestion ENS du site géologique du Guépelle (Val d'Oise).
- Depuis 2016 **Co-responsable du groupe « Orthoptères »** et co-gestionnaire de la base de données en ligne pour les taxons orthoptéroïdes des *Naturalistes Vendéens*.

Depuis 2014 **Membre du Conseil Scientifique** du Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse.

Depuis 2014 **Membre du comité de rédaction** de la revue *Annales de Géographie*.

Depuis 2012 **Membre du comité de lecture** de la revue *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.

■ Activités de relecture / expertise d'articles

Année	Nombre d'articles expertisés	Revue ayant sollicité l'expertise
2010	1	<i>Géomorphologie : relief, processus, environnement</i>
2011	2	<i>Géocarrefour</i> <i>Journal of Maps</i>
2012	4	<i>Geochemistry, Geophysics, Geosystems</i> <i>Géomorphologie : relief, processus, environnement</i> <i>Journal of Maps</i> <i>Norois</i>
2013	3	<i>Annales de Géographie</i> <i>Géomorphologie : relief, processus, environnement</i> <i>Marine Geology</i>
2014	2	<i>Geomorphology</i> <i>Géomorphologie : relief, processus, environnement</i> (CR ouvrage)
2015	2	<i>Polish Journal of Ecology</i> <i>Journal of Alpine Research</i> (CR ouvrage)
2016	4	<i>Géomorphologie : relief, processus, environnement</i> <i>Norois</i> <i>The Canadian Geographer</i> <i>Zeitschrift für Geomorphologie</i>
2017	2	<i>Catena</i> <i>Revue d'Écologie (Terre et Vie)</i>

1.6. Activités d'encadrement

■ Co-direction de thèses

- 2011-2018 : Alexandra de Oliveira Magalhães, *Aléas et risques naturels au Brésil et en France. Approche géographique comparative appliquée à la région du Cariri (communes de Crato et Barbalha), Ceará*. Thèse de Doctorat de Géographie, Université Paris-Diderot (sous la direction de Monique Fort). Soutenance programmée en 2018.
- 2014-2018 : Rémi de Matos-Machado, *Archéo-géomorphologie d'un champ de bataille de la Première Guerre Mondiale : l'exemple de la forêt domaniale de Verdun (Meuse, France). Implications pour la conservation et la valorisation patrimoniale des paysages de guerre*. Thèse de Doctorat de Géographie, Université Paris-Diderot (sous la direction de Gilles Arnaud-Fassetta). Soutenance programmée en 2018.
- 2015- : Maria de Lourdes Carvalho Neta, *Geoconservação no Geopark Araripe/CE a partir de uma abordagem geomorfológica da paisagem*. Thèse de Doctorat de Géographie, Doctorat Sandwich entre l'Universidade Federal de Pernambuco, Recife, et l'Université Paris-Diderot (sous la direction de Antônio Carlos de Barros Corrêa).

■ Comité de suivi de thèse

- 2016- : Mathilde Resch, *La gestion du risque de pollution de la ressource en eau dans les grandes métropoles. Le cas de la ville de Paris*. Thèse de Doctorat de Géographie, Université Paris-Diderot (sous la direction de Gilles Arnaud-Fassetta et Émilie Lavie).

■ Direction de mémoires de recherche en Master

Les travaux de master ayant fait l'objet d'une valorisation scientifique (sous forme de publication ou de communication dans un colloque) sont précisés, le cas échéant.

En M2

- 2015-2016 : Magali Pattedoie, *Intégrer les risques naturels à la valorisation du géopatrimoine dans le cadre du Géoparc des Alpes Cottiennes. Exemple d'application dans le PNR du Queyras (Alpes du Sud)*. Master 2 GST (Géographie et Sciences des Territoires), spécialité Dynarisk.
- 2015-2016 : Marine Leroux, *Part respective des facteurs climatiques et anthropiques dans l'évolution récente du récif corallien de l'île de Sainte-Anne (Seychelles)*. Master 2 GST, spécialité Dynarisk.
- 2015-2016 : Nikita Frison-Bruno, *La Côte de Lumière. Approche multi-risques du littoral vendéen et perception de la population face à ces risques : le cas de la commune de Jard-sur-Mer (Vendée, France)*. Master 2 GST, spécialité Dynarisk.
- 2014-2015 : Louise Roulleau, *Évaluation et cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain. Application dans le bassin versant du Guil (Queyras, Alpes du Sud, France)*. Master 2 GST, spécialité Dynarisk (co-direction : Candide Lissak).
 - ⇒ Valorisation de la recherche : poster scientifique présenté au congrès EGU 2016 à Vienne (Roulleau *et al.*, 2016).
- 2013-2014 : Rémi de Matos-Machado, *Apports de la télédétection LiDAR à l'étude géomorphologique d'un champ de bataille de la Première Guerre mondiale. Exemple de la forêt domaniale de Verdun (Meuse)*. Master 2 GST, spécialité EDMR (co-direction : Clélia Bilodeau).
 - ⇒ Valorisation de la recherche : article publié dans la revue *ÉchoGéo* (De Matos-Machado *et al.*, 2016), plusieurs posters et communications scientifiques présentés pendant l'année du M2, poursuite en thèse.
- 2013-2014 : Adrien Tassel, *Les tremblements de terre côtiers : une perspective mondiale à partir des leçons apprises à une échelle locale*. Master 2 GST, spécialité EDMR (co-direction : Christopher Gomez).
- 2013-2014 : Fanny Lepage, *Dans quelle mesure est-il possible de procéder au non-labour en Puisaye grâce à une approche agroécologique ?* Master 2 GST, spécialité EDMR (co-direction : Stéphane Cordier).
- 2012-2013 : Clément Piel, *Évaluation et cartographie de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain. Application à la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de Janeiro, Brésil)*. Master 2 GST, spécialité EDMR (co-direction : Nicolas Delbart).
 - ⇒ Valorisation de la recherche : communication orale lors d'une séance de l'AGF et article publié dans la revue *BAGF-Géographies* (Bétard *et al.*, 2014).

En M1

- 2016-2017 : Nicolas Margery, *Inventaire, sélection et évaluation des géomorphosites potentiels sur le territoire du futur PNR Rance/ Côte d'Emeraude (Bretagne)*. Master 1 GST, spécialité Environnement.
- 2016-2017 : Éliisa Lampin, *Perceptions des patrimoines environnementaux et culturels des terrils de l'agglomération Lens-Liévin (Hauts-de-France)*. Master 1 GST, spécialité Environnement.
- 2015-2016 : Hélène Abekhzher, *Cartographie de la géodiversité dans l'Etat du Ceará (Brésil) par une approche SIG*. Master 1 GST, spécialité Environnement.
- 2015-2016 : Mathias Marie, *Relations entre géologie et végétation dans le PNR des Causses du Quercy : approche par télédétection*. Master 1 GST, spécialité TGAE (co-direction : Nicolas Delbart).
- 2014-2015 : Magali Pattedoie, *La valorisation du géopatrimoine à travers une mise en réseau innovante des géosites. Application du concept PPF dans le Geopark des Bauges (Préalpes du Nord)*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Fabien Hobléa).
- 2013-2014 : Louise Roulleau, *Cartographie d'inventaire et dynamique des mouvements de versant dans le bassin-versant du Guil (Hautes-Alpes, France)*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Candide Lissak).
- 2013-2014 : Gaëlle Sutton, *Les débâcles glaciaires et les risques associés*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Richard Laganier).
- 2013-2014 : Maëlle Rosenthal, *Spatialisation et analyse de la biomasse de la forêt amazonienne*. Master 1 GST, spécialité TGAE (co-direction : Nicolas Delbart).
- 2012-2013 : Rémi de Matos-Machado, *Impacts de la Première Guerre Mondiale sur le milieu naturel dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apports d'une approche anthropo-géomorphologique à la compréhension des polémosystèmes*. Master 1 GST, spécialité Environnement.
- 2012-2013 : Marouen Ben Jrad, *Etude de l'impact des sécheresses dans le Nordeste brésilien : approche par télédétection*. Master 1 GST, spécialité TGAE (co-direction : Nicolas Delbart).
- 2012-2013 : Atanas Raychev, *Le changement climatique et les grands fleuves en Sibérie, l'Ob, l'Ienisseï et la Léna : étude diachronique (1973-2011) à partir des images Landsat*. Master 1 GST, spécialité TGAE (co-direction : Nicolas Delbart).
- 2011-2012 : Lawrency de Albuquerque, *La susceptibilité des versants aux glissements de terrain : les morros du quartier Cobab-Recife (Brésil)*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Etienne Cossart).
- 2010-2011 : Pauline Afflatet, *Relief et patrimoine géomorphologique du Parc National des Cévennes*. Master 1 GST, spécialité Environnement.
- 2010-2011 : Louise Guillet, *Le patrimoine géomorphologique du Parc Naturel Régional des Marais du Cotentin et du Bessin*. Master 1 GST, spécialité Environnement.
 - ⇒ Valorisation de la recherche : poster scientifique présenté lors des 13^e Journées des Jeunes Géomorphologues à Strasbourg (Guillet et Bétard, 2012).

■ Suivi pédagogique de stages de Master réalisés dans une structure extérieure à l'Université

En M2

- 2015-2016 : Benoît Friconnet, *Ruissellement érosif et rôle des dispositifs d'hydraulique douce pour lutter contre les coulées d'eaux boueuses. Ettendorf (Bas-Rhin, 67)*. Master 2 GST, spécialité Dynarisk (co-direction : Vincent Viel).
⇒ Stage à l'ARAA (Association pour la Relance Agronomique en Alsace), Strasbourg.
- 2014-2015 : Gaëlle Sutton, *Politiques de restauration écologique et de prévention des risques d'inondation dans le bassin de la Maine : entre contradictions et synergies*. Master 2 GST, spécialité Dynarisk.
⇒ Stage au laboratoire L2G de l'ESGT (Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes), Le Mans.
- 2011-2012 : Virginie Serieyx, *Valorisation du patrimoine naturel et étude de la biodiversité du marais de Larchant : mise en place du SIG de l'observatoire de la RNR*. Master 2 GST, spécialité EDMR (co-direction : Malika Madelin).
⇒ Stage à l'ARNML (Association de la Réserve Naturelle du Marais de Larchant).
- 2011-2012 : Louise Guillet, *Le Marais de Larchant et son environnement géomorphologique (Seine-et-Marne). Contribution à la connaissance de l'histoire du relief et perspectives de valorisation du patrimoine géomorphologique dans le cadre de la RNR du marais de Larchant*. Master 2 GST, spécialité EDMR (co-direction : Malika Madelin).
⇒ Stage à l'ARNML (Association de la Réserve Naturelle du Marais de Larchant).

En M1

- 2014-2015 : Benoît Friconnet, *Étude de l'aléa « chute de blocs » à Vars (05) : propagation, trajectographie et analyse rétrospective*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Franck Bourrier).
⇒ Stage à l'IRSTEA (Institut de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture, ex-CEMAGREF), Grenoble.
- 2014-2015 : Antonin Ouaniche, *Étude d'un service écosystémique de protection des littoraux contre les risques de submersion marine. L'exemple des cordons coquillers du secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Samuel Etienne).
⇒ Stage au Laboratoire de Géomorphologie et Environnement Littoral de l'EPHE (École Pratique des Hautes Études), Dinard.
- 2013-2014 : Hélène Guyomard, *Les anthroposols des enclos de reboisement de l'allée royale du Bois de Vincennes : caractérisation, évolution et relation avec les peuplements végétaux*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Étienne Grésillon).
⇒ Stage au laboratoire d'agronomie de la DEVE (Direction des Espaces Verts et de l'Environnement) de la mairie de Paris.
- 2013-2014 : Marion Barat, *Biodiversité floristique et dynamiques des roselières du marais de Larchant*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Étienne Grésillon).
⇒ Stage à l'ARNML (Association de la Réserve Naturelle du Marais de Larchant).

- 2013-2014 : Hashem Bouhamidi, *Génération d'un modèle numérique de terrain à haute résolution par stéréophotogrammétrie. Application à la carrière de Saint-Tronc (Marseille, Bouches-du-Rhône)*. Master 1 GST, spécialité TGAE (co-direction : Malika Madelin).
⇒ Stage en entreprise chez STI (Société Topographie Informatique), Evry.
- 2012-2013 : Manon Garandeau, *Site classé du Marais poitevin, quel avenir pour un monument paysager en évolution ?* Master 1 GST, spécialité Environnement.
⇒ Stage au Parc interrégional du Marais poitevin, Coulon.
- 2012-2013 : Alexis Colin, *Évaluation de la relation entre physico-chimie des eaux et répartition des espèces végétales dans le Marais de Larchant*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Emilie Lavie et Malika Madelin).
⇒ Stage à l'ARNML (Association de la Réserve Naturelle du Marais de Larchant).
- 2010-2011 : Marine Gil-Frasnier, *Étude des relations entre géomorphologie et sols forestiers en Guyane française*. Master 1 GST, spécialité Environnement (co-direction : Stéphane Cordier, Stéphane Guitet).
⇒ Stage à l'ONF (Office National des Forêts), Guyane Française, Kourou.

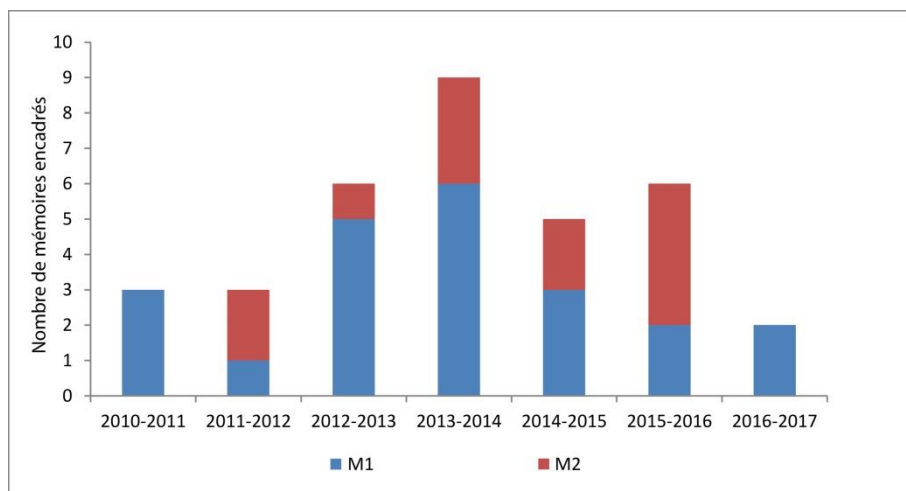


Figure 1.1 – Évolution du nombre de mémoires de master (M1 et M2) encadrés entre 2010 et 2017 en tant que Maître de conférences à l'université Paris-Diderot.



Figure 1.2 – Mission de terrain en forêt de Verdun dans le cadre de la co-direction de thèse de Rémi de Matos-Machado (au centre de la photo, au milieu d'un cratère d'obus).
© F. Bétard, 8 avril 2015.

1.7. Activités d'enseignement et pédagogie

■ Activités d'enseignement avant 2010 en tant qu'agent contractuel

La frise chronologique ci-dessous synthétise le bilan de l'expérience pédagogique acquise entre 2003 et 2010, avant d'être recruté comme Maître de conférences à l'université Paris-Diderot. Les enseignements dispensés au cours de ces sept années (623 h éq. TD) peuvent être regroupés en quatre catégories (figure 1.3) :

- Enseignements thématiques (72 %) ;
- Enseignements méthodologiques / outils (23 %) ;
- Préparation aux concours (2 %) ;
- Initiation à la recherche (3 %).

Les enseignements **en gras** indiquent la responsabilité du module ou une forte implication dans son organisation ou son montage.

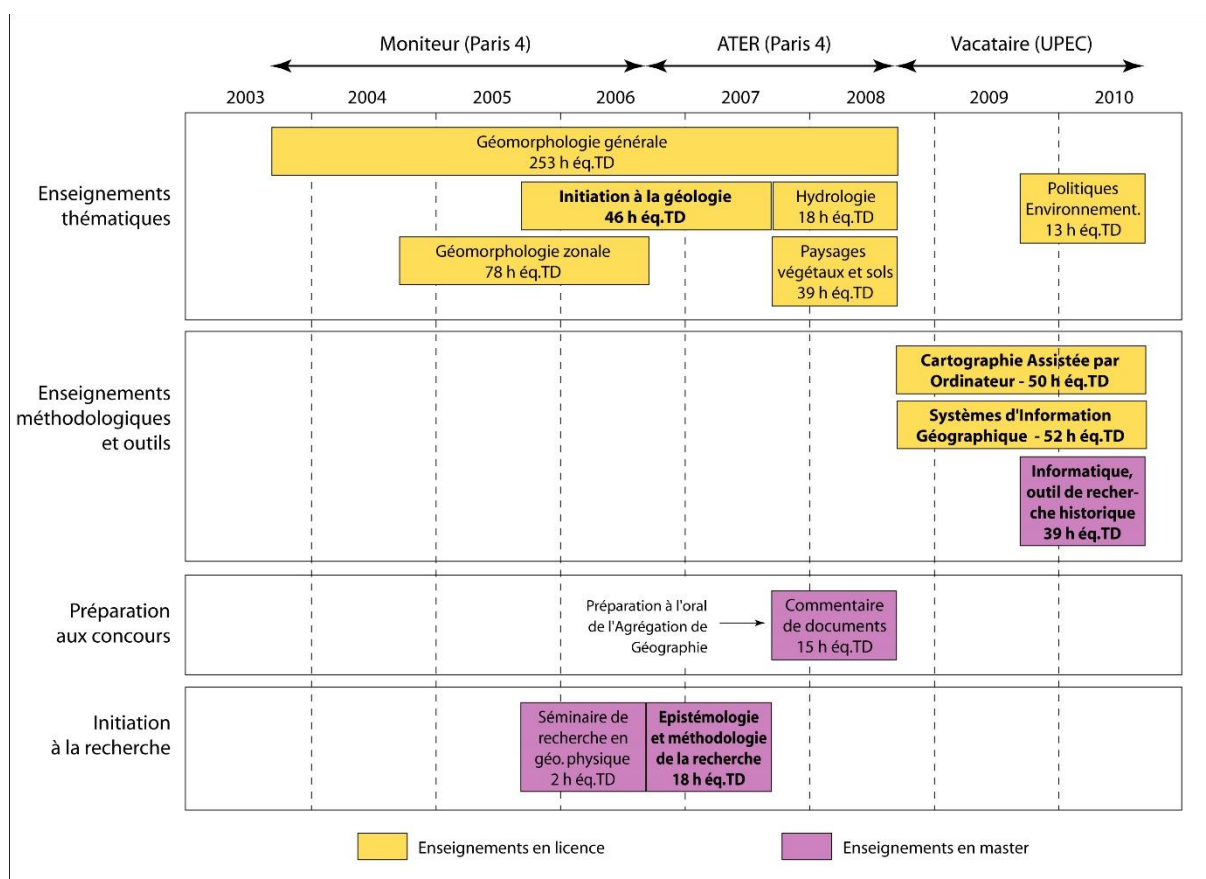


Figure 1.3 – Synthèse de mes activités d'enseignement avant 2010 en tant qu'agent contractuel (moniteur, ATER, vacataire).

Mes premières expériences d'enseignement ont été menées dans le cadre d'un **monitorat** de 3 ans effectué à l'UFR Géographie et Aménagement de l'université Paris-Sorbonne (Paris 4), suivi de 2 années d'**ATER** (à temps plein la seconde année) dans la même université. Entre 2008 et 2010, j'ai effectué des **vacations** d'enseignement à l'université Paris-Est Créteil (UPEC), en parallèle de mon emploi principal de cartographe, ce qui m'a notamment permis de développer les **enseignements d'outils** (cartographie assistée par ordinateur, systèmes d'information géographique, gestion de bases de données).

■ Activités d'enseignement depuis 2010 en tant que Maître de conférences

La frise chronologique ci-dessous synthétise le bilan de l'expérience pédagogique acquise depuis 2010, c'est-à-dire depuis mon recrutement comme Maître de conférences à l'université Paris-Diderot (Paris 7). Les enseignements dispensés au cours de ces sept dernières années (>1000 h éq. TD) peuvent être regroupés en cinq catégories (figure 1.4) :

- Enseignements thématiques (69 %) ;
- Enseignements méthodologiques / outils (6 %) ;
- Stages de terrain (15 %) ;
- Préparation aux concours (0,5 %) ;
- Initiation à la recherche (9 %).

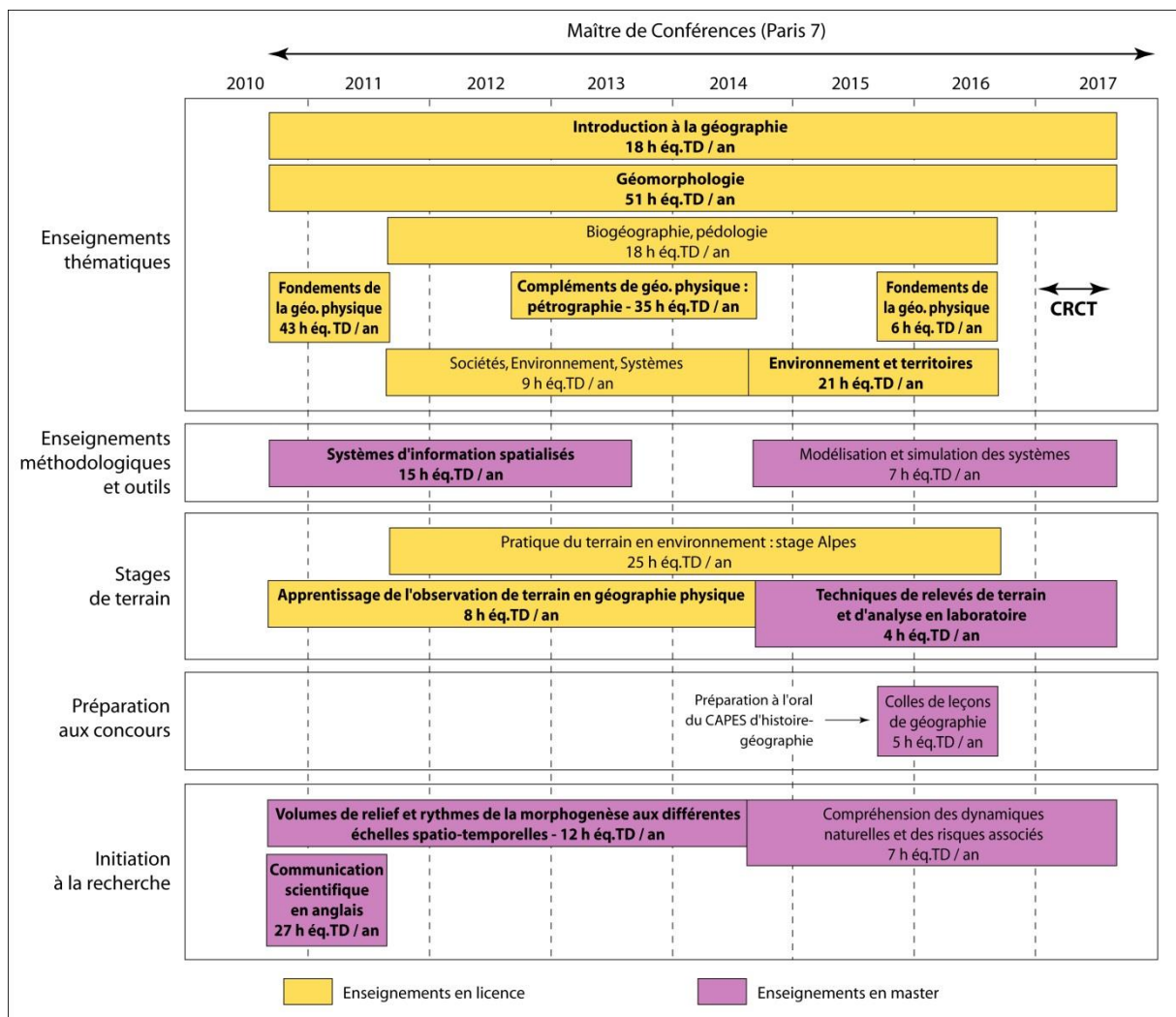


Figure 1.4 – Synthèse de mes activités d'enseignement sur la période 2010-2017 en tant que Maître de conférences à l'université Paris-Diderot.

La **pratique du terrain** (stages et sorties de terrain, y compris hors maquette) constitue un apport important de mes enseignements, en termes de pratiques pédagogiques, depuis mon recrutement comme Maître de conférences à l'université Paris-Diderot (figure 1.5). Cette pratique du terrain s'avère complémentaire des cours et travaux dirigés effectués en salle, et est devenue pour moi indispensable dans l'apprentissage d'une géographie « opérationnelle » de l'environnement.



Figure 1.5 – Organisation et encadrement de sorties et stages de terrain avec les étudiants en Licence et Master : quelques exemples. A : Sortie de terrain en Vallée de Chevreuse dans le cadre de l'UE « Géomorphologie » en L2 Géographie et aménagement (ici, commentaire de paysage depuis le belvédère du Château de la Madeleine à Chevreuse, Yvelines). © S. Puaud, 29 octobre 2013. B : Sortie de terrain dans le massif de Fontainebleau dans le cadre de l'UE « Apprentissage de l'observation de terrain en géographie physique » en L3 Géographie et aménagement, parcours environnement (ici, identification pétrographique et relevé botanique sur un bloc de grès à ciment calcaire – Roche Éponge, Seine-et-Marne). © F. Bétard, 5 octobre 2011. C, D et E : stage de terrain dans les Alpes du Sud dans le cadre de l'UE « Pratique du terrain » en L3 Géographie et aménagement, parcours environnement. C : Identification et réalisation d'un croquis d'interprétation d'une coulée de solifluxion dans la serpentinite altérée sur le versant sud du Chenaillet. © F. Bétard, 26 mai 2012. D : Levé de coupe sédimentologique dans une terrasse alluviale du Guil (dépôt de la crue de juin 1957) à Aiguilles, Queyras. © F. Bétard, 29 mai 2012. E : Vue panoramique sur le massif du Lasseron façonné dans les calcaires dolomitiques du Trias, depuis le Col des Douaniers. © F. Bétard, 27 mai 2014.

■ Participations à des projets pédagogiques USPC financés par l'IdEx

- 2015-2016 **Double-licence économie-géographie.** Projet pédagogique USPC, axe « Licences aux interfaces », coordonné par N. Azoulay (Paris Diderot).
 ⇒ *Ma mission au sein du projet* : participer au montage de la formation bi-diplômante (contenus pédagogiques) et assurer la coordination avec l'équipe pédagogique de la licence de géographie et aménagement.
- 2015-2016 **La géographie et l'histoire du lycée à l'Université.** Projet pédagogique USPC, axe « Réussir en première année de licence », coordonné par C. Leininger-Frézal (Paris Diderot).
 ⇒ *Ma mission au sein du projet* : coordonner la conception et la réalisation d'un guide méthodologique en licence, réaliser des entretiens d'enseignants-chercheurs.
- 2015-2016 **Passerelle CPGE (Classes Préparatoires aux Grandes Écoles).** Projet pédagogique USPC, axe « Réussir en première année de licence », coordonné par C. Alcaïde (Paris Diderot).
 ⇒ *Ma mission au sein du projet* : coordonner la mise en place d'enseignements de remise à niveau en L3 géographie et les liens avec la passerelle CPGE de Paris Diderot.
- 2015-2016 **Dispositif d'aide à l'orientation active en ligne.** Projet pédagogique USPC, axe « Réussir en première année de licence », coordonné par É. Kaminski (Paris Diderot).
 ⇒ *Ma mission au sein du projet* : coordonner la réalisation du questionnaire en ligne pour la licence de géographie et aménagement et effectuer le suivi de l'orientation active en ligne en répondant aux messages des élèves lycéens (80 à 100 dossiers/an).

1.8. Participations à des jurys

■ Participations à des jurys de prix de thèse

- Depuis 2013 **Membre du jury du prix de thèse du CNFG** (Comité National Français de Géographie).
- 2012-2014 **Membre du jury du prix de thèse en géosciences FFG-Total.**

■ Participations à des jurys de recrutement

- 2015 **Membre du Comité de sélection** pour le poste de MCF « *Biogéographie : enjeux multiscalaires de la biodiversité et interactions milieux-sociétés* », UFR Géographie, Histoire, Économie et Sociétés (GHES), Université Paris Diderot.
- 2014 **Membre du jury de recrutement CNRS** pour le poste d'IE « *Techniques d'analyse chimique* », Laboratoire de Géographie Physique de Meudon, UMR CNRS 8591.
- 2014 **Membre du Comité de sélection** pour le poste de MCF « *Géographie physique, dynamiques environnementales, risques, SIG* », UFR Lettres, Langues et Sciences Humaines (LLSH), Université Paris-Est Créteil.
- 2013 **Membre du Comité de sélection** pour le poste de MCF « *Géographie de l'environnement et changements globaux* », UFR GHES, Université Paris Diderot.

- 2013 **Membre du Comité de sélection** pour le poste de MCF « *Géomarketing, outils automatisés d'analyse, SIG* », UFR LLSH, Université Paris-Est Créteil.
- 2013 **Membre du jury de concours IRTF** pour le poste d'IE « *Traitement et analyse de bases de données* », École Pratique des Hautes Études, Laboratoire de Géomorphologie et Environnement Littoral de Dinard.
- 2012 **Membre du Comité de sélection** pour le poste de MCF « *Biogéographie, changements environnementaux, géographie physique quantitative, risques* », UFR GHES, Université Paris Diderot.

■ Participations à des jurys de VAE (Validation des Acquis de l'Expérience)

- 2016 **Président du jury de VAE** de M. Nicolas Rochard en vue de l'obtention du diplôme de Master Géographie et Sciences des territoires, spécialité professionnelle Carthagéo, de l'université Paris Diderot.

1.9. Relations avec la société civile

■ Consultations / expertises

- 2015-2016 **Mission d'accompagnement scientifique du projet de valorisation géopatrimoniale au sein de l'espace muséographique du Petit Moulin des Vaux de Cernay (Yvelines)**. Expertise réalisée en assistance de l'agence *La Fabrique Créative* pour le Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse.
- 2014-2015 **Étude de principe d'aménagement et plan de gestion du parc de la Tranchée sur la Commune de Saint-Maximin (Oise)**. Expertise réalisée en assistance du bureau d'études *OGE* (Office de Génie Ecologique) pour la Commune de Saint-Maximin et le Parc Naturel Régional Oise-Pays de France.
- 2013-2014 **Définition et formalisation du projet de développement et de valorisation pédagogique et touristique du patrimoine géologique du PNR des Causses du Quercy (Lot)**. Expertise réalisée en assistance du bureau d'études *InSitu* pour le Parc Naturel Régional des Causses du Quercy.
- 2012-2013 **Diagnostic du patrimoine géologique et des aménagements pédagogiques dans le cadre de l'élaboration du plan de gestion de la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (Val d'Oise)**. Expertise réalisée en assistance du bureau d'études *OGE* (Office de Génie Ecologique) pour le Conseil Général du Val d'Oise.

■ Conventions de partenariat

- Depuis 2012 **Convention de partenariat entre l'Université Paris Diderot et l'Association de la Réserve Naturelle du Marais de Larchant**. Les objectifs de ce partenariat sont (1) d'améliorer les connaissances environnementales du site, et (2) de rassembler et produire de l'information géographique sur le Marais de Larchant, sous la forme d'un SIG. Au-delà de leurs apports spécifiques, ces deux objectifs contribuent aussi à l'aide à la décision en

termes de gestion et de suivi du patrimoine de la réserve. Cette convention de partenariat a permis la réalisation de 5 stages de master que j'ai co-dirigés au sein de la réserve, effectués par des étudiants de M1 et M2 géographie.

En projet **Convention de partenariat entre l'Université Paris Diderot et le Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse.** Le projet de partenariat porte sur deux axes de recherche-développement : (1) inventorier le géopatrimoine et valoriser la géodiversité sur le territoire du Parc ; (2) inventorier le biopatrimoine et valoriser la biodiversité sous les lignes HT-THT.

1.10. Relations et collaborations internationales

■ Collaborations avec des institutions et laboratoires brésiliens

Depuis 2015 **Universidade Federal do Ceará (UFC)**, Departamento de Geografia, Centro de Ciências. Mode de coopération : programme collectif de recherches non financé. Enseignant-chercheur correspondant : Rúbson Pinheiro Maia.

2013-2014 **Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)**, Departamento de Geografia, Laboratório de Geo-hidroecologia (GEOHECO). Mode de coopération : programme de « professeur invité » de l'université Paris Diderot (invitation d'A.L. Coelho Neto en septembre 2013). Enseignante-chercheuse correspondante : Ana Luiza Coelho Neto.

Depuis 2008 **Universidade Regional do Cariri (URCA)**, Departamento de Geociências / Curso de Geografia, Laboratório de Análise Geoambiental (LAGEO). Mode de coopération : co-direction de thèse, programme collectif de recherches non financé. Enseignants-chercheurs correspondants : Alexandra de Oliveira Magalhães, Maria Lourdes de Carvalho Neta, Marcelo Martins de Moura Fé.

Depuis 2003 **Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)**, Departamento de Geologia, Centro de Ciências Exatas e da Terra (CCET). Mode de coopération : programmes collectifs de recherches non financés. Enseignant-chercheur correspondant : Francisco Hilario Bezerra.

2003-2008 **Universidade Federal do Ceará (UFC)**, Departamento de Geografia, Laboratório de Geomorfologia Costeira e Continental (LAGECO). Mode de coopération : convention de coopération interuniversitaire entre l'Université Paris-Sorbonne et l'Université Fédérale du Ceará. Enseignante-chercheuse correspondante : Vanda de Claudino Sales.

■ Collaborations avec des institutions et laboratoires argentins

Depuis 2011 **Centro Austral de Investigaciones Científicas – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CADIC-CONICET)**, Ushuaia, Terre de Feu. Mode de coopération : programme de coopération CONICET – Université Paris Diderot (financement : CONICET). Chercheur correspondant : Jorge Rabassa.



Figure 1.6 – Mission de terrain en Patagonie du Sud (Province de Santa Cruz, Argentine), ici dans le Gran Bajo de San Julián, -107 mètres sous le niveau de la mer. De gauche à droite : Emilia Aguilera, Jorge Rabassa, Jean-Pierre Peulvast. © F. Bétard, 10 mars 2011.

Figure 1.7 – Mission de terrain en Patagonie du Sud (Province de Santa Cruz, Argentine) : sondage à la tarière dans des dépôts lacustres situés à proximité du site archéologique « El Museu » (daté à 12 800 BP) au sud du Parc National de la forêt pétrifiée de Jaramillo (Bosques Petrificados). © J.-P. Peulvast, 8 mars 2011.



Figure 1.8 – Mission de terrain dans le Nordeste brésilien (Géoparc mondial UNESCO Araripe, État du Ceará) : vue plongeante sur la dépression de Santana do Cariri depuis le géosite « Pontal de Santa Cruz », en compagnie de Jean-Pierre Peulvast et Alexsandra de Oliveira Magalhães. © M. Fort, 15 juin 2014.

2. Production scientifique et académique

2.1. Publications dans des revues et ouvrages

Synthèse des publications (2002-2017) dans des revues et ouvrages

Type de production scientifique	1 ^{er} auteur	co-auteur	Total
Coordination de numéros spéciaux de revues à comité de lecture	3	0	3
Articles dans des revues internationales indexées à comité de lecture	7	6	13
Articles dans des revues nationales à comité de lecture	14	3	17
Articles dans d'autres revues	11	0	11
Articles dans des actes de colloque avec comité de lecture	4	3	7
Ouvrages	0	2	2
Chapitres d'ouvrages collectifs	4	4	8
Mémoires universitaires (non publiés)	3	0	3
Littérature grise (rapports, livrets-guides)	0	4	4
Comptes rendus d'ouvrage	2	0	2
Total	48	22	70
%	69	31	100

Ne figurent dans ce tableau que les articles et ouvrages publiés, acceptés ou sous presse, excluant ainsi les articles soumis, en révision ou en préparation.

Dans la liste ci-dessous, les références précédées d'un astérisque (*) sont celles qui ont été sélectionnées et rassemblées dans le recueil de publications dans la troisième partie de ce volume.

■ Coordination de numéros spéciaux de revues à comité de lecture

BÉTARD E., HOBLEA F., PORTAL C. (2017) – Les géopatrimoines, de nouvelles ressources territoriales au service du développement local. *Annales de Géographie*, sous presse.

BÉTARD E., LE DREZEN Y., PURDUE L. (2014) – Géomorphologie applicable : des processus naturels à la gestion des milieux et des risques (Actes des 14^e Journées des Jeunes Géomorphologues). *Géomorphologie : relief, processus, environnement [IF¹: 0.478]*, 2, pp. 115-188.

BÉTARD E., FORT M. (2014) – Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds. *Bulletin de l'Association de Géographes Français – Géographies*, 91(3), pp. 231-400.

■ Articles dans des revues internationales indexées à comité de lecture

BÉTARD E., PEULVAST J.-P. (en préparation) – Mapping “Geodiversity Hotspots” at a Regional Scale: A GIS-based Integrated Approach with Application to the Ceará State (Brazil). *Environmental Conservation [IF: 1.826]*.

CARLIER B., CARLIER G., GANCE J., PROVOST F., LISSAK C., GRAFF K., VIEL V., ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., BÉTARD E., MADELIN M., MALET J.-P. (soumis) – Origine, distribution spatiale et estimation des volumes sédimentaires dans un bassin-versant de schistes lustrés : l'exemple du Peynin (Queyras, Alpes du Sud). *Géomorphologie : relief, processus, environnement [IF: 0.478]*.

¹ IF = Impact Factor 2016-2017. Source : *Journal Citation Reports*TM, Thomson Reuters, 2016.

- *BÉTARD F., PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O., CARVALHO NETA M.L., FREITAS F.I. (2017) – Araripe Basin: A Major Geodiversity Hotspot in Brazil. *Geoheritage* [IF: 1.472], DOI: 10.1007/s12371-017-0232-5.
- *PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2015) – A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology* [IF: 2.958], 233, pp. 20-40.
- BÉTARD F., LE DRÉZEN Y. (2014) – Introduction au numéro thématique : Géomorphologie applicable : des processus naturels à la gestion des milieux et des risques (Actes des 14^e Journées des Jeunes Géomorphologues). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [IF: 0.478], 2, pp. 115-120.
- *BÉTARD F. (2013) – Patch-scale relationships between geodiversity and biodiversity in hard rock quarries: Case study from a disused quartzite quarry in NW France. *Geoheritage* [IF: 1.472], 5, pp. 59-71.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2013) – Late Cenozoic and present-day hillslope erosion dynamics in a passive margin context: Stability or instability? Case studies in Northeast Brazil. *Geografia Física e Dinâmica Quaternaria* [IF: 0.938], 36(1), pp. 139-149.
- *BÉTARD F. (2012) – Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). *Catena* [IF: 3.191], 93, pp. 18-28.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F., MAGALHÃES A.O. (2011) – Scarp morphology and identification of large-scale mass movements in tropical tablelands: The eastern Araripe basin (Ceará, Brazil). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [IF: 0.478], 1, pp. 33-52.
- *BÉTARD F. (2010) – Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. *C.R. Geoscience* [IF: 1.541], 342, pp. 215-222.
- *BÉTARD F., BOURGEON G. (2009) – Cartographie morphopédologique : de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [IF: 0.478], 3, pp. 187-198.
- *BÉTARD F., CANER L., GUNNELL Y., BOURGEON G. (2009) – Illite neoformation in plagioclase during weathering: Evidence from semi-arid Northeast Brazil. *Geoderma* [IF: 4.036], 152, pp. 53-62.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F., LAGEAT Y. (2009) – Long-term landscape evolution and denudation rates in shield and platform areas: A morphostratigraphic approach. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [IF: 0.478], 2, pp. 95-108.
- *PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F., GUNNELL Y. (2008) – Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change* [IF: 3.915], 62, pp. 39-60.
- *PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BEZERRA F.H., BÉTARD F. (2006) – Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta* [IF: 2.611], 19(1), pp. 51-71.

■ Articles dans des revues nationales à comité de lecture

- BÉTARD F., HOBLEA F., PORTAL C. (2017) – Les géopatrimoines, de nouvelles ressources territoriales au service du développement local. Introduction au numéro thématique. *Annales de Géographie*, sous presse.

- *BÉTARD F., PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O., FREITAS F.I. (2017) – Géopatrimoine et biopatrimoine, à la croisée entre conservation et développement. Une approche des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará (Nordeste brésilien). *Annales de Géographie*, sous presse.
- BÉTARD F. (2017) – Le chaos gréseux des Vaux-de-Cernay. Valorisation d'un géomorphosite majeur en Île-de-France. *Dynamiques Environnementales*, Cahier « Géomorphosites », sous presse.
- DE MATOS-MACHADO R., AMAT J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F. (2016) – Potentialités de l'outil LiDAR pour cartographier les vestiges de la Grande Guerre en milieu intra-forestier (Bois des Caures, forêt domaniale de Verdun, Meuse). *ÉchoGéo*, 38, URL : <http://echogeo.revues.org/14791>
- MAIA R.P., BÉTARD F., BEZERRA F.H.R. (2016) – Geomorfologia dos Maciços de Portalegre e Martins – NE do Brasil : Inversão do relevo em análise. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 17(2), pp. 273-285.
- *BÉTARD F. (2015) – Protection et valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France (Bassin de Paris, France). État des lieux et perspectives. *Vertigo – la revue électronique en sciences de l'environnement*, 15(1), URL : <http://vertigo.revues.org/16115>.
- BÉTARD F. (2015) – Les peuplements d'Orthoptères des prairies humides du Haut-Bocage vendéen et de la Gâtine poitevine. Étude entomocénotique. *Matériaux Orthoptériques et Entomocénotiques*, 20, pp. 83-95.
- BÉTARD F., FORT M. (2014) – Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds. Introduction au numéro thématique. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, (91)3, pp. 231-240.
- BÉTARD F., DELBART N., PIEL C. (2014) – Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (État de Rio de Janeiro, Brésil). Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, (91)3, pp. 276-288.
- *BÉTARD F. (2013) – Écologie et cénotique des peuplements d'Orthoptères des landes sèches du Haut-Bocage vendéen. *Matériaux Orthoptériques et Entomocénotiques*, 18, pp. 99-118.
- BÉTARD F. (2013) – Observations récentes (2011-2012) d'Orthoptères rares ou peu communs en Vendée intérieure. *Matériaux Orthoptériques et Entomocénotiques*, 18, pp. 121-125.
- BÉTARD F. (2011) – Potentialités écologiques des carrières de quartzite après exploitation : l'exemple de la carrière de Cheffois (Vendée, France). *Physio-Géo*, 5, pp. 75-93.
- *BÉTARD F. (2011) – De la gestion traditionnelle des terres à la gestion agroécologique des sols dans le Sertão brésilien : la clé d'un développement agricole durable ? *Norois*, 218(1), pp. 57-71.
- BÉTARD F., PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O. (2011) – Biodiversité, géodiversité et enjeux de leur conservation dans les montagnes humides du Nordeste brésilien. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 88(1), pp. 17-26.
- BÉTARD F. (2008) – Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride : « montagnes-refuges » et châteaux d'eau. *Norois*, 207(2), pp. 35-53.
- PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F. (2008) – Morphologie des escarpements et des piémonts sur la marge passive équatoriale du « Nordeste » brésilien : évolution du Néogène à l'Actuel et ses facteurs. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85(2), pp. 226-236.
- BÉTARD F., PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V. (2007) – Caracterização morfoedológica de uma serra úmida no Semi-árido do Nordeste brasileiro : o caso do maciço de Baturité-CE. *Mercator*, 12, pp. 107-125.

■ Articles dans d'autres revues

- BÉTARD F. (2017) – Diversité et distribution des peuplements d'Orthoptères en milieu forestier périurbain. Étude d'un transect en Vallée de Chevreuse (Île-de-France). *Bulletin des Naturalistes des Yvelines*, 44(1), pp. 7-20.
- BÉTARD F. (2016) – À propos de la (re)découverte d'*Aiolopus strepens* (Latreille, 1804) et son indigénat probable en Vendée. *Le Naturaliste Vendéen*, 12, pp. 83-85.
- BÉTARD F. (2016) – *Omocestus petraeus* (Brisout, 1855), espèce nouvelle pour la Vendée (Orthoptera, Acrididae, Gomphocerinae). *Le Naturaliste Vendéen*, 12, pp. 79-82.
- BÉTARD F. (2016) – Le Criquet des Ajoncs, *Gomphocerippus binotatus* ssp. *armoricanus*, en Vendée et Deux-Sèvres. Données nouvelles sur la répartition et l'écologie d'un orthoptère menacé. *Le Naturaliste Vendéen*, 12, pp. 87-95.
- BÉTARD F. (2014) – Contribution à la connaissance des entomocénoses du Rocher de Cheffois (85). I. Orthoptères et ordres alliés (Orthoptera, Mantoptera, Phasmoptera). *Invertébrés Armoricaïns, les Cahiers du GRECIA*, 10, pp. 63-73.
- BÉTARD F. (2013) – Découverte d'*Aiolopus strepens* (Latreille, 1804), nouvelle espèce pour la Vendée (Orthoptera : Acrididae). *Le Naturaliste Vendéen*, 11, pp. 57-59.
- BÉTARD F., GERBAUD J. (2013) – Sur quelques coléoptères Cerambycidae remarquables observés au Rocher de Cheffois (Vendée, France). *Le Naturaliste Vendéen*, 11, pp. 69-75.
- BÉTARD F. (2012) – Les emprises de lignes électriques, un refuge pour les Orthoptères en Île-de-France. *Insectes*, 167, pp. 3-6.
- BÉTARD F. (2010) – Répartition, écologie et valeur patrimoniale d'une plante subendémique du sud armoricain : le Silène de Bastard, *Silene vulgaris* subsp. *bastardii* Boreau ex. J.Lloyd. *Le Naturaliste Vendéen*, 10, pp. 23-28.
- BÉTARD F. (2009) – De la protection de la nature à la protection contre les risques : l'exemple des forêts humides d'altitude du Nordeste brésilien. *Bulletin de liaison des membres de la Société de Géographie*, 8, pp. 31-34.
- BÉTARD F. (2008) – Richesse et diversité du patrimoine naturel des "Rochers" de Mouilleron-en-Pareds, Cheffois et la Châtaigneraie (Vendée, France). *Le Naturaliste Vendéen*, 8, pp. 13-19.

■ Articles dans des actes de colloque avec comité de lecture

- BÉTARD F., POIRAUD A., DANDURAND G., VIETTE P., KUHNEL A. (2017) – Multifinality in geoheritage inventories: a cross-cutting approach of geotourism and geoconservation issues in the "Causses du Quercy" Regional Natural Park (Lot, SW France). In Cornée A., Egoroff G., De Wever P., Lalanne A., Duranthon F. (Eds), *Actes du congrès international « Les inventaires du géopatrimoine »*, 22-26 septembre 2015, Toulouse, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr, 16, pp. 79-91.
- BÉTARD F., GIRARD S., ROGER O., VARGAS N. (2016) – Pour une conservation intégrée du patrimoine géologique et biologique dans les réserves naturelles. Exemple de la mise en place du plan de gestion (2013-2024) de la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (Val d'Oise). In Avoine J., Baillet L. (Eds) : *Actes du colloque « Géopatrimoine, quel avenir pour le patrimoine géologique en France ? »*, 15-18 octobre 2013, Caen, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr., pp. 73-86.

FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F., COSSART É., GEAI M.L., MADELIN M., BOUCCARA F., CARLIER B., SOURDOT G., TASSEL A., BLETTERIE X., CHARNAY B. (2015) – Sediment dynamics and channel adjustments following torrential floods in an upper alpine valley (Guil River, Southern French Alps). *In* Lollino G., Arattano M., Rinaldi M., Giustolisi O., Marechal J.-C., Grant G.E. (Eds) : **Engineering Geology for Society and Territory - Volume 3, IAEG XII Congress Volumes**, Springer, pp. 313-317.

BÉTARD F. (2013) – Carrières et mines : menace ou opportunité pour la géodiversité ? Une perspective à partir d'exemples dans le Grand Ouest français. *In* G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever, A. Lalanne (Eds) : **Actes du colloque "Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France"**, 10-12 octobre 2012, Digne-les-Bains, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr., 13, pp. 161-166.

MAGALHÃES A.O., PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2010) – Geodinâmica, perigos e riscos ambientais nas margens úmidas de planaltos tropicais: levantamento preliminar na região do Cariri oriental (Ceará, Brasil). *In* **Anais do IV Seminário Latino-Americano de Geografia Física**, Coimbra, 12 p.

BÉTARD F., CLAUDINO SALES V., PEULVAST J.-P. (2008) – Avanços recentes na geomorfologia e pedologia do Estado do Ceará: o caso de maciço de Baturité e de sua superfície de piso. *In* **Anais do VII SINAGEO**, Belo Horizonte, 11 p.

PEULVAST J.-P., BÉTARD F., CLAUDINO SALES V. (2006) – Morphology of scarps and piedmonts on the equatorial passive margin of northeast Brazil: Neogene to present evolution and its factors. *In* **Proceedings of the I.A.G. Regional Conference on Geomorphology and VIth Brazilian Symposium on Geomorphology**, Goiânia, 7 p.

■ Ouvrages

FORT M., BÉTARD F., ARNAUD-FASSETTA G., (2015) – **Géomorphologie dynamique et environnement. Processus et relais dans les bassins versants**. Paris, Armand Colin, 336 p.

PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2015) – **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil: An Overview**. Springer, Earth System Sciences Series, 186 p.

■ Chapitres d'ouvrages collectifs

*BÉTARD F., PEULVAST J.-P., RABASSA J., AGUILERA E. (2014) – Meso-Cenozoic paleotopographies and paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz province, Argentina). *In* J. Rabassa, C. Ollier (Eds) : **Gondwana Landscapes in southern South America**, Springer, Earth System Sciences Series, pp. 477-501.

PEULVAST J.-P., BÉTARD F., GIUSTI C. (2014) – The Seine River from Île-de-France to Normandy: geomorphological and cultural landscapes of a large meandering valley. *In* M. Fort, M-F. André (Eds) : **Landscapes and Landforms of France**, World Geomorphological Landscapes, Springer, Dordrecht, pp. 17-28.

BÉTARD F. (2013) – Systèmes agroforestiers et gestion durable des ressources en moyenne montagne tropicale : originalité du massif de Baturité au sein du Sertão brésilien. *In* B. Charlery de la Masselière, B. Thibaud, V. Duvat-Magnan (dir.) : **Dynamiques rurales dans les pays du Sud. L'enjeu territorial**. Presses Universitaires du Mirail, Coll. Ruralités Nord-Sud, Toulouse, pp. 317-327.

PEULVAST J.-P., BÉTARD F., GIUSTI C. (2013) – Ch.1 : Reliefs et géodynamique. *In* D. Mercier (dir.) : **Géomorphologie de la France**, Dunod, Paris, pp. 3-17.

PEULVAST J.-P., BÉTARD F., GIUSTI C. (2013) – Ch.2 : Plaines, plateaux et moyennes montagnes. *In* D. Mercier (dir.) : **Géomorphologie de la France**, Dunod, Paris, pp. 19-36.

*BÉTARD F., GUNNELL Y., BOURGEON G. (2011) – Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau dans le nord-est du Brésil et le Sud de l'Inde : une analyse comparative et multi-échelles. In F. Bart (dir.) : *Natures tropicales : enjeux actuels et perspectives*. Presses Universitaires de Bordeaux, Espaces Tropicaux n°20, Pessac, pp. 301-314.

BÉTARD F., PEULVAST J.-P. (2011) – Evolução morfoestrutural e morfopedológica do maciço de Baturité e de seu piemonte: do Cretáceo ao Presente. In F. Holanda Bastos (dir.), *Serra de Baturité: Uma Visão Integrada das Questões Ambientais*, Expressão Gráfica e Editora, Fortaleza, pp. 35-59.

PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F. (2006) – Reconstruindo a evolução de uma margem continental passiva : um estudo morfogenético do Nordeste brasileiro. In J.B. da Silva, L.C Lima., D.Elias (dir.), *Panorama da geografia brasileira*, Annablume, São Paulo, pp. 277-317.

■ Mémoires universitaires (non publiés)

BÉTARD F. (2007) – *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 de doctorat, Université Paris-Sorbonne, 442 p. + 1 carte hors-texte.

BÉTARD F. (2003) – *Contribution de l'approche morphostructurale à la connaissance d'un socle tropical : implications morphotectoniques et morphopédologiques. Le cas de la marge équatoriale du Nordeste brésilien*. Mémoire de DEA, Université Paris 12-Val de Marne, 88 p.

BÉTARD F. (2002) – *Le contact Haut-Bocage / Bas-Bocage vendéen aux environs de Pouzauges. Étude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Nantes, IGARUN, 105 p. + 1 carte hors-texte.

■ Littérature grise (rapports, livrets-guides)

GARNERO B., ROGER O., BÉTARD F., DIVO A. (2015) – *Étude d'aménagement du parc de la Tranchée (Commune de Saint-Maximin, Oise)*. A Ciel Ouvert/OGE, Parc Naturel Régional Oise-Pays de France, Saint-Maximin, 83 p.

VIETTE Ph., BÉTARD F. (2014) – *Étude de définition et de formalisation du projet de valorisation pédagogique et touristique du patrimoine géologique du PNR des Causses du Quercy (Lot)*. Agence InSitu, Parc Naturel Régional des Causses du Quercy, 80 p.

ROGER O., BÉTARD F. (2013) – *Plan de gestion de la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (2013-2024)*. Conseil Général du Val d'Oise, Région Île-de-France, 335 p.

PEULVAST J.-P., BÉTARD F., GIUSTI C. (2013) – *River Seine valley and Vexin, at the transition between Île-de-France and Normandy*. In-Conference Field-Trip of the 8th International Conference on Geomorphology (IAG Paris 2013), Reprographie Université Paris-Sorbonne, 48 p.

■ Comptes rendus d'ouvrage

BÉTARD F. (2015) – Da Lage A., Métaillé G. (Coord.), « *Dictionnaire de biogéographie végétale. Nouvelle édition encyclopédique et critique* », 2015, CNRS Éditions, Paris, 962 p. *Journal of Alpine Research - Revue de géographie alpine*, Notes de lecture, URL : <http://rga.revues.org/2779>.

BÉTARD F. (2014) – Palmer A.N. (Ed.), « *U.S. National Parks. Pioneering steps in the management of natural resources* », *Dynamiques Environnementales*, n°31, 2013, Presses Universitaires de Bordeaux, 200 p. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 377-378.

2.2. Communications orales et par poster

Synthèse des communications orales et par poster (2005-2017)

Type de congrès / colloque	1 ^{er} auteur	co-auteur	Total
Communications dans des congrès internationaux	10	25	35
Communications dans des colloques nationaux	17	5	22
Total	27	30	57
%	47	53	100

■ Communications dans des congrès internationaux

BÉTARD F., PEULVAST J.-P. (2017) – Mapping “Geodiversity Hotspots” at a Regional Scale: A GIS-based Integrated Approach with Application to the Ceará State (Brazil). *9th International Conference on Geomorphology*, New Delhi (Inde), 6-11 novembre 2017, poster (accepté).

DE MATOS-MACHADO R., AMAT J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BERGES J.-C., BÉTARD F., BILODEAU C., JACQUEMOT S., TOUMAZET J.-P. (2017) – First World War Landforms Classification of the Verdun Battlefield Using Airborne LiDAR and Multivariate Analysis. *9th International Conference on Geomorphology*, New Delhi (Inde), 6-11 novembre 2017, communication orale (acceptée).

DE MATOS-MACHADO R., AMAT J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BERGES J.-C., BÉTARD F., BILODEAU C., TOUMAZET J.-P. (2017) – Bomb Craters Mapping and Quantification on the Verdun Battlefield (1914-1918, France). *9th International Conference on Geomorphology*, New Delhi (Inde), 6-11 novembre 2017, poster (accepté).

PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2017) – Morphostratigraphic constraints versus thermochronological data. Lessons from geomorphological studies in Northeast Brazil. *9th International Conference on Geomorphology*, New Delhi (Inde), 6-11 novembre 2017, communication orale (acceptée).

DE MATOS-MACHADO R., AMAT J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F., BILODEAU C., JACQUEMOT S., TOUMAZET J.-P. (2017) – Anthropogenic landforms of warfare origin and their ecological significance: The Verdun Forest, NE France. *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 23-28 avril 2017, communication orale.

CARLIER B., CARLIER G., LISSAK C., GANCE J., MALET J.-P., GRAFF K., VIEL V., ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., BÉTARD F., MADELIN M. (2017) – Volumes of sediment stored in a small Alpine catchment using geological, geomorphological and geophysical expertise: Application to the Peyrin catchment (Queyras, Southern French Alps). *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 23-28 avril 2017, poster.

BÉTARD F. (2016) – Geodiversity Hotspots: A proposed conceptual and methodological framework for defining geoconservation priorities. *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 17-22 avril 2016, communication orale.

ROULLEAU L., BÉTARD F., CARLIER B., LISSAK C., FORT M. (2016) – Landslide hazard assessment and mapping in the Guil catchment (Queyras, Southern French Alps): From landslide inventory to susceptibility modelling. *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 17-22 avril 2016, poster.

CARLIER B., DUJARRIC C., FRISON-BRUNO N., PUISSANT A., LISSAK C., VIEL V., MADELIN M., BÉTARD F., FORT M., ARNAUD-FASSETTA G. (2016) – Physical, social and institutional

- vulnerability assessment in small Alpine communities. Results of the SAMCO-ANR project in the Upper Guil Valley (French Southern Alps). *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 17-22 avril 2016, poster.
- DE MATOS-MACHADO R., AMAT J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F., BILODEAU C., JACQUEMOT S. (2015) – Warfare as a new field of study in archaeo-geomorphology: The case of the battlefield of Verdun. *6th Young Geomorphologists' Day: Geomorphology for Society*, Cagliari (Italie), 28-30 septembre 2015, communication orale.
- BÉTARD F., DANDURAND G., POIRAUD A., VIETTE P., KUHNEL A. (2015) – Multifinality in geoheritage inventories: A cross-cutting approach of geotourism and geoconservation issues in the “Causses du Quercy” Regional Natural Park (Lot, SW France). *International Congress “Geoheritage Inventories: Challenges, Achievements and Perspectives”*, Toulouse, 22-26 septembre 2015, communication orale.
- DE MATOS-MACHADO R., BÉTARD F., BILODEAU C., JACQUEMOT S., AMAT J.-P. (2015) - Great War archaeo-geomorphology: Exploring the links between conflict-induced landforms and archaeological records in the battlefield of Verdun (Northeastern France). *International conference “(Re)discovering the Great War: Multidisciplinary Research of Modern Conflicts”*, Ljubljana (Slovénie), 22-24 mai 2015, communication orale.
- CARLIER B., DUJARRIC C., PUISSANT A., LISSAK C., VIEL V., BÉTARD F., MADELIN M., FORT M., ARNAUD-FASSETTA G. (2015) – Physical and institutional vulnerability assessment method applied in Alpine communities. Preliminary Results of the SAMCO-ANR Project in the Guil Valley (French Southern Alps). *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 12-17 avril 2015, poster.
- FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F., COSSART É., GEAI M.-L., MADELIN M., BOUCCARA F., CARLIER B., SOURDOT G., TASSEL A., BLETTERIE X., CHARNAY B. (2014) – Sediment dynamics and channel adjustments following torrential floods in an upper alpine valley (Guil river, Southern French Alps). *IAEG XII Congress “Engineering Geology for Society and Territory”*, Torino (Italie), 15-19 septembre 2014, communication orale.
- LISSAK C., FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., ALEXANDRE M., MALET J.-P., CARLIER B., BÉTARD F., COSSART É., MADELIN M., VIEL V., CHARNEY B., BLETTERIE X. (2014) – Use of terrestrial laser scanning (TLS) for monitoring geomorphic processes and sediment transfer in the Upper Guil Catchment (Queyras, French Alps). *14th Joint Geomorphological Meeting*, Liège, 30 juin-3 juillet 2014, poster.
- ARNAUD-FASSETTA G., LISSAK C., FORT M., BÉTARD F., CARLIER B., COSSART É., MADELIN M., BOUCCARA F., VIEL V., CHARNAY B., BLETTERIE X. (2014) – Tracing the contribution of debris flow-dominated channels to gravel-bed torrential river channel: Implementing pit-tags in the upper Guil River (French Alps). *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 27 avril-2 mai 2014, poster.
- CARLIER B., ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., BOUCCARA F., SOURDOT G., TASSEL A., LISSAK C., BÉTARD F., COSSART É., MADELIN M., VIEL V., CHARNAY B., BLETTERIE X. (2014) – Sediment budget analysis and hazard assessment in the Peynin, a small alpine catchment (Upper Guil River, Southern Alps, France). *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 27 avril-2 mai 2014, poster.
- LISSAK C., FORT M., ARNAUD-FASSETTA G., MATHIEU A., MALET J.-P., CARLIER B., BÉTARD F., COSSART É., MADELIN M., VIEL V., CHARNEY B., BLETTERIE X. (2014) – From hydro-geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in the Upper Guil catchment (Queyras, French Alps). *European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, 27 avril-2 mai 2014, communication orale.

- BÉTARD F., PEULVAST J.-P. (2013) – Non-lateritic red soils of the Brazilian drylands: Pedogenic processes and landscape evolution. *8th International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013, communication orale.
- BÉTARD F. (2013) – Conservation, management and valorization of geomorphological heritage in ‘geological’ nature reserves: The case of the Vigny quarry (Vexin, France). *8th International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013, poster.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2013) – Basin inversion, scarp retreat and soil distribution in the Araripe basin (northeast Brazil): Implications for denudation history. *8th International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013, communication orale.
- MAGALHÃES A.O., PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2013) – High- and low-frequency morphodynamic events and natural risks in mountain catchments of the semi-arid Brazilian “Nordeste”: Crato (Ceará). *8th International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013, poster.
- GIUSTI C., PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2013) – A large fluvial geomorphosite: The Seine River downstream Mantes-la-Jolie. *8th International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013, poster.
- MAGALHÃES A.O., PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2010) – Geodinâmica, perigos e riscos ambientais nas margens úmidas de planaltos tropicais: Levantamento preliminar na região do Cariri oriental (Ceará, Brasil). *IV Seminário Latino-Americano de Geografia Física*, Coimbra (Portugal), 26-30 mai 2010, communication orale.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2009) – The Chapada do Araripe (Northeast Brazil): Shallow basin inversion, implications for regional uplift and denudation history. *7th International Conference on Geomorphology*, Melbourne (Australie), 6-11 juillet 2009, poster.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F., MAGALHÃES A.O. (2009) – Scarp morphology and large-scale mass movements in tropical tablelands: The eastern Araripe basin (Ceará, Brazil). *7th International Conference on Geomorphology*, Melbourne (Australie), 6-11 juillet 2009, communication orale.
- PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O., FREITAS F.I., BÉTARD F. (2009) – Le Géoparc Araripe (Nordeste brésilien) : des sites géomorphologiques majeurs par-delà le “Cretacic Park”. *Colloque international « Géomorphosites 2009 : imagerie, inventaire, mise en valeur et vulgarisation du patrimoine géomorphologique »*, Paris, 10-12 juin 2009, communication orale.
- BÉTARD F., CANER L., GUNNELL Y., BOURGEON G. (2008) – Using $\Delta p H$ as a geochemical index of illite neof ormation in saprolite. *Eurosoil 2008: soil, society and environment*, Vienne (Autriche), 25-29 août 2008, communication orale.
- BÉTARD F., CLAUDINO SALES V., PEULVAST J.-P. (2008) – Avanços recentes na geomorfologia e pedologia do Estado do Ceará: O caso de maciço de Baturité e de sua superfície de piso. *VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia*, Belo Horizonte (Brésil), 1-8 août 2008, communication orale.
- BÉTARD F., PEULVAST J.-P., BOURGEON G., GUNNELL Y., CLAUDINO SALES V., CANER L. (2006) – Landscape system mapping of the humid Baturité massif and its semi-arid piedmont (Northeastern Brazil): A multilayer integration of environmental parameters. *I.A.G. Regional Conference on Geomorphology and IVth Brazilian Symposium on Geomorphology*, Goiânia (Brésil), 6-10 septembre 2006, poster.
- PEULVAST J.-P., BÉTARD F., CLAUDINO SALES V. (2006) – Morphology of scarps and piedmonts on the equatorial passive margin of northeast Brazil: Neogene to present evolution and its factors. *I.A.G. Regional Conference on Geomorphology and VIth Brazilian Symposium on Geomorphology*, Goiânia (Brésil), 6-10 septembre 2006, communication orale.

BÉTARD F., PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V. (2005) – Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil: Consequences of uplift, erosion and climatic change. *6th International Conference on Geomorphology*, Zaragoza (Espagne), 7-11 septembre 2005, poster.

BÉTARD F., PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V. (2005) – GIS and morphostructural mapping: A contribution to the morphotectonic study of the Baturité massif, Northeastern Brazil. *6th International Conference on Geomorphology*, Zaragoza (Espagne), 7-11 septembre 2005, poster.

PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F., (2005) – Reconstructing the morphotectonic evolution of passive margins: A morphogenetic study of the northern Brazilian “Nordeste”. *6th International Conference on Geomorphology*, Zaragoza (Espagne), 7-11 septembre 2005, communication orale.

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. *12th International Gondwana Symposium*, Mendoza (Argentine), 6-11 novembre 2005, poster.

■ Communications dans des colloques nationaux

DE MATOS-MACHADO R., AMAT J.-P., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F., BILODEAU C., JACQUEMOT S., TOUMAZET J.-P. (2017) – Cartographie et typologie des polémoformes de la forêt domaniale de Verdun à l'aide du traitement semi-automatisé de données LiDAR. *18^e Journée des Jeunes Géomorphologues*, Paris, 27 janvier 2017, communication orale.

CARLIER B., CARLIER G., LISSAK C., GANCE J., MALET J.-P., GRAFF K., VIEL V., ARNAUD-FASSETTA G., FORT M., BÉTARD F., MADELIN M. (2017) – Détermination des volumes de sédiments stockés dans un bassin-versant alpin par une expertise géologique, géomorphologique et géophysique : application au bassin-versant du Peynin (Queyras, Alpes du Sud). *18^e Journée des Jeunes Géomorphologues*, Paris, 27 janvier 2017, poster.

BÉTARD F. (2016) – Le chaos gréseux des Vaux-de-Cernay. Valorisation d'un géomorphosite majeur en Île-de-France. *Réunion annuelle de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG*, Paris, 10 décembre 2016, communication orale.

BÉTARD F. (2015) – Valorisation d'un géomorphosite « hérité » en Île-de-France. Le cas du site de Vigny-Longuesse (Val d'Oise). *Réunion annuelle de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG*, Paris, 12 décembre 2015, communication orale.

DE MATOS-MACHADO R., JACQUEMOT S., ARNAUD-FASSETTA G., BÉTARD F., AMAT J.-P., BILODEAU C., (2015) – Archéo-géomorphologie du champ de bataille de Verdun : les vestiges de la Grande Guerre sous l'œil du laser. *Colloque du GMPCA « Archéométrie 2015 »*, Besançon, 27-30 avril 2015, poster.

BÉTARD F., VIETTE Ph. (2014) – Place des géomorphosites dans les stratégies de valorisation culturelle et touristique du géopatrimoine : l'exemple du Parc Naturel Régional des Causses du Quercy (Lot, France). *Réunion annuelle de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG*, Paris, 13 décembre 2014, communication orale.

BÉTARD F., FORT M. (2013) – Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds. Introduction à la séance thématique. *Séance AGF "Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds"*, Paris, 14 décembre 2013, communication orale.

BÉTARD F., DELBART N., PIEL C. (2013) – Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de Janeiro, Brésil). Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. *Séance AGF "Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds"*, Paris, 14 décembre 2013, communication orale.

- BÉTARD F., GIRARD S., ROGER O., VARGAS N. (2013) – Pour une conservation intégrée du patrimoine géologique et biologique dans les réserves naturelles. Exemple de la mise en place du plan de gestion (2013-2024) de la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (Val d'Oise). **5^e Journées Nationales du Patrimoine Géologique**, Caen, 15-18 octobre 2013, communication orale.
- BÉTARD F. (2012) – Conservation du patrimoine géomorphologique dans les réserves naturelles. Exemple de la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (Val d'Oise). **Réunion annuelle de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG**, Paris, 8 décembre 2012, communication orale.
- BÉTARD F. (2012) – Carrières et mines : menace ou opportunité pour la géodiversité ? Une perspective à partir d'exemples dans le Grand Ouest français. **Journées "Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France"**, Digne-les-Bains, 10-12 octobre 2012, poster.
- GUILLET L., BÉTARD F. (2012) – Le patrimoine géomorphologique du Parc Naturel Régional des Marais du Cotentin et du Bessin : de l'analyse multiscalaire du relief à la sélection déductive des géomorphosites. **13^e Journées des Jeunes Géomorphologues**, Strasbourg, 26-28 janvier 2012, poster.
- BÉTARD F. (2011) – Systèmes agroforestiers et gestion durable des ressources en moyenne montagne tropicale : originalité du massif de Baturité au sein du Sertão brésilien. **13^e Journées de Géographie Tropicale**, Toulouse, 16-19 mars 2011, communication orale.
- BÉTARD F. (2010) – Valorisation et vulgarisation du patrimoine géomorphologique de la Vendée et des Deux-Sèvres : de l'initiative locale à l'inventaire départemental et régional des géosites. **Réunion du Groupe de Travail "Commission du Patrimoine Géomorphologique" du CNFG**, Paris, 11 décembre 2010, communication orale.
- BÉTARD F., PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O. (2009) – Biodiversité, géodiversité et enjeux de leur conservation dans les montagnes humides du Nordeste brésilien. **Séance AGF "Questions de géographie physique dans les montagnes tropicales : enjeux environnementaux"**, Paris, 7 novembre 2009, communication orale.
- BÉTARD F., GUNNELL Y., BOURGEON G. (2008) – Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau autour des petits réservoirs dans les régions semi-arides du Nord-Est du Brésil et du Sud de l'Inde : similitudes transcontinentales et particularités régionales. **12^e Journées de Géographie Tropicale**, Bordeaux, 16-18 octobre 2008, communication orale.
- BÉTARD F. (2008) – Utilisation du ΔpH comme indicateur d'une altération météorique par illitisation : processus géochimique et signification climatique globale. **9^e Journées des Jeunes Géomorphologues**, Brest, 17-18 janvier 2008, communication orale.
- BÉTARD F. (2007) – Arénisation des gneiss et développement de Luvisols chromiques dans la zone semi-aride du Nordeste brésilien : conséquences d'une évolution conditionnée par la tectonique et le climat. **8^e Journées des Jeunes Géomorphologues**, Paris, 19 janvier 2007, communication orale.
- PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F. (2007) – Morphologie des escarpements et des piémonts sur la marge passive équatoriale du « Nordeste » brésilien : évolution du Néogène à l'Actuel et ses facteurs. **Séance AGF "Approche géographique multiscalaire des facteurs de réactivité du relief"**, Paris, 13 janvier 2007, communication orale.
- BÉTARD F. (2006) – Le massif de Baturité, enclave humide au cœur du Sertão brésilien semi-aride. Morphopédologie, climat et paléoclimats. **Conférence-débat du DEPAM**, Paris, 14 mars 2006, communication orale.

BÉTARD F. (2006) – Rôle des bioclimats dans l'organisation morpho-pédologique des paysages du massif de Baturité et son piémont (Nordeste du Brésil). *7^e Journées des Jeunes Géomorphologues*, Lyon, 9-10 janvier 2006, communication orale.

BÉTARD F. (2005) – Héritages morpho-pédologiques et géographie des sols dans la région d'Araripe-Campos Sales, Nordeste du Brésil : rôle de la tectonique et de l'érosion, implications paléoclimatiques. *Forum de l'École Doctorale de Géographie de Paris*, Paris, 1^{er} juin 2005, communication orale.

2.3. Vulgarisation scientifique et valorisation grand public

BÉTARD F. (2017) – Géologie et géomorphologie des Vaux-de-Cernay. Les clefs pour comprendre la formation du paysage. *Conférence Grand Public*, Musée du Petit Moulin de Cernay, 11 mars et 20 mai 2017, communication orale.

BÉTARD F. (2016) – Les Vaux-de-Cernay. Du paysage pittoresque au patrimoine scientifique. *L'Objet d'Art, Numéro Hors-Série*, n°106, pp. 50-54.

BATY J.-M., BÉTARD F., COURET J.-P., GÉMARD J., GERBAUD J. (2016) – *Le Rocher de Cheffois*. Édition à compte d'auteurs, Cheffois, 54 p.

BÉTARD F. (2015) – De la géodiversité au géopatrimoine. Conserver et valoriser la nature abiotique dans le PNR de la Haute Vallée de Chevreuse. *Journée scientifique du Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse*, Châteaufort, 16 décembre 2015, communication orale.

Interview pour le magazine *La Recherche* (n°492, octobre 2014, "La gravité élève les arches" par Julien Bourdet) à propos de l'article de J. Bruthans *et al.* "Sandstone landforms shaped by negative feedback between stress and erosion", paru dans la revue *Nature Geoscience* le 20 juillet 2014, <http://www.larecherche.fr/actualite/terre/gravite-eleve-arches-gres-01-10-2014-188586>

BÉTARD F., PEULVAST J.-P. (2014) – Geopark Araripe: propostas para sítios geomorfológicos. *Conférence-débat au siège du Geopark Araripe*, Crato, 29 août 2014, communication orale (en portugais).

BÉTARD F. (2013) – Biodiversité : sous les lignes électriques THT, le vaste monde des insectes... *Au-delà des lignes, le Blog du transport de l'électricité*, <http://www.audeladeslignes.com/biodiversite-sous-lignes-electriques-tht-insectes-21332>.

BÉTARD F. (2011) – Agroforêts du Brésil : cultiver la mata pour la sauver. *Fête de la Science*, Paris, 12-16 octobre 2011, poster.

BÉTARD F. (2011) – Carte postale du bout du monde (Ushuaia). *Cafés géographiques*, http://cafe-geo.net/wp-content/uploads/cp_ushuaia.pdf.

BÉTARD F. (2009) – Géodiversité (création dans la base et première version). *Wikipédia, L'Encyclopédie Libre*, <http://fr.wikipedia.org/wiki/Géodiversité>.

BÉTARD F. (2008) – *Géomorphologie du « Rocher » de Cheffois – Histoire du relief local*. Dépliant pédagogique, Mairie de Cheffois, Août 2008.

3. Sélection et recueil de publications

3.1. Thème 1 : Géomorphologie et évolution des paysages à long terme

- [1] 2006 – Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta*.
- [2] 2008 – Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change*.
- [3] 2010 – Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morpho-stratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. *C.R. Geoscience*.
- [4] 2014 – Meso-Cenozoic paleotopographies and paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz province, Argentina). In : *Gondwana Landscapes in southern South America*.
- [5] 2015 – A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology*.

3.2. Thème 2 : Sols et zone critique : de la caractérisation à la gestion

- [6] 2009 – Illite neoformation in plagioclase during weathering: Evidence from semi-arid Northeast Brazil. *Geoderma*.
- [7] 2009 – Cartographie morphopédologique : de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.
- [8] 2011 – Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau dans le nord-est du Brésil et le Sud de l'Inde : une analyse comparative et multi-échelles. In : *Natures tropicales : enjeux actuels et perspectives*.
- [9] 2011 – De la gestion traditionnelle des terres à la gestion agroécologique des sols dans le Sertão brésilien : la clé d'un développement agricole durable ? *Norois*.
- [10] 2012 – Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). *Catena*.

3.3. Thème 3 : Géodiversité, biodiversité et patrimoines environnementaux

- [11] 2013 – Patch-scale relationships between geodiversity and biodiversity in hard rock quarries: Case study from a disused quartzite quarry in NW France. *Geoheritage*.
- [12] 2013 – Écologie et cénotique des peuplements d'Orthoptères des landes sèches du Haut-Bocage vendéen. *Matériaux Orthoptériques et Entomocénétiques*.
- [13] 2015 – Protection et valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France (Bassin de Paris, France). État des lieux et perspectives. *VertigO*.
- [14] 2017 – Géopatrimoine et biopatrimoine, à la croisée entre conservation et développement. Une approche des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará (Nordeste brésilien). *Annales de Géographie*.
- [15] 2017 – Araripe Basin: A Major Geodiversity Hotspot in Brazil. *Geoheritage*.

Le recueil de publications qui suit est une sélection de 15 articles scientifiques répartis dans trois grands thèmes : (1) Géomorphologie et évolution des paysages à long terme ; (2) Sols et zone critique : de la caractérisation à la gestion ; (3) Géodiversité, biodiversité et patrimoines environnementaux. Cette sélection reflète assez bien ma production scientifique (avec des articles dans des revues internationales, en anglais, et nationales, en français), ma façon de faire de la recherche (avec des publications collectives et d'autres à un seul auteur) et les bifurcations engagées depuis la thèse (reconversion thématique progressive dans le champ de la géodiversité).

Depuis la fin de la thèse, j'ai toujours essayé de conserver un équilibre entre les articles publiés dans des revues anglophones, à large diffusion internationale, et des revues francophones et lusophones, de diffusion nationale (France, Brésil). De la même façon, ma participation régulière à des colloques nationaux et internationaux, sous forme de présentation orale ou par poster, témoigne d'un engagement régulier dans la recherche (figure 3.1) et d'un effort de diffusion en direction d'une large communauté scientifique (géographes, géologues, pédologues, écologues).

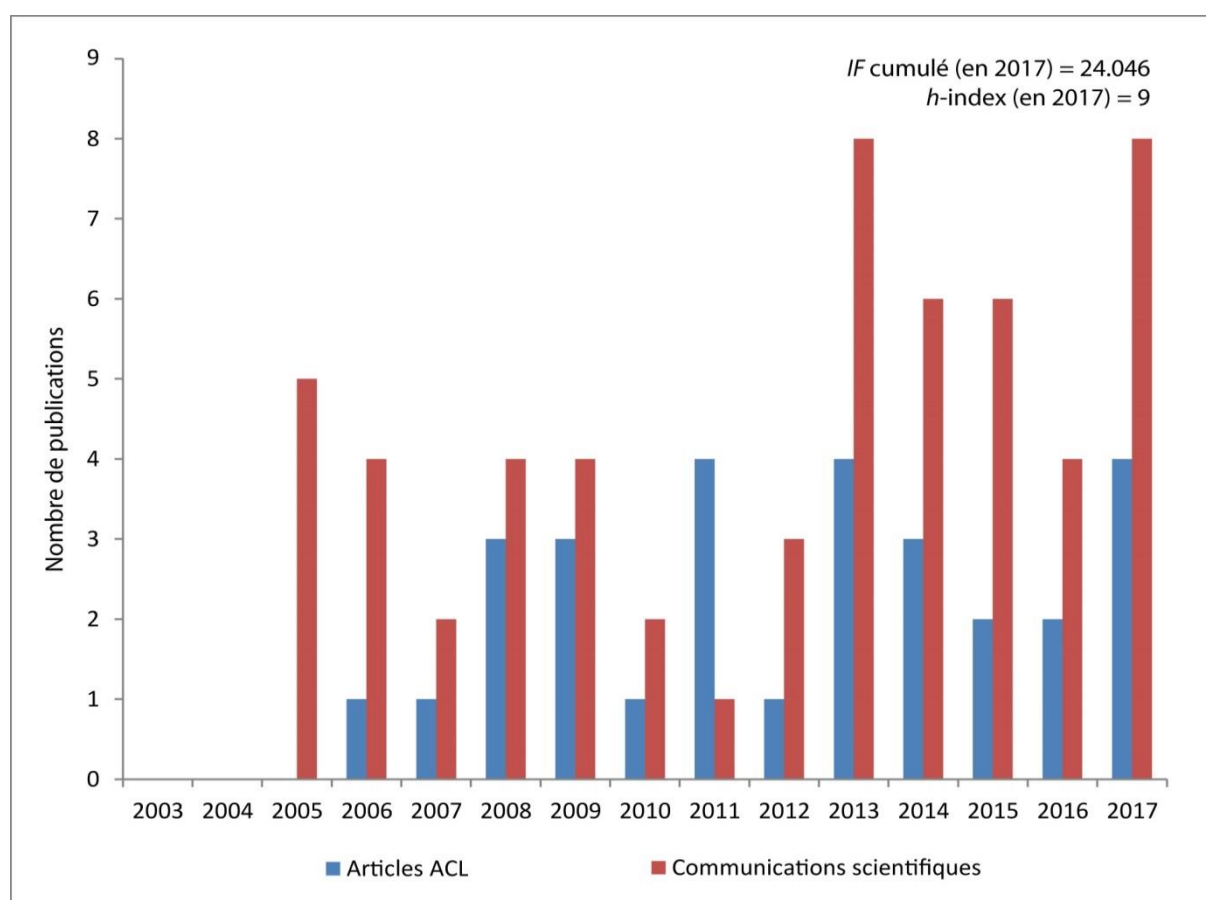


Figure 3.1 – Évolution du nombre d'articles publiés dans des revues nationales et internationales à comité de lecture (ACL) et du nombre de communications scientifiques dans des colloques nationaux et internationaux depuis le début de ma thèse.

Mes collaborations scientifiques, reflétées par les noms des auteurs associés dans les publications collectives, a nécessairement évolué depuis le début de ma thèse (figure 3.2). Tandis que les premières publications préparées pendant ou peu après le doctorat associaient assez logiquement mes directeurs de thèse et les chercheurs impliqués dans le comité de pilotage (Jean-Pierre Peulvast, Vanda Claudino Sales, Yanni Gunnell, Gérard Bourgeon, Laurent Caner), mon recrutement à l'université Paris-Diderot m'a permis de développer de nouvelles collaborations avec des collègues du laboratoire PRODIG auquel je suis rattaché depuis 2010 (Gilles Arnaud-Fassetta, Monique Fort, Malika Madelin, Nicolas Delbart). Les doctorants que je co-dirige font

également partie des chercheurs avec qui le nombre de publications communes est parmi les plus élevés (Alexandra de Oliveira Magalhães, Rémi de Matos-Machado). De nombreuses autres collaborations, plus ponctuelles, n'apparaissent pas dans la figure ci-dessous.

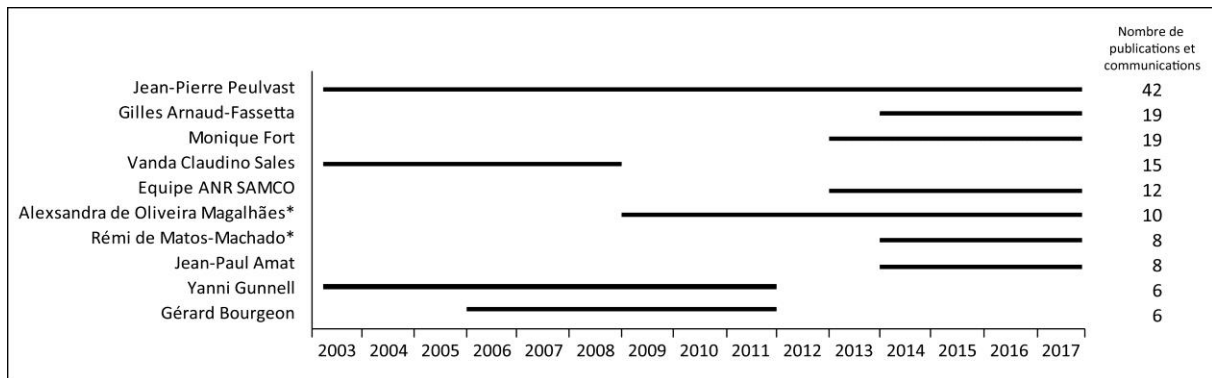


Figure 3.2 – Réseau social de recherche développé depuis le début de ma thèse (2003-2017) : top 10 de mes collaborations en nombre de publications et communications scientifiques. Les noms suivis d'un astérisque sont les doctorants que je co-dirige.

Enfin, l'évolution thématique de mes publications depuis la thèse traduit l'émergence progressive d'un nouveau champ de recherche autour de la géodiversité, de la biodiversité et des patrimoines, objet du volume de « position et projet scientifique » de cette HDR (figure 3.3). Si le thème 1 (géomorphologie) est une constante et un socle essentiel qui continue d'alimenter mes recherches de fond, le thème 2 (sols et zone critique), en lien direct avec mes travaux de thèse en morphopédologie tropicale, s'est progressivement estompé pour laisser de la place au thème 3 (géodiversité, biodiversité et patrimoines), plus récemment investi. La remise en perspective de chaque thème et des travaux qui les constituent est présentée et discutée ci-après.

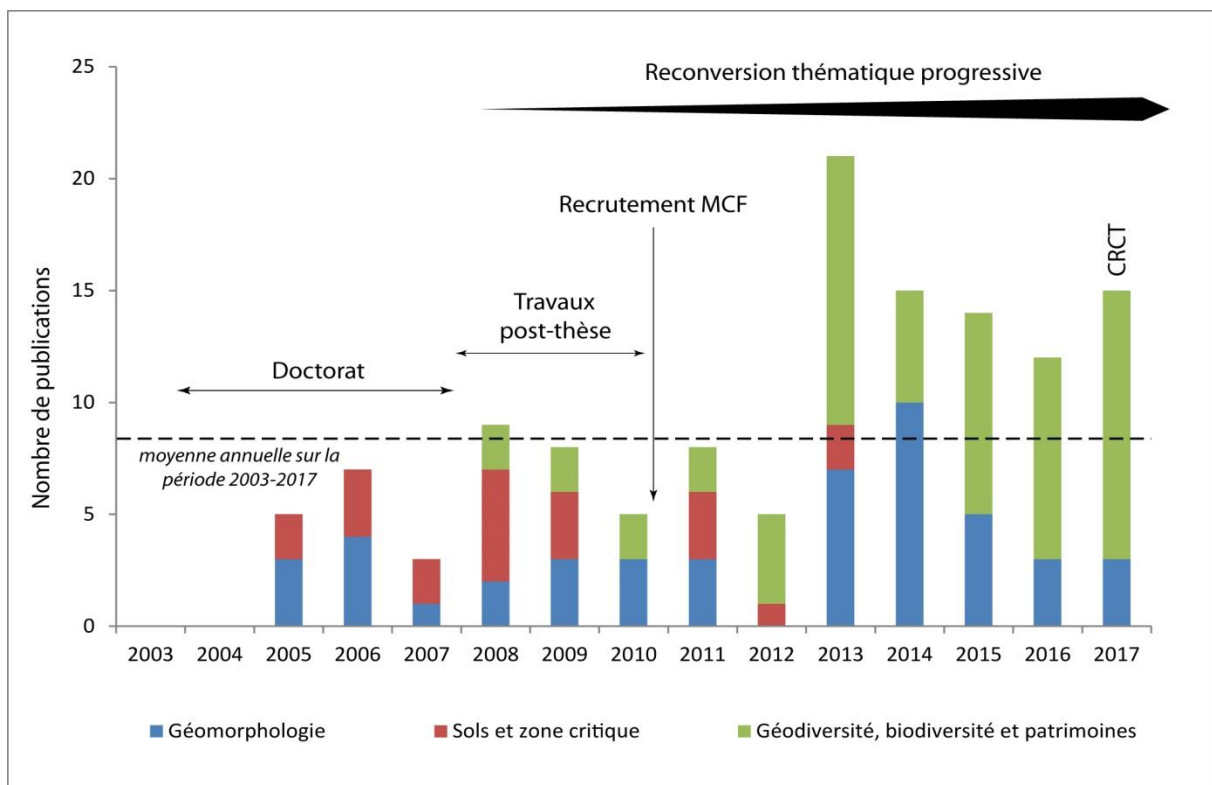


Figure 3.3 – Évolution thématique des publications (coordination de numéros de revues, articles, ouvrages, chapitres d'ouvrage, actes de colloque, communications scientifiques) depuis le début de ma thèse (2003-2017).

3.1. Thème 1 : Géomorphologie et évolution des paysages à long terme

Le premier des grands thèmes ayant structuré mes recherches depuis la thèse est une géomorphologie structurale et quantitative qui inscrit les reliefs et les paysages étudiés sur le temps long géologique (pas de temps compris entre 10^6 et 10^8 années). Principalement axés sur les bordures de continent de type « marge passive », mes travaux sur ce thème portent aussi bien sur la reconstitution des paléotopographies et des paléopaysages dans le temps et dans l'espace, que sur la quantification des rythmes et des vitesses de soulèvement et de dénudation à partir de ces mêmes surfaces-repères reconstituées et datées (paléosurfaces fossilisées ou exhumées, paléoaltérations et niveaux latéritiques, jalons sédimentaires et volcaniques).

La plupart de ces travaux ont été conduits en collaboration avec Jean-Pierre Peulvast (université Paris-Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique « Pierre Birot ») ainsi qu'avec des collègues sud-américains, géographes et géologues, sur des terrains situés dans le Nordeste brésilien [1, 2, 5]¹, en Patagonie argentine [4] et sur la marge sud-armoricaine [3]. En croisant de façon systématique des méthodes morphostratigraphiques et des investigations morpho-pédologiques, la démarche employée permet dans chaque cas étudié une reconstitution fine des paléotopographies et des tranches dénudées dans des contextes variés (marges passives de forte ou de faible énergie de relief, volcanisées ou non), conduisant parfois à discuter les résultats d'autres méthodes basées sur des modèles physiques et thermochronologiques et appliquées aux mêmes terrains [2, 3, 5].

Bien que ces recherches géomorphologiques intègrent explicitement la longue durée géologique et concernent généralement de vastes portions des marges continentales, les échelles spatio-temporelles d'analyse sont plus variées qu'il n'y paraît : (1) ainsi passe-t-on régulièrement, dans les temporalités étudiées, des vieilles paléotopographies et des paléopaysages disparus du supercontinent Gondwana, d'âge paléozoïque à mésozoïque, aux évolutions cénozoïques plus récentes commandées par les mouvements néotectoniques et les changements climatiques plio-quadernaires ; (2) tandis que sur un plan spatial, l'emboîtement scalaire des reliefs nous fait sans cesse passer de l'échelle des mégaformes (paléosurfaces, morphostructures) à celle du versant (modelés et morphologie des escarpements, mouvements de masse).

Les cinq articles sélectionnés et associés à ce thème ont été rédigés entre 2006 et 2015 et montrent une certaine continuité de mes recherches dans ce domaine. Au total, c'est une trentaine de publications toutes confondues (articles, ouvrages, chapitres d'ouvrages, communications scientifiques) qui compose ce thème, dont sept articles publiés dans des revues internationales de rang A. Certaines de ces recherches sont toujours en cours, notamment dans le Nordeste brésilien et en Patagonie du Sud, et doivent encore donner lieu à de futures publications en préparation et à de nouveaux projets de recherche en construction avec les partenaires brésiliens et argentins.

Mots-clés thématiques : géomorphologie structurale, morphostratigraphie, paléoformes, quantification, bilan d'érosion, modèles physiques et thermochronologiques.

Mots-clés géographiques : Nordeste brésilien, Sud armoricain, Patagonie du Sud.

¹ La numérotation [x] renvoie à la liste des 15 articles (p. 33) sélectionnés dans le recueil de publications.

[1] PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BEZERRA F.H., BÉTARD F. (2006) – Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta*, 19(1), pp. 51-71.

Premier article publié dans une revue internationale comme co-auteur, alors que je préparais en parallèle ma thèse de doctorat, ce travail de géomorphologie tectonique marque le début d'une longue et fructueuse collaboration – toujours en cours – avec Jean-Pierre Peulvast, qui dirigea ma thèse de 2003 à 2007. C'est à lui que je dois l'orientation de mes recherches géomorphologiques au Brésil, ainsi que l'initiation aux problématiques de morphotectonique et de néotectonique, en contexte de marge passive, comme l'illustre cette étude consacrée à la marge équatoriale du Nordeste brésilien. Travail collaboratif, il l'est aussi pour la coopération scientifique engagée il y a plus de dix ans avec les collègues brésiliens de l'Université Fédérale du Ceará (Vanda Claudino Sales, géographe) et de l'Université Fédérale du Rio Grande do Norte (Francisco Hilario Bezerra, géologue) sur cette portion du vaste territoire brésilien.

Alors que les massifs montagneux isolés du Nordeste brésilien pourraient s'apparenter à des horsts complexes dans une région où l'activité sismo-tectonique est importante, l'hypothèse d'une contribution de la tectonique récente dans la mise en place du relief n'a été avancée que très tardivement, par quelques géologues brésiliens, au début des années 1990. 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. 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 (plis, liquéfaction) dans des formations sédimentaires supposées néogènes (Formation Barreiras), mais aussi dans des terrasses fluviales et des *beachrocks* datant de l'Holocène.

L'objectif de cet article était donc d'interroger le signal néotectonique par un examen systématique de tous les escarpements calés sur des failles majeures, croisé à une analyse de l'activité sismo-tectonique récente et ancienne à partir de données instrumentales, historiques et paléosismiques. Les résultats indiquent des mouvements néotectoniques enregistrant des taux généralement inférieurs à $0,01 \text{ mm.a}^{-1}$, principalement le long d'accidents décrochants. Aucune rupture de surface d'origine co-sismique n'a été observée ou mentionnée, en raison de taux d'érosion moyens largement supérieurs à ceux des mouvements néotectoniques. Une analyse morphostructurale détaillée des principaux escarpements et des paléotopographies associées montre que la mise en place des principaux volumes montagneux a été acquise dès la fin du Crétacé au moment du rifting et de l'ouverture océanique, 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, dont les mouvements néotectoniques plio-quadernaires traduisent la continuité depuis le début du Cénozoïque.

Landforms and Neotectonics in the Equatorial Passive Margin of Brazil

Jean-Pierre Peulvast ^{a*}, Vanda Claudino Sales ^b,
Francisco Hilario R. Bezerra ^c, François Betard ^d

a Université de Paris-Sorbonne, 75005 Paris, France

b Universidade Federal do Ceará, Campus do Pici, Fortaleza, CE, 60451-170, Brazil.

c Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, 59072-970, Brazil

d DEPAM, Université de Paris-Sorbonne, 75005, Paris, France

Received: 01/12/05, accepted: 24/04/06

Abstract

Neotectonic movements have been proposed in the literature in order to explain some landforms of the equatorial passive margin of northeastern Brazil. Its seismo-tectonic activity is concentrated in a few sectors located on or near the coast. Active or recently active structures are mainly identified in Neogene deposits. Identifying a contribution of neotectonics to the morphogeny is difficult in a context where most major morphostructural patterns are explained by Cretaceous tectonics related to oceanic opening and by differential erosion induced by Tertiary epirogenic uplift. We aim to assess the nature of features considered as possibly neotectonic in origin. Seismogenic faults are not related to significant topographic breaks, except on the coast, where they usually reach only a few meters in height. A study of landforms located near zones of seismo-tectonic activity indicates a possible, probably weak, contribution of neotectonics to the formation of a few high scarps. These scarps occur along or near fault zones reactivated in Cretaceous times. We conclude that neotectonic movements are the result of ongoing deformation along predominantly strike-slip fault zones, with long term deformation rates similar to those recorded by dated landmarks (0.01 mm.yr^{-1}). Despite reported deformation rates that can amount in places to 0.4 mm.yr^{-1} , neotectonic rates are lower than erosion rates. The consequence is that major structural landforms in the region mainly originated in Cretaceous to early Tertiary events.

© 2006 Lavoisier SAS. All rights reserved.

Keywords: fault scarp, neotectonics, passive margin, seismicity, differential erosion

1. Introduction

As intraplate domains, passive margins are classically regarded as being characterized by weak tectonic and seismic activity [1]. Yet it is widely recognized that plate-driving forces, as well as local sources of deformation, such as extension resulting from flexural bending and spreading at the coast may result in significant seismo-tectonic activity [2].

Rare but violent earthquakes are known to have occurred in some passive margins, either characterized by a thick sedimentary wedge (Libya, 1851, $M=7.1$; South Carolina, 1886, $M=7.6$; Exmouth, Western Australia, 1906, $M=7.6$) or not (Lisbon, 1858, $M=7.1$; Nice, 1963, $M=6.0$) [3]. Therefore, the question arises regarding the role of neotectonic movement in the morphology (including mountain escarpments) of margins characterized by such activity.

* Corresponding author.
Tel: 33 (0)1 44 32 14 44,
E-mail address: jean-pierre.peulvast@wanadoo.fr

The study area is located mainly in the states of Ceará and Rio Grande do Norte (Fig. 1) and is part of the continental margin of northern Brazil, formed after the transform opening of the Equatorial Atlantic in Aptian times [4]. As in other parts of Brazil [5], neotectonics has been invoked in explanation of some structures and morphological patterns, especially in coastal areas [6][7]. East of the study area, around Natal (Rio

Grande do Norte), several NE- to SE-trending faults delimit grabens and horsts that form the coastal structural framework [7]. Several regional indications suggest that Precambrian shear zones and Cretaceous fault zones were reactivated and that new faults were generated long after the break-up.

Such neotectonic events are suggested by analyses of fault controls in the deposition of Neogene sedimentary deposits

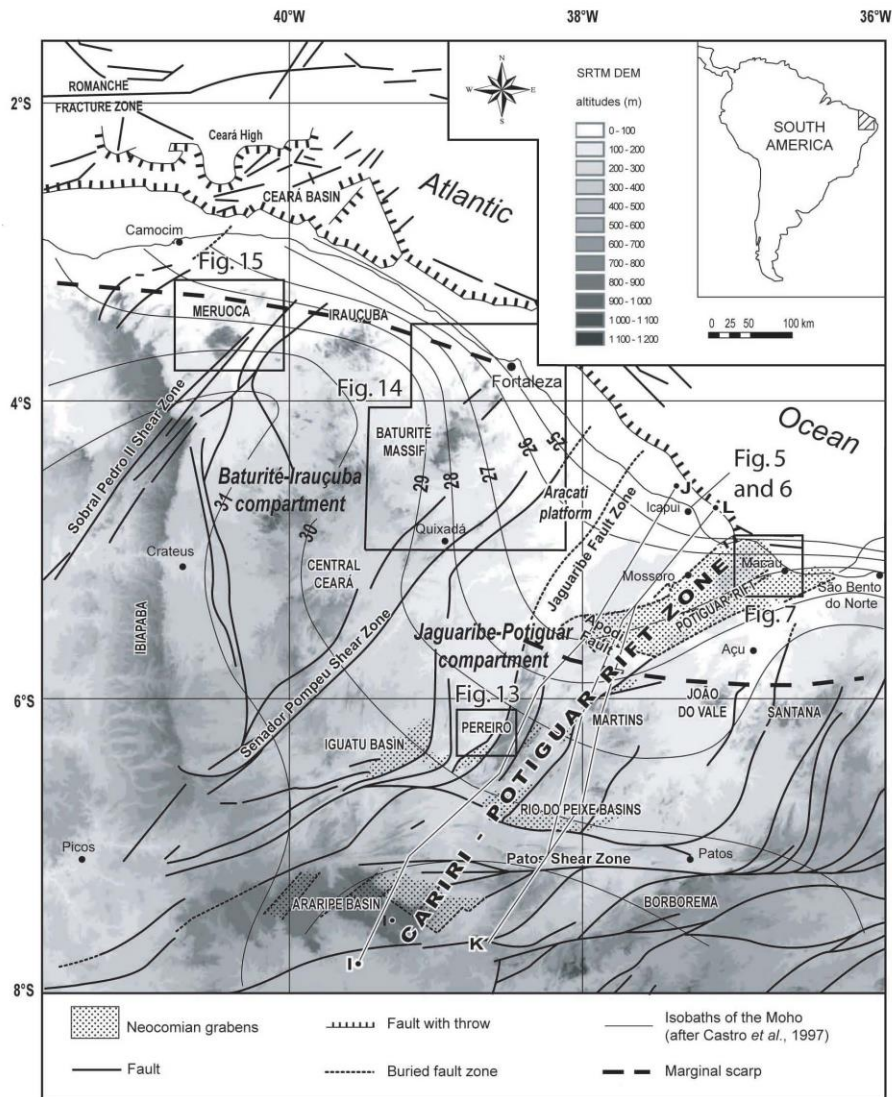


Figure 1. Location map of the study area, showing relationships between topographic patterns, Early Cretaceous rift structures and crust-mantle interface relief in the study area. Topography from the SRTM DEM; isobaths of the Moho after Castro *et al.* (1997).

in some coastal areas and by the historical and instrumental seismic record. This evidence indicates a higher level of seismicity in NE Brazil than in any other part of the country.

This hypothesis of neotectonic influence in landform evolution has been expanded to also encompass early Cenozoic (Paleogene) events. More generally, early Cenozoic tectonics and magmatism in the adjoining oceanic area have been considered as possible controls in the morphostructural evolution of offshore and onshore domains. This occurs in particular along the continental continuation of oceanic transform faults and chains of seamounts [8].

Although the role of faults has been accepted as contributing to landscape evolution in the region, no work thus far has investigated the relationship between geomorphic features and neotectonics. Furthermore, the occurrence of a well-defined and widespread set of tectonic events in the Cenozoic is not clearly demonstrated. What is needed here is (1) a clear definition of the neotectonics that is commonly referred to in publications, (2) a quantification of tectonic vs. erosion rates, and (3) the assessment of the actual contribution of neotectonics to landforms. We reconsider features described as neotectonic in origin, especially the correspondence between these features, the distribution and characteristics of seismic activity, and the local morphology (fault scarps, hydrographic markers). We also question neotectonic interpretations that have been proposed in the literature for some landforms located outside seismic areas. Our objective is to form a preliminary assessment of the morphological effects of neotectonics in the study area by distinguishing them, if possible, from those of long-term morphotectonic evolution, i.e., since the Cretaceous.

2. Methodological remarks

2.1. Common geomorphic criteria of neotectonic activity

Neotectonics were previously considered as a process of tectonic deformation restricted to Late Cenozoic times [9] [10] [11]. Increasingly, however, the term has been used to describe processes and structures that develop in the current tectonic regime. This would imply that these processes and structures propagated or were reactivated in a stress/strain field that has persisted without significant change of orientation until the present day [12]. According to these authors, neotectonics need not be regarded as synonymous with Holocene, Quaternary, or Neogene-Quaternary tectonics.

In addition, the study of neotectonics is relevant to understanding many landforms in all areas where tectonic rates may exceed erosion rates [12] [13] [14]. In most cases, the geomorphic features that are expected to result from seismic activity are surface ruptures in the form of coseismic fault scarps, sag-basins, pressure ridges, and other small-scale landforms on which measures of direction, length, throw, dip, and pitch can be made. However, some ruptures may occur at depth, without apparent surface rupture, resulting only in localized or regional vertical movements (for instance, after the violent 1811-1812 earthquakes in the « Lake County uplift », New Madrid, Mississippi: [15]).

Along faults with predominant vertical motion, relevant criteria are the height and continuity of related scarps, a constant attitude of significant length, a weak sinuosity, and the presence of well-identified coseismic scarps [12] [13] [16]. Along strike-slip faults, relevant criteria are a strong topographic and structural linearity (erosive trough, aligned scarps with alternate aspect), the presence of horizontally offset elements (streams, fluvial terraces), and captures that are not explained by non-tectonic causes.

One difficulty in the assessment of neotectonic activity as a morphogenetic process lies in the rapid alteration of coseismic landforms, especially if they were formed in soft rocks [13]. Such forms may remain apparent for a long time if erosion is negligible or very slow - in arid regions, for example - or slower than deformation.

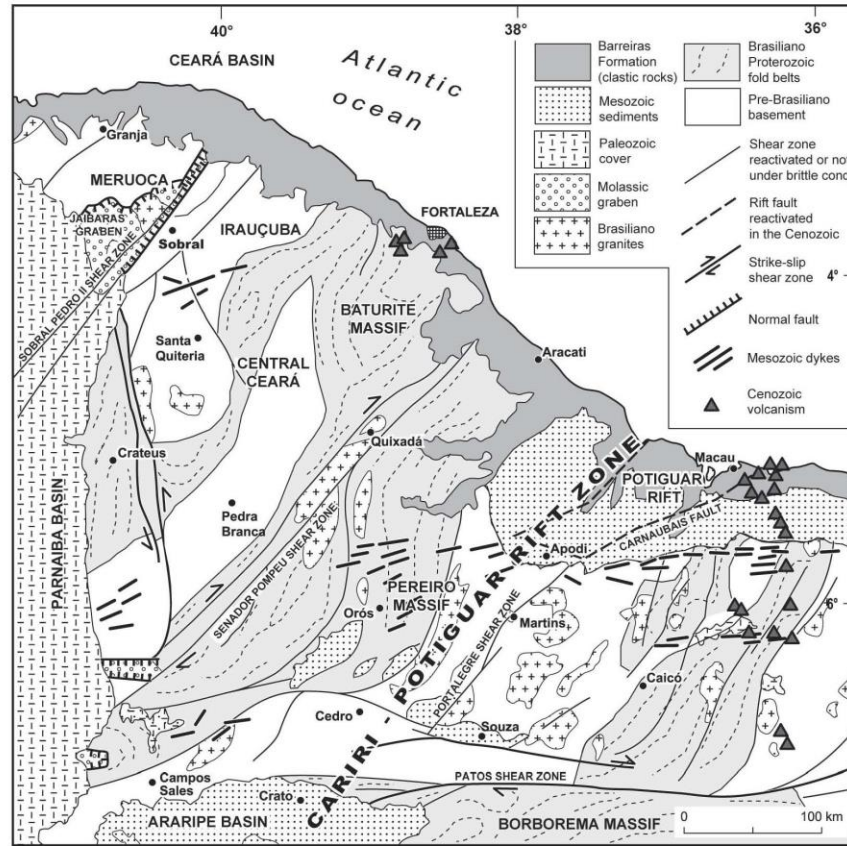
Some of these criteria have already been identified in northeastern Brazil, where the neotectonic period is considered to have begun with widespread faulting that took place in the Miocene-Pliocene and allowed deposition of the Barreiras Formation in fault-controlled troughs [7] [17]. Nevertheless, most of the criteria are somewhat applicable for areas characterized by strongly active tectonics.

2.2. Evaluating the possible role of neotectonics in landforms of passive margins

The use of common identification criteria of active tectonics, especially in contexts of moderate tectonic activity, is difficult in the absence of conspicuous and continuous escarpments related to well-recognized fault structures [18]. A more promising method may be to compare the distribution of seismic activity to that of recognized tectonic structures along which recent movements might be involved in the formation of nearby escarpments. This approach must take into account the possible distribution of deformation on poorly identified splay faults, such as faults with small throw similar to those found on granitic plateaus in the Natal area (Rio Grande do Norte [2]). Possible clues of recent activity along these structures must also be analyzed. In such a region, where slip rates are low and where earthquake recurrence intervals are probably long, coseismic landforms are expected to be preserved and to cumulate in outstanding escarpments only in areas underlain by resistant rocks and in areas located outside zones of intense erosion (transverse or oblique valleys, or zones of active excavation).

In most cases, the use of common identification criteria of fault activity is difficult in such a context because the expected rates of tectonic movements, if any, are probably comparable or lower than erosion rates [18]. Therefore, long-term movements along faults may be inferred from the analysis of medium-scale (hectometric to kilometric) landforms, which integrate the cumulated effects of numerous seismo-tectonic events. These landforms generally include stratigraphic or geomorphic landmarks that can be dated - such as deformed or offset stratigraphic levels, planation surfaces, fluvial terraces - allowing a quantification of movements over long periods. The difficulty of this approach lies in the reconstruction of corresponding medium or long-term evolution because of the superimposition of deformational stages. Part of these

Figure 2. Sketch geological map of the study area. Compiled from Brito Neves *et al.* (2000) [20], Carneiro *et al.*, (1989) [50], and Caby *et al.* (1995) [19].



stages may be very old and may correlate with different stress regimes. Other drawbacks are linked to the intervention of erosion phenomena, reduction of slope or planation, scarp retreat, or differential erosion, which may result in landforms whose location and geometry do not reflect those of the faults (residual fault scarps, fault line scarps [13]).

Continued deformation (faulting, epeirogenic warping, tilting) over periods of millions of years is likely to have a profound effect on drainage systems, so that the study of drainage patterns may also be useful [11] [15].

3. Morphotectonic context of the study area

3.1. Morphostructural setting

The study area belongs to the northern part of the Brazilian north-east (*Nordeste*), between 3°15' and 7°30' S and between 37° and 41°W (560 x 520 km) (Fig. 1). This eastern segment of the Brazilian Equatorial margin is a transform passive margin

[4]. The western and southern limits coincide with high plateaus, Serra da Ibiapaba and Chapada do Araripe (ca 1,000 m), respectively. To the southeast and east, the Borborema massif (1,200 m) separates it from the lower São Francisco valley and from the plateaus and lowlands of the east coast.

This set of plateaus and highlands, characterized by modest and regular summit altitudes (1,000-1,100 m) overlooks wide coastal and inland plains. Two discontinuous and offset EW alignments of mountain slopes and plateau edges form a highly dissected marginal scarp along the northern oceanic front. They lie roughly parallel to corresponding segments of the continental margin (Fortaleza – Parnaíba, Aracati – Macau) intersecting inland systems of highlands and plains (Fig. 1). The inland area (*sertão*) is arranged in two concentric half-rings of highlands around the lower Jaguaribe plain (Jaguaribe-Piranhas hemicycle). This plain coincides with the scarp offset area. It opens onto the Aracati Platform, the Potiguar Basin, and a SE-trending segment of the continental margin (Fortaleza -Potiguar).

The Brazilian Equatorial continental margin was formed after the Equatorial Atlantic opening in Aptian times [4]. Onshore, a Precambrian basement area, the Borborema structural province [19] [20], is subdivided into several domains by large Late Proterozoic shear zones (Fig. 2). The structural pattern is organized around the 500 km-long intracratonic Cariri-Potiguar rift zone, a discontinuous NE-SW set of basins and half grabens. These Mesozoic rift structures, overlain by remains of post-rift sedimentary covers (Araripe and Potiguar basins), are intersected in the Potiguar Basin area by the transform margin [21]. Remnants of a pre-rift cover are preserved either outside these structures (Parnaíba Basin, to the west) or along the rift zone (Araripe Basin in southern Ceará). A thin, dissected layer of Cenozoic clastic sedimentary rocks (Barreiras Formation) is preserved on a coastal strip, forming the low-lying tablelands (*tabuleiros*) between the marginal scarp and the shallow continental shelf. Only a few elements of the morphology – such as fault scarps and deformed structural surfaces – directly reflect the tectonic structure [22].

The present relief is a juxtaposition of landforms of various ages. Many features are inherited from the most significant events of the tectonic history: (1) Neocomian intracontinental rifting, followed in the Albian by (2) post-rift subsidence of rift structures and oceanic opening, and finally (3) formation of the transform passive margin, with differentiated tectonic evolution of compartments inherited from rifting patterns. In spite of significant differential erosion along various weakness zones, the regional hemicycle pattern widely reflects the effects of these tectonic events. The marginal scarp is made of two types of rift shoulders, respectively related to (1) continental rifting, south of the Potiguar basin, and (2) transtensional opening of basins before the formation of the Equatorial Atlantic ocean, from Fortaleza westward [4]. Their subsequent evolution is related to almost continuous subsidence and deposition in the offshore Potiguar basin and to the complex evolution of the Ceará basin, characterized by weak and discontinuous Tertiary sedimentation. In both cases, the scarp is mainly inherited from Cretaceous tectonics and uplift, even if local backwearing probably occurred later [22].

3.2. Landforms and tectonic heritage

There are two main stepped sets of planation surfaces in the regional relief. The highest level is composed of dissected surfaces at slightly different altitudes (700-800 m). The lowest level represents the Sertaneja surface (0-300 m), which is made of interior depressions and corridors all merging seaward in a wide coastal piedmont plain partly buried by Late Cenozoic sediments and then slightly dissected. This pattern suggests a simple but spatially differentiated evolution [22]. However, as shown by the gently and uniform seaward-sloping profile of the Sertaneja surface, the corresponding planation processes were generally sufficient to balance the effects of the monoclinial uplift throughout the study area, despite the preservation of numerous remnants of the uplifted volumes.

The main tectonic controls on large-scale landforms are found in patterns created during the post-rift and oceanic opening

stages rather than in continental rift structures, which control smaller units (rift shoulders, basins, horsts, fault scarps) [23]. At the centre of the Jaguaribe-Piranhas hemicycle (Fig. 1), the offset zone between the two contrasting parts of the marginal escarpment coincides with the post-rift Potiguar synform. Intersected by the transform zone of oceanic opening, this structure is both the result of thermal post-rift detumescence of the Potiguar rift and of the subsidence of the passive margin [4] [24]. This area (Jaguaribe-Potiguar compartment; Fig. 1) later underwent a wide and gentle flexural movement that allowed the preservation of paleosurfaces of Cretaceous age in the hinge line, at the foot of residual fault scarps [22]. The outlines of this compartment geographically fit with those of the crustal thinning zone detected by Castro *et al.* [25] and defined as coinciding with the Potiguar basin (Fig. 1). The SSW-trending axis of this thinning zone corresponds to an ESE-WNW extension, that of the Neocomian-Barremian continental rifting.

The opposite compartment (Baturité-Irauçuba compartment) presents higher summits next to the coast. A comparison with the preservation of Cretaceous paleoescarpments south of the Potiguar basin may suggest that this contrast (materialized by the eastern escarpment of the Central Ceará mountains; Fig. 1) is also a direct heritage of higher pre-breakup altitudes or differentiated shoulder uplift during the breakup process [26]. However, stronger uplift might also occur in later times, related to steeper flexural deformation of the margin west of Fortaleza. Such a contrast may be related to difference in the elastic thickness of the lithosphere [27] and to a greater proximity of the oceanic opening zone. Decoupling between both compartments is suspected to have occurred along the Senador Pompeu fault zone (Fig. 2).

4. Available data

4.1. Seismo-tectonic activity and neotectonics: evidence and uncertainties

The seismic activity in the study area has been investigated with the help of instrumental, historical, and paleoseismic data. A significant instrumental seismicity has been known in the study area since the 1960s and occurs within the first 1-12 km of the upper crust [28]. The heightened seismicity is characterized by moderate intensities (observed maximum: VII MM) and magnitudes mostly ≤ 5.0 . It is mainly concentrated in a few areas of the coastal strip, specifically the Potiguar basin, its southern border and the Aracati platform (Cascavel-Pacajus area), and in the Fortaleza-Baturité area, close to the Senador Pompeu shear zone and related faults. A few earthquakes also occurred in the Sobral-Irauçuba area [6][28] (Fig. 3). Other earthquakes of low magnitude ($m_b < 5.2$) are recorded in slightly inner regions, with epicenters located close to Precambrian shear zones (Jaguaribe and Portalegre fault zones) reactivated in the Cretaceous and later (Figs. 1 and 3).

The historical seismicity is known since 1808, when an earthquake of estimated magnitude $m_b = 4.0$ and intensity

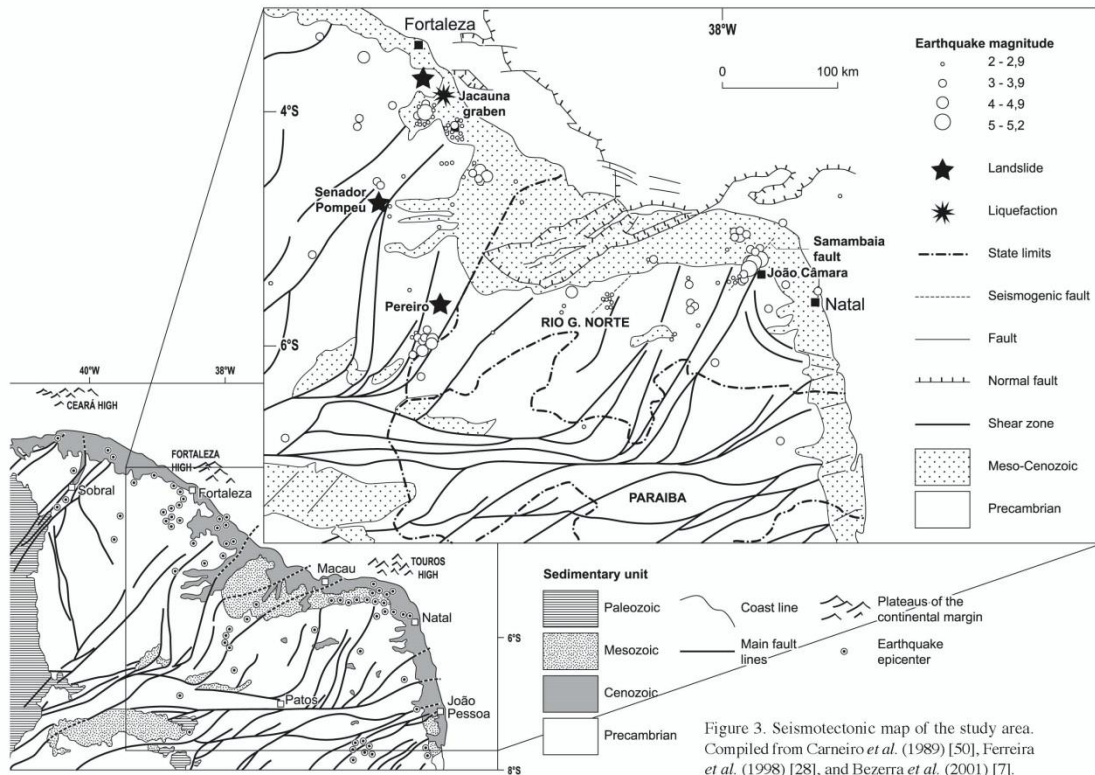


Figure 3. Seismotectonic map of the study area. Compiled from Carneiro *et al.* (1989) [50], Ferreira *et al.* (1998) [28], and Bezerra *et al.* (2001) [7].

MM>VI occurred near Açú (Fig. 1). No coseismic surface rupture has hitherto been reported in northern Brazil [29], even by the most violent earthquake ever recorded in NE Brazil (Pacajus, November 20, 1980, 5.2 m_b) [28] or by the João Camara earthquake swarm in the period 1986-89, in which an individual event reached 5.1 m_b [30].

Only a few phenomena of soil collapse and boulder falls from steep slopes were observed. The first soil collapse occurred after the Aracaticum earthquake swarm in March and April 1979, and the others occurred during the Pereiro earthquake of January 2, 1968, and the Senador Pompeu earthquake of February 23, 1968. This seismicity merely shows poor correlation with mapped faults [28].

Paleoseismic investigations have been increasingly common in the study area. In coastal areas, limited data on slip rates along active faults were obtained from measurements on late Cenozoic, mainly Holocene, deposits. Along the Carnaubais fault (Figs. 2 and 3), the base of the Pliocene sequence is down-faulted by about 60 m southwest of São Bento [2], suggesting that the minimum average slip rate might be 0.01 $mm.y^{-1}$. Seismic-induced liquefaction features have been found in the study area. They include dikes, pillars, and pockets, which occur in once-water-saturated Quaternary alluvial gravels in the Açú

and Jaguaribe River valleys [31]. These features are evidence of earthquakes of 5.5 M_L and 5.6 M_S or greater, which would have occurred on the region as recently as 4,860-4,570 yr B.P. [7]. They are also visible in cliffs and shore platforms of the east coast of Ceará (Fig. 4), especially in those of the Ponta-Grossa-Peroba area (Icapui), where they have been interpreted as neotectonic since the deformed sediments are considered as belonging to the Barreiras Formation (Fig. 5). The liquefaction structures represent secondary features associated with the reactivation of strike slip fault zones [31].

4.2. Stress

Analysis of focal mechanism indicates EW- to NW-SE-oriented maximum compression, parallel to the coastline, and NS to NE-SW-oriented extension [28]. Since the Pliocene, these orientations roughly correspond to the direction of movement of the South American plate, which meets strong resistance on its western border (Andes), and to the flexural movement located in the coastal area [28] [29]. In the study area, this activity is in keeping with several tectonic pulses that have caused the development of strike-slip and normal faulting in coastal areas since the Cretaceous.

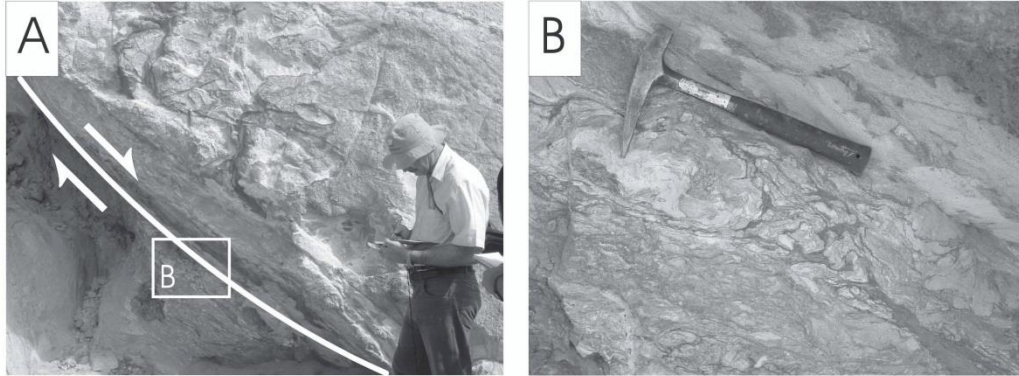


Figure 4. Syn-sedimentary fault at a seacliff on the east coast of Ceará (Icapui, Redonda; see Fig. 1 for location): (A) normal fault affecting post-Turonian fluvial sandstone; (B) detail of (A). Note that the footwall present soft-sediment deformation related to faulting.

4.3. Fault scarps along the coast

Active faults are suspected to control a well-developed horst and graben morphology and the drainage, alluvial, and coastal patterns in eastern Rio Grande do Norte between Natal and João Pessoa [7]. However, the only scarp related to an active fault in the study area was recognized on the coast of the Potiguar basin near São Bento (Fig. 3). It forms cliffs up to 7 m high southeast of the Carnaubais fault, in a marine bioclastic grainstone that interfingers with the Barreiras Formation. The base of this sequence is downfaulted by about 60 m southwest of São Bento [2]. Other indications of possible neotectonic movements were obtained from the analysis of the geometry of Tertiary and Quaternary fluvial and marine depocenters in the Açú River delta near Macau (Fig. 3), where NW- and NE-trending normal fault movements cut across marine and fluvial sediments dated to 30,190 \pm 370 yr BP with offsets of 30 m [32]. Neotectonic movements are also inferred from the identification in the Barreiras Formation sedimentary rocks of small normal faults trending N40° - 60° and from clastic dikes NW of the Potiguar basin (Fazenda Retirinho) [33] and in NW Ceará (Camocim) [6].

In most cases, active faults recognized in the study area do not present topographic expression, which should be implied in small throws and/or erosion rates higher than tectonic rates. Moreover, they mostly occur along the coast, in sediments of the Barreiras Formation and alluvial deposits whose weak resistance to erosion is not favorable to preservation of tectonic landforms. The study area lacks equivalents of the grabens of the eastern coast (Rio Grande do Norte and Paraíba), along which river erosion has allowed a moderate topographic expression of the most outstanding faults [7]. However, linear (fluvial) erosion along some fault structures of the Macau region, mainly during the Pleistocene periods of low sea levels, may have exaggerated the depth of the downfaulted compartments and contributed to controlling

further sedimentation (Fig. 6). Last, the main reason for the absence of recognized neotectonic landforms probably lies in the focal mechanisms in northeastern Brazil, indicating that the current faulting regime is strike slip [2]. This does not favor high scarps or significant relief expression of neotectonic movements.

4.4. Lack of reliable data on neotectonics inland

No similar observations are reported inland, where only indirect geomorphic arguments may provide evidence of tectonic activity, as most studies have focused on the Potiguar basin and its southern border. The presence of remnants of relatively thick covers of Cenozoic sediments in the Potiguar basin, where they cap late Cretaceous rocks in the graben area (Fig. 2), probably reflects the role of Cenozoic deformations (subsidence), superimposed on the general flexure.

To the south of the Potiguar basin, recent uplift was postulated to explain how the fluvial sediments at Martins (Fig. 2) may cap high mesas 600-700 m above the low-lying Lajes depression and Chapada do Apodi (Fig. 7) [8]. By analyzing drainage orientations around the Serra de Santana, Menezes *et al.* [34] and Barros *et al.* [35] looked for evidence of recent deformations in and around this plateau. Few drainage anomalies were found, suggesting that this mesa belongs to a wider tectonic compartment in which no neotectonic activity is reported, except for a few fractures of NE, NW, and NS trends. Indeed, according to some authors, this altitude might result from uplift and slight southward tilting along the so-called Lajes lineament at the southern border of the Potiguar basin (Fig. 2) [35]. Such a structure would reflect regional flexure caused by sedimentary overload on the continental margin [8]. Drainage orientations and possible anomalies were also studied with the purpose of detecting neotectonic activity in SE Ceará and W Paraíba, around Chapada do Ararape, without any significant result [36].

5. Results of the morphotectonic study

5.1. Scarps and seismic areas

5.1.1. Distribution

Major neotectonic faults do not show significant topographic expression in the study area. Many of the scarps produced by neotectonic faults in the Potiguar basin are too small, less than 5 m high, to be identified on regional topographic maps. Along the coast, several fault-bounded valleys are characterized by topographic breaks 20-40 m high between Cretaceous or late Tertiary rocks and Quaternary sediments (Fig. 6).

These fault scarps are faint and degraded and have been attacked by weathering and erosional processes. Colluvium has accumulated, and debris slopes have grown due to fault scarp retreat. Free faces are uncommon or absent because most fault scarps are capped by debris, vegetation, and soil, indicating that most have not been active recently, despite their late Tertiary to Quaternary age.

We present below the best example of seismogenic faulting in Brazil [30], the Samambaia fault, and its related topographic features. No topographic contrast occurs along this fault (Fig. 8).

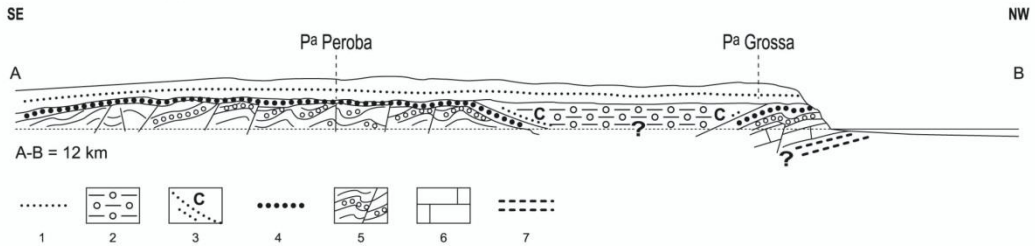
Marks of seismic activity are also recognized along the NE continuation of the Portalegre shear zone, called Carnaubais fault zone in the Potiguar basin (Fig. 2). The Carnaubais fault zone deforms both the Açú and Jandaira formations [37] and seems to have been reactivated from the late Tertiary to the Quaternary, since it has controlled the sedimentation during this period. Along the coast, east of Macau, it forms the boundary between the Barreiras Formation and Quaternary coastal sediments composed mainly of sand dunes and tidal flats. Inland, the lithological boundary between the Jandaira and the Barreiras formations to the SW of São Bento is roughly parallel to the Carnaubais fault. Coseismic uplift is reported to have occurred to the east of the fault, where rapid emergence of at least 4 m occurred ca. 4,080-2,790 cal. yr BP [2]. However, the topographic contrast between these lithological units is only about 5 m in the former site, and about 15 m in the latter (Fig. 9).

The NW-trending Afonso Bezerra and Queimado Lake faults control Quaternary sedimentation and drainage patterns in the central part of the Potiguar Basin (Fig. 6). The Afonso Bezerra fault has controlled the Gangora River and Vargem de Cima Lake. The Queimado Lake fault influences the shapes

Figure 5. Deformed post-Turonian sediments and unconformable deposits (allochthonous laterite, paleodunes) at Ponta Peroba (Icapui). A. Folds beveled and sealed by an allochthonous laterite and by paleodune sands.



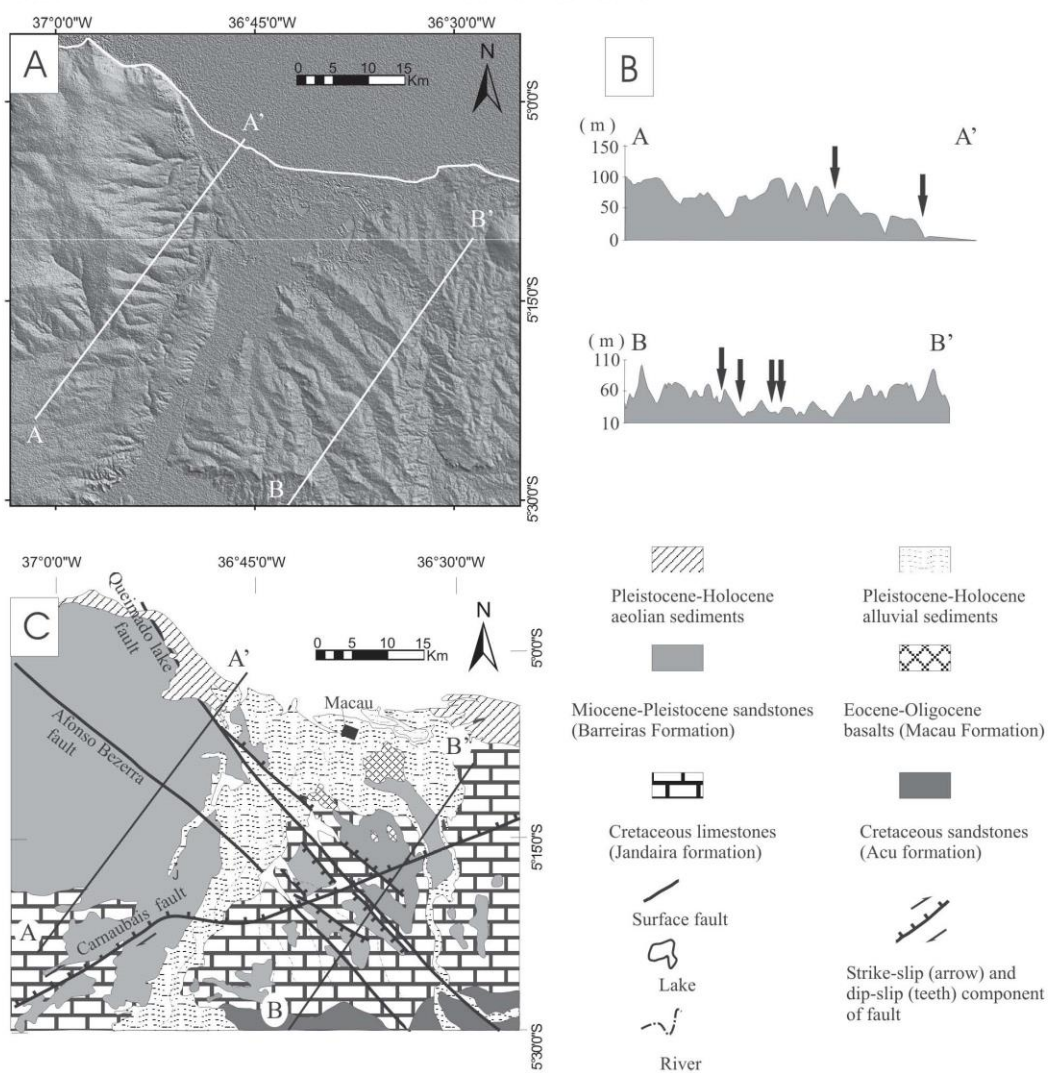
B. Sketch profile, out of scale (approximate height: 20-30 m), after Peulvast and Claudino Sales (2004) [22]. 1: Palaeodunes; 2: horizontal layers of reddish argillaceous sand (Barreiras sediments of possible fluvial origin); 3: slope deposits on the flanks of the Redonda buried depression (paleovalley ?); 4: allochthonous laterite; 5: strongly deformed (faulted and folded) and lateritized sandstones and conglomerates; 6: Jandaira limestone (Turonian-Campanian); 7: Açú sandstone, Cenomanian (?).



of Queimado Lake, Cavalos River and Conchas River, and forms much of the boundary between the Barreiras Formation and Quaternary coastal sediments. Kinematic indicators obtained along straight faults recognized across more than 100 km in the central part of the Potiguar basin indicate an important strike-slip component of movement. These faults were reactivated in the Cenozoic, producing 30-35 m high degraded fault scarps. On the contrary, no similar topographic expression is known along the EW- and NNW-trending faults, which were the locus of seismic activity since 1980 on the western border of the Potiguar basin (Fig. 3) [28].

Inland, most faults along or near which recent seismo-tectonic activity is recorded control important features of the regional relief, at least locally. Many of these features are oblique or perpendicular to the coastline. They correspond to Precambrian shear zones already reactivated during the Cretaceous rifting: Sobral-Pedro II, Senador Pompeu, Jaguaribe, and Portalegre shear zones (Fig. 2). Some of these shear zones (Sobral-Pedro II and Senador Pompeu) have played major roles in decoupling between crustal compartments of the passive margin that have undergone different post-breakup tectonic evolutions [21] [25].

Figure 6. Topographic and geologic signatures of strike-slip faults in the central part of the Potiguar basin: (A) SRTM topography illuminated from NE; (B) topographic cross-sections; arrows indicate trace of faults on surface; (C) simplified geologic map.



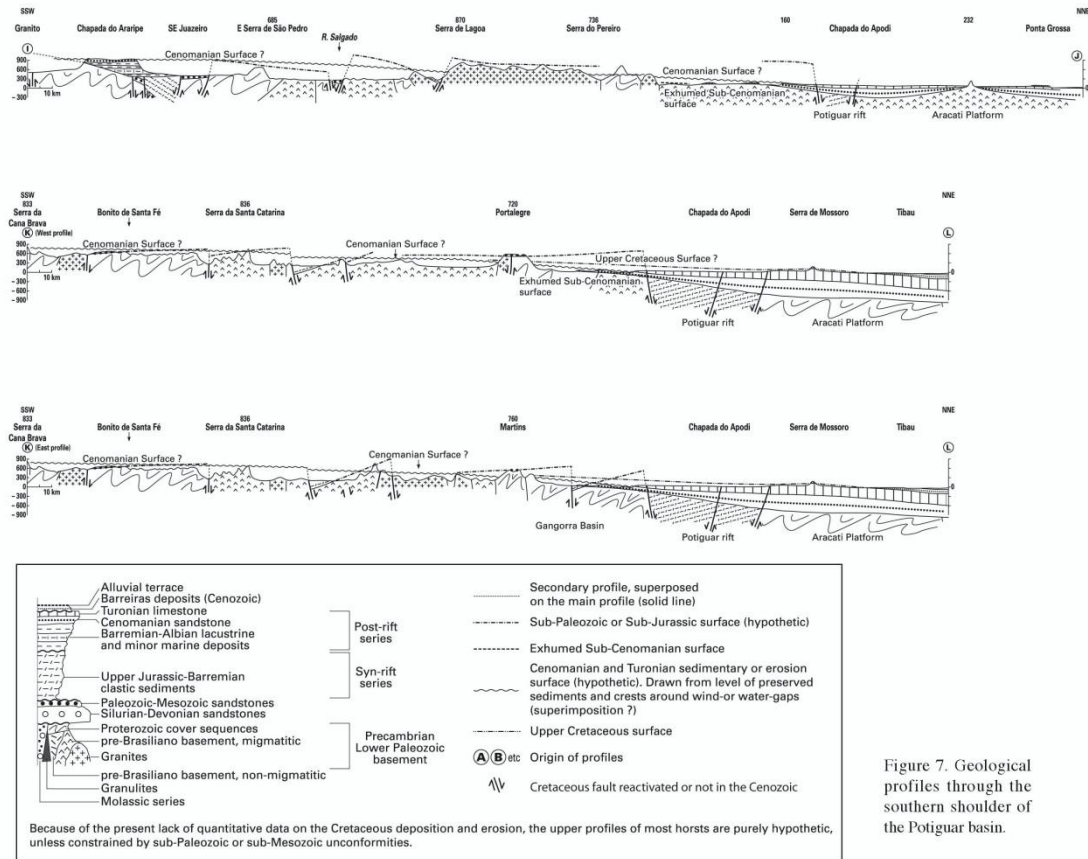


Figure 7. Geological profiles through the southern shoulder of the Potiguar basin.

According to the distribution of seismic zones, the main scarps and other landforms whose existence or shapes might be partly or completely explained by neotectonics are the following (Fig. 1):

- the discontinuous basement scarp, topped by sandstone tables, that forms the northern edge of the aligned spurs and buttes of Pereiro, Portalegre, Martins, João do Vale, and Santana. It overlooks the Chapada do Apodi (i.e., the low surface that bevels the limestones lying at the top of the Cretaceous layers of the Potiguar basin), beyond the wide Apodi-Lages depression under which lies the exhumed basement.
- the eastern edge of the Baturité and Aratanha massifs, south of Fortaleza, the highest scarp in the study area and the most enigmatic because of the lack of control by known nearby faults or lithological contacts.
- the western edge of the granitic Pereiro massif, a 120 km long, 400-500 m high, straight and continuous scarp overlooking the slightly dissected floor of the low Jaguaribe depression (Fig. 1).
- the SE scarp of the Meruoca granitic massif above the Acarau River corridor, hollowed along the Sobral-Pedro II shear zone, in NW Ceará (Fig. 1).

The first of these landforms is the only part of the discontinuous marginal escarpment where an intervention of neotectonics has been proposed [35] [8]. No lithological feature explains its position [23]. The same problem arises for parts of the eastern scarp of the Baturité-Aratanha massif. On the contrary, in the last two examples, the coincidence with intrusive contacts suggests a contribution of differential erosion associated to the preservation of residual mountains above the low planation surface. But this should be addressed by further investigation.

5.1.2. *The marginal escarpment to the south of the Potiguar basin*

The eastern part of the marginal escarpment is a fault scarp that has retreated from the Carnaubais fault and from the Apodi transfer fault, mainly before the deposition of the unconformable Açú sandstones or in relation to it, as shown by the preservation of sandstone outliers at the foot of the northern spurs of the Pereiro massif (Figs. 2 and 7). The pre-Cenomanian planation of the rift structures strongly suggest the

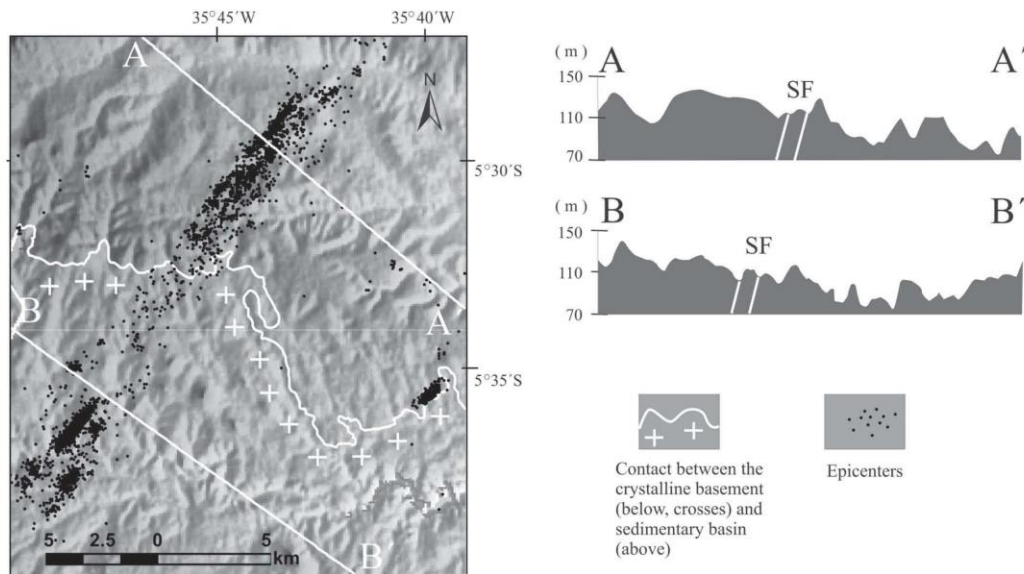


Figure 8. The Samambaia fault and related topography derived from SRTM digital model. Note in cross-sections A-A' and B-B' that crustal blocks across the fault do not show significant topographic changes. Epicenters from Takeya *et al.* [48].

old age and the erosional origin of these escarpments. These age and origin are also indicated by the fact that rift structures are mostly buried below the unconformable post-rift series – followed, however, in the Potiguar basin by reactivations of the Carnaubais fault zone until at least the Tertiary [37]– and by the lack of any important parallel fault or flexure zone between these rift structures and the northernmost edge of the Borborema uplands (Portalegre, Martins, João do Vale, and Santana plateaus). We consider these escarpments as residual fault scarps that retreated ~ 30-50 km from the master faults (Fig. 10). Moreover, the historic seismic activity is concentrated around fault zones that obliquely intersect the so-called Lajes lineament, mainly the Portalegre shear zone [2], and other fault zones located to the east (Fig. 3). Although important at regional scale and in spite of the Cretaceous reactivation of at least one of them (Portalegre shear zone) [38], these faults do not control important morphological features at the scarp or below, except for the water gap through which the Piranhas River crosses the EW alignment of buttes (Fig. 11).

5.1.3. The Pereiro scarp and the Jaguaribe fault zone

The most conspicuous escarpment related to one of the reactivated fault zones is the western edge of the Pereiro granitic massif, which in turn is related to the ENE-trending Jaguaribe shear zone across more than 100 km (Figs. 2 and 12). Except for a wide embayment in the south, its southern half is a straight or en echelon granitic wall, dissected by only a few short and steep valleys that contrast with the shallow depressions of the plateau overlooking the Icó half-graben, 2-5 km east of its master fault line (Fig. 13).

Macroseismic data indicate that the seismic activity is concentrated in the west part of the granitic massif [39]. It may be related to fault segments in the plateau area to the NE of Icó, where the escarpment splits into minor crests on both sides of the fault zone (Figs. 3 and 13). Here, and to the north, it appears as a residual fault scarp controlled by the intrusive contact parallel to the fault zone, but having undergone some erosional retreat in relation to the development of a narrow strip (1-5 km) of rugged pediments and alluvial fans. The presence of residual basement hills and crests on the hanging wall also suggests that exhumation and downwearing of the metamorphic rocks of this compartment may also have contributed to the scarp formation. Similarities of differential erosion features (fault line valleys and scarps, hogbacks) with tectonic features prevented any identification of recent fault scarps.

Such a situation probably also occurred to the north, where the escarpment and the extremity of the Pereiro massif are subdivided into parallel gneissic and granitic ridges or elongated domes between branches of the shear zone, with sharp knicks or short concavities at the contact with the surrounding Sertaneja surface. The tectonic controls are more complex than in the south, on both sides of this narrow-range extremity, between the Jaguaribe and Apodi depressions (Fig. 1) [23]. The digitated outlines of the Pereiro massif are assumed to be those of a residual horst or half-horst system. Its present topographic rims would correspond to the outer contacts of resistant granitic intrusions, 5-40 km from the nearest master faults, one or several branches of the Orós-Jaguaribe fault system to the west, and the buried Apodi transfer fault to the NE, respectively (Figs. 7 and 13).

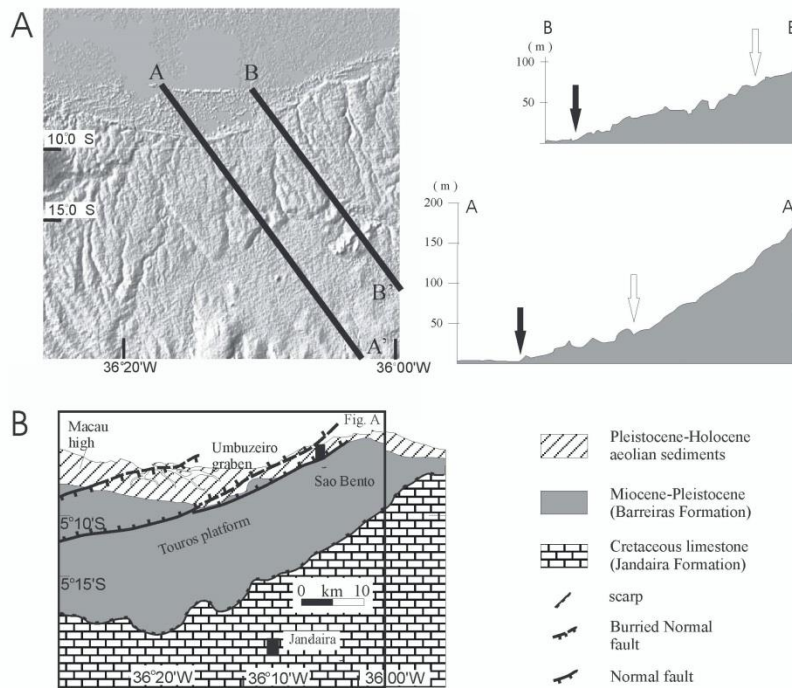


Figure 9. Relationship between morphology and fault scarps: (A) SRTM topography of the São Bento area and topographic cross sections. Black arrow indicates fault-scarp boundary between Quaternary and Miocene-Pleistocene sediments; white arrow indicate erosional scarp between Cretaceous rocks and Miocene-Pleistocene sediments; (B) Simplified geological map of study area, including fault and erosional scarps. In both cases, the topographic contrast is less than 15 m.

5.1.4. The Baturité-Aratanha scarp and the Senador Pompeu shear zone

From Quixadá to the coastal area, structural controls on the outlines of the eastern escarpment of the central Ceará highlands are much less clear. This occurs especially on the eastern side of the lithologically complex Baturité massif, which turns NNE, reaching the southern outskirts of Fortaleza (Fig. 1). Although this mountain resembles an uplifted block slightly tilted eastward, no fault scarp is clearly identified along its borders. To the east, more than 50 km northwest of the Senador Pompeu shear zone, no fault line is mapped or even visible on radar images [40]. Nor is one found between this shear zone and the sinuous escarpment that overlooks the Sertaneja pediplain (even along the shallow parallel valley of the Choró River), or along the foot of the escarpment (Fig. 14).

The Baturité massif *sensu stricto*, in the south, is mostly shaped into supracrustal rocks of the Independência and Canindé Formations of the Ceará Complex [40]. From Capistrano to Redenção, several features suggest the erosive origin of the eastern border of the Baturité massif: (1) the irregular and sinuous outlines of this 500-600 m high

escarpment, including short and steep valleys opening on five large embayments; (2) the presence of a long NE-trending promontory; (3) the local lithological controls on the shapes and position of the hillslopes (abrupt flanks of domes shaped into massive gneissic layers, marble and dolomite crests and pinnacles, quartzitic hogbacks); and (4) the presence of several high inselbergs in front of it (Pedra Aguda, Fig. 14).

Although large parts of the Baturité massif are underlain by the same metamorphic rocks (Canindé Formation) that form the surrounding pediplains, most peaks, culminating ridges, and outstanding escarpments are shaped into the folded quartzite layers of the Independência Formation, which form the skeletal structure of the massif (Fig. 14). Therefore, the outlines may be considered as erosional. However, the absence of residual reliefs on the opposite side of the Senador Pompeu shear zone

might suggest that the eastern scarp would have retreated into the uplifted compartment during or after the Cretaceous rifting. To the northeast, both compartments are bevelled by the same surface that disappears below the Cenozoic sediments of the coastal area and that truncates the buried rift structures of the margin (offshore Potiguar rift, Jacaúna, and Messejana grabens: Fig. 3). This would rule out any significant movements in a neotectonic period. In fact, the outer tectonic limits of the eroded compartment may be those of the Aracati platform (Fig. 2). The dissected pediments that form the floor of the embayments and merge with the slightly undulating Sertaneja pediplain to the southeast do not display any topographic break that might indicate significant movements close to the massif.

A more local tectonic control may be suspected north of Redenção, on the eastern side of the Serra da Aratanha. This is one of the northern outliers of the Baturité massif shaped into a thick migmatitic and granitic nappe, which is also partly planated to the southwest of Fortaleza. NW of Pacatuba, its straight outlines and steep rectilinear profile look like those of a high fault scarp [22]. But here again, the escarpment is not located on the lithological contact with the underlying



Figure 10. The north edge of the Serra do Martins, a residual fault escarpment, as seen to the east. Knick, marble buttresses (foreground), inselbergs at the contact with the Sertaneja surface (which derives from the exhumed pre-Cenomanian surface). In the distance, to the ESE: the Serra João do Vale, another remnant of the south shoulder of the Potiguar rift. Located 30-40 km to the north (i.e. to the left) in the Potiguar basin, the master faults are not visible in the area represented here since the pediment only appears over 5-10 km wide in the picture. Photography J.P. Peulvast.

gneisses. It lies 3 km to the west of a N20°-trending fault line that controls the shallow upper Cocó River valley, south of Fortaleza (Fig. 14). In the case where post-Paleozoic tectonic activity might have occurred, this fault, as other minor faults in the vicinity, might belong to an en échelons system connected to the Senador Pompeu shear zone (Figs. 1 and 2).

5.1.5. *The Meruoca scarp and the Sobral-Pedro II shear zone*

Significant neotectonic movement may also be suspected in the seismic area of Sobral-Irauçuba. The quadrangular Meruoca plateau (23x28 km and 1,020 m high) directly overlooks the Sertaneja pediplain to the east (Fig. 15). This high granitic massif is strongly dissected by an orthogonal pattern of shallow hanging valleys. It turns straight and abrupt escarpments respectively toward the Jaibas graben and its clastic, volcanoclastic and volcanic rocks (SE); the scattered monoclinical ridges and inselbergs of the metamorphic Senador Sá uplands (NE); and the digitated embayments of the Sertaneja surface that are shaped into the molassic rocks of the Ubajara basin, to the NW and SW. The bases of all these escarpments coincide with orthogonal fault lines along which the Meruoca granite was intruded in the Late Cambrian or Early Ordovician [41] (Fig. 15).

The highest escarpment (SE wall) coincides with the Sobral-Pedro II dextral shear zone, along which the conglomerates of the basal deposits of the Jaibas graben are partially verticalized. The granitic massif presents triangular facets that look like those of a fresh fault scarp, especially in its northeast portion (Figs. 1 and 16). This tectonic interpretation is also suggested by the low sinuosity of its outlines and by the presence of a few steep and short valleys between the facets. However, according to Teixeira *et al.* [42], only sub-horizontal striae were found on fault planes along contacts of the granite with the sediments. In addition, the downfaulting of Paleozoic sediments along this shear zone near Santana do Acarau appears to be mainly transtensional [43], without indication of generalized post-Paleozoic vertical movements.

Here again, no distinction could be established between features of differential erosion, inherited tectonic landforms, and possible results of recent faulting. For example, a small fault line scarp shaped into conglomerates faces the main escarpment for over 2 km, west of Sobral. Both escarpments are separated from each other by a short corridor eroded into a zone of strong cataclasis and hydrothermal alteration along the contact between the Meruoca granite and the Jaibas graben rocks [42] (Figs. 1 and 16).

The reasons for possible similarities between tectonic and differential erosion landforms are (1) the probability of a prolonged continuity in tectonic regimes, and (2) the intensity of the erosional shaping after exhumation from the Paleozoic cover [26]. All the other escarpments face depressions and high quartzitic residual ridges whose preservation suggests that differential erosion between the granite and the surrounding host rocks of the Ubajara basin is responsible for their formation (Fig. 2). Therefore, these escarpments may be defined as fault line scarps.

Finally, only small-scale features related to neotectonic activity in late Cenozoic deposits have been recognized in this context of passive margin, where tectonic activity remains moderate [2]. At larger scales, only effects of long-lasting movements and long-term evolutions may be accurately measured, on the basis of morphostratigraphic arguments.

5.2. *Asymmetry of drainage basins: the middle Jaguaribe basin*

The drainage pattern of the study area strongly reflects the Cretaceous tectonic heritage, since the main rivers either follow well-identified Neocomian rift structures or flow toward them from their shoulders, as in Leeder and Gawthorpe's models [44]. For example, it may explain the strong asymmetry of the middle Jaguaribe basin, where the main river trunk, downstream from Orós, receives only a short tributary (Figueiredo River) on its right (eastern) side, whereas on the opposite side it receives long rivers draining the northwest

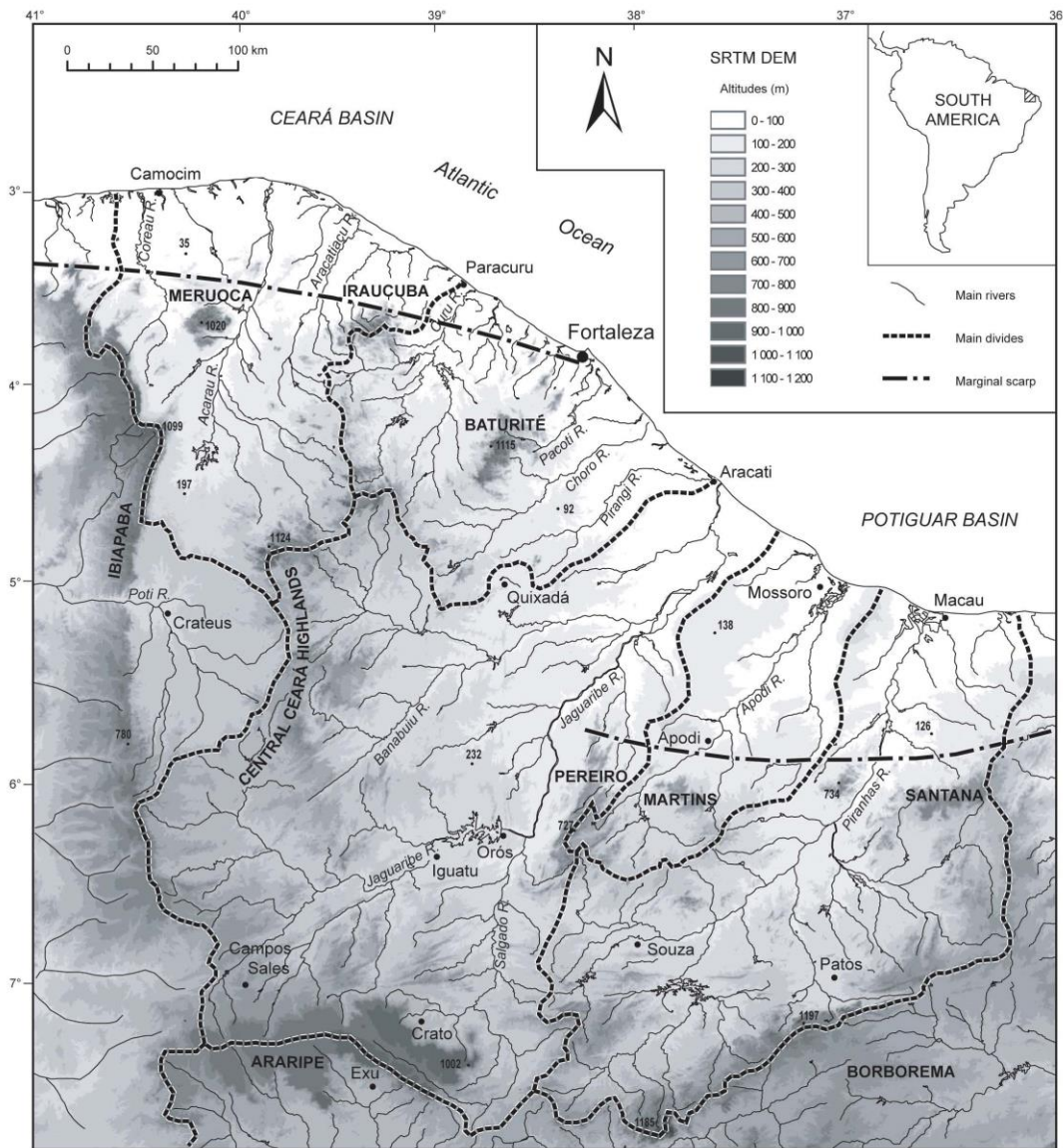


Figure 11. Topography (from the SRTM DEM) and drainage patterns of the study area. Strong asymmetry of the middle Jaguaribe basin, where the main river trunk, downstream of Orós, receives only a short tributary on its right (eastern) side (Rio Figueiredo), whereas on the opposite side it receives long rivers draining the north-west shoulder of the Potiguar rift.

shoulder of the Potiguar rift, reflecting a former hanging/foot wall slope opposition related to the Jaguaribe fault system. Thus, downstream of the confluence with Salgado River, the Asymmetry Factor [45] of the watershed is $(27,400 \text{ km}^2 : 8,130 \text{ km}^2) \cdot 100 = 337$ (Fig. 11).

However, this pattern may also reflect an eastward attraction related to the post-rift and possibly recent subsidence of the Potiguar basin. This is suggested by the trend of the Banabuiú River, which turns east and leaves the shallow corridor excavated along the Senador Pompeu shear zone. It crosses the Orós-Serra



Figure 12. The Pereiro fault scarp, seen to SE from the BR 116 road between Icó and Jaguaribe. Photography J.P. Peulvast. Note the weak sinuosity of the escarpment, which coincides with the outer limit of a syn-orogenic granitic intrusion. Presence of short steep and hanging valleys, with small alluvial fans. Gneissic pediment in the foreground.

do Felix ridge rather than continuing NE toward the Piranji River – this river being the only important one in Ceará that is not fed by sources located in the highlands. A former Banabuiú-Piranji River could have been captured by tributaries of the lower Jaguaribe River, presently the lower Banabuiú and Sitia rivers, more easily deepened owing to its regional dip toward the Potiguar basin and the weak resistance of its sediments.

6. Discussion

6.1. Poorly characterized neotectonic movements

Precise stratigraphic indications on the amplitude and rates of tectonic movements were only obtained SE of the Senador Pompeu shear zone and in south Ceará. In spite of their potential interest, observations on neotectonic movements gave more limited results. All of them were obtained in coastal areas, from measurements on Holocene, Pleistocene, and late Cenozoic deposits. Along the Carnaubais fault, the minimum average slip rate might be 0.01 mm.y^{-1} . Higher rates may be locally recorded in Pleistocene marine deposits, with fault throws as high as 10-12 m, as shown by the uplift of the youngest Pleistocene marine terrace around Touros (oxygen-isotope substage 5e, 117-110 ka BP) [46], yielding rates up to 0.4 mm.y^{-1} . Inland, slip rates are probably much lower. Recurrence intervals of earthquakes responsible for coseismic deformations are not known.

The generally low post-rift deformation rates observed in most cases are comparable with long-term uplift and denudation rates obtained by morphostratigraphic methods in the Jaguaribe-Piranhas hemicycle, at most 10 mm.ka^{-1} in southern Ceará, and much less in the weakly uplifted coastal area of the Jaguaribe-Potiguar compartment [26]. Cenozoic tectonics and magmatism related to the evolution of the adjoining oceanic area have been considered as possible controls in the morphostructural evolution of offshore and onshore domains [8]. The strong

increase in the proportion of clastic sedimentation recorded in the offshore Potiguar basin since the Miocene is interpreted as a result of such a Cenozoic uplift [47]. Actually, it does not reflect a strongly increased erosion rate, since the mean thickness of the Late Miocene and younger clastic Barreiras and Tibau sediments (about 150 m at most on a 100 km-wide strip, measured on profiles of the Potiguar basin) would represent at most 50 m of vertical erosion on a 300 km wide inland zone, i.e., a rate $<10 \text{ mm.ka}^{-1}$, similar to the average rate obtained for the post-Cenomanian times [26]. In such conditions, no accelerated uplift stage is recorded regionally.

Although local movements are possible, no significant escarpment is expected to have been formed by neotectonic activity, unless exaggerated by shore or fluvial erosion in coastal areas [7]. Together with the limited magnitude of this tectonic activity, long recurrence intervals between seismotectonic events probably explain why the morphological expression of faults is often faint or ambiguous in such a context of low slip rates. Moreover, strike-slip components of movement prevail in the whole area [28]. Therefore, the occurrence of expressive tectonic landforms related to neotectonic movements seems unlikely on this passive margin, where possible confusions between these and differential erosion landforms of various ages obscure their identification.

6.2. Predominance of paleolandforms and differential erosion features

Although no clear evidence of recent tectonic movement is identified along outstanding geomorphic features, most faults along or near which recent seismo-tectonic activity

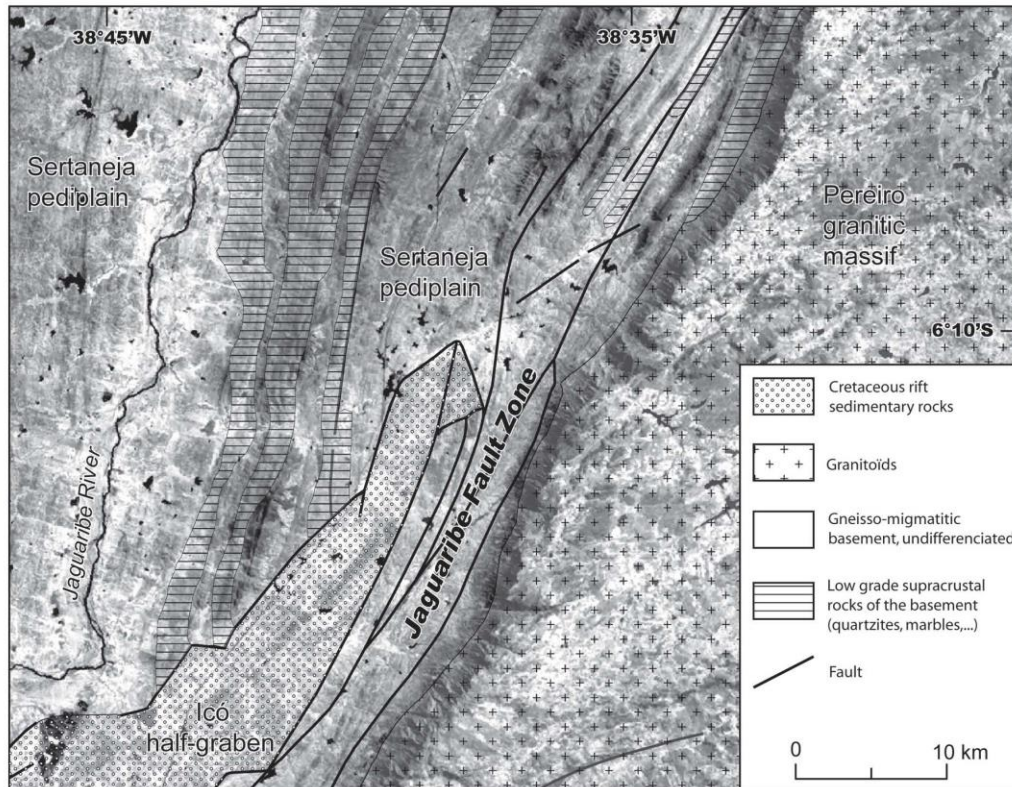
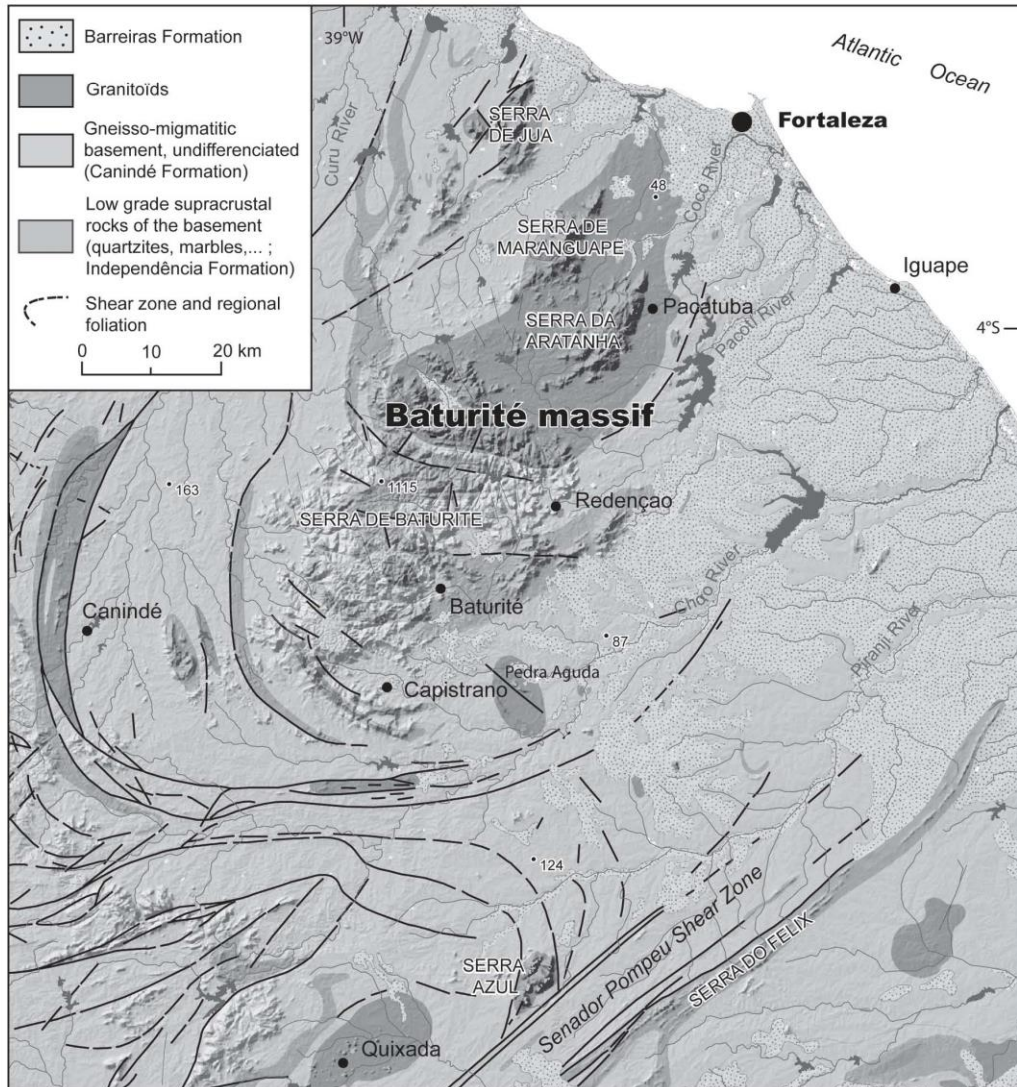


Fig. 13. Geological map [40] superposed on a Landsat picture of the Pereiro fault scarp (location: see Fig. 1). Note the coincidence between the escarpment, a major fault, and the contact between granite and gneiss, that may account for tectonic as well as lithological (differential erosion) origin.

is recorded control at least some important features of the regional relief. Many of them are oblique or perpendicular to the coastline and correspond to Precambrian shear zones reactivated during the Cretaceous rifting: Sobral-Pedro II, Senador Pompeu, Jaguaribe, and Portalegre shear zones (Fig. 2). Some of these (Sobral-Pedro II and Senador Pompeu) are suspected to play major roles in massive decoupling between compartments of the margin that seem to have undergone different post-breakup tectonic evolutions. Marks of seismic activity are also recognized near the offshore Jacauna graben and in the NE continuation of the Portalegre shear zone, along the Carnaubais fault zone in the Potiguar basin. But in these cases, no important escarpment may be related to these structures.

Only a few scarps overlooking the low surfaces are controlled by clearly identified structures. It could not be determined in all cases whether they are residual or even active fault scarps, or fault line scarps formed by differential erosion.

Two high and straight scarps are conspicuously controlled by both major fault lines and lithological contacts, along the granitic intrusions of Pereiro and Meruoca (Figs. 13 and 16). In both cases, the presence of strong lithological contrasts with host rocks and the possible role of (1) differential erosion associated with excavation of these rocks, (2) zones of strong cataclasis and hydrothermal alteration along the contacts, or (3) former syn- and post-rift sediments (Pereiro escarpment) makes their interpretation uncertain. The Pereiro escarpment seems to be a fault scarp whose outlines are also approximately controlled by the intrusive contact parallel to the fault zone. However, the presence of residual basement hills on the hanging wall also suggests that exhumation and downwearing of the opposite compartment may have contributed to scarp formation. Even in the SE escarpment of the Meruoca massif, which coincides with one of the faults of the Sobral-Pedro II shear zone and presents several triangular facets that resemble those of a fresh fault scarp, no distinction has been established between features of differential erosion, old tectonic patterns, and possible effects of neotectonic faulting. This lack of distinction occurs because of the probable continuity in tectonic deformation for a long period and of strong erosive shaping.



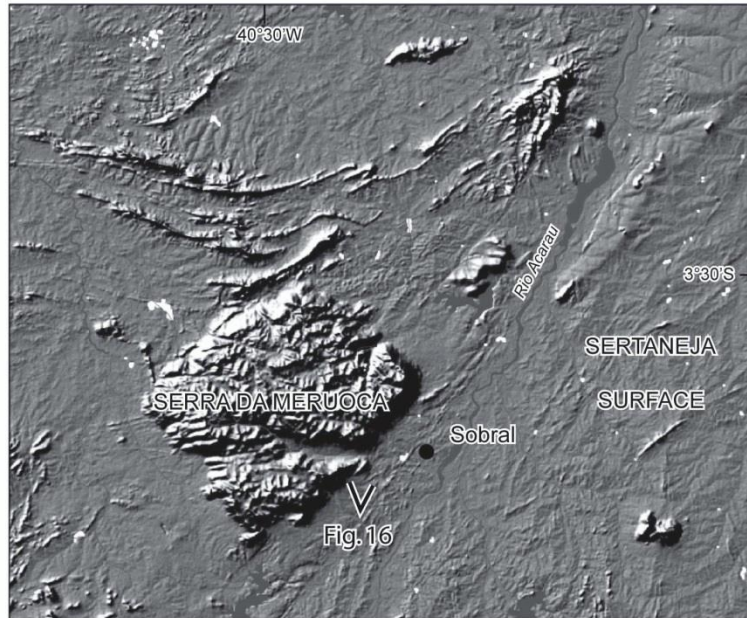
The systematic presence of steep or hanging valleys in the major escarpments along which seismo-tectonic activity is reported (Meruoca, Baturité, Pereiro) may be an argument for a possible role of recent uplift in their evolution. However, differences in resistance between the bedrock of the mountains and the surrounding rocks may also explain a slower vertical erosion in these massifs. This is suggested by the identification of similar landforms in scarps that have no tectonic explanation: for example the quartzitic western scarp of the Baturité massif. The context might be that of transient

Figure 14. Geological map [40] superposed on the SRTMDEM of the Baturité area (location: see fig. 1). Note the lack of mapped fault zone that might control the outlines of the Baturité massif and its satellites, even the rectilinear eastern scarp of the Aratânia ridge, the origin of which remains uncertain.

accelerations of erosion rates, until the Neogene (Barreiras Formation sedimentation), controlled by climatic as well as tectonic or eustatic factors [26].

The identification of coarse alluvial fans on dissected pediments below high mountain slopes that bear marks of

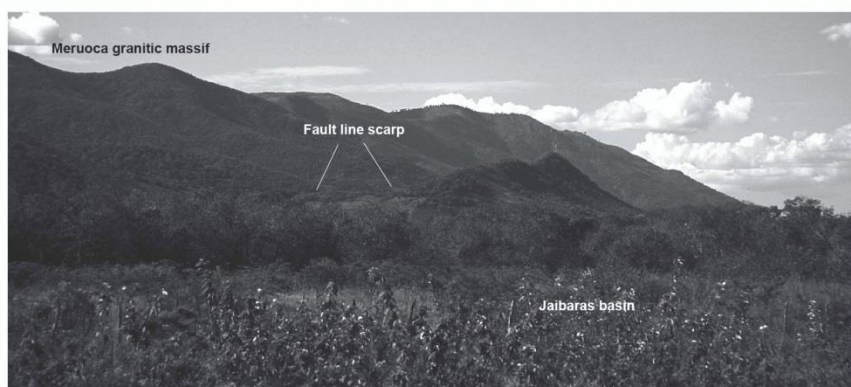
Figure 15. Serra da Meruoca and surroundings. Shaded relief from the SRTMDEM (resolution: 90 m) and simplified geological map. Quadrangular granitic massif (23x28 km, 1020 m) dissected by an orthogonal system of shallow hanging valleys. Straight and abrupt escarpments respectively overlooking the Jaibaras graben and its clastic, volcanoclastic and volcanic rocks (SE), the scattered monoclinial ridges and inselbergs of the metamorphic Senador Sá uplands (NE), and digitated embayments of the Sertaneja surface excavated into the molassic rocks of the Ubajara basin (NW, SW). The bases of all escarpments coincide with orthogonal fault lines along which the Meruoca granite was intruded.

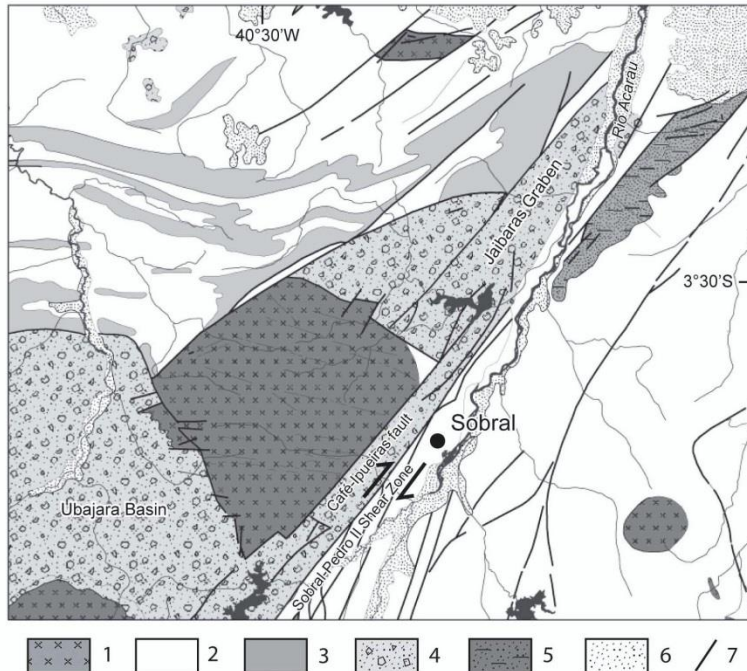


deep denudation or demolition of rock ledges (Serra de Santana) [48], and the presence of thick gravel terraces along the middle or lower courses of major rivers (Acaraú, Curu, Jaguaribe-Banabuiú), probably reflect widespread stripping of deep soil horizons and even erosion of bare rock slopes and surfaces, which would induce steepening or exaggeration of the escarpments. Such events may have taken place in relation to dry conditions and discontinuous vegetation cover, allowing the occurrence of debris flows and torrential floods, without any tectonic forcing [49]. These events were followed by dissection stages in periods of more humid climate and/or lower sea level.

The most frequent case is that of “residual” fault scarps (i.e., those that have undergone erosional retreat), often deprived of lithological control. On the east side of the Baturité massif, no fault line is identified along the sinuous scarp, located 50 km NW from the Senador Pompeu shear zone (Fig. 14). The lack of inselbergs or other residual hills on the opposite side of the shear zone might suggest that it is a fault scarp that would have retreated from this fault during or after the Cretaceous rifting. A more local tectonic control is even suspected on the eastern side of the migmatitic-granitic Serra da Aratanha, which is the only straight scarp, where no clear lithological control is found (Fig. 14). Records of the historic seismic activity in this area

Figure 16. The SE fault or fault line scarp of the Serra da Meruoca. The slope angle of the facets (25-30°) is slightly weaker than on active fault line scarps, whereas the low sinuosity and the location of the scarp on the fault line may be explained by strong lithological control as well as by neotectonics. The presence of a short fault line corridor between the conglomerate ridge visible in front of the main scarp (middle) suggests a decisive role of differential erosion, at least in the formation of the basal part of the scarp.





[6] suggest a possible influence of moderate neotectonic movements along minor faults connected to the Senador Pompeu shear zone. However, the respective rhythms of erosive shaping (downwearing and backwearing in the uplifted block) and of uplift are not known, making ambiguous the exact significance of this scarp. On the contrary, the Potiguar basin is clearly bounded to the south by a residual fault scarp that has retreated from the Carnaubais and Apodi faults.

In both cases, important backwearing – probably associated with downwearing – took place, helped by post-rift flexure that reduced the thickness of the rock slice to be eroded. This situation is probably that of all the borders of inner and coastal surfaces forming the Sertaneja surface. It explains the generally high sinuosity of the escarpments and the development of wide embayments, frequently controlled at small scale by lithological contacts and tectonic weakness zones. It implies old ages (Cretaceous to Tertiary) for most of these landforms.

7. Conclusions

In this study, we consider neotectonics the period during and after the deposition of the Barreiras Formation of Miocene-Pliocene age. This period presents a major kinematic pattern for faults that is related to a continuous stress field up to the present day. Many difficulties, however, arise in the study area for identifying specific effects of neotectonics in the landforms, mainly because of the

stability of stress regimes over long periods, of deformation rates of 0.01 mm.yr^{-1} , and of prevailing strike-slip components of movement recorded along seismogenic faults.

Analyzing landforms located close to zones of seismo-tectonic activity indicates a possible, but probably weak contribution of neotectonics to the formation of high scarps related to fault zones reactivated during the Cretaceous rifting, more hypothetical on the eastern edge of the central Ceará highlands. The influence of neotectonics on major landforms of the Potiguar basin and its surroundings is minor, in spite of strong seismic activity that occurs due to a predominance of weak vertical throw faults, often in poorly resistant rocks. Identified in a few sites in the coastal strip, neotectonic contribution seems to be lacking in the formation of the marginal escarpment to the south of the Potiguar basin, a residual fault scarp whose location and main outlines were already established in the late Cretaceous.

At a regional scale, the main morphostructural units were formed during the Cretaceous rift stage and continental break-up, and many structural landforms of smaller scale have been shaped by later dissection, differential erosion and partial planation related to Tertiary epeirogenic movements. In the less uplifted yet more seismic coastal areas, deformation rates generally remained low enough to be compensated for by erosion, although mean erosion rates have been moderate for long periods and have allowed the preservation of many paleolandforms on resistant bedrock in the area. In such conditions, the use of common neotectonic criteria on passive margins is delicate because confusions is possible between young or old tectonic landforms and the effects of mere differential erosion. On the basis of the present knowledge, only the effects of long-term movement and evolution may be more accurately measured in investigations such as those of morphostratigraphic principles.

Acknowledgements

This study was made possible by the financial and material support of Universidade Federal do Ceará (UFC, Departamento de Geografia); DEPAM, EA 2579 (Dynamique et Evolution des Paysages Atlantiques et Méditerranéens, University of Paris-Sorbonne); and IDES laboratory (CNRS, UMR 8148,

University of Paris XI). Some figures were redrawn by F. Bonnaud (University of Paris-Sorbonne). We thank B.B. Brito Neves, M. Castelo Branco, L.P. Maia, G. Martins, J. M. Morais Neto, C. Ollier and J.R. Vanney for helpful discussions and suggestions, and also C.R. Twidale and an anonymous referee for their constructive reviews.

References

- [1] Boillot G., Coulon C. La déchirure continentale et l'ouverture océanique. *Géologie des marges passives*. Gordon and Breach Sci. Publ., Amsterdam, 1998, 208 p.
- [2] Bezerra F.H.R., Vita-Finzi C., How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28 (2000) 591-594.
- [3] Vila J.M., Dictionnaire de la tectonique des plaques et de la géodynamique, Gordon and Breach Sci. Publ., Paris, 2000, 542 p.
- [4] Matos R.M.D., Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic, in: *Atlantic Rifts and continental margins*, Geophys. Monograph, 115, Am. Geophys. Union, 2000, 331-354.
- [5] Saadi A., Neotectônica da plataforma brasileira: Esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1, (1993) 1-15.
- [6] Saadi A., Torquato J.R., Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Rev. Geologia*, 5 (1992) 5-38.
- [7] Bezerra F.H.R., Amaro V.E., Vita-Finzi C., Saadi A., Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 14 (2001) 61-75.
- [8] Jardim de Sá E.F., Matos R.M.D., Morais Neto J.M., Saadi A., Pessoa Neto O.C., Epirogenia Cenozóica na Província Borborema : síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. VII Simp. Nac. Estudos Tect., Lençóis – Bahia, Anais (1999) 58-61.
- [9] Summerfield M.A., Neotectonics and landform genesis. *Progr. in Phys. Geogr.*, 11, 3 (1987) 384-397.
- [10] Dutour A., De Luca, P., Néotectonique, in: Miskovsky J.C., ed, *Géologie de la Préhistoire*. GEOPRE and Presses Universitaires de Perpignan, 2002, pp. 317-357.
- [11] Burbank D.W., Anderson R.S., *Tectonic geomorphology*, Blackwell Science, Oxford, 2001, 274 p.
- [12] Stewart I.S., Hancock P.L., Neotectonics, in: Hancock P.L. (Ed.), *Continental deformation*, Pergamon Press, Oxford, 1994, pp. 370-409.
- [13] Peulvast J.P., Vanney J.R., *Géomorphologie structurale*, vol. 1. Relief et structure, Gordon & Breach, Paris, BRGM Editions, Orléans, 2001, 504 p.
- [14] Delcaillau B., *Reliefs et tectonique récente*. Nouveau précis de géomorphologie, Vuibert, Paris, 2004, 259 p.
- [15] Watson C.C., Schumm S.A., Harvey M.D., Neotectonic effects on river patterns, in: *River meandering*, Am. Soc. Civil Engineers, New York, 1983, pp. 55-66.
- [16] Doornkamp J.C., Han M., Morphotectonic research in China and its application to earthquake prediction. *Progr. in Phys. Geogr.*, 9, 3 (1986) 353-381.
- [17] Bezerra F.H.R., Neotectonic movements in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment, *Rev. Bras. Geociências*, 30, 3 (2000) 562-564.
- [18] Peulvast J.P., Baroux E., Bellier O., Sébrier M., Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale, *Géomorphologie*, 4 (1999) 327-358.
- [19] Caby R., Arthaud M.H., Archanjo C.J., Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications, *J. South Am. Earth Sci.*, 8, 3-4 (1995) 235-246.
- [20] Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds), *Tectonic Evolution of South America, Brazilian, Contributions to the 31st Intern. Geol. Congress*, Rio de Janeiro, 2000, pp.151-182.
- [21] Matos R.M.D., The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11, 4 (1992) 766-791.
- [22] Peulvast J.P., Claudino Sales, V., Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian « nordeste » : constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology*, 62 (2004) 89-122.
- [23] Peulvast J.P., Claudino Sales, V., Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. In: CPRM, Fortaleza, Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, 2003, CD Rom.
- [24] Mello U.T., Controles tectônicos na estratigrafia da Bacia Potiguar : uma integração de modelos geodinâmicos. *B. Geoci. PETROBRAS*, 3, 4 (1989) 347-364.
- [25] Castro D.L., Barbosa V.C.F., Silva J.B.C., Medeiros W.E., Relevô da interface crosta-manto entre os vínculos de isostasia e suavidade. *Congr. Int. SBGF*, 5, São Paulo, Anais, 1997, pp. 682-685.
- [26] Peulvast J.P., Claudino Sales, V., Betard, F., 2005. Reconstructing the morphotectonic evolution of passive margins: a morphogenetic study of the northern Brazilian "Nordeste". 6th Int. Conf. on Geomorphology, Zaragoza, abstracts, p. 268.
- [27] Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Ussami N., Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. *J. Coastal Res.*, 15, 2 (1999) 505-519.
- [28] Ferreira J.M., Oliveira R., Takeya M.K., Assumpção M.A., Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. Journ. Int.*, 134, 1998, 341-355.
- [29] Assumpção M., The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, 97, 8, (1992) 11,889-11,903.
- [30] Takeya M.K., Ferreira J.M., Pearce R.G., Assumpção M., Costa J.M., Sophia C.M., The 1986-87 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil – evolution of seismicity, *Tectonophysics*, 167 (1989) 117-131.
- [31] Bezerra F.H.R., Fonseca V.P. da, Vita-Finzi C., Lima-Filho F.P., Saadi A., Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology*, 76 (2005) 191-208.
- [32] Silva C.G., Holocene stratigraphy and evolution of the Açú River delta, Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil, PhD Thesis, Duke University, N.C., 1991.
- [33] Torquato J.R., Torquato A.M., Moraes R.M., O graben da Fazenda Retiro Grande e outros aspectos neotectônicos na região da Praia de Redonda (Ceará), *Geonomos*, 4, 2 (1994) 17-21.
- [34] Menezes M.R.F., Fonseca V.P., Saadi A., Morfo-tectônica na Serra de Santana (RN) e correlações com as estruturas regionais, XVII Simp. Geol. Do Nordeste, Fortaleza, Res. Exp., SBG – Núcleo Nordeste, 15, 1997, pp. 396-400.

- [35] Barros S.D.S., Fonseca V.P., Saadi A., Estudo morfo-tectônico preliminary nos platôs da Formação Serra do Martins/Bloco Portalegre-Marins (RN), XVII Simp. Geol. Do Nordeste, Fortaleza, Res. Exp., SBG – Núcleo Nordeste, 15, 1997, pp. 365-369.
- [36] Fonseca V.P., Melo F.T.L., Análise morfo-tectônica da folha Milagres, extremos SE do Ceará e W da Paraíba, XVII Simp. Geol. Do Nordeste, Fortaleza, Anais, 1997, pp. 383-386.
- [37] Bertani R.T., Costa I.G. da, Matos R.M.D., Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia G.P. de, Milani E.J. (Eds.), Origem e evolução de bacias sedimentares, PETROBRAS (1990) 291-310.
- [38] 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., The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements*, 39 (2005), 627-633.
- [39] Ferreira, J.M., Sismicidade no Nordeste do Brasil. M. Sc. Thesis, Univ. de São Paulo, Brazil.
- [40] CPRM, Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, 2003, CD Rom.
- [41] Oliveira D.C. de, Mohriak W.U., Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Paraíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (2003) 351-383.
- [42] Teixeira A.L., Gaucher C., Gomes Paim P.S., Fonseca M.M., Parente C.V.P., Silva Filho W.F., Almeida A.R., Bacias do estágio da transição da plataforma sul-americana, in: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 2005, pp. 487-536.
- [43] Destro N., Szatmari P., Ladeira E.A., Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, 16, 1 (1994) 35-45.
- [44] Leeder M.R., Gawthorpe R.L., Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins, in: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (Eds.), *Continental extensional tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 28, 1987, pp. 139-152.
- [45] Keller E.A., Pinter N., *Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*, Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 1996, 338 p.
- [46] Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R., Suguio K., Tatum S.H., Yee M., Paiva R.P., Munita C.S., Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 179 (2002) 57-69.
- [47] Pessoa Neto O.C., Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geociências*, 33, 3 (2003) 263-278.
- [48] Fonseca V.P., Jardim de Sá E.F., Coriolano A.C., Análise morfo-tectônica preliminar na área da Grota da Fervedeira, Serra de Santana – RN, XVI Simp. Geol. Do Nordeste, Recife, *Soc. Bras. Geol. Nucleo Nordeste, Bol.* 14, 1 (1995) 177-180.
- [49] Gunnell, Y., Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change*, 18, (1998) 47-57.
- [50] Carneiro, C.D.R., Hamza, V.M., Almeida, F.F.M., Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. *Rev. Bras. Geociências*, 19(3) (1989) 310-322.

[2] PEULVAST J.-P., CLAUDINO SALES V., BÉTARD F., GUNNELL Y. (2008) – Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change*, 62, pp. 39-60.

Fruit d'une recherche de fond initiée pendant mon doctorat par Jean-Pierre Peulvast et Vanda Claudino Sales, avec la collaboration de Yanni Gunnell qui avait rejoint le pilotage de ma thèse, cet article offre la première vue d'ensemble, appuyée par des données morphostratigraphiques spatialement cohérentes, de l'évolution géomorphologique à long terme de la marge continentale transformante du Nordeste brésilien. Dans le même temps ou peu avant, commençaient à sortir les premiers résultats d'études thermochronologiques sur la région (traces de fission sur apatites). Ces derniers comportaient certaines aberrations dans les valeurs de la dénudation (surestimation >1 km de roches érodées) et des contradictions significatives avec les résultats des méthodes morphostratigraphiques testées sur la région, justifiant l'importance d'une publication internationale mettant sur la table un faisceau d'arguments solides, issus d'une analyse minutieuse du terrain et d'une prise en compte des données géologiques les plus récentes.

Sur la marge équatoriale du Nordeste brésilien formée en régime transformant, le Ceará et les régions voisines ont subi depuis le Cénomanién une inversion modérée des bassins sédimentaires alignés sur la zone de rift Cariri-Potiguar. Le soulèvement a engendré l'inversion topographique des bassins post-rift, l'exhumation de surfaces enfouies servant de plans de discordance, la dissection des reliefs résiduels issus des épaules de rift et l'expansion de la basse surface d'érosion appelée « Surface Sertaneja ». Les vitesses d'érosion sur le long terme, déterminées à partir des méthodes morphostratigraphiques, ont été mesurées <10 m·Ma⁻¹ et comparables aux taux obtenus sur les cratons africains et australiens. L'étude montre également que les vitesses d'érosion ont été plus élevées pendant le rifting crétacé et les stades de transition, comme le montre l'enregistrement stratigraphique d'une rapide érosion pré-cénomaniénne visible sur l'épaulement sud du rift Potiguar, en 20–30 Ma seulement.

Ces résultats ont des implications importantes en termes d'évolution des marges passives transformantes, lesquelles ont été mondialement très peu étudiées, avec la particularité d'intégrer ici une zone de rift avorté (la zone de rift Cariri-Potiguar). De tels résultats supportent l'idée selon laquelle les épaules de rift s'érodent rapidement (<40 Ma) après leur formation, ce qui n'empêche pas la survivance dans le paysage actuel de reliefs résiduels issus des épaules de rift. Cette étude permet aussi de discuter la nature et les raisons des discordances observées entre les résultats des méthodes thermochronologiques et ceux de l'approche morphostratigraphique. Dans le cas étudié ici, le problème pourrait venir d'une surestimation du refroidissement tardif des roches par les algorithmes de modélisation thermique, qui ne prennent pas en compte l'effacement des traces de fission à basse température. De tels artefacts impliqueraient typiquement plus d'un km d'érosion récente qui peut ne jamais avoir eu lieu. Les effets d'un événement magmatique régional intervenu durant le Cénozoïque pourraient aussi expliquer le décalage. Cet exemple souligne l'importance de prendre en compte les conditions de l'évolution géologique et géomorphologique locale au moment d'interpréter l'histoire thermique de chaque échantillon.

Available online at www.sciencedirect.com

Global and Planetary Change 62 (2008) 39–60

GLOBAL AND PLANETARY
CHANGEwww.elsevier.com/locate/gloplacha

Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin

Jean-Pierre Peulvast ^{a,*}, Vanda Claudino Sales ^b, François Bétard ^a, Yanni Gunnell ^c^a Université Paris-Sorbonne and Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591, 191 rue Saint-Jacques, 75005 Paris, France^b Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Campus do Pici, 60.455-970, Fortaleza, Brazil^c Université Paris-Diderot and Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591, Case courrier 7001, 2 Place Jussieu, 75205 Paris cedex 13, France

Received 2 August 2007; accepted 30 November 2007

Available online 21 February 2008

Abstract

The Brazilian Northeast affords good opportunities for obtaining reliable timings and rates of landscape evolution based on stratigraphic correlations across a vast region. The landscape formed in the context of an episodically fluctuating but continuously falling base level since the Cenomanian. After formation of the transform passive margin in Aptian times, landscape development was further driven by a swell-like uplift with its crest situated ~300 km from the coastline. The seaward flank of this swell or broad monocline between the interior Araripe and coastal Potiguar basins was eroded, and currently forms a deeply embayed plain bordered by a semi-circular, north-facing erosional escarpment. The post-Cenomanian uplift caused an inversion of the Cretaceous basins and generated a landscape in which the most elevated landforms correspond either to resistant Mesozoic sedimentary caprock, or to eroded stumps of syn-rift Cretaceous footwall uplands. Denudation in the last 90 My never exceeded mean rates of $10 \text{ m}\cdot\text{My}^{-1}$ and exhumed a number of Cretaceous stratigraphic unconformities. As a result, some topographic surfaces at low elevations are effectively Mesozoic land surfaces that became re-exposed in Cenozoic times. The Neogene Barreiras Formation forms a continuous and mostly clastic apron near the coast. It testifies to the last peak of erosion in the hinterland and coincided with the onset of more arid climates at ~13 Ma or earlier. The semi-circular escarpment is not directly related to the initial breakup rift flanks, which had been mostly eroded before the end of the Mesozoic, but the cause and exact timing of post-Cenomanian crustal upwarping are poorly constrained. It could perhaps have been a flexural response of the low-rigidity lithosphere to sediment loads on the margin, and thus a slowly ongoing process since the late Cretaceous. Uplift could instead be the consequence of a more discrete dynamic event related either to Oligocene magmatism in the region, or to continental-scale far-field stresses determined by Andean convergence.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: denudation rates; passive margin; palaeogeography; sea-level change; climatic change; epeirogeny

1. Introduction

At transform margins, the continental crust may exhibit normal thickness (e.g. Ghana margin), but in other cases the transform-fault boundary and its succession of pull-apart basins intersect failed intracratonic rifts that have undergone crustal extension and

thinning (Boillot and Coulon, 1998). The north Brazilian coast belongs to this second category, with the SW–NE-trending Cariri–Potiguar onshore rift zone extending into the offshore sedimentary basin of the transform Equatorial margin. We present a synthesis of existing geomorphological, structural and stratigraphic data that allows us to estimate magnitudes of uplift and denudation and unravel the interacting effects of sea-level fluctuations, climatic change and epeirogenic processes on landscape evolution since late Cretaceous times. Unlike previous models of passive margin evolution that interpret seaward-facing continental escarpments as direct legacies of continental breakup involving indefinite parallel retreat of the scarp face (e.g. King,

* Corresponding author. Tel.: +33 1 01 44 32 14 44; fax: +33 1 44 32 14 38.

E-mail addresses: jean-pierre.peulvast@wanadoo.fr (J.-P. Peulvast), ves@ufc.br (V. Claudino Sales), francois.betard@paris-sorbonne.fr (F. Bétard), gunnell@univ-paris-diderot.fr (Y. Gunnell).

1955; Gilchrist and Summerfield, 1990, among many others), the landscape development history of north Brazil is one in which the complex geomorphic legacies of Mesozoic rifting have somewhat faded under the influence of more recent, independent geodynamic and eustatic events that occurred during the Cenozoic. In the light of these new data, previously published denudation histories based on thermochronological evidence appear to significantly overestimate post-Cretaceous denudation.

2. Study area and previous interpretations of landscape evolution

2.1. Topography and geological setting

Climatically, the study area is part of the semi-arid Brazilian Northeast, in the state of Ceará. The dominant topographic feature is a continuous, semi-circular escarpment linking the

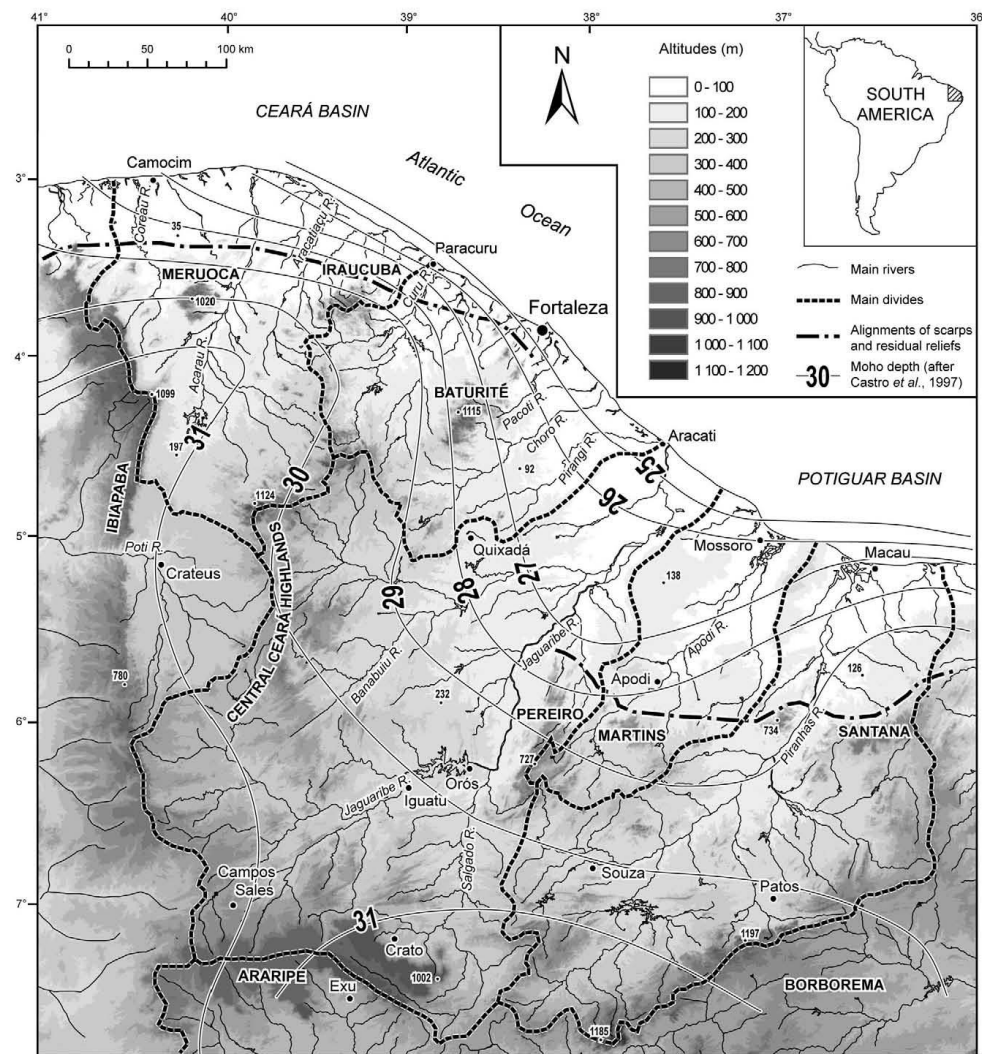


Fig. 1. Topography, drainage and links between topography and crustal thickness in Northeast Brazil. Moho depth in kilometres.

Ibiapaba, Araripe and Borborema plateaus (Fig. 1). The crest zone of this belt of highlands exhibits relatively constant elevations between 1000 and 1200 m a.s.l. (above sea level) and forms the continental watershed between the São Francisco drainage basin and other rivers among which the Jaguaribe and Piranhas are the most important. Shorter drainage systems (Rio Acaraú, Baturité area, Rio Apodi) reflect the establishment of secondary divides within the deep topographic embayment defined by the escarpment. These divides correspond to a collection of isolated massifs (e.g. Meruoca, Baturité, Pereiro, Central Ceará highlands) that share similar altitudes (800–1000 m). Their steep northern termination outlines two discontinuous and roughly E–W alignments of elevated topography (Ibiapaba–Meruoca–Irauçuba–Baturité, and Pereiro–Santana, respectively; Fig. 1) that are parallel to the continental margin. Overall, a positive spatial correlation exists between crustal thickness (Castro et al., 1997; Barros et al., 1999) and regional trends in topographic elevation.

The Ceará segment of the Brazilian Equatorial coastline is a passive continental margin formed by the transform opening of the Equatorial Atlantic in Aptian times (Matos, 2000). Onshore, the Precambrian Borborema province (Monié et al., 1997; Brito Neves et al., 2000) is subdivided into several geological domains by large Proterozoic shear zones (Fig. 2). A wide and discontinuous set of NE–SW basins and half-grabens known as the Cariri–Potiguar intracratonic rift zone represents aborted Mesozoic rift structures locally buried by remains of a post-rift sedimentary cover that defines the Araripe and Potiguar basins. This 500-km-long rift zone is intersected by the Atlantic margin in the Potiguar Basin area (Matos, 1992). Remnants of a pre-rift cover are preserved along the rift zone (Araripe Basin) and to the west (Parnaíba Basin) (Fig. 2). The topographic embayment is geologically divided by the Senador–Pompeu Shear Zone (SPSZ) into two crustal blocks (Fig. 2), defined as the Jaguaribe–Potiguar (eastern) and Baturité–Irauçuba (western) compartments (Peulvast and Claudino Sales, 2004), which exhibit contrasting stratigraphic records. The greater mean elevation and absence of Mesozoic cover rocks to the west of the SPSZ (Fig. 2), either due to erosion or to nondeposition, imply differences in vertical crustal movements and denudation history between the two compartments. However, this contrast evidently faded over time because it has nevertheless allowed a wide development of the embayed erosional plain on both sides of the SPSZ (Fig. 1) as well as deposition of the Neogene clastic sediments (Barreiras Group) continuously along the coast (Fig. 2).

2.2. Previous views on landscape evolution in NE Brazil

2.2.1. Stepped surfaces and escarpments

Landscape patterns in northeast Brazil have previously been interpreted as (i) the erosional response to updoming of a large crustal swell (Ab'Saber, 1956; Dresch, 1957; Demangeot, 1960; Andrade and Caldas Lins, 1965), (ii) a consequence of differential uplift (Bigarella and Andrade, 1964) and/or (iii) a seaward continental flexure (Ruellan, 1952; King, 1956). Crustal uplift would have promoted the development of a descending staircase of successively younger erosion surfaces

driven both by an incising radial drainage pattern and oscillations between wetter and drier climates during the Cenozoic. As on the Guiana Shield (McConnell, 1968; Zonneveld, 1985, 1993), most authors have recognized the trends of four surfaces in this region, and have linked them to Mesozoic and Cenozoic off- and onshore sedimentary sequences (Fig. 3) and to epeirogenic uplift with a crest located 150 to 200 km inland. Conceptually, landscape development would thus correspond to Fig. 4A.

The morphology of this sheared passive margin differs significantly from the high-elevation margin of eastern and southeastern Brazil, where landscape evolution partly corresponds to Fig. 4B, because no marginal scarp can currently be defined along it or its African conjugate between Nigeria and Côte d'Ivoire. However, Peulvast and Claudino Sales (2004) have observed that the Ibiapaba–Baturité and Pereiro–Santana alignments of residual highlands (Fig. 1) form a topographic limit between the inner highland region and a coastal piedmont partly covered by Cenozoic and older sediments. As such, these may correspond to the eroded stumps of Cretaceous rift flanks now deeply breached by embayed drainage basins, and suggest that the NE Brazilian plateau edge once extended as far north as these alignments. Conceptually, landscape development would thus correspond to Fig. 4C. The Pereiro–Santana alignment would represent the eroded stumps of the Neocomian Potiguar half-graben rift shoulder. The Ibiapaba–Baturité alignment would correspond to the eroded remains of a somewhat younger rift shoulder linked to the Aptian–Albian opening of the Equatorial Atlantic Ocean (Matos, 2000; Fig. 1).

2.2.2. Thermochronological studies

Apatite fission track (AFT) analysis provides constraints on erosion rates that are relevant to long-term landscape development. Harman et al. (1998) identified an increase in average denudation rates occurring at 60–80 Ma over much of this region and tentatively explained it by a drop in base level and the generation of local relief along the recently formed rift margin. Other data obtained along two transects through the Borborema plateau (Morais Neto et al., 2000) are consistent with late Cretaceous cooling beginning around 100 Ma as a result of regional uplift along the Brazilian Atlantic margin and subsequent erosion. AFT studies also indicate two cooling events related to uplift and up to 3–4 km of erosion east of the reactivated Precambrian Portalegre Shear Zone (PSZ, see Fig. 2). The intervening heating event was recorded between 140 and 45 Ma on the block west of the PSZ and 55 and 15 Ma on the block to the east, and is believed to reflect burial in the first case and Oligocene ("Macau") volcanism in the second (Nóbrega et al., 2005). In the Araripe area of southern Ceará, AFT research suggests ~1.5 km of denudation having occurred in the last 30 Ma (Morais Neto et al., 2005–2006). According to Pessoa Neto (2003), such a recent stage of denudation would explain the siliciclastic influx observed in the Neogene sediments of the offshore Potiguar Basin.

Here we revise existing views on landscape evolution in Ceará and propose new interpretations based upon alternative estimates of uplift and denudation magnitudes since the late

Cretaceous. These are based on an integrated correlation and reconstruction of age-bracketed topographic land surfaces and basin stratigraphy.

3. Methods and data sources

Using the Shuttle Radar Topography Mission 90-m digital elevation data base (SRTM, version 1), thirteen regularly spaced topographic profiles (Fig. 5) roughly perpendicular to the coastline were used to characterize onshore topographic levels. Available data on basin stratigraphy form a basis for producing a time-sliced reconstruction of landscape evolution based on

relative dating of topographic surfaces and landforms. This method has proved effective as a tool for unravelling long-term landscape evolution in other cratonic environments (e.g. Twidale, 1997), but has never been applied to this region despite a high potential provided by the complex mosaic of basement outcrops, unconformable sedimentary deposits, fault blocks and erosional landforms. The method relies on elevation differences between marine layers and unconformities of known age at different locations, on the pattern of basement–sediment boundaries, and on cross-cutting relations between stratigraphic dips and topographic slopes. These help to quantify and correlate post-depositional erosion depths and patterns of crustal deformation

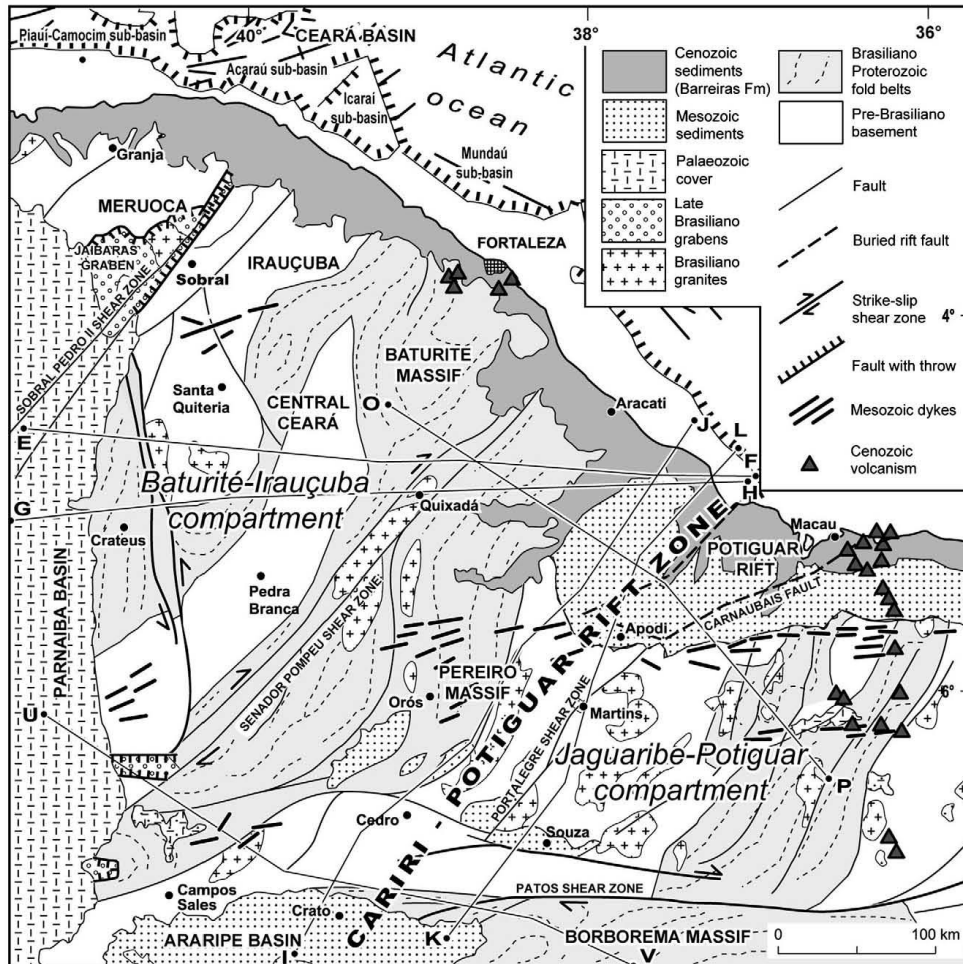


Fig. 2. Simplified geological map of the Brazilian Northeast, compiled after Brito Neves et al. (2000), Carneiro et al. (1989), and Caby et al. (1995). Lettered geological cross-section lines refer to Fig. 7.

with reference to current and ancient sea levels. Rock facies is also useful for reconstructing palaeoshorelines and palaeodepths of rock burial, and thus for estimating depths of removed overburden. The sedimentary record of on- and offshore basins since early Cretaceous times also constitutes a proxy for understanding the state of the palaeolandscapes, i.e. the slope system as well as palaeoenvironmental conditions in sediment source areas.

This approach is possible because the Potiguar and Ceará basins have been studied in several reports of the Brazilian petroleum company Petrobras (Mello, 1989; Araripe and Feijo, 1994; Beltrami et al., 1994; Cremonini, 1996; Matos, 2000), and by Pessoa Neto (2003) for the Neogene sequences of the Potiguar Basin. The numerous boreholes and seismic reflection profiles in the region allow temporal and spatial correlations to be made between lithostratigraphic units and sediment thicknesses to be linked to continental denudation (Fig. 6). In the offshore Potiguar basin, thick syn-rift sedimentary series deposited during rifting in Neocomian to early Aptian times were covered by transitional series deposited in a context of tectonic quiescence and thermal subsidence during late Albian to late Aptian times. Marine sediments were subsequently deposited as accommodation space increased due to thermal and isostatic subsidence of the passive margin. Since the transgressive phase during Albian and early Campanian times, post-Campanian deposits have constructed a seaward thickening sedimentary wedge (Pessoa Neto, 2003). This entire post-Campanian package defines a first-order regressional cycle that lasted until the late Quaternary. It consists of three lithostratigraphic units known as the Tibau Formation (sandstones and conglomerates), the Guamaré Formation (limestones), and the Ubarana Formation (marine shales). They respectively represent the siliciclastic sedimentation of the inner shelf, the carbonate deposits of the outer shelf, and the pelitic sedimentation on the continental slope. Several unconformities, Neogene stages of canyon incision and infilling, and geographic variations in the boundaries between clastic and carbonate deposits through time reflect eustatic fluctuations that have interacted with variations in clastic supply from the continent.

4. Results

4.1. Presence of a stepped landform system

All the topographic profiles on Fig. 5 outline the trends of two rather than four (cf. Fig. 3) erosional levels: a low plain between 0 and 300 m a.s.l., sloping gently seaward (average slope angle $<0.1^\circ$), and the discontinuous remains of a high plain between 750 and 1100 m a.s.l. The latter lacks a well defined slope, even in the Central Ceará Highlands where the higher topography occurs nearer the coast (Fig. 5, profiles 8–10). Profiles east of the SPSZ (Fig. 5, profiles 1–4 and 5–7) highlight a deep inward extension of the embayed lower plain known as the ‘Sertaneja’ surface, or Sertão, as far as the foot of the Borborema and Araripe plateaus. Residual bedrock landforms are scattered across the plain. To the west, Central Ceará Highlands excepted (profiles 8–10 and 11–13), the low plain

also exists with a similar seaward gradient of $\sim 0.1^\circ$. The Ibiapaba plateau is characterized by the regular westward dip slope of its sedimentary strata but forms an elevated flat surface at ~ 1000 m a.s.l. This is similar to the other major summits of the western compartment and suggests that the plateau was once continuous between the Ibiapaba scarp and the outliers.

4.2. Cross-cutting relations between stratigraphy and topography: the age puzzle

The residual massifs capped by the high plain include (i) dissected remnants of structural surfaces of unknown age, in which the topography coincides with the upper surface of a resistant sedimentary layer (Serra da Ibiapaba, Martins, Portalegre, Santana) (Fig. 7, EF, KL, OP); (ii) a well preserved structural surface of Cenomanian sandstone corresponding to the weakly degraded top of the post-rift Araripe series (Peulvast and Claudino Sales, 2004) (Fig. 7, IJ, UV); (iii) exhumed patches of the sub-Palaeozoic (post-Brasiliana) erosion surface, which is well exposed in southwest Ceará where the Ibiapaba Palaeozoic cover rocks have been stripped back by erosion (Fig. 7, UV); and (iv) exhumed tracts on the northwest margin of the Araripe basin of a sub-Cenomanian erosion surface, which is capped by laterite (Fig. 7, UV). The plateaus that collectively form the high plain carry the most deeply and intensely weathered materials of the region, regardless of parent rock. For instance, exhumed kaolinitic weathering fronts are preserved below scarce remnants of kaolinite-rich, duricrusted weathering profiles on the southern footwall of the Potiguar basin (Serra do Martins, Pereiro, Santana). West of Fortaleza, elevated remnants of deeply kaolinitized weathering profiles also cap massifs closer to the coast such as Meruoca and Baturité (900–1000 m a.s.l.).

The low plain is also a mosaic of erosion surfaces of different ages, some of which coincide with exhumed stratigraphic unconformities. One example is the exhumed sub-Cenomanian or sub-Albian surface of the Aracati–Potiguar area. It is well preserved around outliers of Açú sandstone southwest of the Potiguar basin (Peulvast and Claudino Sales, 2004). This exhumed surface is also exposed around the lower Jaguaribe valley where partly exhumed granitic inselbergs rise through the eroding Cenomanian and Turonian cover rocks (Fig. 7, EF, GH, IJ). As in the Recôncavo–Tucano–Jatobá rift (Magnavita et al., 1994) and in the Araripe basin, where this exhumed sub-Cenomanian erosional plain is also reported, its extensive development testifies to intense erosion during the opening of the Potiguar failed rift. Contrary to previous landscape development scenarios for this region (cf. Fig. 3), the numerous tracts of exhumed sub-Cretaceous land surfaces also imply that the lower-lying surfaces of the northeast Brazilian topographic staircase are not systematically the youngest (Fig. 7, EF, GH, OP). This complex mosaic of erosional landforms of various ages is summarized in Fig. 8.

4.3. The Araripe basin, a keystone for understanding post-Cenomanian landscape evolution

The Chapada do Araripe in southern Ceará (Fig. 1) is a sub-horizontal plateau underlain by fossiliferous lacustrine or marine

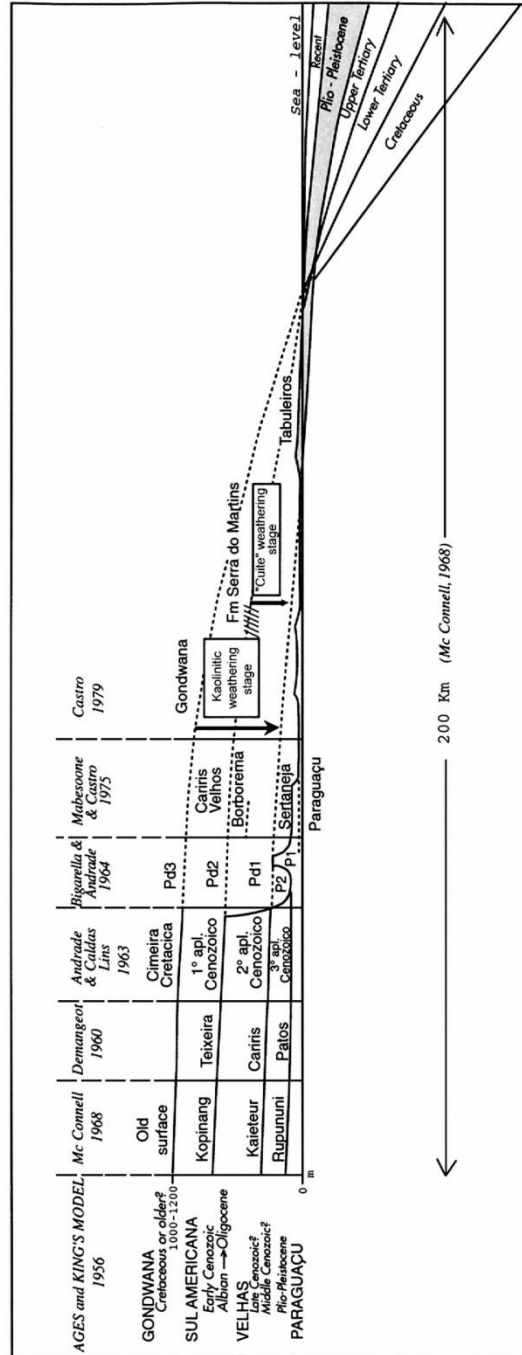


Fig. 3. Previously published interpretations and correlation of erosion surfaces in Northeastern Brazil and adjoining regions.

Albian layers (Santana Formation; Ponte and Ponte Filho, 1996) and capped by fluvial conglomerate and sandstone (the Cenomanian Exu Formation). This elevated structural landform bounded by a 200–600-m-high escarpment constitutes a key regional feature for estimating magnitudes of Cenozoic crustal deformation and denudation because, from Albian to Cenomanian times, this active sedimentary basin was a landscape of lakes and lagoons surrounded by low hills, intermittently connected via shallow seaways to the Parnaíba, Potiguar and/or Tucano–Jatoba basins (Petri, 1987; Assine, 1994; Arai, 1999). The Exu Formation (90 Ma, <200 m thick), which laps onto the basement to the west and northwest, represents the rapid westward progradation through low-relief topography of a braid-plain dominated by flashy flow regimes in a dry palaeoclimate (Martill, 1993). Subsidence in that area ended after deposition of the Exu sediments. Although it now occurs in the southernmost and currently most elevated part of the study area, the Araripe basin lay at the time at a palaeoelevation close to palaeosea level. Furthermore, studies of the organic matter contained in the Albian

sediments suggest that no significant overburden was ever removed by erosion from the exposed upper surface of the Exu caprock (Baudin and Berthou, 1996; Arai, 2000). This unique region, recently classified as a Geopark or World Heritage area, has thus formed an almost uneroded topographic surface for the last 90 Ma. It logically follows that the Sertaneja plain developed in post-Cenomanian times by erosion of the seaward flank of a broad crustal upwarp that effectively inverted the Araripe and other Cretaceous basins, with drainage making inroads into the hinterland through older Cretaceous half-grabens and Brasiliano shear zones (see hypothetical profile of Cenomanian surface drawn on Fig. 8).

4.4. Palaeogeography and chronology of long-term landscape development

From the array of criteria used here, a reconstruction comprising of four successive palaeolandscape states is proposed and illustrated in Fig. 9.

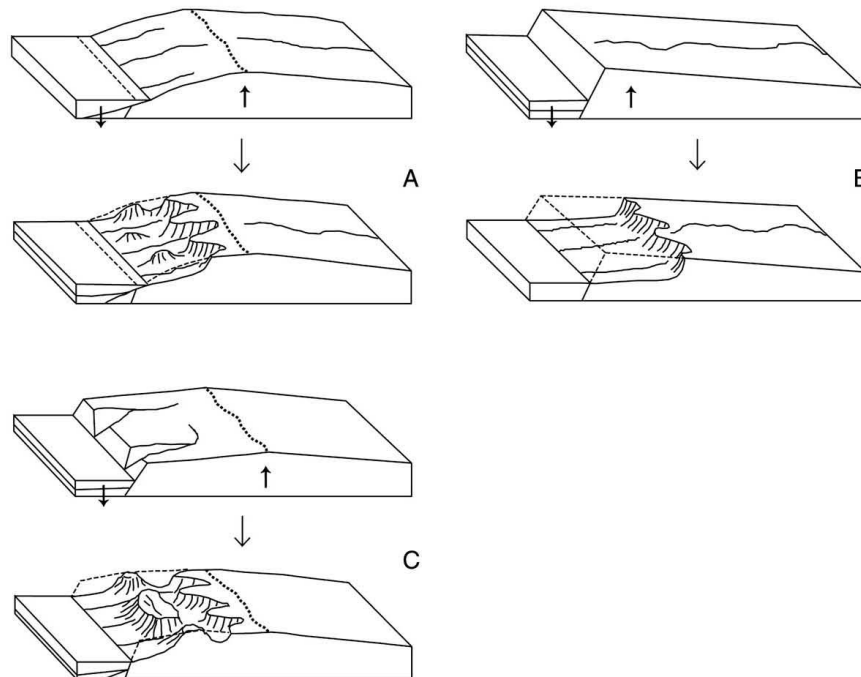


Fig. 4. Conceptual models of landscape development at passive margins. A: downwarping model. Dissection of a monocline formed during breakup, where scarp retreat leaves trailing remnants of the downwarped plateau. Stability of the drainage divide pinned at the inland edge of the downwarped region. B: flank uplift model, involving faulting, erosional retreat of the scarp and of the drainage divide. Initial topography dips away from margin. C: inclined plateau model. Initial topography consists of a gently seaward-dipping plateau, seaward of a pre-breakup drainage divide situated in the hinterland. No further uplift occurs during breakup, but base level drops to sea level. Establishment of a secondary drainage divide developing into an escarpment as a result of isostatic rebound seaward of the drainage divide. The escarpment is established and maintained at the locus of maximum isostatic rebound and does not retreat. Compiled and adapted after Van der Beek and Braun (1999), Ollier and Pain (2000), and authors' observations in Ceará.



Fig. 6. Lithostratigraphy of offshore marginal basets. Compiled after Astarje and Fejo (1995), and Beibani et al. (1995).

L.-P. Pinheiro et al. / Global and Planetary Change 62 (2008) 39–60

pp. 49–50

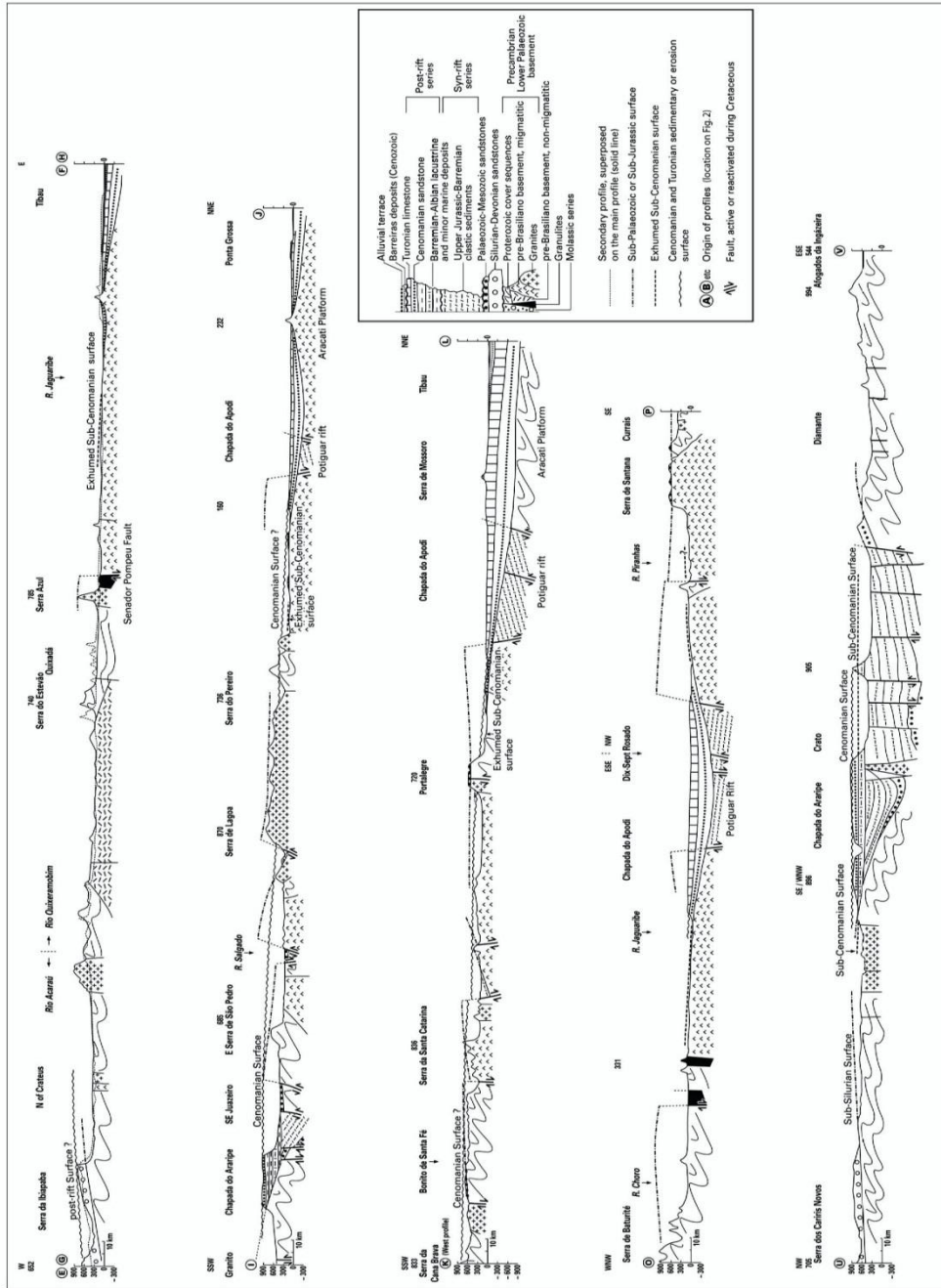


Fig. 7. Geological cross-sections normal and parallel to the Equatorial margin of Northeast Brazil. Location of cross-section is shown on Fig. 2.

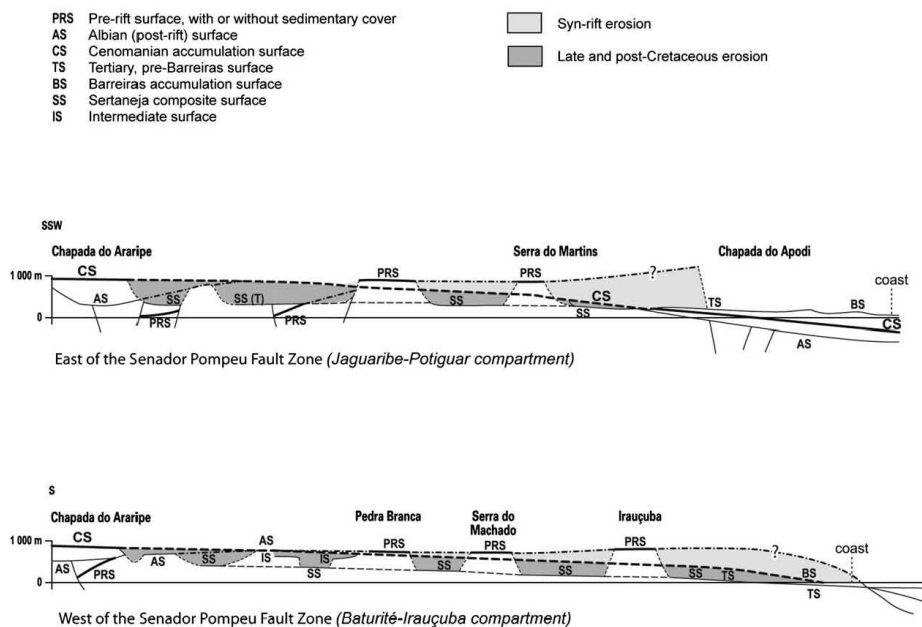


Fig. 8. Synthetic transverse profiles of the Equatorial margin of northern Nordeste showing the tiered landform systems on both sides of the Senador Pompeu fault zone.

4.4.1. The pre-rift period (Jurassic and older)

The pre-rift sedimentary cover is preserved in western Ceará and in the Araripe basin (Matos, 2000; Fig. 9A). Overlying Palaeozoic sandstones, fluvial sediments of Jurassic age, also present in the Araripe and Recôncavo–Tucano–Jatobá basins (Matos, 1992; Magnavita et al., 1994), are related to an early phase of crustal extension, local uplift and erosion, recorded by the AFT history of Silurian and Ordovician samples of the Araripe region (Morais Neto et al., 2005–2006). Whether in the Potiguar rift zone or off shore, remains of this cover are absent north of the Patos shear zone (Fig. 2). This suggests that, contrary to the Parnaíba basin in the west, the basement and its Palaeozoic cover have been eroded. The fluvial sediments of possible pre-rift age known as the Serra do Martins Formation, which currently cap the highest topography south of the Potiguar basin (Fig. 9A), are the exception. We hypothesize that their preservation in that area was made possible at the time by an E–W crustal sag or topographic depression south of the future or incipient Potiguar rift zone, and was presumably linked to magmatic activity (E–W dyke swarms, Fig. 2) and related crustal deformation that occurred between 145 and 130 Ma (Cameiro et al., 1989; Oliveira and Gomes, 1996; Archanjo et al., 2000).

4.4.2. Intracontinental rifting (early Cretaceous)

The intracontinental and offshore basins of the study area are Neocomian–Barremian and Aptian, respectively (Fig. 9B). Whereas the Cariri–Potiguar was a failed rift by the end of Barremian times (Matos, 2000), major deformation became

subsequently located on the equatorial branch of the rift system, with the onset of E–W extension generating transtensional conditions in the Potiguar basin. In early Aptian times, this new tectonic regime formed NW–SE trending en-échelon synclines cross-cut by a diffuse fault pattern and lacking typical rift structures or sediments (Matos, 2000). To the west, fluvial and deltaic sediments (Mundaú Formation, Lower to Middle Aptian, 1800–4000 m thick) were deposited in basins formed before oceanic opening occurred. The intracontinental basins had also been filled by thick series — up to 4 km in the Potiguar rift — of early Neocomian to Aptian fluvial, deltaic and lacustrine sediments, reflecting deep erosion of the uplifted basement. The regionally unconformable transitional and post-rift series show that widespread erosion of the rift shoulders but also of rift sediments had taken place soon after rifting (Fig. 8), over a time span of ~20 My (Peulvast and Claudino Sales, 2004). Similar palaeolandscapes developed in the Araripe basin (Martill, 1993; Ponte and Ponte Filho, 1996).

4.4.3. Post-rift stage and oceanic opening (middle to late Cretaceous)

By the time transtensional conditions had become dominant in the Equatorial Atlantic domain, the aborted Cariri–Potiguar rift zone was already undergoing thermal subsidence (Mello, 1989; Ponte and Ponte-Filho, 1996). Until the late Cretaceous, the rift zone became an area of widespread sedimentation, which was initially lacustrine or lagoonal but later continental in the Araripe basin (Exu Fm, Cenomanian), and continental (Açu

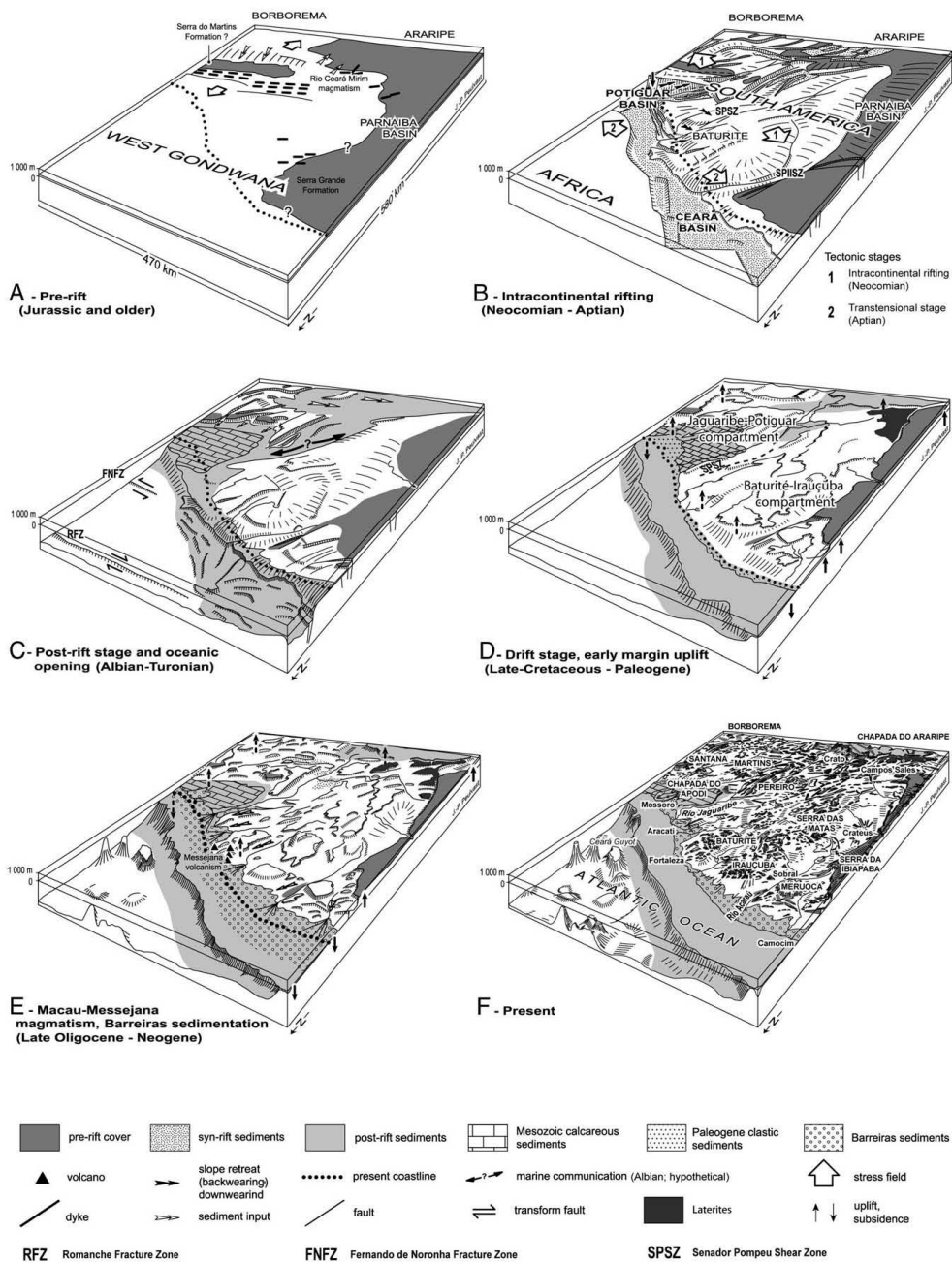


Fig. 9. Reconstruction of the morphotectonic evolution of the Jaguaribe–Piranhas plain since pre-rift times. Sources: Petri (1987), Matos (1992, 2000), Assine (1994), Peulvast and Claudino Sales (2003), and Pessoa Neto (2003). Note that topography in F corresponds to the current landscape. Landform outlines on diagrams A to E are inevitably a more sketchy depiction of the palaeolandscape. See text for commentary.

Fm) but later marine (Jandaira Fm, Campanian, ~80 Ma) in the Potiguar basin (Fig. 9C). Subsidence ended after the deposition of the Exu sandstone in the Araripe basin but has continued until the present time in the offshore Potiguar basin.

In the onshore Potiguar basin, the presence of thick (up to 400 m) bioclastic calcarenites and calcilutites deposited in lagoons or shallow open seas during Turonian to early Campanian times (Jandaira Fm) shows that after a transitional stage characterized by estuarine or deltaic conditions, the terrigenous input decreased and erosion on basement topography became limited to chemical weathering and removal of solutes. Similar trends are known in the (offshore) Ceará basin (Costa et al., 1990; Beltrami et al., 1994). Synsedimentary dextral transcurrent movements deformed the Albian to early Campanian transgressive series of carbonates and shales, with a development of transpressional structures (folds, thrust faults, flower structures), but no coeval denudation was recorded onshore (Fig. 9C). The high sea levels that prevailed during this period (Haq et al., 1987; Arai, 2000) were decisive in keeping continental relief to a minimum. Moreover, the regional climatic conditions prevailing during the late Cretaceous were warm (Huber et al., 2002) and humid, favouring deep kaolinitic weathering (Schmitt, 1999) and leaching of carbonates. Because of both syn- and post-rift erosion south and west of the Potiguar basin (Petri, 1987) and of sediment aggradation in the basins, the heights of existing rift-flank escarpments were probably quite diminished by Campanian times (Fig. 7, KL). In summary, apart from a few upstanding residual massifs the landscape towards the end of the Cretaceous was predominantly flat and low-lying.

4.4.4. Regional uplift, erosion and topographic inversion (late Cretaceous to Present)

The subsequent stages of uplift and erosion are key to understanding the present day scenery, but remain less well constrained by stratigraphy than the earlier evolution due to a ~50 My hiatus in onshore sedimentation between the Cenomanian and the Neogene. Post-Cenomanian basin inversion involved maximum surface uplift in the Chapada do Araripe area (Fig. 1), with magnitudes steadily declining towards the coastline. The sedimentary record of denudation for that period is contained in offshore deposits and in the coastal belt of Barreiras sediments, suggesting a definitive shift of depocentres to the new Atlantic margin and a steadily buoyant and eroding hinterland (Fig. 9D).

Despite doubtful neotectonic interpretations of the Cenozoic landscape proposed by Jardim de Sá et al. (1999), neither post-rift faulting nor local post-Campanian rock deformation have been detected between the lower Rio Jaguaribe and the Serra de Santana (Fig. 1). Local exceptions exist along a few segments of the Carnaubais master fault of the Potiguar basin, but the fault throws have generated only limited topographic relief (Peulvast et al., 2006). Regional-scale flexural deformation was therefore the dominant style of crustal deformation. A sharp increase in clastic discharge peaking in late Miocene times (Pessoa Neto, 1999, 2003) was interpreted by Morais Neto et al. (2000) as a consequence of uplift and erosion affecting the east Borborema

province. Here we suggest that uplift affected a broader swell also extending to the west of the Borborema highlands, i.e. into Ceará. Dissection related to uplift and, finally, to late Cenozoic eustatic movements, formed the Chapada do Araripe (Exu sandstone) and Chapada do Apodi (Açu sandstone) by major and minor topographic inversion, respectively, and caused partial exhumation of the sub-Cenomanian palaeosurface (Fig. 9E).

In the Ceará basin, sediment influx from the continent seems to have remained moderate and often discontinuous. Only Cretaceous deposits are found on basement highs. The diversity of structural controls along the equatorial margin (Matos, 2000), but also the strong asymmetry of drainage patterns observed in the Jaguaribe–Piranhas embayment (Fig. 1), may explain the heterogeneity in depositional patterns. Whereas a nondepositional hiatus of 50 Ma separated the Cenomanian from the late Eocene sequences in the Piauí–Camocim sub-basin (Beltrami et al., 1994; Figs. 1, 6 and 10), a more continuous sediment flux is recorded in the Acaraú and Icarai sub-basins, and at least six erosional or nondepositional events are recognized among Lower Paleocene to Lower Oligocene depositional units in the Mundaú sub-basin. The Oligocene recorded higher rates of sedimentation, at least in the Mundaú sub-basin (Cunha, 1991). In spite of relatively high sea levels prevailing until the Tortonian regressions (Haq et al., 1987), only terrigenous sediments were deposited on the coastal erosional plain surface. While this Barreiras Formation, which is the onshore equivalent of the Miocene siliciclastic sediments of the inner shelf (Pessoa Neto, 2003), is attributable to a response to crustal uplift, the relative increase in clastic supply from the hinterland is also probably linked to a marked shift towards aridity at that time, as suggested by Harris and Mix (2002) from a study of the ratio of oxide minerals in the terrigenous sedimentation of the Ceará Rise. We link the subsequent dissection of the Barreiras beds (Fig. 9E and F) to Pliocene and Quaternary sea-level fluctuations.

4.5. Uplift rates and erosional response

4.5.1. Geometry of epeirogenic deformation and rates of uplift and denudation

Rates and amplitudes of tectonic movements were estimated on the southeast side of the SPSZ and in south Ceará from the altitudes of marine sediments, most of which were deposited in shallow environments. In the Potiguar basin, the base of the Jandaira limestone (92 Ma) currently occurs between ~500 m at the coastline near Tibau, and 60–120 m a.s.l. on the edge of the Chapada do Apodi. According to the Exxon curve, sea-level was at +240 m in early Turonian times (Haq et al., 1987; Miller et al., 2003), so deformation of this limestone layer records a post-Turonian subsidence of ~700 m at the coastline and just 120 m at the landward periphery of the basin. Based on the current elevation of marine Albian layers occurring at 700–800 m above present sea level (Baudin and Berthou, 1996; Neumann, 1999), the Araripe basin in the remote hinterland was even more vigorously uplifted. Assuming that sea-level rose from +150 to +220 m in Albian times (Haq et al., 1987), this suggests minimal post-Albian crustal uplift of 500–600 m, which is comparable to

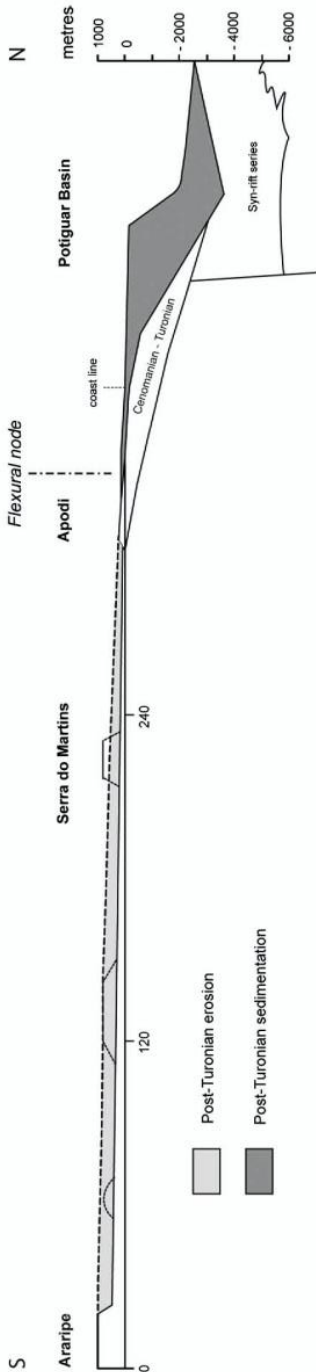


Fig. 10. Synthetic cross-section showing respective depths and thicknesses of post-Turonian erosion and sedimentation on the continental margin of eastern Ceará. Continental shelf and continental slope after Morais Neto (1999). Bathymetry from CPRM (2003). Hypothetical profile of continental rise from Boillot and Coulon (1998).

values proposed by Magnavita et al. (1994) in the Recôncavo–Tucano–Jatobá area. Because erosion has not significantly affected the Exu sandstone caprock (Baudin and Berthou, 1996; Arai, 1999), the ~600 m of post-Albian crustal uplift in the area now forming the continental divide ca. 300 km from the coast is also an estimate of long-term surface uplift of this part of the Brazilian shield. In summary, post-Cenomanian crustal deformation mimics the geometry of a broad monocline with a half wavelength of ~300 km, roughly similar on both sides of the Senador Pompeu Shear Zone (Fig. 8). Maximum post-rift denudation depths are provided by the maximum value of topographic inversion observed along the northern Serra da Ibiapaba and the eastern Chapada do Araripe, i.e. ~600 m near the city of Crato. The corresponding mean erosion rate (7 to 10 m·My⁻¹) is similar to that of vertical movements.

Estimates of eroded mass on shore can only roughly be inferred from published data on offshore sedimentation (Fig. 10). Nevertheless, most of the sediments are trapped on the margin, which allows the system under investigation to be treated as relatively closed since Cenomanian times. An integration of post-Cenomanian denudation depths across the Jaguaribe–Piranhas embayment from the 600 m Araripe maximum to 0 m at the coastline would produce 1470 m of decompacted sediments distributed over the 120-km-wide offshore margin (shelf, continental slope, and continental rise). This calculation is based on mean densities of 2800 kg·m⁻³ for the unweathered bedrocks and 2000 kg·m⁻³ for the terrigenous products. Sediment recompaction by a factor of 10% (Boillot and Coulon, 1998) obtains a 1320 m thick pile distributed over a mean accommodation width of 120 km. Given that the main drainage systems (Jaguaribe–Apodi–Piranhas: 73% of the total study area) currently deliver their sediments to only 30% of the linear extension of the margin (i.e., the offshore Potiguar basin), greater thicknesses of offshore sediment should be expected in this segment. A rough estimate on that basis suggests that thicknesses of 3200 m for the post-rift series should exist in that depocentre, and up to 6000 m if deposited on the half width, mainly on the outer shelf and continental slope. These figures effectively correspond to known thicknesses of post-breakup series in that area (Morais Neto, 1999; Matos, 2000; Pessoa Neto, 2003). Whereas more than 3000 m of post-breakup sediments were deposited in the offshore Potiguar basin (Morais Neto, 1999), thicknesses only reach 1000–2500 m in the Piauí–Camocim sub-basin, and 1000–2000 m in the Mundaú sub-basin.

The mean thickness of the late Miocene and younger Barreiras and Tibau sediments (150–200 m extending over a 100 km wide strip as measured on profiles of the Potiguar basin drawn by Pessoa Neto (2003) would represent a maximum eroded thickness of 50 to 70 m over a 300 km wide inland zone, at a rate of $10\text{ m}\cdot\text{My}^{-1}$ over a ~10 My interval. This matches the mean post-Cenomanian denudation rate estimated from the basin inversion criteria used in this study (see above).

4.5.2. Eustatic controls on erosion

In the study area, the opening of the Atlantic Ocean coincided with a period of high sea levels (Albian: +160 to

+230 m; Haq et al., 1987), followed by even higher mean levels (+180 to +250 m) from the Cenomanian to the end of the Maastrichtian. In the onshore Potiguar basin, the continuity of depositional processes during the period of highest sea levels (Albian–Cenomanian to early Campanian) indicates active subsidence until the transient pre-Ubarana uplift event. The subsequent lack of marine deposits suggests that this area remained above sea level as subsidence rates lagged behind rates of sea-level fall during the Cenozoic, exposing the late Cretaceous units near the coast and allowing some erosional beveling of stratigraphic packages (Mello, 1989). Around the Chapada do Apodi, the absence of Cretaceous deposits on the low erosional plain is the result of stripping of part of the Jandaíra limestone and the underlying post-rift layers.

Later periods correspond to a long-term trend of progressively falling sea levels until oscillatory cycles of increasing amplitude from the late Miocene onward brought sea levels from +140 m during the middle Miocene down to -120 m during the last glacial maximum. By temporarily putting the sedimentary system out of equilibrium, short-term lowstands (<100 ka) are expected to increase local erosion more than long-term oscillations (Harris and Mix, 2002; Molnar, 2004). The effects of such late Cenozoic landscape reshaping events linked to short-cycle global climatic instabilities are confirmed in the sedimentary record by the deposition of the terrigenous Barreiras (onshore) and Tibau (offshore) sedimentary series and the subsequent fluvial dissection of the former (Figs. 6, 9E and F). These reflect regolith stripping events on pediments and scarps across the hinterland. The formation of the Barreiras wedge can be explained by subsidence at the coast, which would have provided accommodation space on the inner shelf for the sediment influx. Sedimentation continued until the subsidence rate was superseded by rates of sea-level fall. At that critical stage, possibly as early as the middle Miocene (Shimabukuro and Arai, 2001; Pessoa Neto, 2003; Arai, 2006) and certainly by the late Pliocene (so-called “Paraguaçu stage”, Fig. 3), incision of the broad apron of Barreiras alluvial fans began. The greater abundance of coarse continental deposits around Fortaleza and to the west of the SPSZ compared to the eastern coastline may reflect the proximity of higher mountains and/or less subsidence in the Baturité–Fortaleza region (Claudino Sales, 2002). The gentle seaward dips of the Barreiras sediments were probably caused by the continuing effects of updoming of the Sertão hinterland. Their dissection by the main rivers into wide chevrons (Fig. 9F), which form the coastal “tabuleiros” or table-lands, also reflects this very gentle deformation. Inland, beyond the flexural node, evidence only exists of uplift, erosion and possible scarp retreat.

5. Discussion

5.1. Denudation rates

Since Cenomanian times, the Ceará area of NE Brazil has shown evidence of shallow basin inversion. Uplift resulted in the topographic inversion of the post-rift basins, exhumation of buried surfaces/stratigraphic unconformities, dissection of the

residual Cariri–Potiguar footwall uplands, and expansion of the erosional Sertaneja and coastal plains. Resulting long-term denudation rates in this setting were $<10 \text{ m}\cdot\text{My}^{-1}$ and similar to values reported from the Appalachians (Gardner et al., 1993) or cratons in Africa (Bierman and Caffee, 2001; van der Wateren and Dunai, 2001; Gunnell, 2003) and Australia (Stone and Vasconcelos, 1999). The low post-rift denudation rates in NE Brazil are explained by a conjunction of four factors: (i) the low magnitude of crustal uplift estimated by the current elevation of marine Albian layers (Araripe, Apodi); (ii) the low amplitude and long wavelength of crustal deformation of an initially low-relief topographic surface, which promotes a phenomenon defined as ‘morphological resistance’ (Brunsdon, 1993a,b) in which the development of high angle slope systems favourable to intense erosion is impeded; (iii) the lithological heterogeneity of the basement and its cover, with resistant bedrock outcrops (e.g. sandstone, limestone, granite) explaining the widespread preservation of residual topography still upstanding on the Sertaneja erosional plain and occupying over $\sim 50\%$ of its surface area; (iv) the long-term semiarid climate in NE Brazil, probably in existence for the last 13 My at least (Harris and Mix, 2002). If, as postulated by Molnar (2001), increased aridity enhances erosion, it might also contribute to explain the increase in the proportion of clastic sedimentation observed in the offshore Potiguar basin since the Miocene as opposed to earlier periods (Pessoa Neto, 2003).

Denudation rates were high during the Cretaceous rifting and transitional stages, as indicated in the stratigraphic record by the rapid pre-Cenomanian erosion of large parts of the Potiguar footwall uplands, over a period of 20–30 Ma or less, i.e. before the deposition of the Açú sandstone (Peulvast and Claudino Sales, 2004). However, depths of post-Cenomanian denudation obtained here by stratigraphic methods differ significantly from AFT-derived estimates reported by Morais Neto et al. (2005–2006) from Palaeozoic and Jurassic sandstones of the Araripe basin. Results indicated palaeotemperatures of 70–85 °C during the Cenozoic, implying 1.5 km of post-rift denudation. This is two to three times as much as the maximum 0.6 km estimated in this study. The discrepancy could result from an overprediction of late-stage rock cooling by thermal modelling algorithms that do not take into account low-temperature annealing. Artefacts of this kind would typically imply $>1 \text{ km}$ of recent denudation (Gunnell et al., 2003) that may not have effectively occurred. However, effects on palaeogeothermal gradients of a regional magmatic event that occurred during the Cenozoic (see below) might also explain such a discrepancy (Morais Neto et al., pers. comm., 2002).

5.2. Uplift pattern, basin inversion and possible mechanisms

Passive margin escarpment models have tended to dwell on the hypothesis that present day escarpments at continental margins are direct descendants of a single tectonic event in the geologic past — namely continental breakup. For that reason, models have explored a range of theoretical mechanisms that were capable of either generating escarpments by headward erosion into the flank of a syn-rift seaward flexure (Fig. 4A), or making eroding fault scarps persist indefinitely through time by upward flexural rebound (e.g., King, 1955; Gilchrist and

Summerfield, 1990; Fig. 4B). This study supports instead a growing consensus based on investigations in southeastern Australia (Cockburn et al., 2000; Persano et al., 2002), Africa generally (Burke and Gunnell, in press), and India (Gunnell et al., 2003) that rift shoulders erode relatively rapidly (i.e. within $<40 \text{ My}$) after their formation, even though locally resistant rock outcrops that were once part of the rift shoulder may survive much longer as residual landforms (cf. the Ibiapaba–Baturité and Aracati–Macau alignments, Fig. 1). In NE Brazil, where Cretaceous marine basins such as the Araripe currently form elevated plateaus, uplift has been caused by some much later tectonic overprint, unrelated to breakup dynamics. As a result, resulting seaward-facing escarpments mimic rifted margin escarpments due to their location close to oceanic basins, but their genetic link with continental breakup is deceptive. This conceptual model involving two separate episodes of crustal deformation, i.e. rift-flank uplift and erosion followed by swell uplift and swell-flank erosion $\sim 60 \text{ My}$ later, is where the interpretation of the regional topographic staircase in this paper differs most fundamentally from previous views summarized in Figs. 3 and 4. Clearly, however, the main question arising from this reinterpretation lies with finding the causes of Cenozoic uplift and basin inversion.

The causes of basin inversion and the exact timing of uplift are currently speculative. Harman et al. (1998) suggested that the increase in average rate of denudation recorded a late Cretaceous event probably related to the uplift of the eastern margin of Brazil at 60–80 Ma as a response to major changes in the relative plate motions between Africa, Antarctica, and South America. A similar explanation of regional uplift and basin inversion on the Brazilian shield (Lima et al., 2002) has called upon tectonic buckling caused by E–W compression throughout South America in relation to the Andean orogeny since the Oligocene (Gregory-Wodzicki, 2000). This could provide a more general explanation for the existence of the ‘chapadas’, or elevated sedimentary tablelands, that are so typical of Brazilian cratonic scenery (e.g., Arai, 2000). However, later vertical movements also occurred in the Recôncavo–Tucano–Jatobá area (Magnavita et al., 1994) and in the study area (Jardim de Sá et al., 1999; Morais Neto et al., 2005–2006; Nóbrega et al., 2005). According to this view, the main uplift stage coincided instead with Oligocene magmatism and was caused by underplating. The known surface manifestations of this magmatism are limited to a few small areas (volcanic plugs and lava flows: Morais Neto et al., 2002, Fig. 2) and remote from the zones identified here of both minimal erosion and maximum uplift (Chapada do Araripe, Borborema, etc.: Fig. 9E). However, Burke and Gunnell (in press) have argued that a number of seaward-facing escarpments around Africa were geologically younger than 30 Ma and often — though not systematically — associated with volcanism. The escarpments were thus not direct descendants of rift shoulders formed during continental breakup in the early Mesozoic, but corresponded instead to the eroded oceanic limbs of dynamic shallow mantle swells that had formed more recently as a consequence of the prolonged stationarity of the African continent relative to the Earth’s mantle. Although South America is not known to share the unique tectonic history and current thermal buoyancy of the African plate, the influence

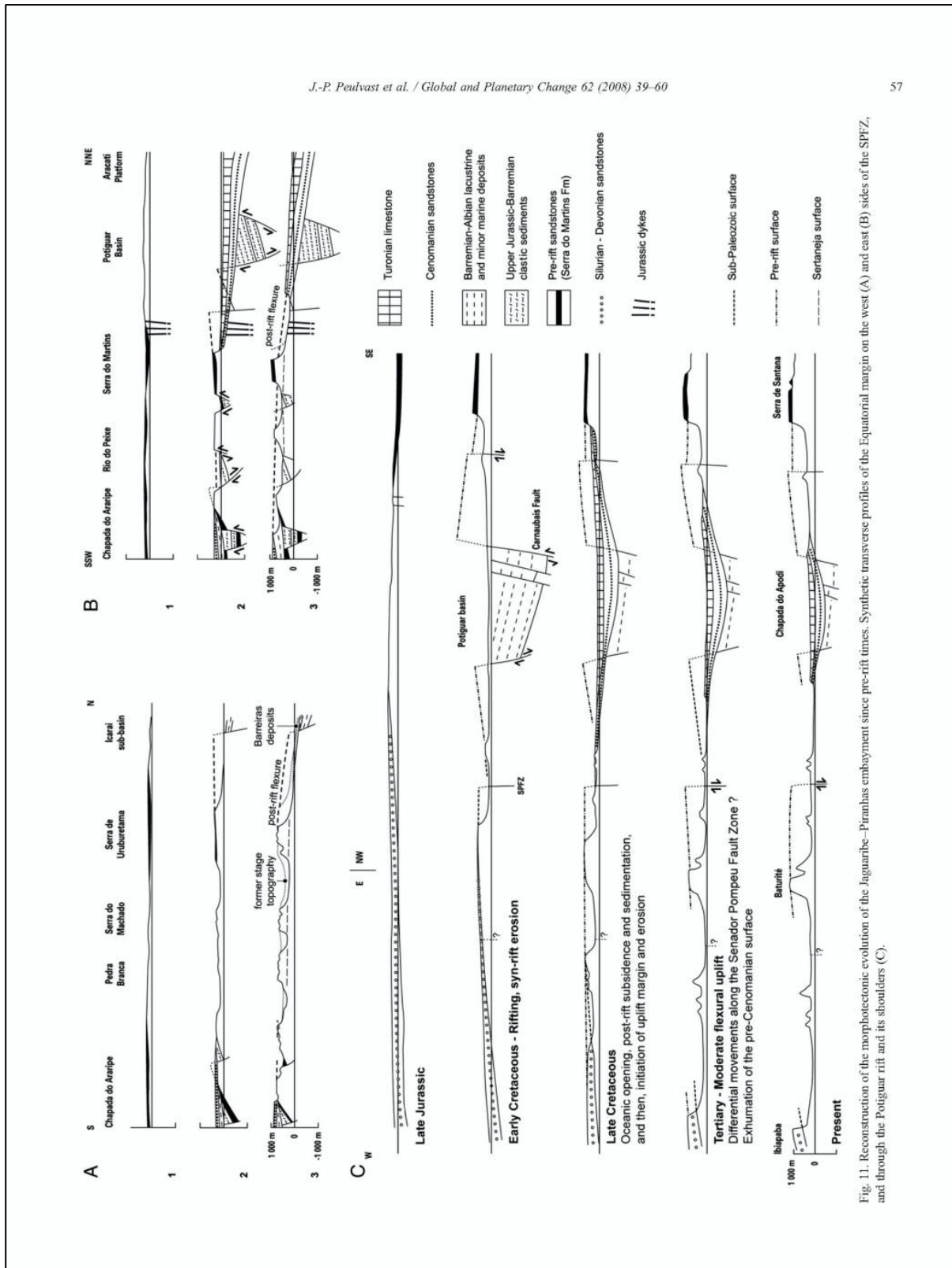


Fig. 11. Reconstruction of the morphotectonic evolution of the Jaguaribe–Piranhas embayment since pre-rift times. Synthetic transverse profiles of the Equatorial margin on the west (A) and east (B) sides of the SPFZ, and through the Poiquar rift and its shoulders (C).

of a Cenozoic magmatic underplate (instead of a thermal swell) is possible. This would have thickened the base of the crust and thereby generated regional crustal updoming, basin inversion, and erosion. Crustal uplift of ~ 0.6 km would require an underplate ~ 3 km thick. Although existing estimates of crustal thickness do not seem to support the idea of a thickened crust (Fig. 1), the hypothesis cannot entirely be ruled out for NE Brazil because available Moho depth values are currently based on gravity data (Castro et al., 1997; Barros et al., 1999), which are relatively more imprecise than seismic data.

Finally, because the lithosphere deflects if a load is applied to the Earth's surface, we also expect a contribution to flexural deformation from denudational offloading on shore associated with sediment loading of the continental margin (Bittencourt et al., 1999; Petit et al., 2007). Here the contribution from this process is potentially limited because of the generally low rates of Cenozoic sediment loading, excepted in the offshore Potiguar depocentre. However, isostatic response functions obtained for the offshore margin based on bathymetry and free-air gravity anomalies (Mello and Bender, 1988) have shown that the time-averaged effective elastic thickness (EET) of the lithosphere is 5–10 km, i.e. low. This model value takes account of EET increasing over time since rifting, and is supported by the fit of observed onlap geometries in the offshore Potiguar basin (Mello and Bender, 1988), which would have been caused by the interacting sea-level variations and the increase of lithospheric deflection wavelength due to increasing flexural strength with age. Whether EET is given to have a strictly tangible physical meaning or not, seaward thinning of the crust from ~ 31 km inland to ~ 10 km below the continental rise is accentuated by the thinned crust of the failed Potiguar rift zone (Figs. 1 and 11), and may reflect a generally low flexural rigidity of the lithosphere in Ceará.

Whether the causes of Cenozoic uplift were remote (e.g., far-field Andean stress field) or endemic (e.g., magmatic underplating), and whether they were flexural or dynamic, this study nevertheless documents that after the first pulse of uplift had occurred in the late Cretaceous, a second uplift phase took place during and late into the Cenozoic. Both AFT data (Morais Neto et al., 2000, 2005–2006) and the increase in offshore sedimentation during late Cretaceous and Paleogene times record the first uplift and denudation event. The Neogene Barreiras sedimentation would correspond to the second pulse of denudation responding to a persistent uplift trend, combined with eustatic events and climatic evolution towards semiarid conditions in the last ~ 15 Ma.

6. Conclusion

Assuming that the Exxon curve is accurate, the northeast Brazilian landscape is the result of an episodically fluctuating but falling base level since the Middle Cretaceous, and of crustal downwarping between the interior Araripe and coastal Potiguar basins without any logical requirement or field evidence of fault offsets. After transform oceanic opening in Aptian times and formation of the passive margin, landscape development was driven by a swell-like uplift with its crest situated ~ 300 km from the coastline. The seaward flank of this swell was eroded and currently forms the deeply embayed Sertaneja plain girdled by a

semi-circular erosional escarpment. The latter is partly controlled by lithological discontinuities between the basement and overlying siliclastic cover rocks, which were enhanced by post-Cenomanian basin inversion. Post-Cenomanian denudation involved rates $< 10 \text{ m-My}^{-1}$ over vast areas and limited post-rift retreat of existing scarps. In the process, denudation has exhumed a number of Cretaceous stratigraphic unconformities, so that some topographic surfaces at low elevations are ancient Mesozoic land surfaces that became re-exposed in Cenozoic times. This peculiarity is reminiscent of the Australian continent and parts of Africa, where limited magnitudes of basement uplift (epeirogeny) during the Cenozoic have promoted shallow stripping of marine Cretaceous cover rocks. The predominantly clastic Barreiras Formation testifies to the last stages of erosion in the hinterland and coincided with the onset of more arid climates at ~ 13 Ma or earlier. The cause and exact timing of post-Cenomanian crustal upwarping are poorly constrained. Flexural warping, which is a function of sediment loading and lateral distribution of deformation landward of the load based on an assumption of elastic behaviour of the lithosphere, is a plausible candidate. Upwarping could, in this case, have been continuous since the late Cretaceous. Crustal uplift could, instead, be the consequence of a more discrete dynamic event either related to Oligocene magmatism in the region, or to continental-scale far-field stresses determined by Andean convergence. These aspects are beyond the scope of this study and require further investigation.

Acknowledgements

This study was made possible by the financial and material support of the Universidade Federal do Ceará (UFC, Departamento de Geografia), and of the Université Paris-Sorbonne. Some figures were redrawn by F. Bonnaud (Université Paris-Sorbonne). We thank F.H. Bezerra, B.B. Brito Neves, M. Castelo Branco, L.P. Maia, G. Martins, J.M. Morais Neto, C. Ollier, J.R. Vanney and two anonymous referees for helpful discussions and suggestions. We appreciated the constructive comments and suggestions from Cristina Persano, Kevin Burke and Michael Summerfield on previous versions of the manuscript.

References

- Ab'Saber, A.N., 1956. Depressões periféricas e depressões semi-áridas do Nordeste do Brasil. *Bol. Paul. Geogr.* 22, 3–18.
- Andrade, G.O., Caldas Lins, R., 1965. Introdução à morphoclimatologia do Nordeste do Brasil, 2a ed. Inst. Ciên. Terra, vol. 3–4. Univ. Recife, pp. 17–28.
- Arai, M., 1999. A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstrução paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. *Bol. 5^o Simp. sobre o Cretáceo do Brasil*. UNESP, Rio Claro, pp. 577–582.
- Arai, M., 2000. Chapadas: relicts of mid-Cretaceous interior seas in Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.* 30, 436–438.
- Arai, M., 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Rev. Inst. Geociências – USP, Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, 6, 2, pp. 1–6.
- Araripe, P.T., Feijo, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *B. Geoci. PETROBRAS* 8, 127–141.
- Assine, M.L., 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 24, 223–232.
- Archanjo, C.J., Trindade, R.L., Macedo, J.W.P., Araujo, G., 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 179–189.

- Barros, S.D.S., Castro, D.L., Matos, R.M.D., Jardim de Sá, E.F., Saadi, A., 1999. The orography of northeast Brazil and the crust-mantle interface relief: the correlation between geomorphologic and gravimetric data. In: Cunha, S.B., Guerra, A.J.T. (Eds.), Abstracts of papers and posters. IAG Reg. Conf. On Geomorph., Rio de Janeiro, July 17–22, p. 33.
- Baudin, F., Berthou, P.Y., 1996. Environnement de dépôt de la matière organique des sédiments aptiens-albiens du bassin d'Ararape (NE du Brésil). Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 20, 213–227.
- Beltrami, C.V., Alves, L.E.M., Feijo, F., 1994. Bacia do Ceará. B. Geoci. PETROBRAS 8, 117–125.
- Bierman, P.R., Caffee, M., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. Am. J. Sci. 301, 326–358.
- Bigarella, J.J., Andrade, G.O., 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (grupo Barreiras). Inst. Ciênc. Terra, Arquivos, Univ. Recife 2, 2–14.
- 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. Coast. Res. 15, 505–519.
- Boillot, G., Coulon, C., 1998. La déchirure continentale et l'ouverture océanique. Géologie des marges passives. Gordon and Breach Science Publ., Amsterdam.
- Brito Neves, B.B., Dos Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151–182.
- Brunsdén, D., 1993a. The persistence of landforms. Z. Geomorphol., Suppl. Bd. 93, 13–28.
- Brunsdén, D., 1993b. Barriers to geomorphological change. In: Thomas, D.S.G., Allison, R.J. (Eds.), Landscape Sensitivity. J. Wiley and Sons, Chichester, pp. 7–12.
- Burke, K., Gunnell, Y., in press. The African Erosion Surface: A Continental-scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics and Environmental Change over the Past 180 Million Years. Geol. Soc. Am. Memoir.
- Caby, R., Arthaud, M.H., Archonjo, 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), 235–246.
- Cameiro, C.D.R., Hamza, V.M., Almeida, F.F.M., 1989. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. Rev. Bras. Geociênc. 19, 310–322.
- Castro, D.L., Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C., Medeiros, W.E., 1997. Relevô da interface crosta-manto entre os vínculos de isostasia e suavidade. Congr. Int. SBGF, vol. 5. Anais, São Paulo, pp. 682–685.
- Claudino Sales, V., 2002. Evolution géomorphologique de la zone côtière de Ceará (Nord-est du Brésil): du long terme au court terme. Ph.D. thesis, Univ. Paris IV.
- Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A., Seidl, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. Earth Planet. Sci. Lett. 179, 429–435.
- 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, 65–74.
- CPRM, 2003. Atlas digital de Geologia e Recursos Minerais do Ceará. Geologia, Recursos Minerais, Geoquímica, Geofísica, Geomorfologia. Sistema de Informações Geográficas-SIG. Edição 2003. Mapas na escala 1:500,000. MME-CPRM (Serviço Geológico do Brasil), Fortaleza, CD Rom.
- Cremonini, O.A., 1996. Evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar. B. Geoci. PETROBRAS 10, 81–97.
- Cunha, A.A.S., 1991. Reconhecimento dos hiatos da seção terciária da sub-bacia de Mundauá (Bacia do Ceará): um estudo baseado em nanofósseis calcários. B. Geoci. PETROBRAS 8, 69–82.
- Demangeot, J., 1960. Essai sur le relief du Nord-Est brésilien. Ann. Géogr. 69, 157–176.
- Dresch, J., 1957. Les problèmes morphologiques du Nord-Est brésilien. Z. für Geomorph. 1, 289–301.
- Gardner, T.W., Braun, D.D., Pazzaglia, F.J., Sevon, W.D., 1993. Late Cainozoic landscape evolution of the Susquehanna River basin. 3rd Int. Geomorph. Post-Conf. field trip guidebook, IAG Field Guides.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. Geol. Soc. Amer. Bull. 112, 1091–1105.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted margin upwarps. Nature 346, 739–742.
- Gunnell, Y., 2003. Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. Geology 31, 131–134.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India during the Mesozoic and Cenozoic. Earth Planet. Sci. Lett. 215, 187–201.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science 235, 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, 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, 447–450.
- Hüner, B.T., Norris, R.D., Macleod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. Geology 30, 123–126.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Moraes 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. Anais, Lençóis – Bahia, pp. 58–61.
- King, L.C., 1955. Pediplanation and isostasy: an example from South Africa. Quart. J. Geol. Soc. London 111, 353–359.
- King, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. Rev. Bras. Geogr. 18, 3–121.
- Lima, C.C., Silva, A.T., Guerra, M.C.M., Pequeno, M.A., Lopes, M.R.F., Roberto, S.A.R., Quental, S.H.A.J., Machado Junior, D.L., 2002. Modelos físicos da inversão incipiente de bacias da margem sudeste brasileira. XLI. Congr. Bras. Geol. Anais, João Pessoa, p. 270.
- Magnavita, L.P., Davison, I., Kusznir, N.J., 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Reconcavo–Tucano–Jatoba Rift, northeast Brazil. Tectonics 13, 367–388.
- Martill, D.M., 1993. In: Jarzembowski, E.A. (Ed.), Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. Palaeontol. Assoc., London, Field Guides Foss., vol. 5, pp. 9–50.
- Matos, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. Tectonics 11, 766–791.
- Matos, R.M.D., 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. Atlantic Rifts and continental margins. Geophys. Monogr., vol. 115. American Geophysical Union, pp. 331–354.
- McConnell, R.B., 1968. Planation surfaces in Guyana. Geogr. J. 134, 506–520.
- Mello, U.T., 1989. Controles tectônicos na estratigrafia da Bacia Potiguar: uma integração de modelos geodinâmicos. Bol. Geoci. PETROBRAS 3, 347–364.
- Mello, U.T., Bender, A.A., 1988. On isostasy at the equatorial margin of Brazil. Rev. Bras. Geociênc. 18, 237–246.
- Miller, K.G., Sugarman, P., Browning, J.V., Kominz, M.A., Hernandez, J.C., Olsson, R.K., Wright, J.D., Feigenson, M.D., Van Sickle, W., 2003. Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: glacioisostasy during the greenhouse world. Geology 31, 585–588.
- Molnar, P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. Geology 29, 1071–1074.
- Molnar, P., 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: how might climate change have affected erosion rates? Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32, 67–89.
- Monié, P., Caby, R., Arthaud, M., 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará. Precambrian Res. 81, 241–264.
- Morais Neto, J.M., 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e do Rio Grande do Norte e gênese da antecrise da Borborema. Unpubl. M. Sc. Thesis, Univ. Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Kamer, 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, Rio de Janeiro. Abstract Volume, 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. Anais, João Pessoa, p. 499.

- Morais Neto, J.M., Hegarty, K., Kerner, 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, 113–119.
- Neumann, V.H., 1999. *Estatigrafía, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres Aptiense-Albienses de la Cuenca de Araripe (NE Brasil)*. Ph.D. thesis, Barcelona University.
- Nóbrega, M.A., S. 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. *Rad. Meas.* 39, 627–633.
- 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. Geoci. PETROBRAS* 10, 121–145.
- Ollier, C.D., Pain, C.F., 2000. *The Origin of Mountains*. Routledge, London.
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Barford, D.N., 2002. Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 200, 79–90.
- Pessoa Neto, O.C., 1999. *Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, nordeste do Brasil*. Unpubl. M.Sc. thesis; Univ. Fed. do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
- Pessoa Neto, O.C., 2003. *Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira*. *Rev. Bras. Geociênc.* 33, 263–278.
- Petit, C., Fournier, M., Gunnell, Y., 2007. Tectonic and climatic controls on rift escarpments: Erosion and flexural rebound of the Dhofar passive margin (Gulf of Aden, Oman). *J. Geophys. Res.* 112, B03406. doi:10.1029/2006JB004554.
- Petri, S., 1987. Cretaceous paleogeographic maps of Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 59, 117–168.
- 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. Geologia, Recursos Minerais, Geoquímica, Geofísica, Geomorfologia. Sistema de Informações Geográficas-SIG. Edição 2003. Mapas na escala 1:500,000. MME-CPRM (Serviço Geológico do Brasil), Fortaleza, 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, 89–122.
- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., Bezerra, H., Bétard, F., 2006. Landforms and neotectonics on a passive margin: the equatorial side of northeastern Brazil. *Geodin. Acta* 19, 51–71.
- Ponte, F.C., Ponte-Filho, F.C., 1996. *Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe*. MME/DNPM, Recife.
- Ruellan, F., 1952. *O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo*. Depto. Geogr. Fac. Nac. Filosofia, Univ. do Brasil, Rio de Janeiro.
- Schmitt, J.M., 1999. Weathering, rainwater and atmosphere chemistry: example and modelling of granite weathering in present conditions and in a CO₂ rich, and in an anoxic atmosphere. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.* 27, 21–41.
- 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. Acre, Rio Branco, p. 54. Boletim de resumos.
- Stone, J.O., Vasconcelos, P.M., 1999. Quaternary erosion rate estimates from ancient Australian cratonic surfaces. In: Cunha, S.B., Guerra, A.J.T. (Eds.), Abstracts of papers and posters. IAG Reg. Conf. On Geomorph., Rio de Janeiro, July 17–22, p. 83.
- Twidale, C.R., 1997. The great age of some Australian landforms: examples of, and possible explanations for landscape longevity. In: Widdowson, M. (Ed.), *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*, 120. Geological Society, London, pp. 13–23. Special Publications.
- Van der Beek, P., Braun, J., 1999. Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: insights from numerical surface process models. *J. Geophys. Res.* 104, 4945–4966.
- van der Wateren, F.M., Dunai, T.J., 2001. Late Neogene passive margin denudation history—cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global Planet. Change* 30, 271–307.
- Zonneveld, J.I.S., 1985. Geomorphological notes on the continental border in the Guyanas (N. South -America). *Z. Geomorphol. N.F., Suppl. Bd.* 54, 71–83.
- Zonneveld, J.I.S., 1993. Planations and summit levels in Suriname (S. America). *Z. Geomorphol. N.F., Suppl. Bd.* 93, 29–46.

[3] BÉTARD F. (2010) – Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. *C.R. Geoscience*, 342, pp. 215-222.

Fort de l'expérience acquise dans le Nordeste brésilien pendant ma thèse, où l'application des méthodes morphostratigraphiques nourrissait des résultats quantifiés du soulèvement et de la dénudation d'une grande fiabilité, je décidai, dans la période immédiate d'après-thèse, de revenir au terrain où je m'étais formé à la géomorphologie auprès de Dominique Sellier durant mon année de maîtrise : le Massif vendéen. Bien que mon terrain de maîtrise se situait plus à l'Ouest dans le secteur de Pouzauges, où le contact topographique Haut-Bocage/Bas-Bocage est le plus spectaculaire et l'origine de l'escarpement la plus difficile à trancher, j'avais repéré dès 2001-2002 une région à l'extrémité sud-est du Massif armoricain, où le contact socle-couverture sédimentaire offrait de nombreuses potentialités pour une analyse morphostratigraphique et une quantification du soulèvement et de la dénudation depuis le Mésozoïque.

C'est en refaisant du terrain, en décrivant systématiquement les affleurements et les coupes, et en dressant des cartes géomorphologiques, que j'ai pu proposer un nouveau modèle d'évolution de cette portion de la marge atlantique française, dont le Sud-Est armoricain est une charnière essentielle à la compréhension du fonctionnement géodynamique. Dans le même temps, l'analyse de la littérature régionale existante m'avait fait découvrir – avec stupéfaction (!) – une publication récente sur le Seuil du Poitou [Maurin et Renaud, 2002], où les auteurs utilisaient un modèle numérique de réponse isostatique flexurale, inspiré de celui proposé en 1990 par Gilchrist et Summerfield pour expliquer l'évolution des bourrelets montagneux de marge passive... Point de bourrelet marginal à la terminaison sud-orientale du Massif armoricain, mais un relief de basse altitude (<250 m) et faiblement différencié, jalonné de paléosurfaces, de paléoaltérites et de dépôts tertiaires à silcrètes. Dans l'article de Maurin et Renaud, les profils topographiques dérivés du SRTM, dignes d'un relief himalayen (!), m'avaient fait bondir, et les extrapolations des résultats du ¹⁰Be cosmogénique obtenus sur le bassin de la Loire se voyaient insérées dans les paramètres d'entrée du modèle sans aucune précaution, ni vérification par des données indépendantes.

Riche en paléformes d'âges et de natures variés, le Sud-Est armoricain m'offrait la possibilité d'appliquer les principes de la morphostratigraphie et de proposer un modèle d'évolution alternatif, basé sur une histoire quantifiée du relief depuis le retrait des mers jurassiques. Comme dans l'exemple brésilien où je m'étais formé à ces méthodes, la reconstitution évolutive est assortie du calcul de taux de soulèvement (topographique et crustal) et de dénudation, cohérents avec l'histoire tectonique et le contexte de marge passive de faible énergie. Les résultats obtenus indiquent des vitesses de soulèvement et d'érosion comprises entre 0,5 et 2 m·Ma⁻¹ à l'échelle du Cénozoïque, soit 1 à 2 ordres de grandeur inférieures aux valeurs obtenues par le modèle physique. Ces résultats m'ont aussi permis de contester, avec arguments stratigraphiques à l'appui, la géométrie et les causes du soulèvement suggérées par Maurin et Renaud, et de montrer les dangers d'une modélisation numérique qui négligerait les données de terrain dans les paramètres d'entrée du modèle.



Surface geosciences (Geomorphology)

Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin

Soulèvement et dénudation sur une marge passive de basse altitude : analyse morpho-stratigraphique appliquée au sud-est du Massif armoricain le long de la marge atlantique française

François Bétard

Laboratoire de géographie physique, UMR 8591-CNRS, université Paris-Est Créteil (UPEC), 61, avenue du Général-de-Gaule, 94010 Créteil cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 July 2009

Accepted after revision 16 February 2010

Available online 1 April 2010

Presented by Georges Pédro

Keywords:

Palaeolandforms

Palaeosaprolites

Tectonic uplift

Denudation rates

Morphostratigraphy

Passive margins

Aarmorican Massif

France

Mots clés :

Paléofformes

Paléoaltérites

Soulèvement tectonique

Taux de dénudation

Morphostratigraphie

Marges passives

Massif armoricain

France

ABSTRACT

Like other low-elevation passive margins, the French Atlantic margin is characterized by a gradual topographic transition from the coast to low-altitude interior plains or plateaus. Here we propose a morphostratigraphic analysis to constrain long-term landscape evolution and denudation rates, through the characterization of palaeotopographies and related palaeoweatherings in an area restricted to the southeast Armorican Massif. Two regional-scale palaeosurfaces are recognized: (i) the Infraliassic palaeosurface, the truncated weathering profiles of which are sealed by Liassic marine deposits; (ii) the Eocene palaeosurface, underlain by thick kaolinite- and iron-rich palaeosaprolites and by siliceous duricrusts (silcrettes). Quantitative constraints on large-scale tectonic uplift and long-term denudation are obtained from these morphostratigraphic markers. Mean uplift and denudation rates calculated on post-Eocene times range between 0.5 and 2 m.Ma⁻¹. These low values imply high landscape stability of the inland margin over most of the Cenozoic.

© 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

RÉSUMÉ

Comme d'autres marges passives de faible énergie de relief, la marge atlantique française est caractérisée par une transition topographique progressive, passant de la côte à des plaines et plateaux intérieurs de basse altitude. Nous proposons ici une analyse morphostratigraphique pour caler l'évolution à long terme et les taux de dénudation, à travers la caractérisation des paléotopographies et paléoaltérations associées dans une zone limitée au sud-est du Massif armoricain. Deux paléosurfaces d'extension régionale y sont identifiées : (i) la paléosurface infraliasique, dont les profils d'altération tronqués sont scellés par des dépôts marins liasiques ; (ii) la paléosurface éocène, soulignée par d'épaisses paléoaltérations ferrugineuses et des indurations siliceuses (silcrettes). Des valeurs quantifiées du soulèvement tectonique régional et de l'érosion à long terme sont obtenues à partir de ces surfaces-repères datées. Les taux moyens calculés sur la période post-éocène sont compris entre 0,5 et 2 m.Ma⁻¹. Ces faibles valeurs impliquent une grande stabilité des paysages de la marge continentale au cours du Cénozoïque.

© 2010 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

E-mail address : francois.betard@u-pec.fr.

1631-0713/\$ – see front matter © 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.
doi:10.1016/j.crte.2010.02.004

1. Introduction

For two decades, geodynamic and geomorphological studies of passive margins have mainly contributed to the understanding of uplift and erosional histories at high-elevation rifted margins, i.e. continental passive margins characterized by a major scarp or “Great Escarpment” facing the sea, with elevations up to 2000–3000 m above sea level (a.s.l.) on the back slope mountainous uplands (Gilchrist and Summerfield, 1990; Summerfield, 2000). Conversely, low-elevation rifted margins, i.e. whose topography rises gradually from the coast to low-relief interior plains and plateaus (< 500 m a.s.l.), have been poorly characterized in terms of long-term uplift and denudation. This under-representation in the research literature is partly due to the analytical limits of thermochronological methods classically used in passive margin studies, e.g. apatite fission track analysis (Cockburn et al., 2000; Gallagher et al., 1994; Gunnell et al., 2003; Kounov et al., 2009) that do not allow one to detect depths of denudation with a vertical resolution lower than 400–500 m (Gunnell, 2000). Moreover, insights into the factors controlling the uplift and erosional response at passive margins have recently been provided by numerical surface process models (Beaumont et al., 2000; Codilean et al., 2006), but the pertinence and further applicability of such

models has often been limited by the lack of data on denudation rates required to calibrate uncertainties in model parameters (Van der Beek and Braun, 1998). Although data from cosmogenic isotope analyses are locally available and document post-rift denudation for a range of passive margin environments, there is a general lack of data for denudation rates at a finer resolution, i.e. to constrain landscape development in low-energy surface environments.

The present investigation focuses on the Southeast Armorican Massif along the French Atlantic margin (Fig. 1), which belongs to the category of mature, low-elevation rifted margins – a direct consequence of the opening of the Bay of Biscay during Cretaceous rifting. Based upon a morphostratigraphic analysis (Peulvast et al., 2009) involving field surveys and geomorphic mapping of weathering formations and surficial deposits, our contribution aims to provide a qualitative and quantitative insight into long-term uplift and denudation at a low-elevation passive margin, and to afford further constraints on numerical landscape evolution models in such settings. To achieve this we propose a coherent morphostratigraphic scheme based on crosscutting relations between regional palaeo-surfaces, stratigraphic dips and continental palaeo-weatherings that challenge the results recently obtained from numerical modelling experiments (Maurin and

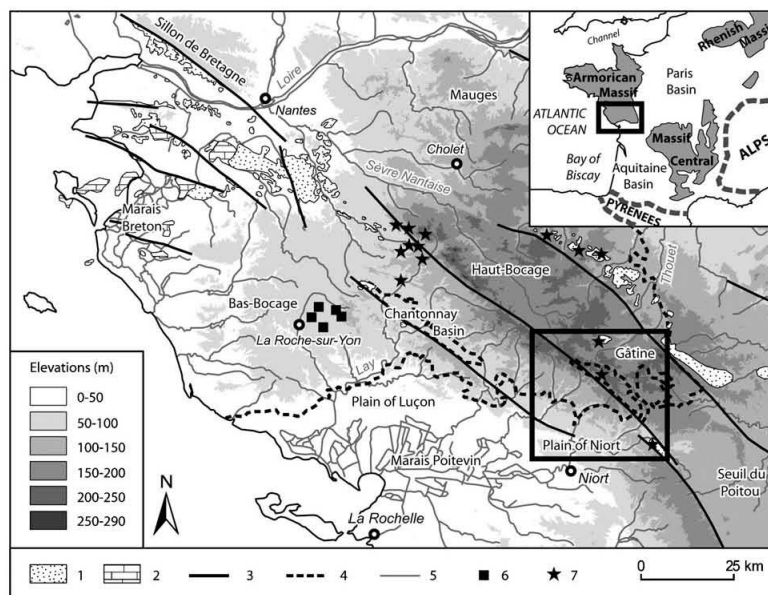


Fig. 1. Orohydrography and distribution of sedimentary formations and Eocene palaeoweatherings along the South Armorian segment of the French Atlantic margin. 1: continental Eocene deposits; 2: marine Eocene deposits; 3: fault; 4: contact between crystalline basement and Liassic cover; 5: river; 6: ferricrete; 7: silcrete. Digital Elevation Model from U.S. Geological Survey SRTM 90 elevation database; geologic contours of Eocene formations modified after (Godard et al., 1994). Rectangle locates Fig. 2.

Fig. 1. Oro-hydrographie et répartition des formations sédimentaires et des paléoaffectations d'âge Eocène le long du segment vendéen de la marge atlantique française. 1 : Eocène continental ; 2 : Eocène marin ; 3 : faille ; 4 : contact socle-couverture liasique ; 5 : rivière ; 6 : ferricrète ; 7 : silcrète. Modèle Numérique d'Altitude d'après les données topographiques SRTM 90 de l'U.S. Geological Survey ; localisation des affleurements géologiques éocènes, modifiée d'après (Godard et al., 1994). Le rectangle localise la Fig. 2.

Renaud, 2002). Owing to its richness in palaeolandforms and palaeosaprolites of various ages, the southeast Armorican Massif affords good opportunities for quantifying the magnitude of uplift and depths of denudation, mainly for the Cenozoic, and for providing new focus on factors likely to control landscape evolution at low-elevation rifted margins.

2. Study area: topography and geological setting

The South Armorican segment of the French Atlantic margin (Fig. 1) is a non-volcanic, low-elevation passive margin formed by the rifted opening of the Bay of Biscay in Early Cretaceous times (Guillocheau et al., 2003). Onshore, the topography of the continental margin displays many features that are characteristic of other low-lying rifted margins, such as Southern Australia or Eastern Argentina: (i) an absence of major scarp or “Great Escarpment” parallel to the coastline; and (ii) a gradual topographic transition from the coast to low-altitude interior plains or plateaus, only achieved by possible successive, small scarps. Located ~50 km inland, the selected study area is situated at the limit of two natural regions highlighted by geology (Fig. 1): the ‘Gâtine’ to the north, which extends the granitic and metamorphic terranes of the Vendean ‘Haut-Bocage’, and the low-altitude Plain of Niort to the south, underlain by the Jurassic sediments of the Aquitaine Basin. The Gâtine forms a small upland belt exhibiting relatively constant elevations between 200 and 250 m a.s.l.; it overlooks the ‘Bas-Bocage’ and the Plain of Niort by a semi-continuous, 50-to-100-m-high erosional escarpment. In the study area, an intermediate region called ‘Entre-Plaine-et-Gâtine’, ~10 km wide, provides topographic contact and geologic transition between the two domains.

Located at the contact between the Armorican Massif and the Aquitaine Basin, the area is geologically divided into a crystalline basement of Protero-Palaeozoic age and a sedimentary cover of Meso-Cenozoic age, respectively (Fig. 2). The basement area belongs to the southeastern extremity of the “South-Armorican Domain” (Ballèvre et al., 2009). It consists of Proterozoic (‘Brioverian’) and Palaeozoic (Cambrian to Devonian) terranes, the complex structure of which results from tectonics, metamorphism and granitization events related to the superimposition of the Cadomian and Variscan orogenies. This basement is mainly composed of metasedimentary (schists, micaschists and quartzites) and metavolcanic rocks (metabasaltaltes and metarhyolites), locally intruded by Palaeozoic granites. The major faults of the region have a late-orogenic origin and are globally trending NW-SE – e.g. the Secondigny fault zone, considered as a major branch of the South Armorican Shear Zone (SASZ) (Jégouzo, 1980). The sedimentary cover consists of Jurassic sandstones and limestones (Lias and Dogger) and of residual continental deposits of presumed Eocene age (Coubès et al., 1984) (Fig. 2). This hypothesis for an Eocene age was supported by: (i) palynological and cartographic studies on similar sedimentary formations for the whole Vendean massif (Godard et al., 1994); and (ii) the existence of pedogenic silcretes on the upper part of these sediments, which are

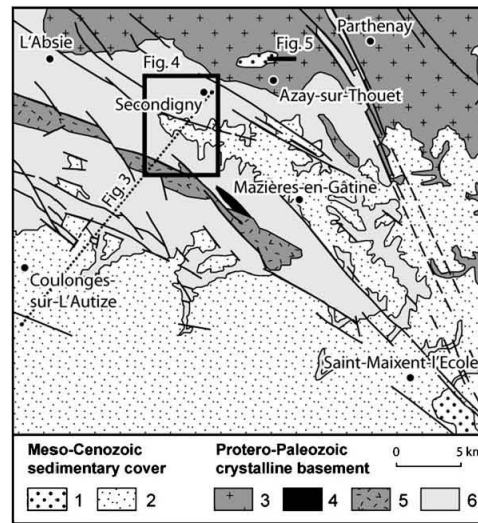


Fig. 2. Geological sketch map of the study area in Southeast Armorican Massif. 1: Cenozoic sediments (Eocene to Rupelian); 2: Mesozoic sediments (Lias and Dogger); 3: granitoids; 4: metabasaltaltes; 5: rhyolites and ignimbrites; 6: metasedimentary series (schists, micaschists and quartzites). Dotted line outlines the geological cross-section represented on Fig. 3. Location of Figs. 4 and 5 is shown as rectangle and solid black line, respectively. Geologic contours after Bouton and Branger, 2007.

Fig. 2. Esquisse géologique de la région étudiée dans le Sud-Est du Massif armoricain. 1 : sédiments cénozoïques (Eocène à Rupélien) ; 2 : sédiments mésozoïques (Lias et Dogger) ; 3 : granitoïdes ; 4 : metabasaltaltes ; 5 : rhyolites et ignimbrites ; 6 : séries métasédimentaires (schistes, micaschistes et quartzites). La ligne pointillée souligne le tracé de la coupe géologique représentée en Fig. 3. Le rectangle et le trait noir épais localisent les Fig. 4 et 5, respectivement. Contours géologiques d'après Bouton and Branger, 2007.

typical of Eocene formations in Western France (Guillocheau et al., 2003; Thiry, 1999; Wyns, 1991; Wyns et al., 2003). Despite the existence of faults, the Jurassic sediments underlying the Plain of Niort have a general dip to the south, i.e. towards the Aquitaine Basin. This dip is near zero on the uplands of Gâtine, where Liassic marine deposits have been identified up to an elevation of 250 m a.s.l. (Bouton and Branger, 2007).

3. Morphostratigraphic analysis: identifying palaeosurfaces and related palaeoweatherings

The objective of the morphostratigraphic analysis is to document a long-term record of tectonic uplift and denudation history, through the characterization of existing palaeotopographies and related palaeoweatherings. Two regional-scale palaeosurfaces are recognized in the southeast Armorican Massif: (i) the Infraliassic palaeosurface, the truncated weathering profiles of which are sealed by Liassic marine deposits; (ii) the Eocene palaeosurface, underlain by thick kaolinite- and iron-rich palaeosaprolites and by siliceous duricrusts (silcretes). These two palaeosurfaces were already described to the north, in the

eastern Armorican Massif and in Anjou (Wyns, 1991), and to the west, in the 'Bas-Bocage' and around the Chantonay Basin (Wyns et al., 1988).

3.1. The Infraliassic palaeosurface and related palaeoweatherings

The Infraliassic palaeosurface is the erosion surface on which were deposited unconformably the first Liassic sediments. Directly derived from the post-Variscan surface, it was mainly shaped under a steady-state or acyclic regime during Permo-Triassic times (Guillocheau et al., 2003) and its development (eradication of most of the residual bedrock landforms) continued until the Early or Middle Liassic times. In the study area, this surface is generally sloping southwards and has been locally affected by low-throw faults, probably formed during the opening of the Bay of Biscay in the Early Cretaceous (Fig. 3). Buried or exhumed elements of the Infraliassic palaeosurface are known at high elevations in the Gâtine, around 210 to 220 m a.s.l. in the Secondigny area. At this elevation, when still buried, the palaeosurface beveling the micaschists is sealed by marine deposits dated from the Pliensbachian (calcareous sandstones with crinoids and belemnites, locally silicified) (Bouton and Branger, 2007). In the field, the Pliensbachian deposits often begin with a coarse arkose (0 to 0.30 m) gullying the basement rocks and showing a short sediment transport (the clasts consist of quartz, feldspar and mica grains from the nearby granitic massif of Neuvy-Bouin). The arkosic deposits fill small palaeodepressions or palaeogullies shaped into the micaschist rocks, which are weathered and rubefied on at least ten meters. However, the well-preserved lithological structure (isalterite) and the low intensity of weathering of the micaschists suggest a significant stripping of the upper part of the pre-Liassic weathering mantle, whose remnants known in the French Massif Central correspond to more evolved and thick palaeosaprolites (Triassic albitization facies of southern Massif Central and Morvan) (Ricordel et al., 2007; Wyns et al., 2003). Thus the preserved palaeosurface is interpreted here as a marine abrasion surface of Pliensbachian age, responsible for the stripping of the pre-Liassic palaeoweathering mantle; it could

further be defined as an inherited shore platform of etch origin (Twidale et al., 2005). The correlative products of this marine abrasion episode correspond to the arkosic and conglomeratic deposits that fill the palaeodepressions described at the base of Liassic deposits.

Large tracts of the exhumed Infraliassic palaeosurface extend the stratigraphic unconformity between the crystalline basement and the first Liassic deposits, north of the Plain of Niort (the base of the Liassic sediments is represented here by the Hettangian), but also in the Gâtine, north of the Secondigny forest, around 220 m a.s.l. In the latter area, the rocks outcropping in the plane of the exhumed Infraliassic palaeosurface are strongly weathered, both on micaschists and granites (20 to 30 m thick isalterites, locally topped by clayey alloterites; Fig. 4). Here, the high weathering intensity of basement rocks is mainly due to the superimposition of the post-Jurassic weathered landsurface (mainly Cretaceous and Palaeogene in age) on the Infraliassic abrasion surface (Bouton and Branger, 2007). This observation has two important geomorphological implications: (i) it shows that most of the exhumation of the basement from its Mesozoic cover was acquired no later than the Palaeogene, considering the hot and humid palaeoclimatic conditions necessary for the formation of the post-Jurassic weathered landsurface; (ii) it further indicates very low depths of denudation in the Gâtine, given the excellent state of preservation of the exhumed Infraliassic palaeosurface at this location.

3.2. The Eocene palaeosurface and related palaeoweatherings

The Eocene palaeosurface is the erosion surface that bevels the Jurassic sediments in the Plain of Niort, and connects to the Gâtine where it truncates both the basement rocks and the Liassic deposits. In eastern Armorican Massif and in Anjou, it corresponds to the 'Grès à Sabals' surface (Wyns, 1991). Sparse sedimentary formations with residual white sandstone of Eocene age (Coubès et al., 1984) lie in the continuation of the palaeosurface at 220 to 230 m a.s.l. in the Gâtine, north of Azay-sur-Thouet. Their description is that of continental clastic sediments with a sandy-clay texture, rich in inherited kaolinite and iron oxi-hydroxides, and partly

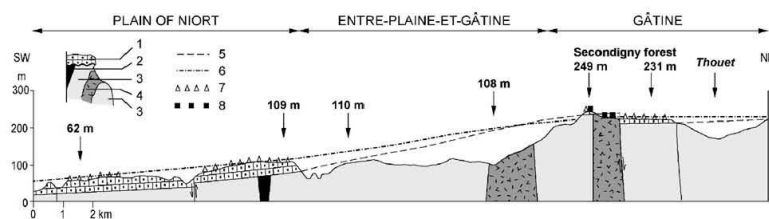


Fig. 3. Geological cross-section from the Plain of Niort to the Gâtine (drawn from the geological map of France at 1:50 000 scale, sheet Coulonges-sur-l'Autize; Bouton and Branger, 2007). 1: limestones (Lias and Dogger); 2: sandstones and limestones (Givetian); 3: metasedimentary formations (Neoproterozoic to Ordovician); 4: rhyolites and ignimbrites (Tremadoc); 5: Infraliassic palaeosurface; 6: Eocene palaeosurface; 7: argiles à silex et pisolithes de fer; 8: silcrete (Eocène supérieur). Location of cross-section is shown on Fig. 2.

Fig. 3. Coupe géologique allant de la Plaine de Niort à la Gâtine parthenaise (réalisée à partir de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Coulonges-sur-l'Autize; Bouton and Branger, 2007). 1 : calcaires (Lias et Dogger) ; 2 : formations grésocalcaires (Givétien) ; 3 : formations métasédimentaires (« Briovérien » à Ordovicien) ; 4 : rhyolites et ignimbrites (Tremadoc) ; 5 : paléosurface infraliassique ; 6 : paléosurface éocène ; 7 : argiles à silex et pisolithes de fer ; 8 : silcrete (Eocène supérieur). La localisation de la coupe est indiquée sur la Fig. 2.

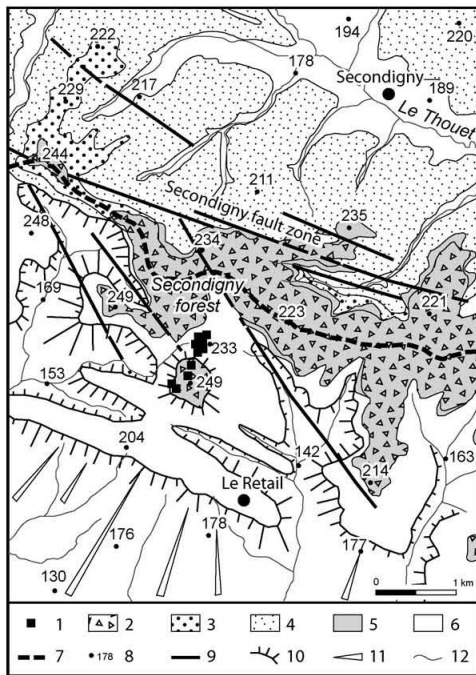


Fig. 4. Simplified geomorphic map of the Secondigny area (Deux-Sèvres, France). 1: silcrete (Upper Eocene); 2: flint clays with iron pisolithes; 3: alloterites on micaschists; 4: isalterites on micaschists; 5: gritty limestones (Pliensbachian); 6: poorly weathered crystalline bedrock; 7: drainage divide; 8: elevation in meters; 9: fault; 10: hillslope; 11: pediment; 12: river. Geologic contours after Bouton and Branger, 2007.

Fig. 4. Carte géomorphologique simplifiée du secteur de Secondigny (Deux-Sèvres, France). 1 : silcrète (Eocène supérieur); 2 : argiles à silex et pisolithes de fer ; 3 : allotérites micaschisteuses ; 4 : isalterites micaschisteuses ; 5 : calcaires gréseux (Pliensbachien) ; 6 : socle peu altéré ; 7 : ligne de partage des eaux ; 8 : point coté en mètres ; 9 : faille ; 10 : versant ; 11 : glacis ; 12 : rivière. Contours géologiques d'après Bouton and Branger, 2007.

cemented by silica. These sedimentary formations might be interpreted as correlative products of the stripping of pre-Eocene palaeosaprolites, previously developed on crystalline basement and Jurassic carbonate rocks of the Gâtine. As for the Infraliassic palaeosurface, the Eocene surface seems to have recorded a regional-scale updoming, responsible for its flexuration toward the southeast (Fig. 3). Nevertheless, where it is well preserved, the Eocene palaeosurface does not seem to have been fragmented by Oligocene extensional tectonics (Ziegler and Dèzès, 2007) – contemporary to the formation of the Saint-Maixent graben to the southeast – nor by a hypothetical neotectonics of Plio-Quaternary age.

Contrary to the Infraliassic palaeosurface stripped of its pre-Liassic regolith, the Eocene palaeosurface has a well-expressed weathering signature, which allows a good reconstruction of its geometry in the absence of sufficient stratigraphic markers. The palaeosurface is

underlain by kaolinite- and iron-rich palaeosaprolites (Fig. 4), comparable to laterites currently formed in the humid and sub-humid tropics. Such climates existed in Western France in the Early Cretaceous and the Early and Middle Eocene (Thiry et al., 2006; Wyns et al., 2003). On micaschists and granites, the base of weathering profiles is an isalterite, with weathering intensity increasing toward the soil surface. However, unlike lateritic weathering profiles in the tropics, no summit ferricrete (i.e. iron duricrust) caps the palaeo-profiles observed in the southeast Armorican Massif. Palaeogene ferricretes are known elsewhere in the Armorican Massif and in Vendée, e.g. in La Ferrière near La Roche-sur-Yon (Fig. 1). They probably also existed in the Gâtine, as evidenced by ferricrete fragments found at the top of alloterites developed from Jurassic sediments in the Secondigny forest (Bouton and Branger, 2007). When developed at the expense of Mesozoic sediments, the alloterites correspond to flint clays (“argiles à silex”), extending here the alloterites developed on micaschists in the Secondigny forest area (Fig. 4). Common facies in the region is represented by flint clays with iron pisolithes, generally 10 to 15 m thick. All these weathering formations, well developed and preserved in this part of the Armorican Massif, formed between the Early Cretaceous and the Middle Eocene times (Thiry et al., 2006; Wyns et al., 2003). Together with their correlative products of erosion scattered in the Gâtine and on its northeastern foothills, they correspond to the ‘Siderolithic’ formations of former authors (Klein, 1961).

In the Upper Eocene, important silicification features of pedogenic origin developed in the region (Guillocheau et al., 2003; Thiry, 1999; Wyns et al., 2003), with silcrete formation either at the expense of Eocene sedimentary deposits (e.g. north of Azay-sur-Thouet: Fig. 5), at the expense of Liassic sediments or directly from weathered basement rocks (Secondigny forest: Fig. 4). These siliceous duricrusts typically formed under arid tropical climate and are equivalent to the residual sandstones (‘grès ladères’) of Anjou and Vendée. Their preservation in the same plane as the Infraliassic and Eocene palaeosurfaces implies a high stability of the surfaces they have sealed for at least 50 My. Nevertheless, large tracts of the Eocene palaeosurface are degraded by the effects of subsequent erosion and Quaternary dissection, with numerous granitic tors outcropping 20 to 30 m below the level of this surface (Fig. 5). Such irregular topographic surfaces around 200 to 210 m a.s.l. with tors and ‘chirons’ are interpreted as exhumed or exposed weathering fronts (or etch surfaces: (Goudie, 2004; Twidale and Vidal-Romani, 2004)). Their exhumation by runoff or other erosional processes (solifluction, creeping) implies denudation depths not exceeding 20 to 30 m since 50 My.

4. Implications for uplift history and denudation depths

4.1. Geometry and rates of tectonic uplift

Rates and amplitudes of regional uplift are first estimated in the Gâtine from the elevations of Pliensbachian marine sediments, most of which were deposited in

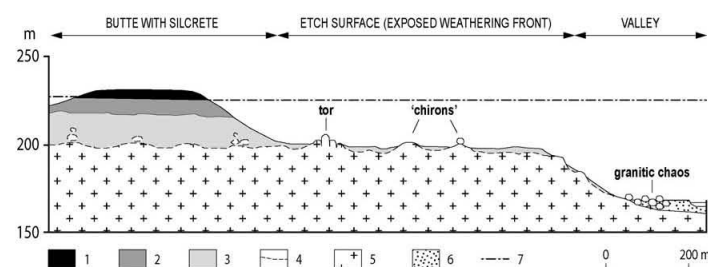


Fig. 5. Synthetic cross-section showing lateritic palaeoweathering profiles (with summit silcrete) and exposed weathering fronts (etch surface) below the Eocene palaeosurface in the Gâtine. 1: Eocene continental sediments with pedogenic silcretes; 2: alloterites (clayey grus); 3: isalterites (sandy grus); 4: weathering front; 5: granitic bedrock; 6: alluvium; 7: Eocene palaeosurface.

Fig. 5. Coupe synthétique montrant les paléoprofils d'altération latéritiques (avec silcrète sommitale) et le front d'altération exhumé (etch surface) sous le plan de la paléosurface éocène dans la Gâtine parthenaise. 1 : sédiments continentaux éocènes à silicifications pédologiques ; 2 : allotérites (arènes argileuses) ; 3 : isaltérites (arènes sableuses) ; 4 : front d'altération ; 5 : granite ; 6 : alluvions ; 7 : paléosurface éocène.

shallow subtidal environments. In that area, the base of the Pliensbachian deposits currently occurs up to 249 m a.s.l. (maximal elevation found in the Secondigny forest). According to the recalibrated Exxon curve (Miller et al., 2005), sea-level was at +50 m in Middle Liassic times, so deformation of this stratigraphic marker records a post-Pliensbachian crustal uplift of 200 m at the top of the 'Gâtine', i.e. at a mean rate of 1 m.Ma^{-1} if averaged over the last 200 My. The uplift trend of the Gâtine was probably at work as soon as the Early Liassic times, as suggested by the absence of Hettangian deposits at the base of the Jurassic series of the Gâtine, while marine Hettangian sediments are well represented in the Plain of Niort. In the last area, elevations of the marine Pliensbachian strata gradually decrease southwards (dip between 1 and 2°), from 90 to 100 m a.s.l. on its northern border to -50 m to the south in the Niort area (Cariou et al., 1983). Confrontation of the minimal elevation with the Pliensbachian palaeosea level suggests a cumulative subsidence of ~ 100 m since 190 My. In summary, post-Pliensbachian crustal deformations record a sharp flexure with a half wavelength of ~ 50 km, embodied by the warping of the Infraliassic palaeosurface (Fig. 3). From the Gâtine to the Plain of Niort, it mimics the geometry of a broad monocline, only chopped by a few faults with low throw (10 to 20 m). Absence of important faulting, e.g. in the right of the Secondigny fault zone sealed by Liassic deposits, suggests, at least locally, discreet tectonic events during the Cretaceous rifted opening of the Bay of Biscay.

The deformations recorded by the younger Eocene palaeosurface also afford opportunities for analysing the regional tectonic behavior since ~ 50 My. Assuming that the Eocene palaeosurface was near-horizontal in Early Tertiary times, a reconstruction of its geometry would also indicate a sharp flexure and the lack of important faulting, with a cumulative uplift of 150 m at the top of the Gâtine (Fig. 3). This estimate is quite similar to the values of post-Ypresian uplift deduced from the altitudes of deformed Ypresian fluvial sediments in Vendée (Godard et al., 1994). Such a similarity seems to support the hypothesis of an initial geometry close to the horizontal, with the exception of small residual bedrock landforms rising above the

Eocene surface, e.g. the quartzitic butte culminating at 249 m a.s.l. in the Secondigny forest (Figs. 3 and 4). Regional updoming might have affected the northern border of the Jurassic plain of Niort, since the Eocene palaeosurface is strongly sloping southwards at this place. Furthermore, the syn- to post-Eocene crustal uplift in the Gâtine is also an estimate of surface uplift since 50 My, where the Eocene palaeosurface is still sealed by pedogenic silcretes. All the data support an acceleration of tectonic uplift during the Tertiary, at a mean rate of 3 m.Ma^{-1} , in probable connection with the Alpine lithospheric buckling (Guillocheau et al., 2003). Uplift could have been caused by compressional intraplate stresses in the Middle and Late Eocene times ("Pyrenean phase"), regionally evidenced by microtectonic studies (north-south subhorizontal stylolites and N00E to N35E senestrial strike-slip movements: Bouton and Branger, 2007). The NNE-SSW-trending, Oligocene extensional tectonics – e.g. responsible for the formation of the Saint-Maixent graben with Rupelian lacustrine infilling – seems to have only a localized impact along a few weakness zones, since it does not seem to affect the Eocene palaeosurface (Fig. 3). Due to the geographic position of the Armorican Massif in the Alpine foreland (Ziegler and Dèzès, 2007), the regional uplift may have continued from Late Miocene to the Present, in response to a NW-SE compression corresponding to the later phase of the Alpine lithospheric buckling (Bonnet et al., 2000; Guillocheau et al., 2003; Müller et al., 1997). In all cases, as for a range of other passive margin settings (e.g., the transform margin of Northeast Brazil (Peulvast et al., 2008)), the effects of the Mesozoic rifting have here somewhat faded under the influence of independent, geodynamic and tectonic events that occurred later during the Cenozoic.

4.2. Patterns and rates of long-term denudation

Here we focus on the Cenozoic denudation rates inferred from the analysis of the Eocene palaeosurface, which are the most relevant to understanding the present-day landscape patterns. An apparent contrast in denudation patterns allows us to oppose the uplands of Gâtine,

with no significant erosion since Eocene times, and its southeastern foothills ('Entre-Plaine-et-Gâtine') where denudation depths seem to have been greater (Fig. 3).

In the Gâtine, the Infraliassic and Eocene palaeosurfaces are often confused and bear lateritic palaeosaprolites and siliceous duricrusts (silcretes) with an age ranging from Cretaceous to Late Eocene. Thus no significant erosion of the basement and of the Jurassic sediments took place between the Eocene times and the Present. Where the Eocene palaeosurface is degraded and reveals exposed weathering fronts (etch surfaces), the eroded slice of rock does not exceed the thickness of the lost palaeoweathering mantle, i.e. 20 to 30 m since ~50 My (Fig. 5). It therefore suggests denudation rates ranging from 0.5 to 1 m.Ma⁻¹, e.g. similar to values reported from the Laurentian platform (Eastern Canada) (Degeai and Peulvast, 2006; Peulvast et al., 2009) or the West African craton (Beauvais et al., 2008; Brown et al., 1994; Gunnell, 2003). The post-Eocene denudation estimated here is mostly mechanical (saprolite stripping), but important chemical denudation probably occurred before the stripping phase in pre-Eocene times, considering the rock chemical dissolution necessary to generate the lateritic residuals (palaeosaprolites) covering the Eocene palaeosurface.

In the 'Entre-Plaine-et-Gâtine', denudation depths are more important and, accordingly, the basement rocks do not display any palaeoweathering feature. Field observations show that the rocks in this area are poorly weathered: argillic alteration and reddening of schists and rhyolites reach only a few centimeters. The low intensity of rock weathering and the lack of lateritic palaeosaprolites seem compatible with the development of a younger erosion topography, probably during the Late Tertiary, by comparison with the well-studied Neogene surface in Southern Brittany (Sellier, 1985) and in Anjou (Wyns, 1991). At the foot of the erosional escarpment limiting the Gâtine, glacis or pediments (i.e. gently inclined surfaces truncating the basement rocks: (Goudie, 2004)) connect eroding slopes to the lower surface, slightly dissected by a hydrographical network of dendritic type (Fig. 4). At this location, the maximum denudation depth inferred from the reconstructed Eocene palaeosurface reaches ~100 m, which corresponds to a maximum mean denudation rate of 2 m.Ma⁻¹ over the last 50 My. We note that these values are two to four times higher than in the Gâtine or in the Plain of Niort. The slice of removed rock equates to the total denudation (chemical + mechanical) accomplished since Eocene times by downwearing (i.e. surface lowering), implying successive stages of etching and stripping until attaining the present-day topography (Thomas, 1989). Local backwearing or minor scarp retreat could also be involved at the front of glacis or pediments distributed all along the erosional escarpment.

In summary, the maximum denudation recorded in the 'Entre-Plaine-et-Gâtine' since 50 My (~100 m) might be interpreted as the erosional response to the flexural uplift of Tertiary age, probably related to the Alpine lithospheric buckling. It corresponds to a wide, shallow embayment in the southward flank of the flexure, as highlighted by the morphostratigraphic evidence (Fig. 3).

This new interpretation has several implications for the mechanisms of regional uplift and long-term erosion: (i) the geometry of the flexure is of downwarp-type, contrary to the hypothesis formulated by Maurin and Renaud (Maurin and Renaud, 2002) in their upwarp-type model of flexural isostasy applied to the 'Seuil du Poitou'; (ii) the cause of flexural uplift is primarily tectonic, and not isostatic, as suggested by the same authors: the eroded slice of rock (≤ 100 m) on a narrow width (~10 km) cannot explain alone the differential uplift of Gâtine by a simple isostatic rebound over a short period of 5 My; (iii) the lower depths of denudation observed to the southeast on limestones, compared to the higher denudation depths on the crystalline bedrock cropping out to the Northwest, directly reflect the amortization of the lithospheric updoming toward the 'Seuil du Poitou'. In no way they could reflect a greater resistance of Jurassic limestone caprock compared to the crystalline basement (antithetical view to that expressed by Maurin and Renaud, 2002). Conversely, differential erosion operates on less resistant, subhorizontal Jurassic sediments to exhume large tracts of the Infraliassic palaeosurface beveling the more resistant Protero-Palaeozoic basement, around the Plain of Niort and in the uplands of Gâtine.

5. Conclusion

This study led to original results and conclusions regarding the long-term landscape evolution and denudation rates at a low-elevation rifted margin, which appears as a geodynamic setting highly favorable to the preservation of ancient landscapes and palaeotopographies. A detailed analysis of palaeolandforms and related weathering formations in the southeast Armorican Massif has clarified the conditions for their development and preservation from the Mesozoic to the Present. The Infraliassic palaeosurface stripped of its Permo-Triassic weathering mantle corresponds to a marine abrasion surface of Pliensbachian age, still buried or exhumed in places. The Eocene palaeosurface corresponds to a weathered land-surface having evolved under hot and humid climates between the Early Cretaceous and the Middle Eocene times; at the time the wet palaeoclimatic conditions were responsible for the development of thick lateritic palaeosaprolites, and were followed by much drier climates in the Late Eocene, causing the formation of extensive siliceous duricrusts (silcretes).

From a methodological viewpoint, our study also points out the valuable contribution of the morphostratigraphic approach (Peulvast et al., 2009) to the understanding of uplift and denudation history in low-energy surface environments, because of the analytical limits of current thermochronological methods. In the study area, calculated uplift and erosion rates are very low, ranging between 0.5 and 2 m.Ma⁻¹ during post-Eocene times. The morphostratigraphic analysis used in this study thus provides a potential useful means of constraining numerical surface process models and, possibly, of calibrating physical methods of quantification, e.g. in low-temperature thermochronometry.

Acknowledgements

I am grateful to J.-P. Peulvast (University of Paris-Sorbonne) for helpful discussions and suggestions from a preliminary version of the article. I also thank the three anonymous referees and the editor (F. Chabaux) for their useful comments and suggested improvements on the submitted manuscript.

References

- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Geoscience* 341, 174–201.
- Beaumont, C., Kooi, H., Willett, S., 2000. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 29–55.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénoque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *J. Geophys. Res.* 113, doi:10.1029/2008JF000996.
- Bonnet, S., Guillocheau, J., Brun, J.-P., Van der Driesche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Palaeozoic basement: the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.* 105, 273–288.
- Bouton, P., Branger, P., 2007. In: Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l'Autize (587). BRGM, Orléans, 132 p.
- Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., Sanfo, Z., Raisbeck, G.M., Yiou, F.F., 1994. The development of iron crust lateritic system in Burkina Faso, West Africa, examined with in-situ produced cosmogenic nuclides. *Earth Planet. Sci. Lett.* 124, 19–33.
- Cariou, E., Coirier, B., Dupuis, J., Gabilly, J., 1983. In: Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Niort (610). BRGM, Orléans, 35 p.
- Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A., Seidl, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 429–435.
- Codilean, A.T., Bishop, P., Hoey, T.B., 2006. Surface process models and the link between topography and tectonics. *Prog. Phys. Geogr.* 30, 307–333.
- Coubès, L., Dhoste, M., Ildefonde, P., 1984. In: Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Parthenay (565). BRGM, Orléans, 35 p.
- Degeai, J.P., Peulvast, J.P., 2006. Calcul de l'érosion à long terme en région de socle autour de grands astrolèmes du Québec et de France. *Geogr. Phys. Quat.* 60, 131–148.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *J. Geophys. Res.* 99, 18117–18145.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted margin upwarps. *Nature* 346, 739–742.
- Godard, G., Chevalier, M., Bouton, P., Mouroux, B., 1994. Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. *Geol. Fr.* 4, 35–56.
- Goudie A.S., 2004. (Ed.), *Encyclopaedia of Geomorphology*, vol. 1, New York: Routledge, 1156 p.
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., et al., 2003. Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bull. Inf. Geol. Bassin Paris* 40 (1), 13–28.
- Gunnell, Y., 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Res.* 12, 115–132.
- Gunnell, Y., 2003. Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. *Geology* 31 (2), 131–134.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of western peninsular India since the Early Mesozoic – reconciling apatite fission tracks with geomorphology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 187–201.
- Jégouzo, P., 1980. The South-Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 2, 39–47.
- Klein, C., 1961. A propos du « Sidérolithique » sous-vendéen. *C. R. Acad. Sci. Paris* 253, 151–153.
- Kounov, A., Viola, G., de Wit, M., Andreoli, M.A.G., 2009. Denudation along the Atlantic passive margin: in new insights from apatite fission-track analysis on the western coast of South Africa. In: Lisker, F., Ventura, B., Glasmacher, U.A. (Eds.), *Thermochronological methods: from palaeotemperature constraints to landscape evolution models*, 324. *Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, pp. 287–306.
- Maurin, J.-C., Renaud, K., 2002. Isostasie flexurale et érosion différentielle : modélisation numérique appliquée au seuil du Poitou. *C. R. Geoscience* 334, 1149–1155.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., et al., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310, 1293–1298.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics* 275, 199–219.
- Peulvast, J.-P., Claudino Sales, V., Bétard, F., Gunnell, Y., 2008. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Glob. Planet. Change* 62, 39–60.
- Peulvast, J.-P., Bétard, F., Lageat, Y., 2009. Long-term landscape evolution and denudation rates in shield and platform areas: a morphostratigraphic approach. *Geomorph. Rel. Proc. Env.* 2, 95–108.
- Ricordel, C., Parcerisa, D., Thiry, M., Moreau, M.G., Gomès-Gras, D., 2007. Triassic magnetic overprints related to albitization in granites from the Morvan massif (France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 251, 268–282.
- Sellier D., 1985. Les versants du Pays Nantais. Étude géomorphologique, PhD Thesis, Univ. Nantes, 506 p. (unpublished).
- Summerfield, M.A. (Ed.), 2000. *Geomorphology and Global Tectonics*. J. Wiley & Sons, Chichester, 386 p.
- Thiry, M., 1999. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: Thiry, M., Simon-Coinçon, R. (Eds.), *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*, 27. *Spec. Publ. Intern. Ass. Sed.*, pp. 87–128.
- Thiry, M., Quesnel, F., Yans, J., Wyns, R., Vergari, A., Theveniaut, H., et al., 2006. Continental France and Belgium during the Early Cretaceous: palaeoweatherings and palaeolandforms. *Bull. Soc. Geol. France* 177 (3), 155–175.
- Thomas, M.F., 1989. The role of etch processes in landform development: II. Etching and the formation of relief. *Z. Geomorphol.* 33, 257–274.
- Twidale, C.R., Vidal-Romani, J., 2004. Identification of exposed weathering fronts. *Geodin. Acta* 17/2, 107–123.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., Vidal-Romani, J., 2005. Beach etching and shore platforms. *Geomorphology* 67, 47–61.
- Van der Beek, P., Braun, J., 1998. Numerical modelling of landscape evolution on geological timescales: a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. *Basin Res.* 10, 49–68.
- Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Geol. Fr.* 3, 11–42.
- Wyns, R., Lablanche, G., Lefravis-Raymond, A., 1988. In: Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). BRGM, Orléans, 76 p.
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Geol. Fr.* 1, 79–87.
- Ziegler, P.A., Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Glob. Planet. Change* 58, 237–269.

[4] BÉTARD F., PEULVAST J.-P., RABASSA J., AGUILERA E. (2014) – Meso-Cenozoic paleotopographies and paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz province, Argentina). In : J. Rabassa, C. Ollier (Eds) : *Gondwana Landscapes in southern South America*, Springer, Earth System Sciences Series, pp. 477-501.

Publié dans un ouvrage collectif à l'invitation de Jorge Rabassa et de Cliff Ollier, cet article présente les premiers résultats d'un programme collectif de recherche engagé depuis 2011 avec le centre austral d'investigations scientifiques du CONICET – équivalent du CNRS en Argentine – basé à Ushuaia (CADIC). Cette collaboration a été formalisée en 2013 dans le cadre d'un programme de coopération scientifique entre l'université Paris Diderot et le CADIC-CONICET, axé sur la paléogéomorphologie du Massif de Deseado (Province de Santa Cruz, Argentine). Le mode de coopération « contractuel » a été précédé d'une mission de reconnaissance exploratoire effectuée en mars 2011, en compagnie de Jean-Pierre Peulvast (université Paris-Sorbonne), Jorge Rabassa (CADIC-CONICET) et Emilia Aguilera (Universidad Nacional de La Plata). Cette mission de terrain, grâce aux observations sur les formes, aux prélèvements d'altérites et aux données géologiques recueillies sur place, a permis l'application rapide des méthodes morphostratigraphiques, éprouvées sur les terrains brésilien et armoricain, à une portion de plateforme bombée riche en repères stratigraphiques et volcaniques.

Alors que le Massif de Deseado était encore vierge d'investigations géomorphologiques détaillées, cette étude préliminaire vient apporter des résultats inédits sur l'histoire du relief de cette partie de la marge atlantique patagonienne, où Charles Darwin ne manqua pas de faire des observations stratigraphiques pertinentes sur les terrasses marines qui s'étagent le long du littoral à l'occasion de l'expédition du Beagle (1832-1836). De tels indicateurs d'instabilité tectonique, dans une province majoritairement volcanique, étaient pour moi des conditions nouvelles d'étude géomorphologique, offrant des éléments de comparaisons intéressants avec la marge brésilienne également située dans le champ de contraintes des Andes, et où les rythmes de soulèvement et d'érosion demeurent très faibles sur la durée du Cénozoïque ($<10 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$).

Malgré la situation proche d'avant-pays andin et un contexte tectono-volcanique instable depuis le Miocène moyen, le Massif de Deseado a la particularité d'offrir de vastes paléotopographies d'âge fini-jurassique à éocène (« *The Gondwana Palaeosurface* »), partiellement exhumées ou encore fossilisées par des dépôts sédimentaires et des coulées volcaniques plus récentes. Des poches de paléoaltérites, dont l'origine – météorique ou hydrothermale – reste difficile à trancher, jalonnent cette paléosurface irrégulière ponctuée d'inselbergs et de necks volcaniques. Grâce aux nombreux repères morphostratigraphiques datés (*e.g.*, dépôts marins, jalons volcaniques), des valeurs moyennes de soulèvement et de dénudation ont pu être calculées à l'échelle régionale sur l'ensemble du Cénozoïque. Les résultats montrent une phase d'accélération du soulèvement à partir du Miocène moyen, enregistré par la morphostratigraphie, avec des valeurs atteignant $40 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ sur les 15 derniers millions d'années. Les taux de soulèvement sont concordants avec les taux de dénudation mesurés, qui restent faibles sur la durée du Cénozoïque ($<10 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$), avec une accélération à partir du Miocène ($40\text{-}50 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$). Les potentialités morphostratigraphiques du Massif du Deseado restent encore à explorer en profondeur et pourraient servir à calibrer les modèles physiques et thermochronologiques par un jeu de données indépendantes.

Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina)

F. Bétard, J.P. Peulvast, Jorge Rabassa, and Emilia Y. Aguilera

Abstract The Deseado Massif is the southernmost part of a continent, outside of Antarctica, where Gondwana Landscapes may be observed and investigated. This chapter presents preliminary observations and field data about the Gondwana Landscapes of this cratonic area of Southern Argentina, one of the most remote, isolated, and less populated places on Earth. Under extreme cold–arid climate conditions, the region presents very scarce vegetation cover, which further enables the geomorphological observations. Remnants of planation surfaces of undisputable Late Mesozoic age, developed on Jurassic volcanic units and covered by Late Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks, are exposed along tens of thousands square kilometers of this cratonic unit. In those remote times, the climate of this portion of Patagonia was very wet and warm, allowing the development of extensive chemical weathering.

Keywords Gondwana • Argentina • Santa Cruz • Paleosurfaces • Denudation rates

F. Bétard (✉)

Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG, Paris, France
e-mail: francois.betard@univ-paris-diderot.fr

J.P. Peulvast

Université Paris-Sorbonne, UFR Géographie et Aménagement, Paris, France

J. Rabassa

Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario, CADIC-CONICET, Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

e-mail: jrabassa@gmail.com

E.Y. Aguilera

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (UNLP), Calles 122 y 60, 1900-La Plata, Argentina

DAIS (Dirección de Aplicación de Imágenes Satelitarias), Calle 7 N° 1267-2°P, 1900-La Plata, Argentina

e-mail: eaguilera@fcnym.unlp.edu.ar

J. Rabassa and C. Ollier (eds.), *Gondwana Landscapes in southern South America*, Springer Earth System Sciences, DOI 10.1007/978-94-007-7702-6_17,
© Springer Science+Business Media Dordrecht 2014

477

Introduction

Paleolandforms and paleosurfaces are powerful indicators of long-term landscape evolution in various settings, particularly when studied in combination with stratigraphy or basin analysis (e.g., Widdowson 1997; Peulvast and Claudino Sales 2004; Demoulin et al. 2005; Lidmar-Bergström et al. 2013). Such paleotopographies might give evidence of former environments and landscapes, or paleolandscapes, as well as indications on uplift and erosional histories at various geological timescales (e.g., Peulvast et al. 2008; Bétard 2010). Studies of pre-Cenozoic paleolandforms and Gondwana paleolandscapes have been developed in several areas of Argentina (e.g., Carignano et al. 1999; Demoulin et al. 2005; Aguilera and Rabassa 2010; Rabassa 2010; Rabassa et al. 2010, 2014). In southern Extra-Andean Patagonia where Gondwana paleolandscapes were briefly mentioned by Rabassa et al. (1996, 2010), no detailed paleogeomorphological studies have been developed so far.

This chapter focuses on the Deseado Massif, a large platform area and volcanic province located in Southern Patagonia (Santa Cruz province, Argentina), in the foreland region of the Patagonian Andes. Based on the preliminary results of an extensive field survey achieved in March 2011, this chapter aims to provide a qualitative and quantitative insight into long-term landscape development during the Mesozoic and Cenozoic in the Deseado region. To achieve this, we propose a morphostratigraphic analysis of the regional landscape based on crosscutting relations between paleosurfaces, volcano-sedimentary stratigraphy, and continental paleoweathering.

In situ analyses and sampling of the alteration mantles developed on the Jurassic volcanics were performed for X-ray diffraction studies.

Owing to its richness in paleolandforms and stratigraphic markers of various types and ages, this region affords good opportunities for quantifying the magnitude of long-term uplift and denudation since the breakup of Gondwana, in a context of volcanic rifted margin located at the foreland region of an active orogen.

Study Area: Topography and Geological Setting

The Deseado Massif is located in Southern Patagonia (Santa Cruz province), separated from the Northern Patagonian Massif by the San Jorge Gulf Basin and from the Southern Patagonian and Fuegian Andes by the Austral Basin (De Giusto et al. 1980; Márquez et al. 2002; Andreis 2002a, b; Giacosa et al. 2002; Haller 2002; Panza and Haller 2002; Panza and Franchi 2002; Malumián 2002; Nullo and Combina 2002; Rabassa et al. 2010; see also the geological map of the province of Santa Cruz, Panza et al. 2003, and references cited in these papers). It constitutes the foreland region of the Patagonian Andes between 46° and 49°S latitude, and also belongs to the low-elevation rifted margin of Eastern Argentina bordering the Atlantic Ocean (Cavallotto et al. 2011). The main topographic features of the Deseado Massif are that of a very large tableland region, with general small local relief, located between 0 and 1,335 m a.s.l. (Fig. 1). All the topographic profiles on

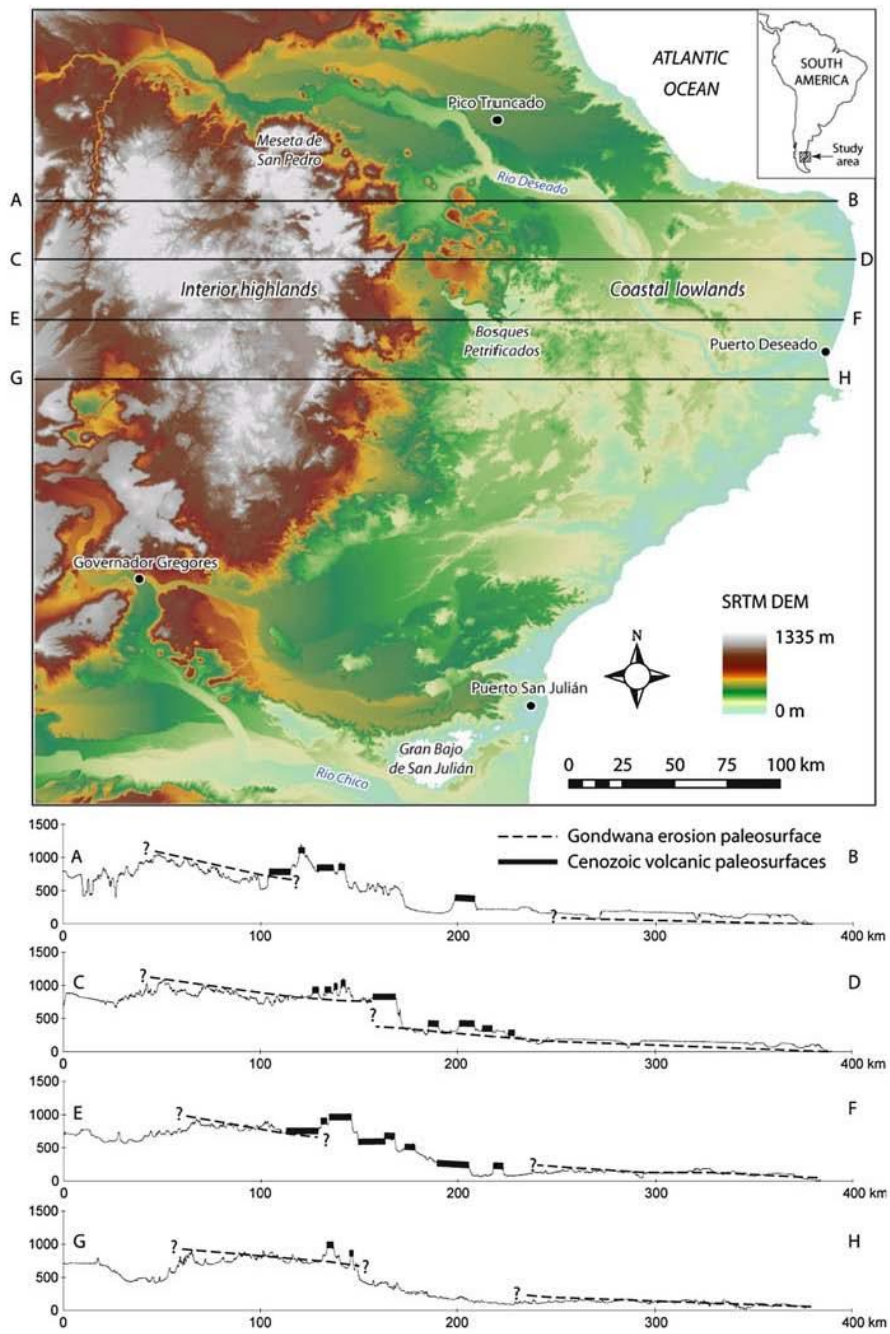


Fig. 1 Topography of the Deseado Massif (derived from SRTM data, version 04). *Lettered cross-sectional lines* refer to the four topographic profiles represented below

Fig. 1 outline the trends of two main topographic levels: the lower plain or coastal lowland between 0 and 400 m a.s.l., gently sloping seaward up to the coastline, and a highly dissected plain, or interior highlands, between 600 and 1,100 m a.s.l., without well-defined slope. Residual bedrock (inselbergs, bornhardts, and tors) and volcanic landforms (necks, buttes, and mesas) are scattered across the plains and plateaus at various altitudes. Higher local relief is found at the contact between the two main topographic levels, 150–200 km from the coast, where it defines the contours of an irregular, locally stepped, high escarpment delimiting the belt of the interior highlands (Fig. 1).

Geologically, the Deseado Massif belongs to a large platform area dominated by Middle–Late Jurassic silicic volcanic rocks (Guido et al. 2004; Fig. 2). Only isolated, small outcrops of Proterozoic–Paleozoic low-grade metamorphic rocks (schists, phyllites, and quartzites), locally intruded by granitoids, are found in the east-central part of this volcanic-dominated geological province (Río Deseado Complex and La Modesta Formation). Overlying these igneous–metamorphic basement rocks is a Permian–Triassic Gondwana siliciclastic cover sequence (La Golondrina, La Juanita, and El Tranquilo formations) which was deposited in a rift basin during an initial extensional phase, followed by block faulting and the development of half-grabens occupied by lakes and deltas (Homocv and Constantini 2001; Echavarría et al. 2005).

All along the Mesozoic, the tectonic and structural evolution of the Deseado Massif was related to the breakup of Gondwana and the opening of the southern Atlantic Ocean, on one side, and to the subduction process initiated on the western margin of southern South America, on the other side (Echavarría et al. 2005; Giacosa et al. 2010). In the back-arc setting of the Andean subduction zone, established as early as the Middle Jurassic, intense extensional tectonics was accompanied by fissure volcanism and lava flows of the Bajo Pobre Formation and, in the Middle–Late Jurassic, by more acidic volcanism that resulted in a large ignimbrite plateau of pyroclastic flows, laminated tuffs, and megabreccias of rhyolitic composition. These last volcanic and volcanoclastic rocks belong to the Chon Aike and La Matilde formations of the Bahía Laura Group (de Barrio 1989; Guido et al. 2004). The extensional regime which led to the separation of the American and African continents resulted in the opening of small basins where clastic sediments accumulated from the Late Jurassic to the Late Cretaceous (Bajo Grande and Baqueró formations).

Several marine incursions occurred during the Tertiary, especially in the Early Paleocene (Salamanca Formation) and in the Late Oligocene–Early Miocene (Monte León Formation) (Malumián and Nández 2011). Finally, during the Tertiary and Quaternary, olivine-rich basalt flows and tuffs were deposited over large areas of the Deseado Massif (Gorring et al. 1997) and today form dissected plateau remnants (mesas and buttes) at various elevations in the landscape. This is also the time of deposition of the “Rodados Patagónicos,” or the “Patagonian Shingle Formation” as they were named by Darwin (1842), i.e., immense gravel accumulations of fluvial or glaciofluvial origin formed at various levels since the Late Miocene, between

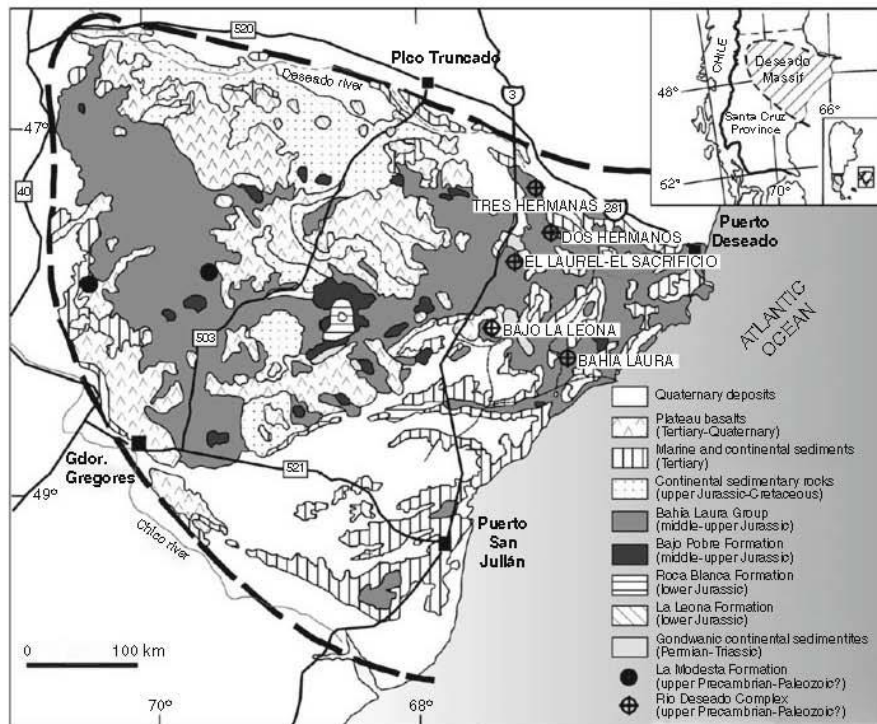


Fig. 2 Simplified geological map of the Deseado Massif (From Guido et al. 2004)

the Andean piedmont and the coast under the control of climatic, glacio-eustatic, and tectonic factors (Fidalgo and Riggi 1965, 1970; Martínez and Kutschker 2011). Most of these units are arranged in stepped systems of mesas, plateaus, and terraces. These surfaces appear widely excavated by wide and shallow valleys originating in the Andes and by multitudes of closed depressions of hectometric to plurikilometric scale, which were formed at all levels, down to -107 m for the deepest of them (Gran Bajo de San Julián), by hydro-eolian processes in the semiarid to arid conditions that have prevailed for 14–16 Ma (Blisniuk et al. 2005).

Conceptual and Methodological Remarks

This chapter is partly based upon the idea that ancient, inactive, or inherited landforms may survive in the landscapes over long periods and that their “age” implies minimal change by denudation processes since their creation (Ollier 1991; Summerfield et al. 1999). It also takes into account the following conceptual

and methodological remarks which may help establishing a distinction between paleolandforms and transient parts of the geomorphological landscape and to obtain dates for these older generations.

In platform areas as well as in other structural contexts, the most precise ages are obtained on original structural landforms (Peulvast and Vanney 2001), among which endogenic landforms (lava flows and other volcanic constructions, coseismic scarps, etc.) are the most easily dated (Widdowson 1997). Corresponding to specific geological dynamics, they were formed during very short events (earthquake, volcanic eruption, meteorite impact) or sequences of processes (e.g., faulting or folding) that can be dated by relative or absolute methods. The original landforms have the same age as the corresponding structure or the ultimate stage of its formation. In favorable conditions, the age of the simplest of these landforms (volcanic cones, lava flows) may be also deduced from their state of preservation (Peulvast and Vanney 2001).

Among the sets of exogenic or erosion landforms, those of regional to continental scale, with large lateral extent, are the most prone to the presence of well-identified paleolandforms (Widdowson 1997). Their age is less well defined (Peulvast et al. 2009). At first glance, it corresponds to the period when they ceased to evolve. However, various difficulties must be kept in mind in any attempt to date erosion paleosurfaces. For example, the age of a given landform can differ from one part to another (e.g., between the distal and proximal parts of a pediment). Among other conditions, some structural landforms may be created by differential erosion after dissection of a planation surface or through exhumation of buried landscapes. Their age is well known when they relate to a well-dated generation of cyclic landforms or to a climatic sequence (e.g., the structural landforms of glacial origin identified in east Greenland: Peulvast and Vanney 2001). Therefore, inherited or fossil structural landforms (e.g., the paleo-hogbacks of southern Gaspésie, Quebec, still partly sealed by Viséan conglomerates: Peulvast et al. 1996) give the best contribution to landform dating and geomorphic reconstructions. Some morphogenetic events which create new landforms may be easily identified thanks to stratigraphic markers with a well-known geometry and age. Primitive structural surfaces or aggradation surfaces corresponding to the ultimate stages of a sedimentary sequence are also useful, if well dated. They may be deformed without being immediately eroded, especially if the deformations correspond to faulting or regional vertical movements.

Initially flat and subhorizontal surfaces, especially planation surfaces, are considered to be the most convenient landmarks to reconstruct the local or regional tectonic and geomorphic history, provided that they are well identified, related with a former base level, and dated (Calvet and Gunnell 2008; Japsen et al. 2009). When well accomplished, planation processes have roughly the same obliterating effects ("resurfacing") on older topographies as aggradation processes. The problem most often encountered with these landforms (pediments, peneplains, pediplains, etchplains) concerns their age (Watchman and Twidale 2002), since most exposed landscapes are often subject to continued modification through dynamic factors and variation in rates controlled by climatic and tectonic environment (Widdowson 1997). This age may be found if a surface is preserved within a stratigraphy

(unconformity), by dating the rocks immediately above and below, but in most cases, exposed surfaces prevail and only a maximum age is yielded by the bedrock upon which they developed. Unconformable sediment and characteristic weathering formations (i.e., saprolites, ferricretes, calcretes) may help dating planation surfaces or differentiated landscapes (Godard et al. 2001; Vasconcelos and Conroy 2003; Watchman and Twidale 2002). However, such dating is delicate because superficial formations are not always correlative of the planation process, which can be older. Moreover, formations which could be dated by radiochronological methods, as the extensive laterite covers in tropical regions, undergo a continuous geochemical evolution. They cannot be considered as closed systems and stable markers (Gunnell 2003; Nahon 2003), and some of them appear to be dependent on a later, slow incision of low-relief paleosurfaces (laterites: Thomas 1994). Finally, identification of synchronous remnants throughout a vast area is the most favorable case for evaluating tectonic deformations on a given period. Identification of diachronous surfaces or stepped sets of surfaces gives also clues on vertical movements and cyclic or noncyclic types of geomorphic evolution.

Although some authors assume that planation surfaces may be simultaneously developed at different altitudes in the same region in relation with separate base levels (African Surface of southern Africa: Partridge and Maud 1987), stepped systems of undeformed surfaces are generally considered as presenting a chronological meaning (Lageat and Robb 1984; Klein 1997). Elements of various ages and origins often coexist in apparently uniform topographies (Peulvast and Claudino Sales 2005). Uncertainties remain about their age, initial, terminal, before burying or dissection, or since exhumation (Dumont 1991). They often are diachronic, particularly if they result from scarp retreat. The residuals and scarps that bound them may correspond to lithological controls, without chronological meaning. Some surfaces cannot be dated since they are constantly reworked in the conditions of acyclic regime or slow degradation (Klein 1997). Possibly difficult on unequally resistant rocks, such as those which form the Jurassic volcanic sequence of the Deseado Massif, their preservation is better where factors of resistance are present (hard bedrock, hard residual cover deposits or saprolites such as laterites, silcretes, or bauxites) and in regions where vertical movements prevail over orogenic movements: this is the case of the Deseado Massif.

Results: Identification and Reconstruction of Paleosurfaces

Using the above-described criteria, several paleosurfaces of different natures were identified throughout the Deseado region:

1. Erosion paleosurfaces, the master of which is regionally represented by the extensive Gondwana paleosurface of Late Jurassic to Early Cretaceous age
2. Volcanic paleosurfaces of various ages, which were constructed as a direct result of basaltic lavas flow eruptions during the Tertiary and Quaternary

3. Sedimentary paleosurfaces corresponding to large gravel deposits of Neogene age, called “Rodados Patagónicos” (“Patagonian Shingle Formation”), mainly developed in distal position on the dissected platform, forming an extended Andean piedmont down to the coast

The Gondwana (Late Jurassic–Early Cretaceous) Erosion Paleosurface

In the Deseado Massif, the so-called Gondwana paleosurface (Rabassa et al. 2010) is the erosion surface that bevels the Middle–Late Jurassic volcanic rocks of the Bahía Laura Group. This surface is unconformably covered by the Cretaceous sediments of the Bajo Grande and Baqueró formations, indicating a Late Jurassic–Early Cretaceous age for the shaping of this erosional topography. Such Gondwana paleolandscapes were already mentioned in the Deseado Massif by Rabassa et al. (1996, 2010), who cited extensive erosion surfaces developed on Jurassic volcanics and volcanoclastics of the Chon Aike Formation and other units of the Bahía Laura Group.

Buried or exhumed elements of the Gondwana paleosurface were identified at various elevations in the landscape, in places where remnants of unconformable Neocomian to Aptian sediments were preserved or freshly exhumed. In the western highlands of the Deseado Massif, this surface is uplifted to more than 800 m a.s.l., where it records a general eastward slope (Fig. 1), although it is locally irregular due to younger volcanic processes (high volcanic necks such as the Cerros Madre e Hija; Fig. 3). To the NW of the “Bosques Petrificados” area (i.e., the National Monument of the Petrified Forests), it is locally downfaulted and buried by a large thickness of Cretaceous sediments, in half-grabens and small basins formed during the opening of the southern Atlantic Ocean in the Late Mesozoic. In the lower plain to the east, wider remnants of the Gondwana paleosurface were identified at low elevations, freshly exhumed or still buried by shallow thicknesses of Cretaceous and Tertiary sediments; at that place paleo-inselbergs, tors, and bornhardts shaped into Jurassic volcanic rocks regularly outcrop from the sedimentary cover (Fig. 4). A reconstruction of the paleosurface geometry in the coastal lowlands indicates the same eastward tilting as in the interior highlands, even if the downwarping appears much less pronounced in that area (Fig. 1).

Partly dissected or degraded, this surface displays numerous depressions, some of which will distinct from more recent depressions of hydro-eolian or other origin. They are interpreted as etch basins, carved between low-relief rock outcrops (tors and bornhardts, including necks and dykes), into irregularly weathered and kaolinized igneous basement rocks (Figs. 1 and 5). This general physiognomy of the bedrock surface topography of the Gondwana paleosurface makes it well recognizable in the regional landscape. The main question arises on the origin of the rock alteration often found at the surface (Fig. 5).



Fig. 3 Cerros Madre e Hija, seen from Bosques Petrificados. Note the silicified trunks of Araucariaceae at the foreground, partly exhumed from Jurassic ignimbrites (LaMatilde Formation) (Photo: J-P. Peulvast)

Weathering products represented by laterite superficial formations have been identified. In those areas where the alteration of the rocky block is very intense, mineral transformation bands are observed, which extend deeply into the rock-forming alteration mantles. In these mantles, sectors of varying color such as reddish, brownish, greenish, yellowish, and whitish are suggesting mineralogical and textural compositional changes. In this paleo-weathered surface, the in situ morphological description was completed and sampling was performed on residual deposits, detecting changes in the composition and fabric of the rocks, as gradation from massive to clastic stages, ferruginous crusts, and other mineralogical transformations such as neo-formed clays. By means of X-ray diffractometry performed on seven samples considered as representative of the different field-recognized zones, kaolinite, illite, halloysite, smectite, and quartz were identified (Aguilera et al. 2012) (Figs. 6 and 7).

The existence of residual products as a result of deep weathering suggests that they have been formed under intense regional weathering under wet-tropical climates sometime between the Late Jurassic and the Early Cretaceous, which were the dominant conditions in the Deseado Massif in these periods, as it has been shown by paleoclimatic studies (Aguilera et al. 2012).

The existence of residual deposits due to deep chemical weathering in tropical climates was already recognized by Cravero and Domínguez (1992, and references therein), who described kaolin deposits in Santa Cruz, at the southern portion of

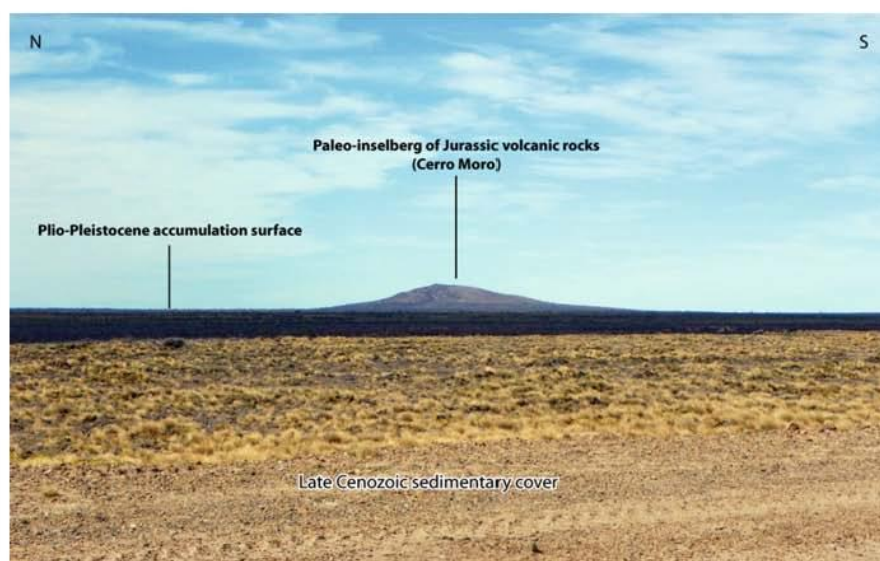


Fig. 4 The Cerro Moro, a paleo-inselberg of Jurassic volcanic rocks (Chon Aike Formation) outcropping from the Late Cenozoic sedimentary cover (Photo: F. Bétard)

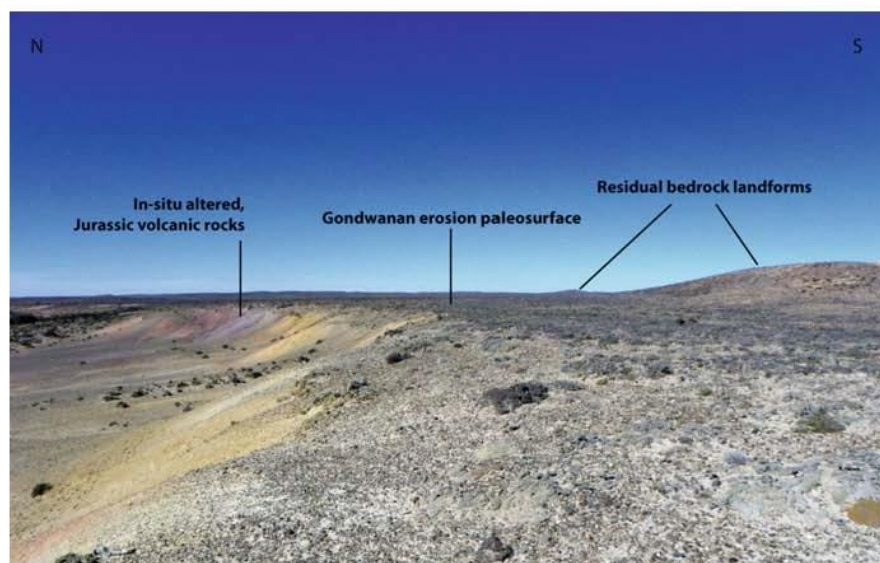


Fig. 5 Superficial morphology of the Gondwana paleosurface, displaying in situ altered Jurassic volcanic rocks in the plane of the irregular paleotopography (Photo: F. Bétard)



Fig. 6 Remnants of a saprolite mantle over Jurassic volcanic and pyroclastic rocks

the Deseado Massif. These kaolin-bearing units are of fluvial origin, developed within the Baqueró Formation (Middle to Late Cretaceous) over Middle Jurassic ash-flows (Chon Aike Formation) to Early Cretaceous ashfall tuffs (Bajo Grande Formation). This implies that the volcanic units would have been previously altered to kaolinite by deep chemical alteration. Therefore, the authors suggested that kaolin was formed by regional, chemical weathering under humid tropical climates in the Late Jurassic to the Early Cretaceous, being these the dominant environments on the Deseado Massif in those times. Afterwards, when the climate changed towards warm, temperate conditions (113–88 Ma; Nullo and Combina 2011), the weathering products were removed by subaerial fluvial processes to the accumulation areas in the Middle to Late Cretaceous. Nevertheless, previous or synchronous hydrothermal alteration of the igneous rocks cannot be excluded, in a regional context where volcanism was closely followed in time and space by widespread hydrothermal activity and vein formation (Giacosa et al. 2010; Guido and Campbell 2011, 2012).

The existence of younger erosion paleosurfaces is suspected in the region, as advocated by some authors (De Giusto et al. 1980; Rabassa et al. 2010). Highlighting the angular unconformity between the Bajo Grande Formation (Neocomian) and the Baqueró Formation (Aptian; Giacosa et al. 2010), preserved elements of an exhumed sub-Aptian paleosurface were locally identified in the landscape (Fig. 8). It might correspond to a local element of the probably diachronic Gondwana paleosurface, or to a distinct generation of planation surface. The possibility of younger, extensive erosion paleosurfaces, Mesozoic or Cenozoic in age, should be investigated further.

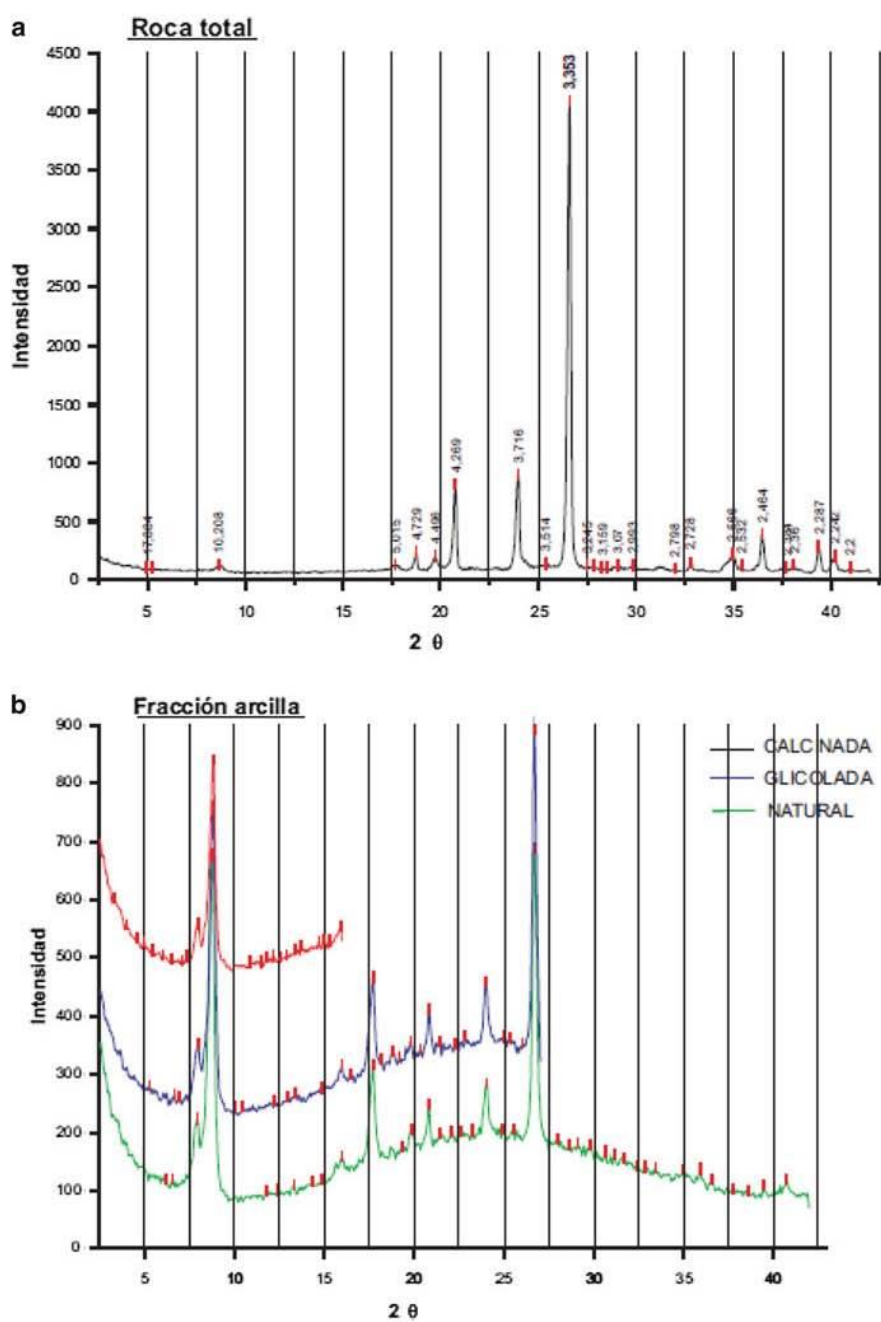


Fig. 7 X-ray diffractometry of total rock (a) and clay fraction (b), on seven samples considered as representative of the different zones identified in the field, in which kaolinite, illite, halloysite, smectite, and quartz are recognized

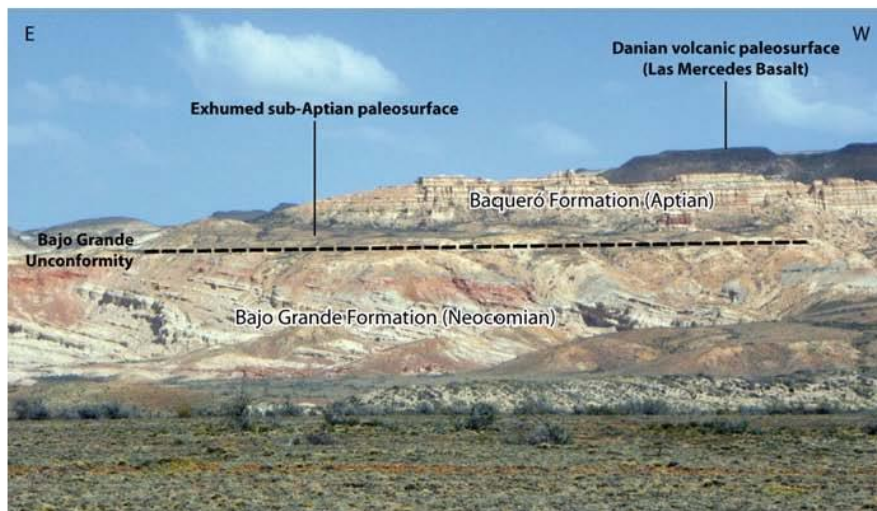


Fig. 8 Angular unconformity between the Bajo Grande Formation (Neocomian) and the Baqueró Formation (Aptian), with exhumed elements of a sub-Aptian paleosurface at the Bajo Grande area (Photo: F. Bétard)

Cenozoic Volcanic Paleosurfaces

Volcanically generated surfaces of various ages are ubiquitous in the Deseado region, where intense phases of volcanic activity have taken place since the Mesozoic. The volcanic paleosurfaces are currently represented as flat surfaces or plateau remnants which were originally created as a result of fluid basaltic eruptions in the region all along the Cenozoic. Two main generations of Cenozoic volcanic paleosurfaces may be distinguished in the present-day landscape:

1. Paleogene flat-lying and smooth volcanic surfaces, corresponding to the earliest basalt flows occurring since the breakup of Gondwana. In the region, Paleogene and later basalts mainly occur as generally well-preserved flows of melanocratic olivine basalts and basanites. The oldest of these lava flows is the Las Mercedes Basalt, dating from 64 to 63 Ma (Early-Middle Danian; Panza and Franchi 2002) (Fig. 8). The other main Paleogene lava flows are regionally represented by the Cerro del Doce Basalt, dating from between 60 and 40 Ma, and the Alma Gaucha Basalt, ranging from 30 to 23 Ma (Panza and Franchi 2002).
2. Neogene volcanic structural surfaces or mesas, corresponding to tholeiitic plateau lavas covered by less voluminous alkaline post-plateau flows, in relation to the opening of an asthenospheric “slab window” associated to ridge collision at the Chile Triple Junction (Gorring et al. 1997). Often intact but locally deeply dissected and reduced to narrow buttes and mesas, especially where thin layers overlay weakly resistant rocks (Fig. 9), these volcanic surfaces are locally topped



Fig. 9 “Las Pirámides” (SE of “Bosques Petrificados”): dissected Pliocene–Pleistocene basalt flow (La Angelita Formation) overlying weakly resistant, Jurassic volcanoclastic rocks (La Matilde Formation) (Photo: J-P. Peulvast)



Fig. 10 Cerro Lavatorio: Pliocene–Pleistocene cinder cone and basalt flow (La Angelita Formation), NE of Gobernador Gregores (Photo: J-P. Peulvast)

by Pleistocene cinder cones (Fig. 10). In the study area, the main plateau lavas range between 12 and 7 Ma in the western part of the back-arc region and between 5 and 2 Ma in the eastern part of the Deseado Massif (Gorring et al. 1997). The Pliocene–Pleistocene post-plateau basalts have ages from 3.4 to 0.125 Ma (Gorring et al. 2003), mainly corresponding to the basaltic lava flows of the La Angelita Formation.



Fig. 11 Stepped or inset lava flows: Meseta de Cali and dissection landforms E of Gobernador Gregores. Early Pliocene (*background, top*) and Late Pliocene–Pleistocene (*left side*) basalt flows. The intermediate level corresponds to Miocene gravels of the Pampa de la Compañía Formation (Photo: J-P. Peulvast)

Between the different phases of volcanic activity conducive to paleosurface construction, erosional processes became dominant and, consequently, active dissection and differential erosion led to the partial destruction and topographic inversion of most of the basaltic plateau lavas, whatever be their age. To the west, in the most elevated regions, the most recent flows are frequently inset below the older ones (Fig. 11). Therefore, the various ages and topographic positions of the volcanic paleosurfaces offer good opportunities and further constraints for deciphering the landscape evolution and denudation history of the Deseado region, especially for the Cenozoic times.

Late Cenozoic Sedimentary Paleosurfaces

The immense flat-lying surfaces corresponding to the “Rodados Patagónicos” (Late Miocene to Pleistocene gravels) as well as the wide terrace systems that are inset at lower levels along the major valleys may themselves be considered as paleosurfaces, since the conditions and processes of their sedimentation have disappeared, probably since the Late Glacial stage. They extend from the Andean piedmont down to the coast (Fig. 12), with a gentle WE regional dip which does not record the intense deformations of the older surface generations (Fig. 13). This piedmont mantle cover, corresponding to poorly consolidated conglomerates rich in

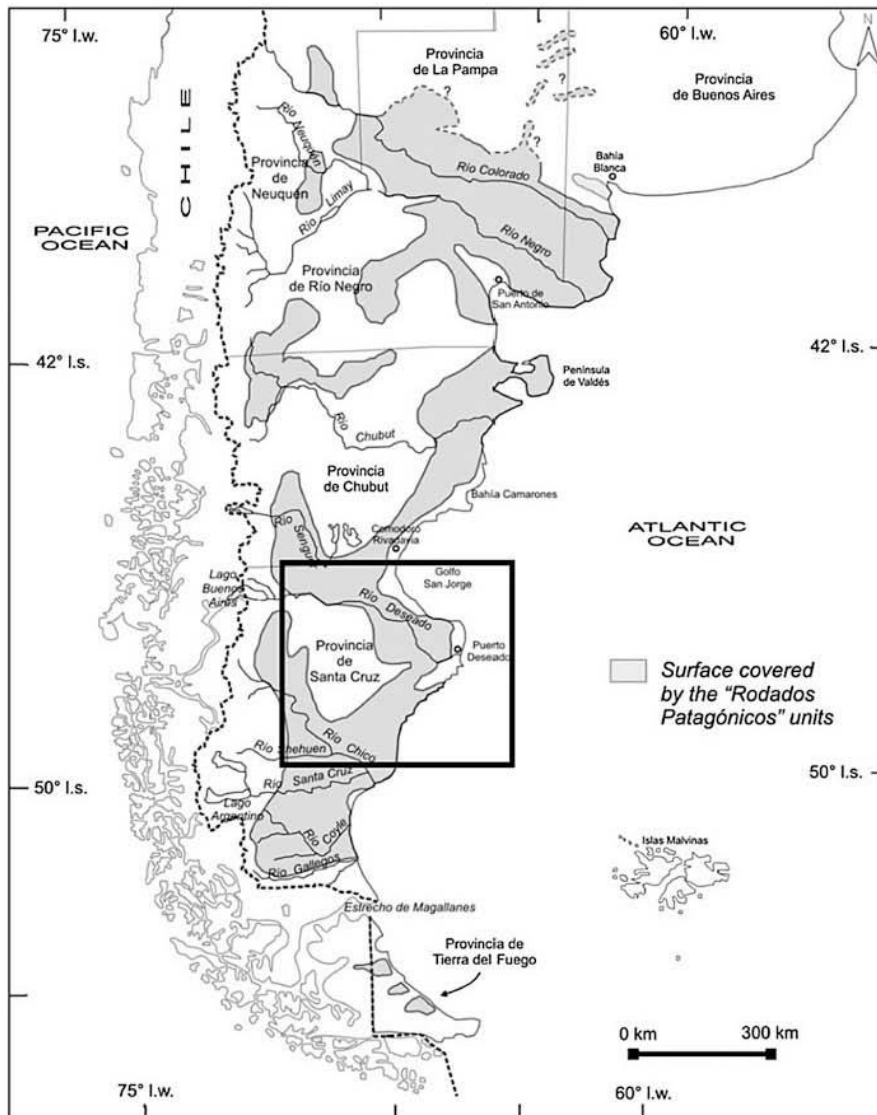


Fig. 12 Geographical distribution of the “Rodados Patagónicos” in southern South America (From Martínez and Kutschker 2011). The *rectangle* locates the study area

rounded pebbles and gently dipping eastward, would result from the coalescence of alluvial cones in very large fluvial systems (Martínez and Kutschker 2011). While these “Rodados Patagónicos” are likely attributable to the denudation response to accelerated crustal uplift since the Middle Miocene, the nature of the gravel sedimentation is also probably linked to a marked shift towards aridity at that time,

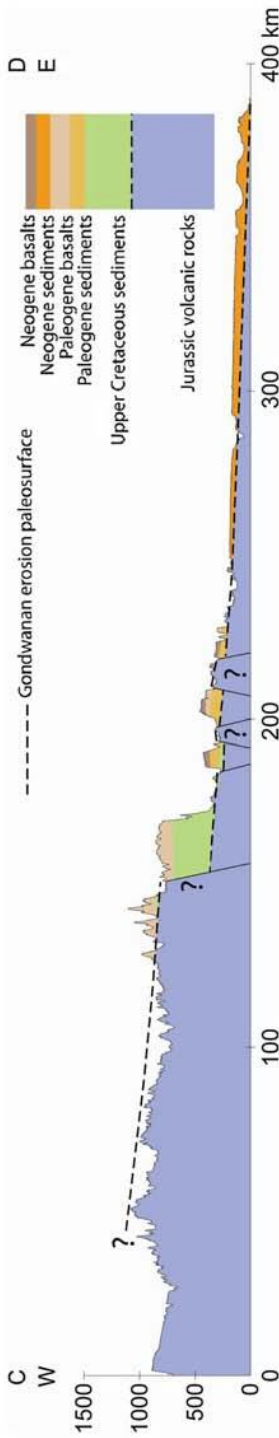


Fig. 13 Geological cross section throughout the Deseado region (profile C-D; see location on Fig. 1)

when the culminating uplift of the Andes triggered the appearance of semiarid conditions in southern Patagonia (Iglesias et al. 2011). However, relationships with marginal moraines on the Andean piedmont and faint topographies of braided channels reflect the fluvio-glacial conditions of at least a part of their formation, during glacial stages or in terminal stages of the glaciations (outwash plains or sandur; Martínez and Kutschker 2011).

In the west, these deposits form the floor of wide corridors slightly or deeply inset in the higher and older surfaces, around the Deseado and Chico rivers, or even in deep abandoned valleys (EW corridor, east of Gobernador Gregores; Fig. 1), showing that a well-advanced stage of dissection of the plateaus was already achieved or still in progress at the time of their emplacement. To the east, their distal parts were spread unconformably over the Mesozoic to Oligocene–Miocene rocks, overlapping wider and wider tracts of the Gondwana paleosurface, owing to its lower position and its subdued relief. These uniform surfaces, only degraded by closed depressions and shallow valley heads, form a wide continuous fringe along the coast, where low sea cliffs cut the gravel layers and their beveled substrate, as well as the wide terrace systems inset along the major valleys.

Discussion: Implications for Uplift and Denudation Histories

Geometry of Deformations, Rates, and Causes of Tectonic Uplift

Geometry and relative amplitude of continental-scale tectonic movements since the end of the Jurassic can be assessed by the deformations recorded by the extensive Gondwana paleosurface. Assuming that the erosion paleosurface was near horizontal in the Late Jurassic, a reconstruction of the paleotopography indicates the geometry of a broad monocline tilted seaward, locally downfaulted, with a maximal differential uplift of $\sim 1,000$ m between the interior highlands and the coastal lowlands (Fig. 1). In a few areas, normal faulting related to extensional tectonics contemporaneous of the oceanic opening has been detected in the vicinity of Cretaceous grabens and small basins (Fig. 13). As a whole, both regional-scale up-doming and flexural deformation seem to have been the dominant style of crustal deformation in the Deseado region in post-Jurassic times.

Local amplitudes and rates of Cenozoic uplift were estimated in the Deseado Massif from the current elevations of Tertiary marine sediments, most of which were deposited in shallow, nearshore environments (Fig. 14). In the “Bosques Petrificados” area, the base of the Salamanca Formation of Paleocene age currently occurs at ~ 350 m a.s.l. According to the recalibrated Exxon curve (Miller et al. 2005), ancient sea level was at a maximum of +50 m in Paleocene times; so deformation of this stratigraphic marker locally records a Cenozoic crustal uplift of ~ 300 m, at a mean rate of 5 m.Ma^{-1} if averaged over the last 65 Myears, including possible periods of subsidence. In the same area, remnants of younger marine sediments (Monte Leon Formation, dating from Late Oligocene to Early

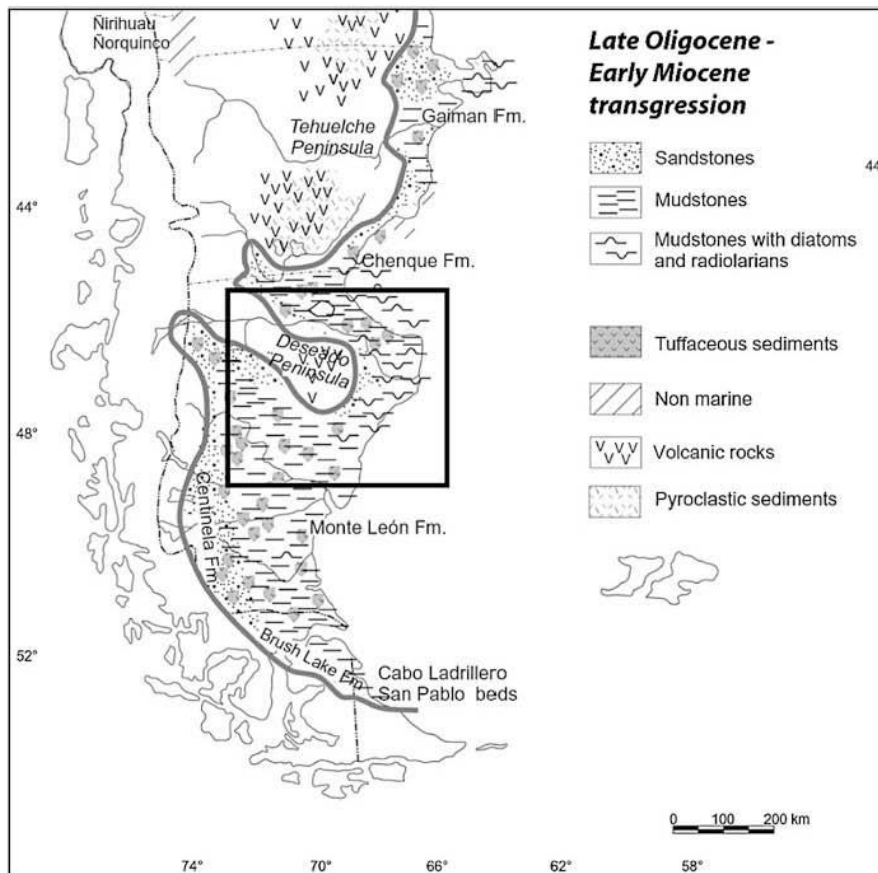


Fig. 14 Paleogeographical reconstruction of the Late Oligocene–Early Miocene transgression (26–20 Ma), responsible for the deposition of the Monte León Formation in the Deseado region (Adapted from Malumián and Nález 2011). The *rectangle* locates the study area.

Miocene) are found up to 600 m a.s.l. Assuming that sea level rose from -30 to $+20$ m in Late Oligocene–Early Miocene times (Miller et al. 2005), this indicates a Neogene crustal uplift of 500–600 m, at a rate of $20\text{--}25 \text{ m.Ma}^{-1}$ over the last 25 Myears. In fact, the apparent paradox in the record of uplift by the two sets of sedimentary strata might be explained by the active subsidence of that region until the Early Miocene (Guillaume et al. 2009), that was only recorded by the Paleocene Salamanca formation; it could just as well be due to differentiated vertical movements in different tectonic compartments delineated by normal faults. Anyway, maximal values of Neogene crustal uplift were recorded in the northern part of the Deseado Massif, where the base of the Monte Leon Formation today occurs at $\sim 1,000$ m a.s.l., just below the Pliocene basaltic paleosurface of the Meseta de San Pedro. Such an elevation for the marine sediments indicates a maximal crustal uplift

of $\sim 1,000$ m for the Neogene, at a mean rate of ca. 40 m.Ma^{-1} . This estimate is quite similar to the values of post-Middle Miocene uplift calculated from dynamic topography modeling based on mantle–lithosphere interaction (Guillaume et al. 2009). It also confirms the regional-scale south-tilted uplift of the Deseado Massif detected from the geometry of post-Middle Miocene fluvial terraces (Guillaume et al. 2009).

All these data support the idea of an acceleration of tectonic uplift during the Neogene, in probable connection with the Andean convergence and the northward migration of the Chile Triple Junction (Gorring et al. 1997; Guillaume et al. 2009). This migration resulted in the opening of an asthenospheric “slab window” underneath Southern Patagonia, inducing a disturbance in the regional mantle convection. This slab window notably triggered a new widespread episode of back-arc volcanism in southern Patagonia, responsible for the establishment of basaltic plateau and post-plateau lavas in the Deseado region. The dynamic response of the lithosphere resulted in a switch from subsidence to generalized uplift in the Andean foreland that started in the Middle–Late Miocene, when the overall subduction dynamics changed (Guillaume et al. 2009). Dynamic uplift of the Deseado region continued during the Pleistocene, as demonstrated by the deformations recorded by marine terraces along the passive margin of Eastern Patagonia (Pedoja et al. 2011).

Topographic Inversion and Estimation of Denudation Depths and Rates

During the Cenozoic times, the volcanic province of the Deseado Massif has shown strong evidence of topographic inversion. Uplift and differential erosion resulted in an inversion of topography in places where flood basalts filling paleodepressions and paleovalleys became volcanic mesas or buttes. Estimates of denudation depths and rates on given durations can roughly be inferred from values of topographic inversion observed around Cenozoic volcanic paleosurfaces in different places of the Deseado Massif. A mean estimation of Cenozoic denudation rates can be obtained from the values of topographic inversion of Paleogene volcanic paleosurfaces. Maximum values of denudation depths are found in the central part of the Deseado Massif, where topographic inversion of Paleocene to Oligocene basaltic mesas reached 200–500 m. In all cases, the corresponding mean denudation rates are $<10 \text{ m.Ma}^{-1}$ (most often $<4\text{--}5 \text{ m.Ma}^{-1}$). Such low denudation rates for the Cenozoic are similar to those of vertical tectonic movements deduced from the altitudes of Paleocene marine strata. The same procedure can be applied from the values of topographic inversion of Neogene volcanic paleosurfaces. Maximum post-Miocene denudation depths are provided by the maximum value of topographic inversion observed around the Meseta de San Pedro, in the northern part of the Deseado Massif, i.e., ~ 800 m since 5 Ma. Close values of denudation depths are found in the central part of the massif, east of the “Bosques Petrificados” area, around Miocene basaltic mesas (~ 750 m since 15 Ma). In the last area, lower values of denudation

depths are observed below Pliocene–Pleistocene basaltic plateau remnants, but the inversion occurred on shorter durations, also indicating mean denudation rates of 40–50 m.Ma⁻¹ since the Miocene or later.

This set of data suggests an acceleration of denudation during the Neogene locally as high as 160 m.Ma⁻¹, as it has been observed in the northern part of the massif, around the Meseta de San Pedro. This perfectly matches the observations made on uplift rates accelerating during the Neogene (see above), especially in post-Middle Miocene times when started the generalized uplift of the Andean foreland in connection with ridge collision at the Chile Triple Junction (Guillaume et al. 2009). The sedimentary record of denudation for that period is contained in the Neogene continental deposits and piedmont mantle covers accumulated in the coastal lowlands, suggesting a definitive shift of depositional centers to the new Atlantic Ocean margin associated to an increasingly buoyant and eroding hinterland. Following the deposition of the marine and continental series of Late Oligocene–Early Miocene age (Monte Leon and Santa Cruz formations), the widespread accumulation of the Late Cenozoic “Rodados Patagónicos” (Martínez and Kutschker 2011) has taken place since the Middle–Late Miocene, in response to tectonic and/or climatic forcing. The fluvial terrace levels inset below the accumulation surface of the Late Cenozoic piedmont mantle cover results from the fluvial and fluvio-glacial activity of rivers flowing from the Andes to the Atlantic Ocean, in the context of glacial–interglacial periods of the Pliocene–Pleistocene and glacio-eustatic fluctuations.

The presence of so many markers of the geomorphic, sedimentary, and tectonic history, and the well constrained reconstruction of a subsidence stage followed by uplift and relief inversion would make this region an ideal example for discussing the pertinence and the possible mechanisms of the controversial “episodic burial and exhumation model” recently advocated by some authors in other parts of the eastern margin of South America (Northeast Brazil: Japsen et al. 2012). Built on the basis of thermochronological analyses, and of extrapolations from scattered morphostratigraphic evidence, this model implies values and long-term rates of sedimentation and denudation, up to 200 m.Ma⁻¹ in the Eocene and 150 m.Ma⁻¹ since the Miocene, well beyond those generally observed in the Deseado region, in spite of a more stable tectonic environment, far from the Andes. Accompanied by thermochronological studies (fission track and U-Th/He on apatites), such a comparison would also permit a discussion of the calibration of these methods which often give results showing strong discrepancies with morphostratigraphic evidence (Peulvast et al. 2009; Ricordel-Prognon et al. 2010).

Conclusions and Perspectives

The current landscape of the Deseado Massif reflects a juxtaposition of stepped surfaces which correspond to paleolandforms and paleolandscapes of various types and ages, identified by the means of a morphostratigraphic analysis. Therefore, this preliminary study leads to original results concerning the long-term land-

scape development of this large platform area and volcanic province of Southern Patagonia. From the Late Jurassic to the Early Tertiary, the Deseado Massif has shown evidence of long-term geomorphological stability, as demonstrated by the good preservation of the Gondwana (Late Jurassic–Early Cretaceous) erosion paleosurface. This paleotopography, irregularly altered and/or weathered by kaolinization, was progressively buried below various thicknesses of Cretaceous–Tertiary sediments and basaltic lava flows, in a context of regional subsidence or relative tectonic quiescence. However, a generalized uplift occurring in the Neogene resulted in the topographic inversion of Cenozoic volcanic plateau lavas, the exhumation of buried paleosurfaces/stratigraphic unconformities, and the dissection of the regional landforms. All our data suggest an acceleration of uplift and denudation since the Miocene, in response to the tectonic forcing induced by changes in the Andean subduction dynamics at the time. The exact timing and causes of denudation history during Meso-Cenozoic times are still poorly constrained. The identification of other erosion paleosurfaces with their associated weathering signatures, and the detailed investigation of offshore sedimentary data, should help in deciphering the complex erosional history of that region. Because of the exploratory nature of this study, and of the lack of data on key problems such as the precise age of some volcanic formations and sedimentary deposits, many issues of long-term landscape evolution are not solved and consequently need further investigations.

References

- Aguilera EY, Rabassa J (2010) Origin of the northern Patagonian massif regional paleosurface. *Geociências* 29(4):467–478. São Paulo, UNESP
- Aguilera EY, Rabassa J, Imbelloni P (2012) Paleosuperficie de meteorización en el Macizo del Deseado. V Congreso Argentino de Geomorfología y Cuaternario, Abstracts. Río Cuarto, Córdoba
- Andreis RR (2002a) Cuenca La Golondrina (depósitos del rift Pérmico y eventos magmáticos triásicos). In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 71–82
- Andreis RR (2002b) Cuenca Baqueró – secuencia volcániclastrica eocretácica del Macizo del Deseado. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 149–164
- Bétard F (2010) Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. *C R Geosci* 342:215–222
- Blisniuk PM, Stern LA, Chamberlain CP, Idleman B, Zeitler PK (2005) Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the southern Patagonian Andes. *Earth Planet Sci Lett* 230:125–142
- Calvet M, Gunnell Y (2008) Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: Gallagher K, Jones SJ, Wainwright J (eds) *Landscape evolution: denudation, climate and tectonics over different time and space scales, Special publications 296. Geological Society, London*, pp 147–166

- Carignano C, Cioccale M, Rabassa J (1999) Landscape antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): geomorphological evolution since Gondwanic times. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd* 118:245–268
- Cavallotto JL, Violante RA, Hernández-Molina FJ (2011) Geological aspects and evolution of the Patagonian continental margin. *Biol J Linn Soc* 103:346–362
- Cravero MF, Domínguez EA (1992) Kaolin deposits in the Lower Cretaceous Baqueró Formation (Santa Cruz province, Patagonia, Argentina). *J S Am Earth Sci* 6(4):223–235
- Darwin C (1842) On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Trans Geol Soc Lond* 6:415–431
- de Barrio RE (1989) Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura) en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Unpublished doctoral thesis, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 175 pp
- De Giusto JM, Di Persia CA, Pezzi E (1980) Nesocratón del Deseado. In: Turner JC (coord.) *Geología Regional Argentina*, vol 2. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp 1389–1430
- Demoulin A, Zárate M, Rabassa J (2005) Long-term landscape development: a perspective from the southern Buenos Aires ranges of east central Argentina. *J S Am Earth Sci* 19:193–204
- Dumont P (1991) Problèmes de datation des surfaces d'aplanissement au Zaïre. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 27:175–185
- Echavarría LE, Schalamuk IB, Etcheverry RO (2005) Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *J S Am Earth Sci* 19:415–432
- Fidalgo F, Riggi JC (1965) Los rodados patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (provincia de Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina* 20(3):430–443
- Fidalgo F, Riggi JC (1970) Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista Asociación Geológica Argentina* 25(4):272–325
- Giacosa RE, Márquez M, Panza JL (2002) Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 33–44
- Giacosa R, Zubia M, Sánchez M, Allard J (2010) Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *J S Am Earth Sci* 30:134–150
- Godard A, Lagasque JJ, Lageat Y (eds) (2001) *Basement regions*. Springer, Berlin/Heidelberg/New York, 306 p
- Gorring ML, Kay SM, Zeitler PK, Ramos VA, Rubiolo D, Fernández I, Panza JL (1997) Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics* 16:1–17
- Gorring ML, Singer B, Gowers J, Kay SM (2003) Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chem Geol* 193:215–235
- Guido DM, Campbell KA (2011) Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): characteristics and controls on regional distribution. *J Volcanol Geoth Res* 203:35–47
- Guido DM, Campbell KA (2012) Diverse subaerial and sublacustrine hot spring settings of the Cerro Negro epithermal system (Jurassic, Deseado Massif), Patagonia, Argentina. *J Volcanol Geoth Res* 229–230:1–12
- Guido DM, Escayola MP, Schalamuk IB (2004) The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *J S Am Earth Sci* 16:567–577
- Guillaume B, Martinod J, Husson L, Roddaz M, Riquelme R (2009) Neogene uplift of central eastern Patagonia: dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics* 28, TC2009. doi:10.1029/2008TC002324
- Gunnell Y (2003) Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. *Geology* 31(2):131–134

- Haller MJ (2002) La Cuenca Triásica de El Tranquilo. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 83–86
- Homoc JF, Constantini LA (2001) Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters Deseado and San Julián Basins, Southern Argentina. *AAPG Bull* 85: 1795–1815
- Iglesias A, Artabe AE, Morel EM (2011) The evolution of Patagonian climate and vegetation from the Mesozoic to the present. *Biol J Linn Soc* 103:409–422
- Japsen P, Bonow J, Green P, Chalmers JA, Lidmar-Bergström K (2009) Formation, uplift and dissection of planation surfaces at passive continental margins – a new approach. *Earth Surf Process Landforms* 34(5):683–699
- Japsen P, Bonow JM, Green PF, Cobbold PR, Chioffi D, Lilletveit R, Magnavita LP, Pedreira A (2012) Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geol Soc Am Bull* 124(5–6):800–816
- Klein C (1997) Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie. *Ophrys, Gap*, 299 p
- Lageat Y, Robb LJ (1984) The relationships between structural landforms, erosion surfaces and the geology of the Archean granite basement in the Barberton region, Eastern Transvaal. *Trans Geol Soc S Afr* 87:141–159
- Lidmar-Bergström K, Bonow JM, Japsen P (2013) Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. *Glob Planet Change* 100:153–171
- Malumián N (2002) El Terciario marino: sus relaciones con el eustatismo. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 237–244
- Malumián M, Náñez C (2011) The Late Cretaceous–Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biol J Linn Soc* 103: 269–288
- Márquez MJ, Giacosa RE, Godeas M (2002) Los granitoides gondwánicos del borde oriental del Macizo del Deseado. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 57–70
- Martínez OA, Kutschker A (2011) The 'Rodados Patagónicos' (Patagonian Shingle Formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. *Biol J Linn Soc* 103: 336–345
- Miller KG, Kominz MA, Browning JV, Wright JD, Mountain GS, Katz ME et al (2005) The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310:1293–1298
- Nahon D (2003) Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. *C R Geosci* 335:1109–1119
- Nulló F, Combina A (2002) Sedimentitas terciarias continentales. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 245–258
- Nulló F, Combina A (2011) Patagonian continental deposits (Cretaceous–Tertiary). *Biol J Linn Soc* 103:289–304
- Ollier C (1991) *Ancient landforms*. Belhaven Press, London, 233 p
- Panza J, Franchi M (2002) Magmatismo Basáltico Cenozoico Extraandino. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 259–284
- Panza JL, Haller MJ (2002) El volcanismo jurásico. In: Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires*, pp 89–102
- Panza JL, Sacomani E, Cobos JC (2003) *Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000*. Programa Nacional de Cartas Geológicas, SEGEMAR, Buenos Aires
- Partridge T, Maud RR (1987) Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic. *S Afr J Geol* 90:179–208

Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif. . . 501

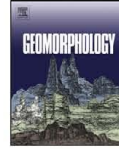
- Pedoja K, Regard V, Husson L, Martinod J, Guillaume B, Fucks E, Iglesias M, Weill P (2011) Uplift of Quaternary shorelines in eastern Patagonia: Darwin revisited. *Geomorphology* 127:121–142
- Peulvast J-P, Claudino Sales V (2004) Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology* 62:89–122
- Peulvast J-P, Claudino Sales V (2005) Surfaces d’aplanissement et géodynamique. *Géomorphol Relief Processus Environ* 4:249–274
- Peulvast J-P, Vanney JR (2001) *Géomorphologie structurale (Terre, corps planétaires solides)*, vol 1: Relief et structure. Gordon & Breach (Paris) and BRGM (Orléans), 505 p
- Peulvast J-P, Bouchard M, Jolicoeur S, Pierre G, Schroeder J (1996) Palaeotopographies and post-orogenic morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (Eastern Canada). *Geomorphology* 16:5–32
- Peulvast J-P, Claudino Sales V, Bétard F, Gunnell Y (2008) Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Glob Planet Change* 62:39–60
- Peulvast J-P, Bétard F, Lageat Y (2009) Long-term landscape evolution and denudation rates in shield and platform areas: a morphostratigraphic approach. *Géomorphol Relief Processus Environ* 2:95–108
- Rabassa J (2010) Gondwana paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. *Geociências* 29(4):541–570. São Paulo, UNESP
- Rabassa J, Zárata M, Cioccale M, Carignano C, Partridge TC, Maud R (1996) Paisajes relictuales de edad Gondwánica en áreas cratónicas de Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 4, Buenos Aires, p 219
- Rabassa J, Carignano C, Cioccale M (2010) Gondwana paleosurfaces in Argentina: an introduction. *Geociências* 29(4):439–466. São Paulo, UNESP
- Rabassa J, Carignano C, Cioccale M (2014) A general overview of Gondwana landscapes in Argentina. In: Rabassa J, Ollier C (eds) *Gondwana landscapes in southern South America*. Springer, Dordrecht, pp 201–245
- Ricordel-Prognon C, Lagroix F, Moreau MG, Thiry M (2010) Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: paleomagnetic datings. *J Geophys Res* 115:B10104. doi:10.1029/2010JB007419
- Summerfield MA, Sugden DE, Denton GH, Marchant DR, Cockburn HAP, Stuart FM (1999) Cosmogenic isotope data support previous evidence of extremely low rates of denudation in the Dry Valleys region, southern Victoria Land, Antarctica. *Geol Soc Spec Publ* 162:255–267
- Thomas MF (1994) *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. Wiley, Chichester/New York, 482 p
- Vasconcelos PM, Conroy M (2003) Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald River valley, NW Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67:2913–2930
- Watchman AL, Twidale CR (2002) Relative and “absolute” dating of land surfaces. *Earth Sci Rev* 58:1–49
- Widdowson M (1997) The geomorphological and geological importance of paleosurfaces. In: Widdowson M (ed) *Paleosurfaces: recognition, reconstruction and paleoenvironmental interpretation*, Special publication 120. Geological Society of London, London, pp 1–12

[5] PEULVAST J.-P., BÉTARD F. (2015) – A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology*, 233, pp. 20-40.

Identifié depuis longtemps comme une région-clé pour comprendre l'évolution géomorphologique à long terme du Nordeste brésilien, le Bassin Araripe a concentré une part importante de mon attention depuis la fin de la thèse, tant du point de vue de la recherche académique (recherches géomorphologiques de fond) que de la recherche finalisée (transfert de connaissances géoscientifiques au sein du Géoparc UNESCO Araripe). La poursuite de la collaboration engagée 10 ans plus tôt avec Jean-Pierre Peulvast, avec le soutien logistique et scientifique de l'Université Régionale du Cariri (URCA), a permis de faire progresser les connaissances géomorphologiques sur ce bassin de l'intérieur du Nordeste, dont l'inversion topographique (~600 m au-dessus de la dépression du Cariri) témoigne de phénomènes spectaculaires d'érosion, avec des modalités qui restaient toutefois à préciser.

Publié dans un numéro spécial de la revue *Geomorphology* rassemblant diverses contributions issues de la session "*Geomorphic processes and long-term landscape evolution*" lors de la 8^e Conférence Internationale de Géomorphologie (IAG Paris 2013), l'article propose une contribution originale, étayée par des données de première main, pour expliquer les mécanismes de l'inversion de relief de ce haut plateau gréseux (*Chapada*), typique des paysages du Nordeste brésilien. Alors qu'un papier – publié un an plus tôt par une équipe de géologues brésiliens dans la revue *Tectonophysics* – soutenait l'idée d'une inversion tectonique du bassin le long de failles inverses, notre article démontre au contraire le rôle négligeable qu'a pu avoir une possible inversion tectonique, dans un contexte où la mise en relief est directement imputable à l'érosion différentielle en réponse à un soulèvement marginal amorcé dès la fin du Crétacé. Une analyse minutieuse des escarpements de bordure permet d'affirmer plus encore l'origine érosive (*e.g.*, pseudo-cuestas et glints), à travers une évolution en partie commandée par des mouvements de masse de grande ampleur (*slumps*, glissements-coulées, avalanches de débris...).

Au-delà des preuves de recul de l'escarpement, l'article permet de rouvrir le débat sur les contradictions apparentes entre les résultats de l'analyse morphostratigraphique (500-600 m de dénudation post-rift correspondant à la valeur de l'inversion topographique) et ceux issus des analyses thermochronologiques (1,5 km ou plus de dénudation post-rift d'après les âges TF sur apatites), ces dernières ayant été récemment intégrées dans un modèle d'évolution très discutable ("*Episodic burial and exhumation model*") appliquée à la marge orientale du Nord-Est brésilien [Japsen *et al.*, 2012]. Les deux phases d'inversion de relief mises en évidence dans notre article, notamment grâce au recours à la morphopédologie (niveaux cuirassés), permettent une réinterprétation raisonnée de l'histoire thermique des roches enregistrée dans les traces de fission, en tenant mieux compte des « garde-fous » géomorphologiques, stratigraphiques et sédimentologiques de terrain.



A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil



Jean-Pierre Peulvast^{a,*}, François Bétard^b

^a Université Paris-Sorbonne, 191 rue Saint-Jacques, F-75005 Paris, France

^b Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, PRODIG, CNRS UMR 8586, cc. 7001, F-75205 Paris Cedex 13, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 January 2014

Received in revised form 29 September 2014

Accepted 5 October 2014

Available online 17 October 2014

Keywords:

Topographic inversion

Denudation history

Scarp retreat

Palaeolandforms

Soil distribution

ABSTRACT

At the border between the states of Ceará and Pernambuco (northeast Brazil), the Chapada do Araripe is a high plateau (800–1000 m a.s.l.) formed by a slab of Cenomanian fluvial sandstone. This caprock is underlain by lacustrine or marine Albian layers and older rift deposits. During the Cretaceous, the Araripe basin lay at a palaeoelevation close to sea-level. Through a presentation and discussion of original field and cartographic data we analyse the mechanisms of topographic inversion in this sedimentary basin in relation to local or regional crustal upwarp. The contrast between the plateau – a weakly dissected structural surface – and the surrounding lowlands is explained through a study of the erosional scarps – cuesta-like landforms and their outliers – that fringe the Chapada. No evidence of local tectonic inversion is found. River incision, spring sapping, landslides and other forms of mass movement are listed as efficient processes of topographic inversion and scarp retreat, the rates and patterns of which appear to be controlled by lithological contrasts and conditions of exhumation of the basement. Geometric relationships with regional stepped surfaces (e.g., the low-elevation Sertaneja Surface), exhumed palaeosurfaces and regional drainage systems are analysed. Our estimation of the amplitude of denudation and topographic inversion (0.6–0.7 km) differs significantly from apatite fission-track-derived estimates reported in recent literature, which would imply burial by considerable thicknesses of younger sediments followed by 1.5 km or more of post-rift denudation – not just in the study area, but also in the Tucano-Jatoba basin to the south. The exhumation and reworking of surrounding basement surfaces probably began during the early Cenozoic, as shown to the northwest of the Chapada by the presence of widespread laterites of probable Palaeogene age. A second stage of topographic inversion occurred during the Oligocene or later. This would correspond to the major stages of river incision, partial planation and basin inversion.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Together with other basins of northeast Brazil (Potiguar, Tucano-Jatobá-Reconcavo: Matos, 1992; Magnavita et al., 1994), the Araripe sedimentary basin is a fundamental landmark for reconstructing the regional morphotectonic evolution (Peulvast et al., 2008). At the border between the states of Ceará, Pernambuco and Piauí, which is also the boundary between the Jaguaribe and São Francisco drainage basins, its uppermost layers form the Chapada do Araripe, one of the high plateaus that overlook the semi-arid depressions of the “sertão” (Fig. 1). This plateau is gently inclined westward and underlain by fossiliferous lacustrine or marine Albian layers whose palaeontological diversity has recently promoted the area to the rank of first Geopark of South America (Herzog et al., 2008). The plateau is capped by Albian

to Cenomanian fluvial conglomerate and sandstone, and the corresponding depocentre in middle Cretaceous time lay at an elevation close to palaeo-sea level. Previous work has argued that the Chapada has stood as a deeply weathered but weakly eroded topographic surface for the last 90 Ma (Peulvast and Claudino Sales, 2004; Peulvast et al., 2008). The lower land surfaces and landforms, therefore, would have mainly been shaped or exhumed in post-Cenomanian times by partial erosion of a local or a regional crustal upwarp that inverted the Araripe and other Cretaceous basins.

The term “inversion” often refers to any form of compressional tectonics consecutive to basin formation (Buchanan and Buchanan, 1995). In this restrictive sense, horizontal, rather than vertical crustal stresses are required because many deep sediment-filled basins around the world have never been inverted (Lowell, 1995). However, inversion may also be understood as a process of regional epeirogenic uplift and exhumation (Brodie and White, 1995) that finally makes the basin, or parts of it, stand above its surroundings. This is topographic inversion. Such a result can also occur on a more local scale (for example, inversion

* Corresponding author.

E-mail addresses: jean-pierre.peulvast@wanadoo.fr (J.-P. Peulvast), francois.betard@univ-paris-diderot.fr (F. Bétard).

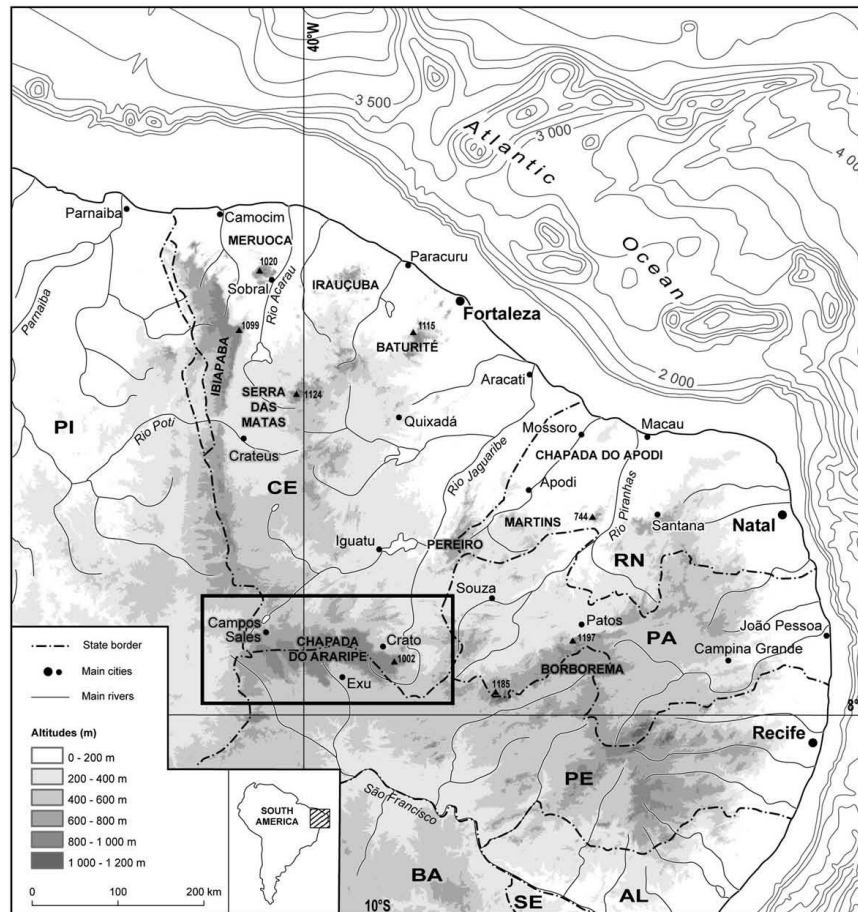


Fig. 1. Location of the Chapada do Araripe, northeast Brazil. Topography derived from the SRTM DEM v.4 (Shuttle Radar Topography Mission). Rectangle locates Fig. 2.

of lava flows channelled by a palaeovalley). It involves some post-depositional uplift mechanism but need not necessarily involve compressional tectonics. The process also requires differential erosion between the harder layers of the basin and softer rocks belonging either to the basin or the underlying basement.

In this paper, we analyse the modes and rates of topographic inversion and scarp retreat in the Araripe sedimentary basin in relation to regional uplift through a presentation and discussion of relevant topographic, geological, morphostructural and morphopedological data. Differential erosion is considered as one of the main driving processes of topographic inversion, but our analysis also provides scope for discussing the possible occurrence of differential vertical movements (tectonic inversion). A reconstruction of the conditions and chronology of inversion is proposed based on the principles and methods of morphostratigraphy (Peulvast et al., 2009). This approach challenges interpretations of episodic burial and exhumation of palaeosurfaces that have been predicated on thermochronological data models in this part of northeast Brazil (e.g., Japsen et al., 2012). This discussion bears strong implications about long-term landform evolution in northeast Brazil and other intracratonic areas. From a more general point of

view, the present work is also a case study of processes and rates of vertical erosion and scarp retreat in sandstone tablelands of the tropics.

2. Materials and methods

2.1. The study area

2.1.1. Outlines and bioclimatic conditions

The Chapada do Araripe (9000 km²) extends 190 km from E to W between 39°00' and 40°50'W, and 7°05' and 7°39'S, at the border between the states of Ceará, Pernambuco and Piauí (Figs. 1 and 2). The altitudes of this narrow plateau gently decrease from east (1002 m) to west (800 m), whereas its mean width remains fairly constant (~30–40 km, but up to 50–60 km in the central and westernmost parts). At the regional scale, the tread of this plateau belongs to the higher level of the two tiered topography defined in previous studies of the northern Borborema region (Peulvast and Claudino Sales, 2004; Peulvast et al., 2008). These levels are a low plain between 0 and 300 m a.s.l., gently sloping seaward (the so-called Sertaneja Surface), and the discontinuous remains of a high plain between 750 and



Fig. 2. SRTM-derived shaded relief and drainage map of the study area. Dotted lines: main drainage divides.

1100 m a.s.l., without a well defined regional slope. Both the high and low plains are complex mosaics of structural and erosional surfaces of different ages, some of which coincide with exhumed stratigraphic unconformities (Peulvast and Claudino Sales, 2004).

The flat-lying and monotonous topography conveyed by the term “Chapada” is only interrupted by a few dendritic systems of shallow valleys mainly striking south or southeast. A sharp morphological contrast is observed between the plateau and the surrounding regions at an elevation band between 400 and 750 m a.s.l. These lower areas consist of plateaus, ridges, valleys and depressions. Altitudes gently decrease to the northeast on the north side (south Ceará uplands). On the south side, a large and weakly dissected plateau strewn with narrow ridges, slopes to the southeast from 520 to 400 m, towards the São Francisco River.

The outer scarp of the Chapada displays an irregular outline, with strong local variations in aspect and height. The eastern part is the most spectacular, with a high rock face emphasizing the scalloped contour of the plateau (Fig. 3a). Reaching 300 to 600 m in height from the Serra da Boa Vista (Crato) to Jardim, on the SE side, the scarp overlooks a crescent-shaped lowland where hills and dissected piedmonts alternate with wide fluvial plains. Reaching up to 50 km wide, this “Cariri depression” separates the Chapada from the tight systems of E–W ridges and furrows of the western slopes of the Borborema plateau and southern Ceará uplands. In its central part, the Chapada overlooks the surrounding plateaus without any wide intervening depression, except for a narrow corridor around Nova Olinda (north side). In the southern scarp, from Jardim to Bodocó, the upper rock face is separated from the underlying plateau by a narrow bench dissected into rocky hills (Fig. 3b), except where high concave slopes overlook small depressions (Exu–Tabocas, Ipubi; Fig. 3c). More generally, the southern side is cut by large triangular embayments between elongated NW–SE salients (Ipubi, Ararapina).

Scarp height gently decreases westward, to 200–300 m. To the north, it overlooks smooth tabular surfaces forming a 10–30 km wide step along the Chapada rim, from Nova Olinda to Salitre, at about 650–700 m a.s.l., between the high plateau and the south Ceará ridge-and-valley system (Fig. 2). It is more spectacular at the west and southwest tips of the plateau, where several outliers, simple buttes (region of Simões) or large mesas (south of Ararapina) protrude at a small distance from the scalloped rim of the Chapada over a more rugged

surface draining towards the Parnaíba River. Among them, the E–W Serra Vermelha (40 × 15 km) occurs 15 km south of the southernmost promontory, which is also elongated in an E–W direction.

Asymmetric features between the north and south sides of the Chapada also apply to the plateau, with systems of shallow valleys mainly striking SE or ESE. The valley heads are located close to the northern plateau rim. Most of these valleys hang over the embayments that dissect the south rim (Jardim, Exu, Ipubi) but the westernmost (Ararapina) is deeply entrenched, almost cutting the Chapada in two. However, the position of the drainage divide between the Jaguaribe (north), São Francisco (south) and Parnaíba (west) rivers does not fully reflect this asymmetry, since the easternmost valley (Jardim), first striking southeast, continues off the plateau to the east and then to the north as a tributary of the Salgado–Jaguaribe drainage (Fig. 2).

From a bioclimatic point of view, the humid east and northeast sides which are exposed to the trade winds, differ from the drier central and western parts. Whereas humid to sub-humid forests (including the National Araripe Forest – FLONA) cover the plateau and the scarp above the Cariri depression, forming one of the “brejos de altitude” enclaves in the semi-arid “sertão” (Cavalcante, 2005; Bétard, 2007), less dense “cerradão,” “cerrado” and caatinga vegetation covers, often degraded by agro-pastoral activity, are found to the west and on the lower plateaus and depressions.

2.1.2. Structure and lithostratigraphic units

The Araripe basin lies at the SW end of a wide and discontinuous series of NE–SW basins, half-grabens and horsts known as the Cariri–Potiguar intracratonic rift zone (Matos, 1992; Fig. 4). This 500 km-long rift zone consists of aborted Mesozoic rift structures locally buried by remains of a post-rift sedimentary cover (Araripe and Potiguar basins), and is intersected to the NE by the Atlantic margin. The Araripe rift is divided into two sub-basins (W: Feitoria or Feira Nova sub-basin; E: Eastern or Cariri sub-basin; Ponte and Ponte-Filho, 1996; Castro and Castelo Branco, 1999; Assine, 2007; Martill et al., 2007) separated by the Dom Leme crystalline horst. Inside, numerous NE–SW grabens filled by rift sediments are separated by minor horsts, transfer faults and/or accommodation zones formed along preexisting sigmoid shear zones that connect to the north and south with the major E–W-trending Patos and Pernambuco shear zones (Corsini et al., 1991; Matos, 1992).

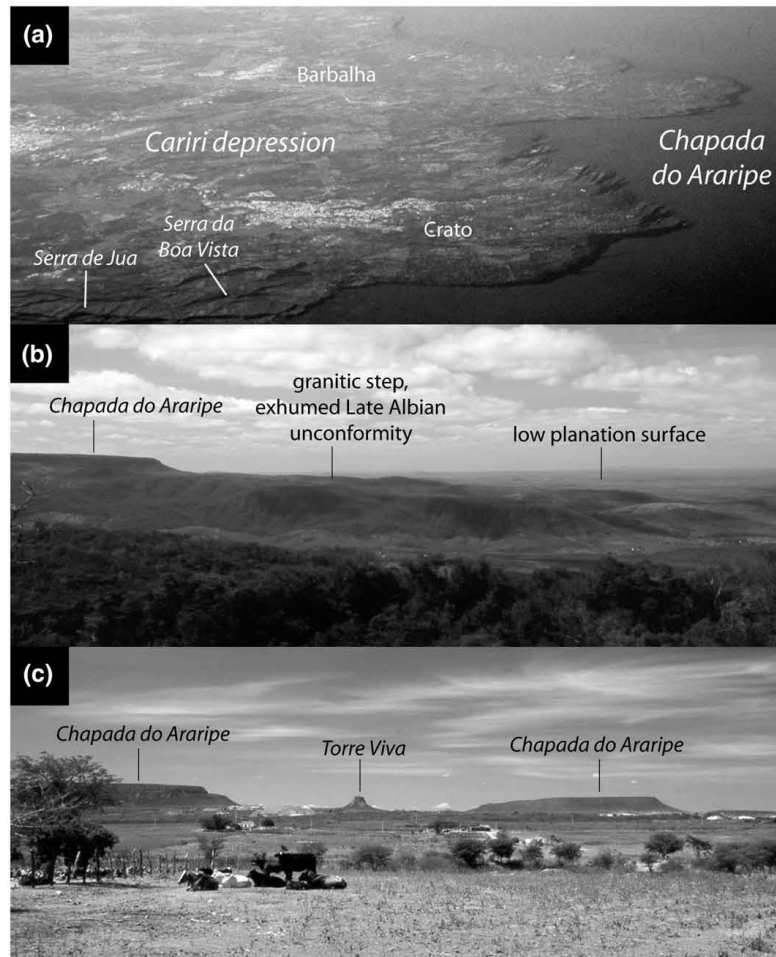


Fig. 3. Contrasting outlines along the rim of the Chapada do Araripe. (a) The Chapada do Araripe and the Crato and Barbalha re-entrants, viewed towards the SE; (b) South rim of the Chapada, east of Exu, looking west. Short sandstone crag overlooking a narrow and dissected granite step; (c) Scarp with sandstone outliers overlooking the sedimentary depression of Pubi. In the centre: Torre Viva. Credits: J.P. Peulvast.

The pre-Mesozoic basement, which underlies the basin and crops out on its margins, also protrudes as isolated hills within the eastern part of the basin (Serra de Juá, Horto). It is composed of sequences of schist, phyllite, gneiss and migmatite intruded by calc-alkaline granites and granitoids with trondhjemitic affinities (Sial, 1986). In Jurassic and Cretaceous times, reactivation of the late Precambrian shear zones resulted in the formation of the Araripe basin during the intracratonic rifting phase that preceded ocean spreading in the Atlantic (Matos, 1992, 2000).

Before and during rifting, fluvial and lacustrine deposits of Jurassic and early Cretaceous age (Vale do Cariri Group) were deposited on the sandstone cover of the basement (Mauriti or Cariri Formation, Palaeozoic or Jurassic) (Da Rosa and Garcia, 2000; Assine, 2007; Martill et al., 2007; Fig. 5). Following a late Jurassic–early Cretaceous phase of regional subsidence and continental sedimentation (Brejo Santo and Missão Velha Formations: clay, siltites, sandstones, up to

600 m thick) (Coimbra et al., 2002; Valença et al., 2003), the main rifting stage (Berriasian–Lower Barremian) involved graben infilling by thick fluvial, deltaic and lacustrine sediments transported from the NNE (Abaiara Formation: siltite, sandstone and conglomerate). At the same time, the intervening basement areas and the overlying sediments were eroded and partially bevelled during the transitional post-rift stage (early Aptian), except for some residuals ultimately buried and later exhumed (Horto, Serra do Juá). Along the faults limiting the Crato–Juazeiro do Norte graben, throws and sediment thicknesses reach up to 1000 m (Assine, 2007).

Sedimentation resumed after a 10 to 12 My gap following the deposition of the last syn-rift layers. Owing to a combination of thermal subsidence and global eustatic events, the post-rift series were deposited throughout the Araripe basin and beyond its present limits. The post-rift basin first formed in the northeast, where the Albian to Cenomanian series are more complete, and then extended to the south and west,

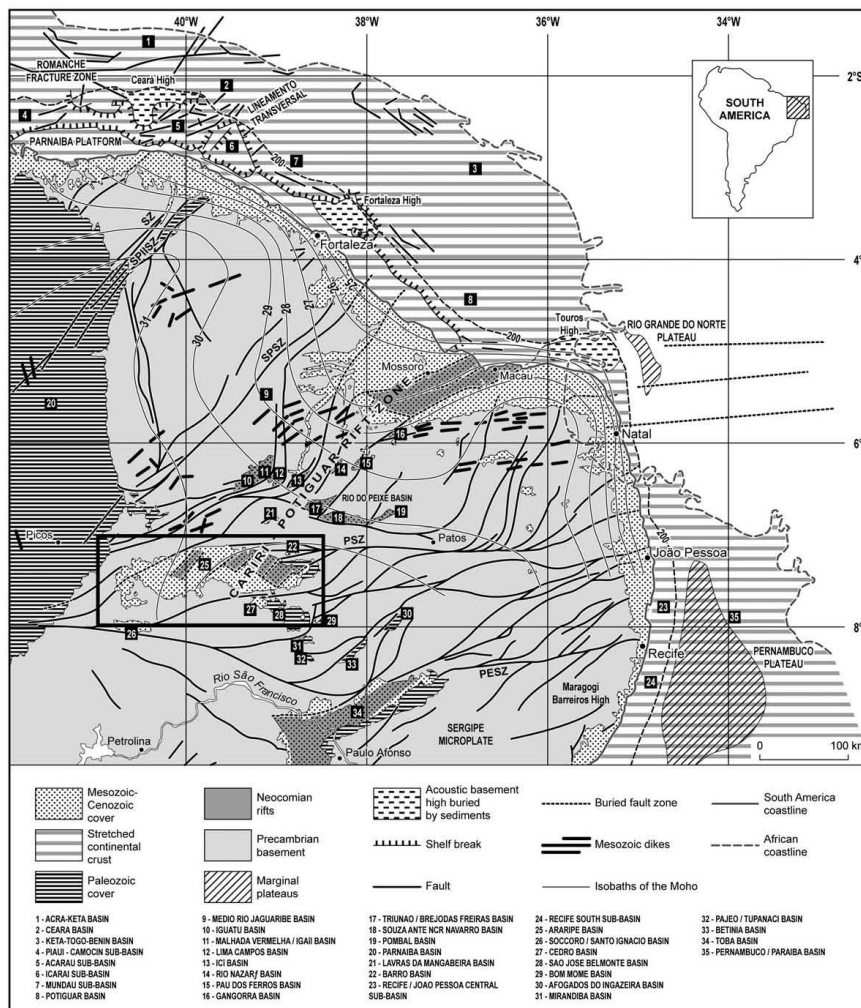


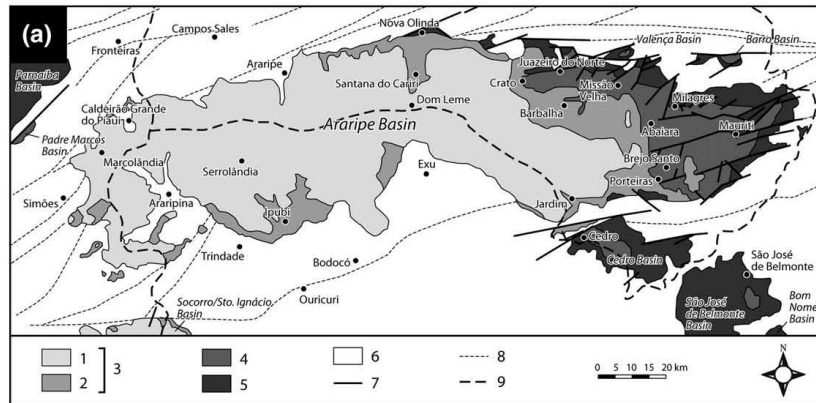
Fig. 4. Structural map of the Borborema province, showing the pre-, syn- and post-rift structures along the Cariri–Potiguar rift zone. Compiled from Matos (1992, 2000) and Valença et al., 2003. Rectangle locates Fig. 5.

progressively lapping onto the basement (Fig. 5). This stratigraphic transgressive–regressive sequence, known as the Araripe Group (Ponte and Ponte-Filho, 1996) is made of fluvial, lacustrine, lagoonal and marine sediments of Aptian to Cenomanian age. They divide into several formations: the Rio da Batateira (or Barbalha; Assine, 2007), Santana (Crato, Ipubi, Romualdo Members), Arajara and Exu Formations.

In the Cariri depression, the post-rift series comprises 250–280 m of mainly soft rocks overlain by thick massive sandstone (Exu Formation, 150–250 m). In this area, the resulting stratigraphy offers the best potential for differential erosion. The coarse to fine and clay-rich sandstone of the basal post-rift layers (Rio da Batateira or Barbalha Formation) corresponds to two upward-fining fluvial cycles with inter-layers of lacustrine pelites and carbonates (Batateira layers; Assine, 2007). Reaching 60 to 200 m in thickness (Baudin and Berthou, 1996), these layers are overlain by the 80 to 180 m-thick Santana Formation.

The Crato member of this formation corresponds to 20–70 m of discontinuous laminated limestone interlayered with mudstone, siltstone or shale (Martill et al., 2007). The overlying Ipubi Member, of late Aptian age, mainly consists of discontinuous and thick layers of gypsum (up to 20 m) alternating with black to brown or green foliated clays passing upwards to marls, clays and sandstones (Romualdo Member, early Albian) that were deposited after an unconformity indicating a short period of erosion (Assine, 2007). Although the total thickness of gypsum layers remains moderate, the role of this rock as a ductile level prone to shearing at relatively low temperatures (Barberini et al., 2005) is commonly recognized as a factor of slope destabilization when sufficiently thick. As shown in later sections, these gypsum layers have played a key role in Cenozoic landscape evolution.

Abundant fossils in the Romualdo layers indicate a shallow marine incursion from the SSE and reaching the western extremity of the



CHRONO-STRATIGRAPHY		LITHOLOGY		LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS		TECTONIC PHASES
		Thickness				
EARLY CRETACEOUS	Albian	150 to 200 m	sandstones	EXU Fm.		ARARIPE GROUP
		20 m	clayey sandstones	ARAJARA Fm.		
		200 m	marls	Romualdo Mb.	SANTANA Fm.	
			gypsum	Ipubi Mb.		
	Late Aptian	60 to 200 m	coarse and clayey sandstones	RIO DA BATATEIRA Fm.		
LATE JURASSIC	Neocom.	120 m	clayey sandstones	ABAIARA Fm.		SYN-RIFT
	Tithon.	200 to 250 m	coarse sandstones	MISSÃO VELHA Fm.		
LATE JURASSIC	Oxford./Kimeridgian	400 m	shales	Upper Mb.		CARIRI GROUP
			clayey sandstones	Lower Mb.		
SILURIAN?		100 m	sandstones	MAURITI Fm.		PRE-RIFT

Fig. 5. Geological map and stratigraphic log of the Araripe-Cariri region. (a) Map modified from Ponte and Ponte-Filho (1996) and Assine (1994). 1: Exu Formation; 2: Arajara, Santana, Rio da Batateira Formations; 3: Araripe Group; 4: Cariri Group; 5: Mauriti Formation; 6: basement complex; 7: fault; 8: lineament; 9: state border. (b) Log compiled from Ponte and Ponte-Filho (1996) and Neumann (oral comm., 2008).

basin. The overlying clay-rich sandstone is the last deposit relevant to lacustrine to marine phases of sedimentation. It reaches 20 to 80 m in thickness and forms the Arajara Formation (Ponte and Appi, 1990) or the terminal sequence of the Santana Formation (Assine, 2007). Outliers of lacustrine limestone, similar to those of the Crato Member, exist in the Tucano basin, indicating a continuation of the lake systems to the south of the Pernambuco lineament. Other outliers containing the whole sequence are located in the Socorro basin (Serra Vermelha, Pernambuco–Piauí border) and the Serra Negra (Jatobá basin), at similar altitudes.

At a time when other basins of the eastern margin of northeast Brazil were still experiencing transgressive marine conditions until the late Cretaceous, the end of the sedimentary sequence in the Araripe basin was continental. The alluvial sediments of the so-called Exu Formation (150–250 m in thickness) unconformably cover the older layers and, to the south, west and north-west, the basement (Fig. 5). According to Assine (2007), they consist of two distinct lithological units separated by an erosional unconformity. The upper unit is the Exu Formation, whereas the lower unit, of middle Albian age, is the Araripina Formation. The latter is restricted to the western part of the basin and consists of rhythmites where fine-grained, reddish laminated sandstone contains plurimetric lenses of coarser sandstone with load structures and cross-bedding indicative of a floodplain environment. Where present, this basal layer ensures a strong contrast in mechanical resistance to erosion between the sedimentary cover and the crystalline rocks of the basement.

An erosional unconformity separates the Araripina series from the Exu sandstone, with a slight angle suggesting syn-sedimentary deformation. Conglomerates to fine-grained sandstones displaying graded bedding occur in the western (distal) part of the basin, where argillaceous layers also indicate a floodplain environment. In the eastern (proximal) part of the basin, the sandstones are coarser and more immature, with abundant conglomerate beds and cross-bedding. These indicate sedimentation in braided channels. The age is considered as Albian to Cenomanian, and palaeoflow directions suggest transport to the west (Assine, 2007).

2.2. Methods

Our study is based on fieldwork preceded and followed by the acquisition, processing and study of satellite images, Google Earth 3D visualizations, digital elevation models (mainly SRTM DEM) and aerial photographs. The large-scale landforms were analysed from topographic and geological maps. In the field, the landforms were documented at all scales by ground and aerial photographs and sketches. The present work is also based on morphostructural mapping of the medium- and large-scale landforms, in which field observations were combined with topographic data and geological maps at different scales (1:50,000, 1:100,000, 1:500,000), integrated into a geographical information system (ArcGIS 9) and supplemented by sets of geological profiles.

Establishing the conditions of basin inversion involves the detection of distinct generations of landforms at various topographic levels, and linking them to the geological structure while making inferences about present and past processes of denudation. The nature, origin and relative ages of stepped surfaces, scarps and depressions were inferred on the basis of morphostructural and morphostratigraphic analysis (Peulvast and Vanney, 2001; Peulvast et al., 2009). This approach is an effective tool for reconstructing the history of basin inversion and its links with the regional systems of palaeolandforms and with the conditions of regional uplift and erosion (Peulvast et al., 2008).

The search for chronological indicators was completed by a morphopedological approach (Bétard and Bourgeon, 2009), which focuses on the interactions between geomorphic evolution and soil development. Observational data on soils and weathered materials

were collected in the field and from existing soil maps and previous inventories (Guichard, 1970; Projeto Radambrasil, 1981). Special attention was paid to the distribution of laterite (i.e. duricrusts), which is commonly considered as a reliable morphostratigraphic marker in the reconstruction of denudation histories and can be correlated with regional palaeoclimates (Tardy and Roquin, 1998). Laterite mapping was completed using a combination of field surveys and the processing of Landsat imagery and digital elevation models (SRTM DEM). Analysing the relationship between stepped surfaces, laterite distribution and soil development yielded a tentative correlation between the maturity of soil or weathering profiles and the different generations of landforms in the multi-storeyed landscape. These morphopedological criteria were used in support of the chronology of topographic inversion and the relative chronology of Chapada scarp retreat.

3. Results: evidence for shallow basin inversion and plateau evolution driven by scarp retreat

3.1. Morphostructural patterns and topographic inversion

3.1.1. The sandstone plateau: a weakly dissected structural surface

The surface of the Chapada do Araripe approximately coincides with the uppermost layers of the Exu sandstone, which are slightly tilted to the west. Its culminating position in the regional landscape reflects the differential erosion which has removed parts of the underlying series and exhumed the basement at the periphery of the plateau (Figs. 6 and 7). Although a rough parallelism is observed between the deeply weathered sandstone layers of the Exu Formation and the topographic surface, whether the plateau is an erosional or a structural surface is debatable. In places, a slight angle between the horizontal topographic surface and the dips locally observed in the scarp and its rock ledges (best observed along erosional re-entrants and box canyons, e.g. Crato, Santana do Cariri–Brejo Grande: Fig. 8a) suggests that slight bevelling may have occurred. However, part of the deformation is syn-sedimentary and is mainly observed in the deeper sandstone layers (Brejo Grande: Fig. 8b and c); the topmost layers are almost parallel to the surface. The Chapada, therefore, rather has the features of a structural surface, i.e. the topographic surface coincides with the bedding plane of resistant rock layers.

On shaded relief maps (Fig. 2), the topographic surface appears less flat than suggested in the field. Beyond the general westward inclination, gentle slopes are observed towards the axis of the shallow valley systems, and also around the heads of much shorter catchments that hang above a few scarp re-entrants and box canyons of the north side (Santa Fé, Santana do Cariri, Araripe). This hanging valley topography (absent in the east, over the Cariri depression, where the scarp directly cuts the highest parts of the plateau) suggests that shallow fluvial erosion has taken place on the sandstone cover, independently of (or earlier than) the inversion processes that have been restricted to the periphery of the plateau.

Except for the Araripina valleys, this drainage system is dry and disconnected from that of the surrounding depressions, although a few thalwegs continue beyond the plateau while conserving the same strike over short distances. No clear structural control can be identified, but the easternmost drainage system (Jardim) follows the SE-trending axis of the narrow eastern part of the Chapada (Fig. 6). The valley system does not appear to be controlled by the general westward dip of the sandstone cap or by the underlying NE–SW to E–W rift structures. Its configuration and gently sloping longitudinal profiles probably reflect the early coincidence between the E–W axis of the basin and a water divide located close to the northern rim of the plateau, at a time when the Chapada already existed as a low and weakly dissected ridge. The current absence of surface discharge in these valleys and the permeability of the sandstone caprock, confirmed by the presence of numerous springs all along the scarp, also imply an elevated watertable at the time of their formation. This suggests a situation

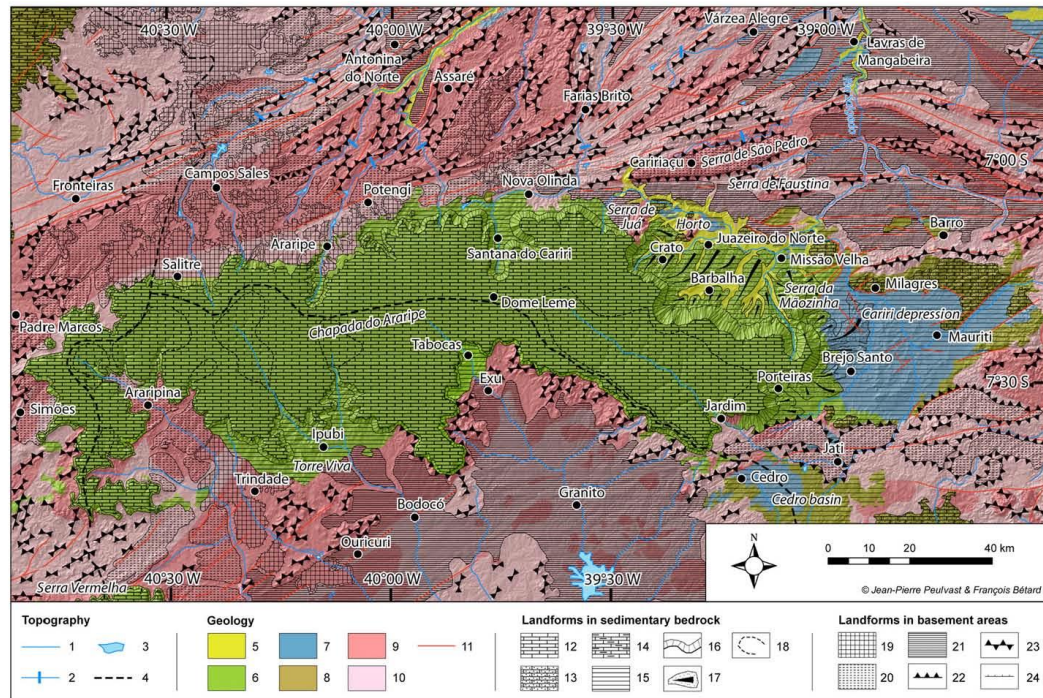


Fig. 6. Morphostructural map of the study area. 1: Main river; 2: knickzone; 3: lake ("açude"); 4: main drainage divide; 5: Quaternary alluvium; 6: post-rift series (Aptian to Cenomanian); 7: pre- and syn-rift series (Jurassic to Barremian); 8: Palaeozoic sedimentary cover, pre-rift sediments; 9: granitoids, migmatites; 10: Precambrian metamorphic rocks, undifferentiated; 11: major fault; 12: structural or near-structural surface, sandstones of the Exu Fm (Cenomanian); 13: structural or near-structural surface, sandstones of the Mauriti Fm (Silurian?); 14: structural or near-structural surface, sandstones of the Serra Grande Fm (Palaeozoic); 15: depression shaped by differential erosion into soft rocks of the rift and post-rift series; 16: escarpment shaped by differential erosion and sapping in tabular structures; 17: main remnants of pediments with colluvial cover, landslides and debris flows; 18: areas of shallow dissection in the structural surfaces; 19: high erosion surface (Step 1), with laterite; 20: elevated erosion surface, degraded or dissected; exhumed etc. surface at the periphery of vestigial duricrust mesas; 21: low erosion surface, often dissected by narrow and shallow valleys ("Sertaneja Surface"); 22: main escarpments; 23: main isolated ridges, crests and hogbacks; 24: edge of lateritic plateaus and mesas.

with low relief and shallow dissection of the surroundings, controlled by shallow regional base levels. As suggested by the lack of hanging valleys in the northeast, the drainage divide only migrated in this area during the later and deeper dissection stages. This was driven by substantial retreat of the NE scarp and by headward retreat of the Salgado river system into the plateau. In other cases, the earlier shallow dissection prepared the deepening stage and promoted the formation of dendritic canyon systems on the plateau (Araripina; Fig. 6).

3.1.2. The Chapada rim: a typology of erosional scarps

Depending on local variations in dip and stratigraphic succession, the morphology of the dissected plateau rims varies from place to place. Features vary from a cuesta-like escarpment (so called because of faint dips) (A type; Fig. 9) to a glint (i.e. a scarp shaped out of hard sedimentary rocks resting unconformably on a basement surface; Peulvast and Vanney, 2001). The glint configuration can be observed on both sides of the central and western parts of the Chapada (B type: Araripe, Exu–Bodocó, Araripina), where the basement forms highs and elevated platforms (Dom Leme horst, Araripina platform; Fig. 9). In all cases, this scarp owes its existence to differential erosion (Fig. 7). It is dissected on both sides by wide box canyons (Araripe, Santana do Cariri, Porteiras, Ipubi NE) or by embayments that form the continuation of canyons in the sandstone (Jardim, Exu–Tabocas, Ipubi NW, Araripina) (Fig. 6). The initial extent of the sandstone cap is not known, but several

outliers reflect a substantial areal reduction and a breaking up of the sedimentary plateau around the tributaries of the Jaguaribe, São Francisco and Parnaíba rivers. Lateral erosion, or backwearing, has therefore been a substantial component of the topographic inversion process.

To the north and east, the Cariri depression is excavated into the softer basal sediments of the post-rift cover, between the Chapada and a generally more elevated peripheral area shaped into the basement and the overlying Palaeozoic sandstones (Fig. 7). It also extends into the rift and pre-rift series, below the high sandstone scarp scalloped by large erosional re-entrants (Crato, Barbalha, Porteiras: A1 type) (Figs. 9 and 10a). Its morphology is complicated by the presence of a narrow outlier in the east (Serra da Mãozinha), and by various fault-line scarps carved out of exhumed rifted structures. These basement hills or ridges are locally capped or surrounded by pre- or post-rift sandstones, and protrude from the scarp (Serra da Boa Vista–Serra de Juá; Fig. 3a) or from the depression floor (Serra do Horto). Basement rocks also locally form steep hillslopes and ridges facing the sedimentary scarp (Nova Olinda, Milagres and Jardim–Jati areas). In weaker basement rocks, some of these have been bevelled down to the level of the depression floor. Such is the case of an outcropping strip of micaschist, which forms a low step, ca. 440 m a.s.l., south of the São Pedro and Faustina orthogneiss ridges (Fig. 6). The irregular width of the depression – from zero west of Nova Olinda to more

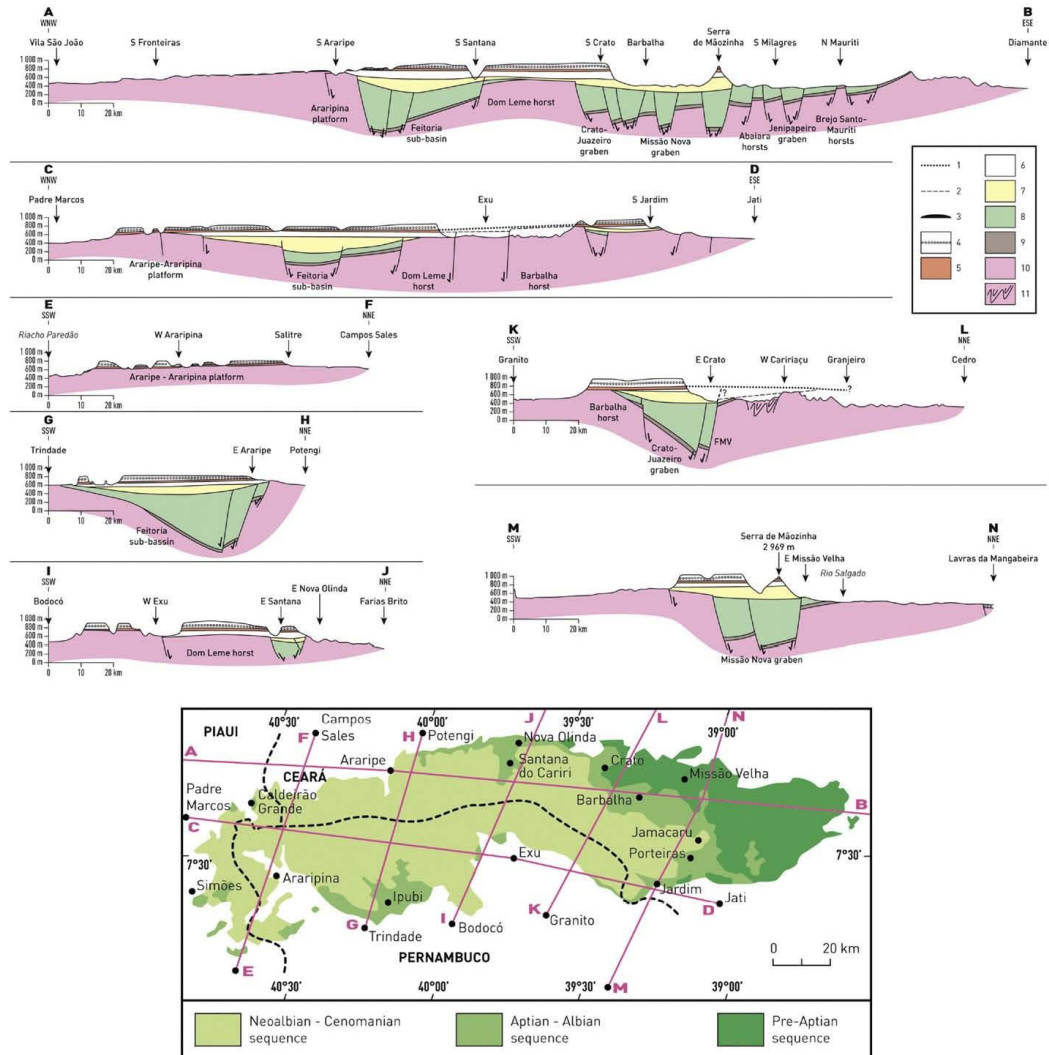


Fig. 7. Geological profiles in the Chapada do Araripe, with location map. 1: Sub-Cenomanian erosion surface; 2: Aptian-sub-Albian unconformity; 3: Lateritic cover (Palaeogene); 4: Exu sandstones (Albian-Cenomanian); 5: Arajara-Araripina Formations (Albian); 6: Santana Formation (Late Aptian-Albian); 7: Rio da Batateira or Barbalha Formation (Late Aptian); 8: Cariri Group (nif. series, Late Jurassic-Neocomian); 9: Mauriti Formation (Palaeozoic or Jurassic); 10: basement – undifferentiated; 11: basement – micaschist.

than 50 km to the east – reflects the unconformity of the Exu sandstone on the underlying layers and basement. Maximum thickness and outcrop width of the rift and post-rift sediments occurs in the Milagres-Brejo Santo area.

Simpler morphostructural patterns prevail in all other areas. Glint landforms (B type) are predominant, only locally interspersed with short cuesta-like segments where ample concave slopes capped by high sandstone rock faces overlook small strike depressions. This is observed mainly on the south side (A2 type: Ipubi-Trindade, Tabocas: Fig. 3c). Two morphological types (B1, B2: Fig. 9) can be distinguished. Parts of the scarp, locally low (around Araripe, on the north side),

exhibit a simple convexo-concave slope profile above the exhumed basement surface (B1a type: between Potengi and Salitre, NW of Araripe). To the west and around the large southwest outliers, more composite outlines appear (Fig. 10b), owing to strong dissection and scalloping related to the presence of a thin basal layer of soft rocks which facilitates the differential erosion, locally forming transitional forms with cuestas (B1b type). The slope profiles appear more irregular due to multiple sandstone ledges (Fig. 10c). Finally, the glint may take the form of a composite escarpment, especially in the south, where the granite of the Dom Leme horst and the adjacent fault blocks are directly overlain by the Exu sandstones (B2 type). Here, southwest of

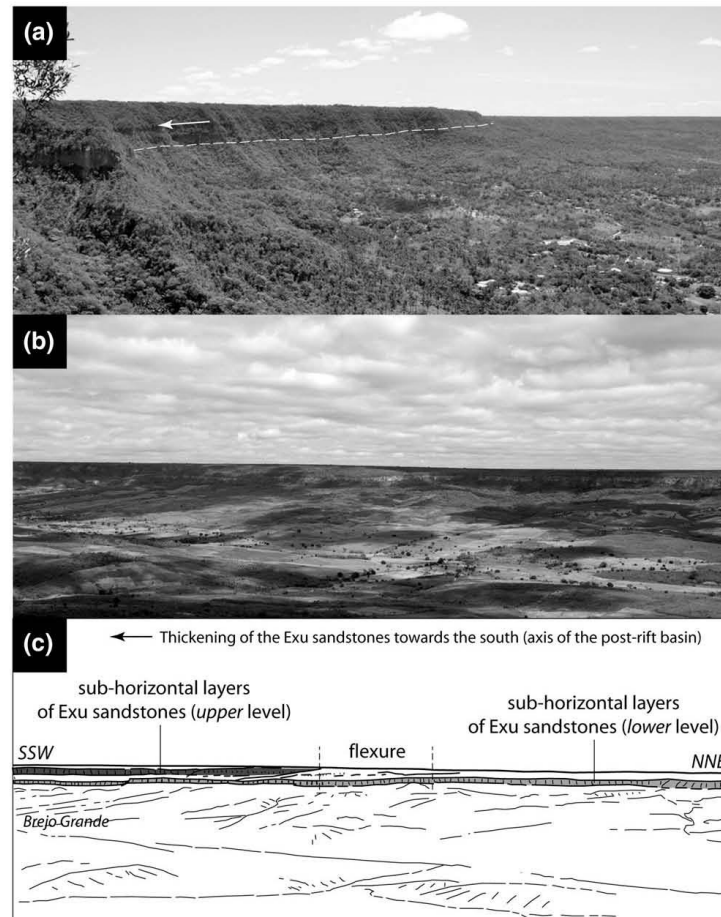


Fig. 8. The Exu sandstone and its structural features at the top of the Chapada do Araripe. (a) Belmonte, Crato. Centripetal dips in the Exu sandstones (dotted line: base of the Exu sandstones; arrow: dip direction); (b) Brejo Grande box canyon, Santana do Cariri; (c) interpretative sketch of (b): slight centripetal dip and progressive unconformity within the Exu sandstones. In both cases, the deformation decreases upward, probably indicating syn-sedimentary deformation. Credits: J.P. Peulvast.

Araripina and around Bodocó, Exu and Granito, the basement is exhumed along the unconformable contact with the sedimentary cover in the form of a narrow granitic erosional bench deeply dissected into rocky hills and tors, ~150–200 m above the basal pediments (Figs. 3b and 10d).

3.2. Stepped surfaces, soil distribution and topographic inversion

Geological profiles provide indications about the nature of the stepped surfaces identified at the periphery of the Araripe basin (Fig. 7). The topographic asymmetry between the north and south sides of the Chapada, i.e. between the Jaguaribe–Salgado and São Francisco drainage basins, reflects that of the piedmonts, which contrasts with the uniformity and the consistently westward-declining altitudes of the high plateau and its outliers. To the south, the basal pediments of the B2 glint connect to a broad erosion surface gently sloping towards the São Francisco River. This low surface bevels the crystalline rocks of the basement, particularly the metamorphic host rock of the

Exu–Bodocó granite intrusion (Fig. 3b) and the small sedimentary basins of Cedro and São José do Belmonte. The surface extends 150–200 m below the late Albian unconformity and reflects the post-Cenomanian formation of a large and weakly dissected erosion surface, accompanied by vigorous stripping of the sandstone cap and by the formation of large embayments in the plateau. Narrow NE–SW residual ridges of metamorphic rocks are preserved over the surface, in the Ouricuri region. This surface is the only one identified on this side of the Chapada. Its altitudes (530–400 m) are slightly greater than in the inner parts of the Sertaneja Surface which occurs to the north, i.e. in Ceará, Paraíba and Rio Grande do Norte (Peulvast and Claudino Sales, 2004). No clear connection between the two surfaces has been ascertained because their apparent continuity between the east end of the Chapada and the Borborema plateau is complicated by the presence of a wide depression in sedimentary rocks along the Salgado River. Parts of it, between Ouricuri and Trindade, are covered by a lateritic caprock (Fig. 6).

To the west (Fronteiras–Simões area, Piauí; Fig. 2), in the more depressed Parnaíba drainage area, many residual quartzite and gneiss

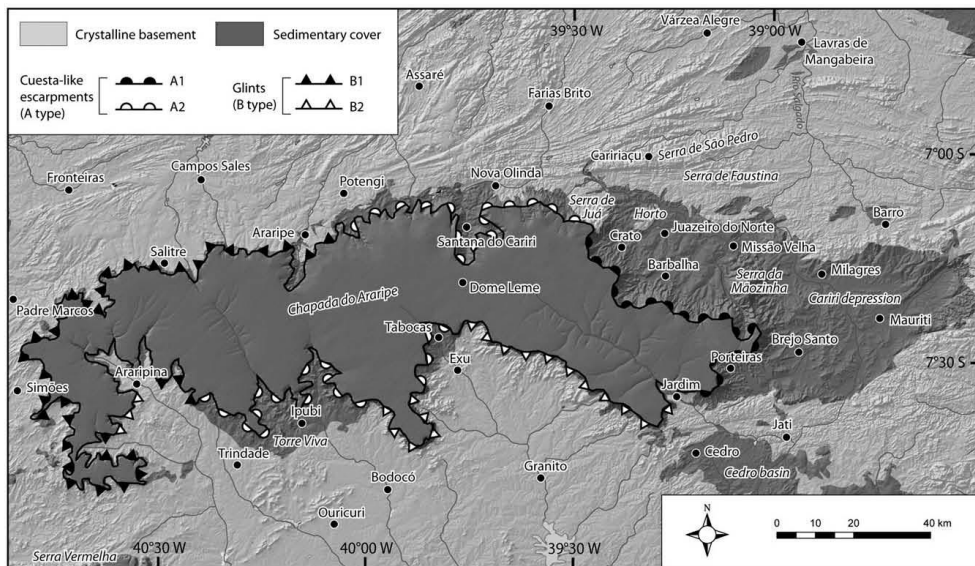


Fig. 9. Typology of erosional scarps around the Chapada do Araripe. A1: Cuesta-like scarp overlooking strike valleys; A2: cuesta-like scarp with deep box valleys but lacking wide strike valley; B1: glint overlooking wide strike valleys or exhumed basement surfaces; B2: glint and composite scarp.

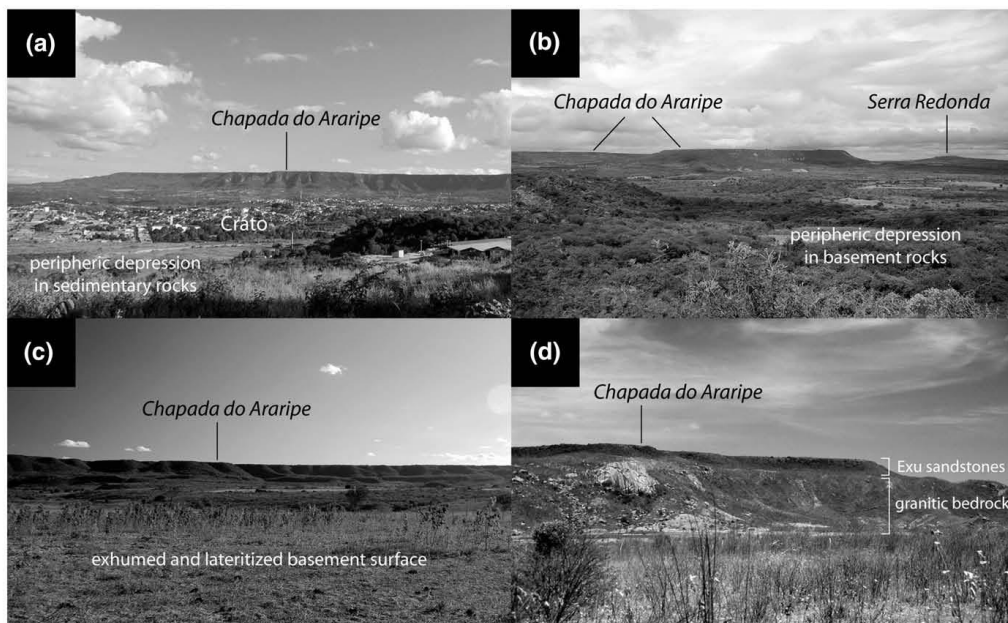


Fig. 10. Morphostructural types along the rim of the Chapada do Araripe. (a) Cuesta-like scarp (A1 type) above Crato, from Monte Alegre. Alternating landslide scars and sapping funnels; (b) sandstone scarp and outlier (Serra Redonda) in a glint segment (B1a type), NW of Araripina; (c) glint over exhumed and lateritized basement surface near Salitre (B1b type); complicated pattern of stepped rock faces to the west (right side): effects of mass movements (large slumps); (d) glint and composite scarp west of Exu (sandstone crag over granite bench; B2 type). Credits: J.P. Peulvast.

ridges are preserved over a slightly lower (450–350 m) and more dissected surface, between the B1 Mesozoic scarp and the faintly outlined rim of the Parnaíba basin. The basal post-rift unconformity is only exhumed and preserved close to the scarp (Fig. 7, CD, EF).

Stepped systems of landforms are more clearly identifiable in the north. Four steps appear below the Chapada, mainly cut into the crystalline basement, at decreasing altitudes from west to east.

Step 1 is the highest. It corresponds to the smooth tabular surfaces identifiable on the DEM (Fig. 2) along the foot of the scarp. They form a 10 to 30 km wide strip between Nova Olinda and Salitre, and slope gently northward from 700 to 620 m a.s.l. Slightly lower than the geometric continuation of the sub-Exu or Araripina unconformity (Fig. 7), and capped by a thick lateritic crust, this hanging and dismantled piedmont is an erosion surface whose extent and shallow entrenchment bear evidence of an early stage of erosion of the northern border of the sandstone cap, and therefore of the early stages of topographic inversion of the former fluvial plain (Fig. 11a).

Step 1 is ancient piedmont dissected by tributaries of the upper Jaguaribe River into low mesas. These overlook Step 2, a more rugged surface which extends several tens of metres below. Well exposed around Campos Sales and north of Araripe, this lower surface exhibits sparse tors and shallow grus (Fig. 11b). It has been interpreted as the ancient weathering front exhumed from beneath the laterite cap, therefore as an etch-surface resulting from the degradation by downwearing processes of Step 1 (Bétard et al., 2005). Identified as far as Caririáçu to the east, slightly below 700 m a.s.l., this etch-surface is itself dissected by the same rivers flowing off the Chapada, and, to the east, by those of the Salgado catchment. In this area, it forms residual plateaus and WSW–ENE structural ridges interspersed with narrow parallel corridors excavated into the less resistant basement rocks. The most salient among these ridges, for instance the São Pedro orthogneiss ridge, overlook the lowest surface, i.e. Step 3.

Step 3 takes the form of narrow dissected pediments at the northeast periphery of the Araripe basin, between 400 and 440 m, mainly on the micascist outcrops around the upper Salgado River and its tributaries north of Juazeiro do Norte (Figs. 6 and 11c). Map-based correlations indicate that it connects northward to inner parts of the Sertaneja Surface. The pediments developed on the opposite side of the Cariri sedimentary depression and around the eastern tip of the Chapada also belong to Step 3 (Fig. 11d). Drainage entrenchment into this lower surface is limited to the softest rocks of the basement and basin, and the remnants of the upper steps are systematically preserved upstream of the knickpoint line that separates the lower courses from beneath the upper shallow valleys of the Jaguaribe and Salgado tributaries (Fig. 6).

Finally, Step 4 corresponds to valley floors and depressions in the soft sediments of the Cariri depression. They have dissected the pediments into convex hills (micascist) or inclined plateau strips (foot of the Chapada, between Crato and Jardim). Irregular unconformity surfaces are only preserved on the top of basement hills that have been exhumed from beneath the post-rift sediments (Serra de Juá, Horto).

The present soil distribution widely reflects this stepped system of landforms. Only non-indurated ferralsols occur on the top of the sandstone plateau. Because ferralsols generally develop under conditions of humid tropical climate, these ancient soils are out of equilibrium with current bioclimatic conditions. Below the plateau, the most elevated palaeolandforms on basement bedrock are covered by plinthosols marked by an indurated lateritic horizon (Fig. 6). Where the ancient weathering front is exposed, only lixisols and chromic luvisols occur on the exhumed etch-surface, associated with sparse tors and shallow bisillitic grus. The lower topographic levels are characterized by the same soil taxa associated with lithic soils, in accordance with the semi-arid conditions that prevail in the study area.

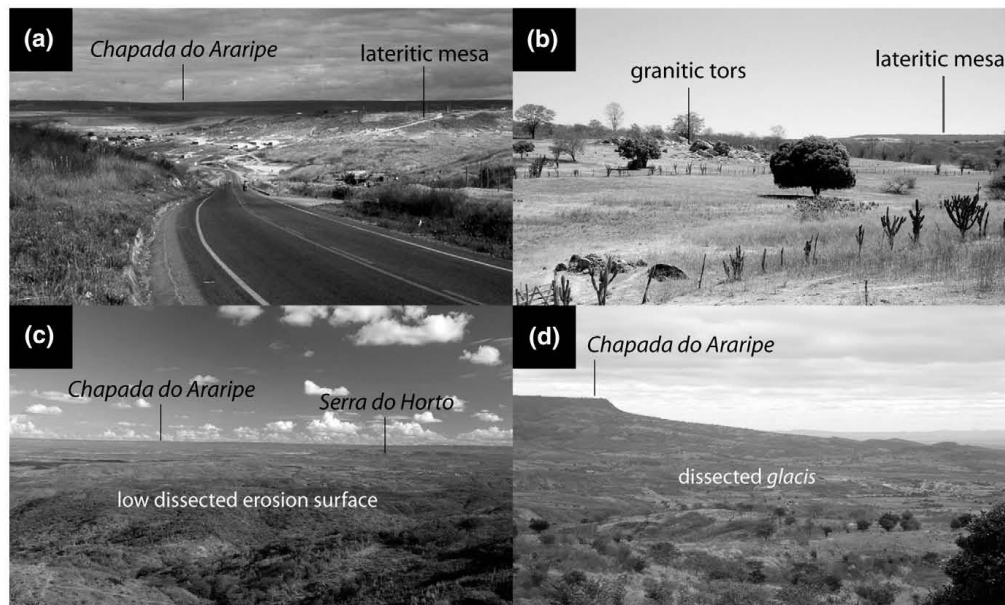


Fig. 11. Stepped erosion surfaces below the Chapada do Araripe. (a) The Chapada do Araripe (background) and its dissected lateritic piedmont at Araripe (Step 1); (b) The lateritic piedmont of the Chapada do Araripe (mesa in the background) and the underlying exhumed etch surface, with grus and tors (Step 2), near Campos Sales; (c) The low dissected erosion surface beveling micascists to the north of the Cariri depression (Step 3). On the right side: Horto hill (exhumed remnant of an eroded granitic rift shoulder). In the background (SE): the Chapada do Araripe; (d) Dissected pediments below the Exu sandstone cornice at Porteiras (Step 3, eastern tip of the Chapada do Araripe). Credits: J.P. Peulvast.

3.3. Modes of scarp retreat

3.3.1. Sapping, linear erosion and scarp retreat

Sapping related to the numerous springs distributed at the base of the sandstone cap is one of the most spectacular processes involved in scarp retreat and dismantling of the upper plateau. Permanent or seasonal water saturation of parts of the sediment pile contributes in a complex way to its mechanical erosion (Peulvast et al., 2011). In the northeastern and eastern parts of the Chapada, two aquifers are cross-cut by the scarp. They correspond to the Arajara sandstone and the base of the Exu Formation, and to the Crato limestone, respectively (Costa, 1999; Fig. 5). Beneath the dry surface of the Chapada, where infiltration of rainwater is facilitated by the permeability of the rock mass, the first aquifer presents many characteristics of a karstic system, such as short caves and high-discharge springs located along fracture lines. Below these strata, the clays, marls and gypsum of the Romualdo and Ipubi Members form an aquiclude (Santana aquiclude) and behave as a thick plastic level, the surface of which, when exposed, generally appears chaotic and is commonly affected by shallow, small-scale slumps in valleys and road cuts. Combined with the mechanical weakness of the underlying gypsum, these characteristics probably explain the importance of sapping and deep-seated mass movement along the scarp (Figs. 12 and 13). The same situation occurs in the Nova Olinda–Santana do Cariri sector, as well as in the Tabocas and Ipubi areas (Fig. 2). To the west, the Araripina Formation probably plays the same role, reinforced by the imperviousness of the underlying basement.

The sapping effects are mainly visible along the A1 and A2 scarp segments, but also affect parts of the glints, particularly the B1 type, i.e. in segments where the sandstone aquifer surmounts the aquiclude formed by soft layers belonging to the basal Exu layers (Araripina Formation) or to the Santana Formation. Box canyon-head retreat into the plateau is strongly coupled to the vertical denudation that has produced Steps 2, 3 and 4 in the landscape.

Spring sapping has produced the large box canyons that indent the rim of the Chapada on its north side. The largest of them – 10 km long, up to 6 km wide – is that of Santana do Cariri (Fig. 2). Abundant springs located at the base of the scarp contribute to the retreat of the sandstone ledges that surround the wide scallops and minor alcoves in the scarp face. In most places, chaotic topographies developed in the lower slopes (Fig. 12a) also indicate a widespread contribution of mass movements to the scarp evolution process and to widening of the box canyons (Peulvast et al., 2011). Similar landforms (with similar widths and depths: 250–400 m) characterize the shorter box canyons that dissect the NE and eastern parts of the plateau in thicker post-rift series.

In contrast, except for the head of the Tabocas depression and the region of Ipubi (Fig. 3c), the southern canyons and box canyons are generally narrower, with more irregular patterns suggesting a less prominent contribution from spring sapping. However, some of these minor landforms are also produced by sapping. In the Crato and Barbalha re-entrants, several highly scalloped segments display “spur-and-funnel” topography (Peulvast et al., 2011; Fig. 10a). Each funnel contains one or more springs and corresponds to a valley head incised in the lower pediments. Up to 12 funnels, some of which are separated by minor spur ridges, are observed in each scarp segment. Their widths vary between 300 and 1000 m, and their depths between 200 and 250 m. Small creeks contribute to evacuate the material produced by weathering of the debris fallen from the sandstone crags (Fig. 12b). This type of topography is also locally identified in the Buriti box canyon, Santana do Cariri (Fig. 12a). Below these cirques and alcoves, the valley floors widen into the soft post-rift sediments, between pediment remnants. Whereas these pediments present slightly concave and relatively steep slopes in the deepest depressions (Cariri depression, from Crato to Porteiras, Santana box canyon), they are wider and less inclined in the shallower depressions of the south side (Ipubi region), where vertical incision has been less intense. In this case, the



Fig. 12. Sapping-related landforms and scarp retreat. (a) Sapping funnels (background) and landslide deposits in the Buriti box canyon, Santana do Cariri; (b) spur-and-funnel topography at the Chapada rim at Granjeiro (Crato). In the foreground, small creek incising debris-flow deposits. Credits: J.P. Peulvast.

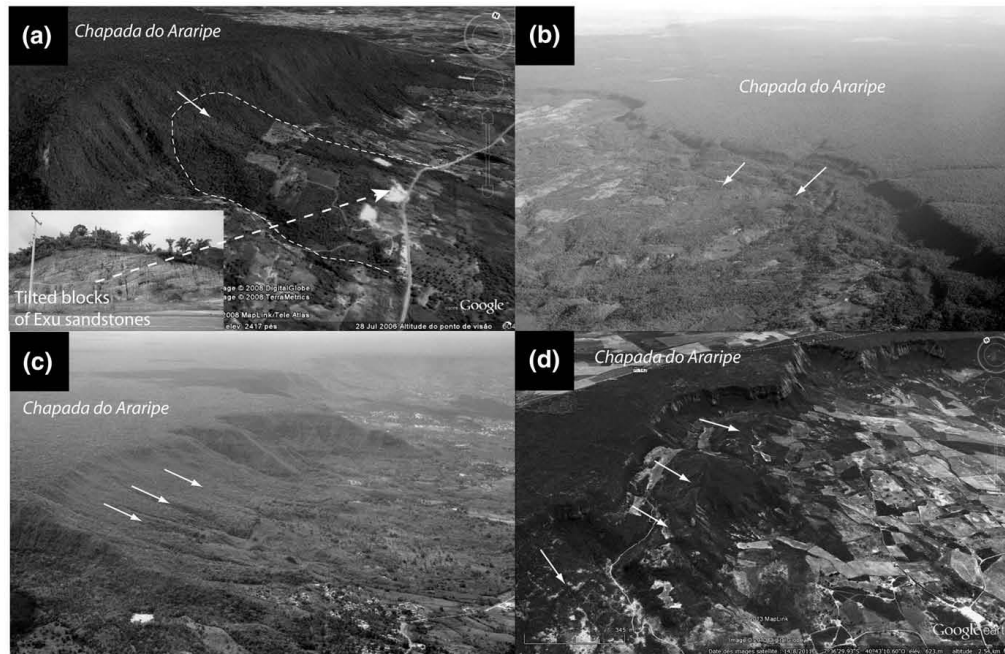


Fig. 13. Landslide scars and their deposits along the rim of the Chapada do Araripe. (a) Large rotated and tilted block on the NE rim of the Chapada at Meio (Barbalha); (b) Sítio Flores, SE of Barbalha; a 1 km-long slide scar splits into various benches reflecting the large (hectometric) retreat of the plateau rim; (c) Carretão (Crato); a 1.5 km-long and 180 m-high scar at the head of a large slump which was continued by a huge debris avalanche; (d) wide tilted sandstone blocks between the plateau and the valley floor on the north side of a short box canyon at the western tip of the Chapada do Araripe, west of Araripina (Google Earth). Credits (photos): J.P. Peulvast.

development of pediments was accompanied by intense dismantling of the sandstone cap, leading to the formation of a deeply scalloped scarp and of butte-and-mesa landscapes, well illustrated by the Torre Viva butte (Fig. 3c).

Stepped systems of pediments and terraces show that various stages of linear and areal erosion by streams and outflow were involved in the shaping of the pediments and in the evacuation of debris from the plateau rim. However, fluvial erosion is not the only process observed in the piedmont valleys. Some of these valleys, mainly in their upstream reaches, are partly filled by elongated tongues (2.5 to 6.5 km) of blocky material interpreted as debris-flow deposits supplied by the scarp (Peulvast et al., 2011). These deposits generally consist of a single layer, 3 to 4 m thick, with fabrics suggesting emplacement by single-event debris flows locally preceded or followed by torrential flow. The presence of one or more terraced debris-flow units along the valleys suggest that repeated events tend to alternate with fluvial erosion, contributing to the vertical incision of the piedmonts and to localized forms of scarp retreat.

3.3.2. Landslides and scarp retreat

In box canyons as well as in many other scarp segments, mass movement has contributed substantially to the scarp retreat process (Peulvast et al., 2011). The cuesta-like landforms and broad strike valleys (A1 type) display the most varied suite of erosional landforms.

The morphology of the north and NE rim of the Chapada do Araripe displays spectacular marks of rapid recession (Peulvast et al., 2011; Peulvast and Bétard, 2013). Over a length of 25 km, the Crato and Barbalha re-entrants exhibit the largest and most diversified range of gravitational landforms and deposits. Simple or complex landslide landforms and deposits occur along concave wall segments. In the

best characterized landslides, hummocky slipmasses have advanced over the pediments. Slumps form the simplest category. The slipped masses have often been reworked and extended into flat debris lobes or long debris flows. Large rotated and tilted blocks of sandstone occur in some of them (Fig. 13a). Along most other concave segments of the scarp, coalescent systems of wide (1 to 2 km) and short (generally <1 km) backward tilted blocks or debris lobes were observed, suggesting that large and thick pieces of the sandstone cap were destabilized en bloc from the plateau edge along curved failure surfaces, and were dislocated during displacement. To the SE of Barbalha, a 1 km-long slide scar has been split into various benches reflecting the large (hectometric) retreat of the plateau rim that was associated with the largest of these landslides (Fig. 13b). In all cases, movements have occurred along mechanically weak levels of the sedimentary series (clays, clayey sandstones, marls and gypsum). Having possibly been initiated by shearing and horizontal translation along these levels, as suggested by a section in a translational slide observed in the Bateira Formation south of Barbalha, they combine with rotational sliding along listric fault planes that occur in the overlying sandstone layer. South of Crato, the Carretão debris avalanche, or sturzstrom, has produced a large slumped mass below a 1.5 km long and 180 m high scar (Fig. 13c) and a thinner debris apron that was emplaced over uneven topography. It covers an area of about 10 km² and involved a minimum volume of 10⁸ m³ of debris. Although still undated, it may have resulted in sudden scarp retreat over a distance of tens to hundreds of metres (Peulvast et al., 2011).

Mass movement is also involved in the evolution of many other scarp segments, at all scales. Around the eastern tip of the Chapada (A2 type scarp), the features are similar in size to those of the Crato–Barbalha area. Landslide scars and tilted blocks transported

over the highest parts of the pediments are clearly identifiable (Barbalha W, Serra da Mãozinha, Porteiras...). In the B1-type glint segments, to the west, the slipped masses are widespread. They form systems of simple or multiple topographic benches along the scarp in the form of spurs, sandstone outliers and in box canyons. As shown by the study of road sections in the scarp and along the sides of the Araripina canyon, between Araripina and Padre Marcos, these benches correspond to tilted sandstone blocks that have slid along listric faults parallel to the plateau rim over the underlying argillaceous rocks of the Araripina Formation. They provide evidence of generalized scarp destabilization and have certainly contributed to the intense dissection of the western tip of the Chapada and to its fragmentation into buttes and mesas. Locally, wide pieces of the plateau have slid "en bloc". Here, they form backward tilted rock benches and convey the impression of a double sandstone scarp (Salitre, Fig. 10c).

Some of the most spectacular sets of gravitational landforms occur along the north rim of the Serra Vermelha, which has been deeply scalloped by wide erosional cirques. The semi-circular walls of these cirques are fringed by 4 to 5 superposed benches similar to those identified SE of Barbalha, and in short box canyons of the western tip, west of Araripina. Here, wide tilted blocks clearly appear between the plateau and the valley floor (Fig. 13d). In this area, in contrast with the Cariri depression, this process is generally not related to active incision, except on the Piauí side, because the underlying basement plateau is barely dissected.

To summarize, the dominant process of Chapada evolution is lateral denudation. It is ascribable to a conjunction of contingent features such as local stratigraphy, hydrogeology and shallow dips, all of which are highly favourable to scarp retreat. The gently sloping river profiles ensure sufficient energy for an evacuation of the fine-textured debris (clay, sand) produced by the mass wasting and by post-depositional rock disintegration.

4. Interpretation: basin inversion, scarp retreat and long-term landform evolution

4.1. The contribution of tectonic inversion to topographic inversion

Whereas morphostructural evidence, the nature of stepped surfaces and scarp sinuosity along the major part of the Chapada rims plead against the occurrence of local tectonic inversion, for example along branches of the Patos and Pernambuco EW shear zones, the situation is less clear to the NE, above the Cariri depression. Our study emphasizes the importance of differential erosion in the shaping of this depression, but several faults have been identified here and in the nearby basement. Some of them might have been reactivated in recent times, as suggested by some geomorphological features in nearby regions such as the Pereiro massif (Gurgel et al., 2013). Generally, they do not directly deform the post-rift series and the sandstone cap, but one of them, marked by a narrow vertical N160° shear zone, controls a short corridor that separates the Chapada from the thin sandstone cap of the granitic Serra da Boa Vista, NW of Crato (Fig. 5). In this case, a post-Cenomanian reactivation is probable, since the base of the sandstone cap is clearly higher on the NE wall than on the opposite side. Both compartments were later bevelled to similar altitudes on the edge of the Chapada. Other clues for recent tectonic activity were found along a normal fault that cuts the Muriti waste deposit between Crato and Juazeiro do Norte (Peulvast et al., 2011). The vertical throw to the south observed along this WNW-trending fault is 0.5 m and may represent a reactivation of one of the northern boundary faults of the Araripe basin. Fault movement has affected an undated debris apron and records a seismo-tectonic event which may indicate local neotectonic activity. Both structures seem to belong to the same S-shaped fault line, and indicate slight subsidence of the Chapada compartment relative to the slightly uplifted NE border of the

basin, which was exhumed from beneath a thinner cover. This fact might have contributed to better preservation of the sandstone cap in the axis of the basin than on its NE border, and therefore to topographic inversion, but it rules out any likelihood of fault-controlled local uplift of the plateau relatively to its surroundings.

The elevated position of the Chapada rather corresponds to a tectonic inversion of regional proportions, perhaps better termed epeirogenic inversion. In the whole of Ceará, post-Cenomanian uplift caused an inversion of the Cretaceous basins and generated a landscape in which the most elevated landforms correspond either to resistant Mesozoic sedimentary caprock or to eroded stumps of syn-rift Cretaceous footwall uplands (Peulvast et al., 2008). A recent study of the granitic Serra do Pereiro, 150 km to the NE of the Chapada do Araripe (Fig. 1), points out the possibility of differential tectonic uplift along reactivated Brasiliano shear zones (Gurgel et al., 2013). However, slip rates measured along the most active faults of northeast Brazil, which are located in coastal areas (0.0075 to 0.01 mm·yr⁻¹ since the Miocene), amount to 180 m of vertical displacement in Cretaceous units in the Paraíba basin (Bezerra et al., 2001; Nogueira et al., 2010). Such values suggest rather minor and localized neotectonic contributions to the formation of ridges and mountains in the landscape at some distance from the most active seismic zones. Even the presence of lateritic remnants on the Pereiro plateau, possibly as old as 20 Myr (Lima, 2008), does not clearly support evidence of strong local uplift, given that laterite can form in various topographic and altitudinal contexts (Rossetti, 2004). Moreover, a neotectonic origin would not be compatible with the presence of an exhumed and undeformed palaeopediment of Cretaceous age at the northern tip of the Serra do Pereiro (Peulvast and Claudino Sales, 2004). Morphostructural patterns have been carefully analysed throughout the region and always reflect strong lithological controls on such ridges. This feature, therefore, rather suggests long-term preservation of scarps (inherited fault scarps, some of them possibly buried and later exhumed), as well as height enhancement of fault-line scarps and other lithologically controlled scarps (Peulvast et al., 2006; Peulvast and Bétard, 2013) during a long-term process of down-wearing and differential erosion in response to regional uplift.

This post-Cenomanian crustal deformation mimics the geometry of a broad monocline between the Ceará coast, to the north, and the Chapada do Araripe, with a half wavelength of ~300 km (Fig. 14). As shown by the current elevation of marine Albian layers occurring 700 m above present sea-level (Baudin and Berthou, 1996; Neumann, 1999), the Araripe basin was the most vigorously uplifted portion of the landscape. Assuming that sea level rose from +50 to +60 m in Albian times (Miller et al., 2005), this suggests minimal post-Albian crustal uplift of 600–650 m, which is comparable to values proposed by Magnavita et al. (1994) in the Recôncavo–Tucano–Jatobá area. In the absence of evidence of significant erosion of the Exu sandstone caprock (Baudin and Berthou, 1996; Arai, 2000), the ~650 m of post-Albian crustal uplift in the area now forming a major drainage divide ca. 300 km from the coast also estimates minimum long-term surface uplift of this part of the Brazilian shield. The flexural style of this uplift explains the elevated position of the former Cenomanian fluvial plain relatively to the northern plateaus, where the former basin edge was slightly tilted northward and then destroyed by subsequent stages of denudation and differential erosion (Fig. 7, KL).

Partly related, at least in its latest stages, to Cenozoic uplift of the Borborema plateau, perhaps as a result of regional magmatic underplating, this inferred epeirogeny is possibly still ongoing. According to Oliveira and Medeiros (2012), indications of post-depositional deformation of Barreiras Formation strata along the coast, of late Quaternary fault reactivations, and clues from apatite fission-track (AFT) analysis suggesting the existence of a cooling stage between 20 and 0 Myr (Morais Neto et al., 2009) may all suggest continuing epeirogeny.

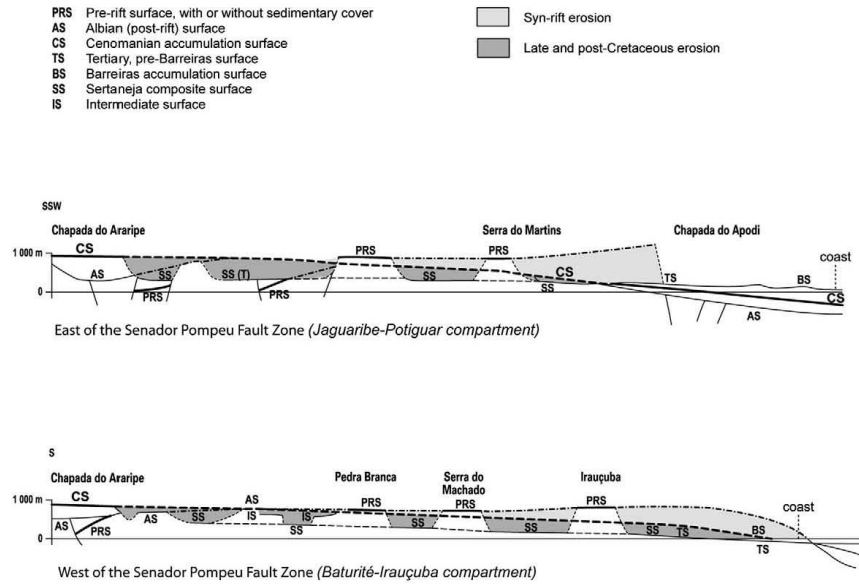


Fig. 14. Synthetic cross-sections of the equatorial margin of northeastern Brazil. Note the landform systems and uplift style from the Chapada do Araripe to the coast on both sides of the Senador Pompeu fault zone. After Peulvast et al. (2008).

4.2. Stepped landforms and soils: chronological indications of basin inversion and denudation history

Chronological evidence of basin inversion and denudation history can be obtained from morphostratigraphic and morphopedological evidence, mainly north of the Chapada, where stepped landforms and other landmarks (laterites, soils and surface deposits) allow a reconstruction of palaeolandscapes, erosional history, and correlations with the regional system of stepped landforms (Fig. 14).

The post-rift sedimentary sequence records the persistence, in Albian times, of landscapes of low hills, and shallow lakes or lagoons, temporarily connected to the sea from the Parnaíba, Potiguar and/or Tucano–Jatoba basins, under warm and dry climatic conditions (Petri, 1987; Assine, 1994; Baudin and Berthou, 1996; Neumann, 1999; Arai, 2000). The unconformable deposition of the Exu Formation on the older post-rift series and the basement suggests a progradation to the west of a vast inland delta, i.e. a system of meandering or braided channels between low hills or ridges, under a regime of flash and/or seasonal floods typical of an arid climate (Martill, 1993; Assine, 1994). Although a few outliers indicate the former extent of the Exu Formation beyond the present boundaries of the Chapada, particularly in the southwest (Serra Vermelha), no remnant of this cover is found outside a zone contained between the E–W Patos and Pernambuco lineaments, which may have controlled the configuration of the last post-rift subsidence area (Figs. 4 and 5). According to Assine (2007), syn-depositional deformation has occurred. In the central parts of the basin, slight subsidence is suggested by progressive angular unconformities between the thick sandstone layers visible in valley-side exposures of the Crato erosional re-entrant (Luanda–Coruja; Fig. 8a) and of the Santana do Cariri box canyon (Fig. 8b and c). This powerful rhexistatic phase seems to have occurred at the close of the post-rift sedimentation, and was probably associated with active uplift and erosion of the Borborema plateau before the broader regional uplift – which began in the late

Cretaceous (Baudin and Berthou, 1996; Arai, 2000; Valença et al., 2003; Peulvast et al., 2008).

The exhumation of surrounding basement surfaces probably began early, as shown to the NW of the Chapada by the widespread occurrence of laterite of probable pre-Neogene age (Fig. 6). According to available palaeogeographical reconstructions (Tardy and Roquin, 1998), conditions favourable to laterite formation seem to have occurred in northeast Brazil only during the Eocene, whereas later and drier periods during the Neogene (Thiry et al., 1999) would have only allowed sporadic formation of ferruginous gravels and plinthis in lixisols at low altitude. This interpretation of the age of laterites is consistent with absolute ages obtained by U–Th/He dating of detrital grains of goethite found in allocthonous laterites in the coastal areas of northeast Brazil (Lima, 2008), indicating ages ranging from 43.2 ± 4.3 to 21.6 ± 2.2 (i.e., middle Palaeogene). Consequently, the lateritization event responsible for the presence of extensive laterites on basement rocks NW of the Chapada implies a rapid exhumation of the basement palaeolandforms just below the sandstone plateau, probably during the late Cretaceous or the early Cenozoic.

A second stage of topographic inversion occurred in the Oligocene and later. This would have coincided with the major stages of river incision and plateau degradation, resulting in the partial exhumation of exposed weathering fronts (or “etch surfaces”) on the northern side of the Chapada (Fig. 15). As evidenced by the wide extent of pediments in the Crato area, a partial planation episode interrupted the inversion process after a post-Palaeogene phase of denudation of 200 to 300 m. This previous phase of deep erosion and related scarp retreat of the Chapada above the peripheral depression could be synchronous with the onset of drier climates recorded in northeast Brazil since the middle Miocene (Gunnell, 1998; Harris and Mix, 2002). Later dissection of the low surface, probably synchronous with that of the Sertaneja Surface (Peulvast and Claudino Sales, 2004) and accompanied by scarp retreat and vertical growth, seems to coincide with a late- and a

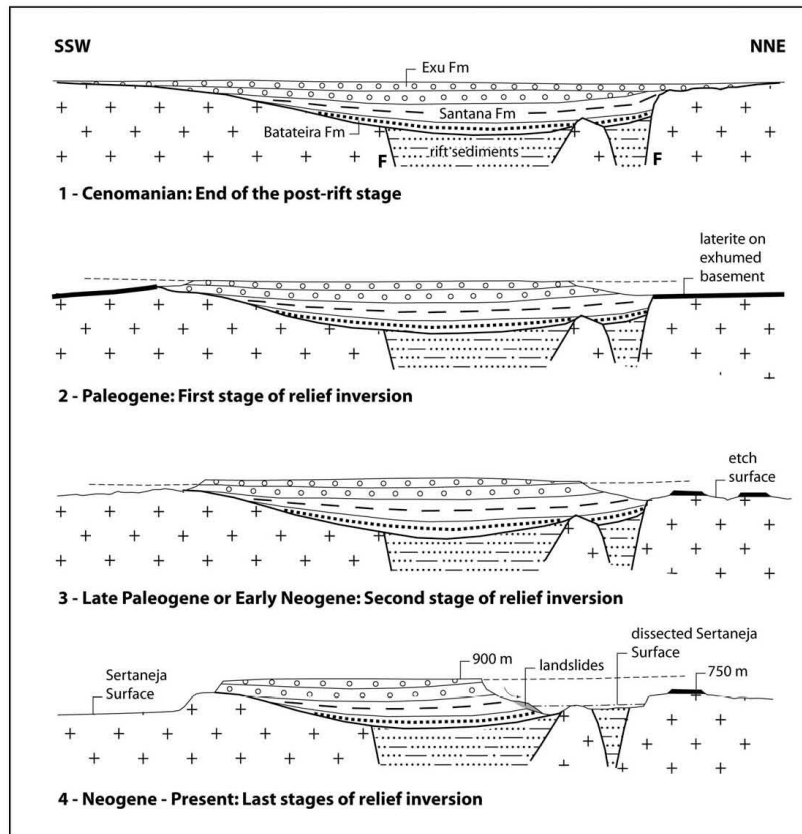


Fig. 15. Reconstruction of the Araripe basin inversion.

post-Miocene stage of fluvial incision that occurred throughout the province of Ceará (Peulvast et al., 2008).

4.3. Landslides and related deposits: repeated mass-wasting events throughout the Cenozoic?

Large-scale gravitational dynamics and mass wasting were involved at least in the last stages of scarp retreat above the Cariri depression. These processes probably also drove the earlier stages of scarp retreat, as suggested by the sedimentological nature of widespread pediment covers and their distribution in distal parts of the dissected soft-rock pediment strips. The mass wasting process likewise correlates with the development of erosional re-entrants and of scarp heightening above increasingly deep valleys and depression. Matrix outwash and post-depositional weathering of coarser clasts prepares the final evacuation by hillslope wash and fluvial transport of sand and finer elements to the Salgado and Jaguaribe river system. Currently preserved sediment deposits only record a small proportion of the scarp retreat process, still to be quantified. It is likely that similar mass wasting participated to this retreat throughout the Cenozoic inversion process.

On the other sides of the Chapada, valley deepening and scarp retreat were controlled by less depressed and more stable local base levels such as the line of knickpoints on the north side, and the remote

São Francisco valley on the south. No scarp-height enhancement appears to be occurring under current environmental conditions (with a possible exception at the western tip of the Chapada, at the head of tributaries of the Parnaíba River), but scarp retreat continues in the B1 segments, as shown by a multiplicity of fresh-looking landslide scars and deposits. Here again, final evacuation of slipmass debris affects the finer-grained sediments (sand, clay) produced by in situ weathering and disintegration of the sandstone debris.

5. Discussion: implications of the topographic inversion

5.1. Amplitude of denudation and topographic inversion in the study area and in northeast Brazil

It remains difficult to establish from the morphology of the plateau whether its surface coincides with the last layers deposited in the basin, or results instead from the erosion of an initially thicker sediment pile. The initial thickness of the fluvial sandstones is unknown. The lack of any remnant of post-Exu sediments in the region, including in the post-rift series of the Jatobá–Tucano basin in the south (Magnavita et al., 1994), does not plead in favour of a younger cover, in spite of recent and debatable interpretations of thermochronological results according to which a sediment thickness in excess of 1000 m would

have existed over the present pile (Morais Neto et al., 2005–2006; Japsen et al., 2012) before being totally removed.

Maximum post-rift denudation depths in the Araripe basin are provided by the maximum value of topographic inversion observed along the eastern Chapada do Araripe, i.e. ~600 m near the city of Crato. This value is based on the assumption that the topographic surface of the plateau is not very different from the depositional surface of the Cenomanian fluvial sequence. Studies of the organic matter contained in the Albian sediments suggest that no significant overburden was removed by erosion from the exposed upper surface of the Exu caprock (Baudin and Berthou, 1996; Arai, 2000). This point has been discussed in some interpretations of thermochronological studies based on AFT analysis, which suggest the past existence of a much thicker cover. Advocacy in favour of post-Cenomanian deposition would be in weak concordance with the interpretation given by Harman et al. (1998), and later confirmed by Morais Neto et al. (2005–2006), of a first cooling episode beginning between 100 and 90 Ma (late Albian–Turonian, i.e. towards the end of the fluvial sedimentation), and a second during the Oligocene. The first cooling episode would correspond to an exhumation stage which is not compatible with ongoing sedimentation at that time.

According to Morais Neto et al. (2005–2006), the VR value (vitrinite reflectance in organic matter) is reported as indicating maximum heating to 93 °C after the deposition of the Batateira layers (maximal burial of 2.2 km, but before 100 Ma, i.e. before the deposition of the Exu sandstone, which therefore does not seem to have been followed by further burying). The pre-Exu evolution must be taken into consideration in order to understand the signification of these thermochronological data obtained on samples taken at various altitudes, in various layers. The Exu sandstone rests unconformably over the older formations, including the basement, to the south and close to Crato (Ponte and Ponte-Filho, 1996). Some denudation in response to uplift occurred locally before its deposition on the margins of the basin. Since the morphology (including exhumed and still buried palaeolandforms) and structure of this basin are quite complex, with differential movements that persisted until the end of the post-rift period (Baudin and Berthou, 1996), interpretations of the thermal histories of each sample are non-unique and probably insufficient in themselves for reconstructing a regional history of sedimentation, uplift and erosion.

The apatite cooling histories presented by Morais Neto et al. (2005–2006) all report palaeotemperatures of 40–60 °C before the later Cenozoic cooling event. This is interpreted as reflecting a denudation of 1.5 km of sediments, but as discussed by Gunnell (2003) and Peulvast et al. (2008), such results remain in the uncertainty domain of the method, and may also reflect a change in the geothermal gradient during the Oligocene, which was a time of volcanic activity and magmatic underplating in surrounding regions (Oliveira and Medeiros, 2012). This is why we tend to favour the interpretations given by Baudin and Berthou (1996) and Arai (2000), according to whom the sandstone and conglomerate of the Exu Formation terminated the sedimentary history of the Araripe basin.

The second caveat, which is also critical in the “episodic burial and exhumation model” developed by Japsen et al. (2012) for the post-rift evolution of the Brazilian Northeast, relates to the origin of the additional overburden inferred from AFT analysis. The upper Exu layers are horizontal on N–S profiles, reflecting the end of post-rift subsidence. An overburden of 1000 m or so would not have been deposited without further deformation of the underlying layers, unless spread over an area extending well beyond the present limits of the basin. The corresponding volume would have been huge, and its source remains highly uncertain. How would ~1000 m of additional sediment have been provided in a landscape shown by several authors (see Martill, 1993) to have remained surrounded by low hills? Only the erosion of the Borborema highlands, to the east (the source area: Assine, 1994), might have fed such a sediment mass in much larger quantities than the Exu

sandstones. The other question is how would such sediments, of unknown nature (clastic or marine?), have spread over the backslope of an uplifting Great Escarpment (that is, if we consider the Borborema as part of such a structure) rather than on its oceanic side (where no such sedimentary record has been detected offshore). What could have been the topographic limits of the basin? And finally, to where would the waste generated by post-depositional stripping of the sediment mass have been conveyed during the later Cenozoic?

In our reconstruction of the regional geomorphic evolution based on the study of existing sedimentary vestiges and outliers, we indicate a discontinuous post-rift cover in large parts of Ceará and its surrounding regions, with temporary marine connections between the Parnaíba, Potiguar, Araripe and Recôncavo–Tucano–Jatobá basins in the Albian (Peulvast et al., 2008). Onshore, reconstructed geological sections indicate maximum thicknesses of up to 600–700 m close to the coast (Potiguar basin) and in the Araripe basin. These values are compatible with the volumes of material that the erosion of the emerged residuals (rift-shoulder stumps...) and the uplifting regions (Borborema) could provide. We also established the compatibility between the partial erosion of this post-rift cover initiated in post-Cenomanian times and the volumes of sediments accumulated in the offshore basins. No morphological or sedimentological evidence of deep post-Cenomanian burial was detected, except for the Turonian limestones of the Potiguar basin, which were deposited in shallow marine conditions, and for accumulations of Cenozoic clastic sediments (Barreiras Group) along the coast. Even the Palaeocene or older fluvial sandstones of the Serra do Martins Formation, preserved on isolated mesas at the northern and eastern periphery of the Borborema plateau (Morais Neto et al., 2009), only reach a few tens of metres in thickness. Moreover, there is no clear evidence of accelerated offshore sedimentation that might reflect the later erosion of thick post-rift sediments (see compilation of stratigraphic logs in Peulvast et al., 2008).

As shown above, the exhumation and partial destruction of palaeosurfaces probably began early around the Chapada, during the Palaeogene. These early stages of topographic inversion might correspond to the first post-rift denudation episode reported by AFT. The second stage, in the Oligocene and later, would correspond to the major phase of river incision and basin inversion. Responding to regional uplift, the differential erosion is also controlled by retreat of the river knickpoints proceeding from the developing low-lying Sertaneja Surface. It reached the lowermost post-rift layers, cutting into the syn-rift formations and even into the underlying basement outcrops of the former rift shoulders (Horto, Serra de Juá, Dom Leme). The corresponding mean denudation rate (7 to 10 m·My⁻¹) is similar to that of inferred vertical movements. At regional scale, this low rate is explained by a conjunction of factors that also influence the conditions of scarp formation and evolution (Peulvast and Bétard, 2013): (i) the low magnitude of crustal uplift estimated by the current elevation of marine Albian layers (Araripe, Apodi); (ii) the low amplitude and long wavelength of crustal deformation of an initially low-relief topographic surface, which promotes a phenomenon defined as ‘morphological resistance’ (Brunsden, 1993a,b) in which the widespread development of high-angle slope systems favourable to intense erosion is impeded; (iii) the lithological heterogeneity of the basement and its cover, with a prominent role played by resistant rock outcrops; and (iv) the long-term semi-arid climate of NE Brazil, which has probably been in existence for the last 13 Ma at least (Harris and Mix, 2002).

5.2. Topographic inversion, scarp retreat and formation of the lower topographic levels

The morphology of the piedmonts and surroundings of the Chapada do Araripe displays a mosaic of exhumed surfaces and new erosional topographies, all of which were produced during the inversion process. Given that differential erosion in response to regional uplift was the main mechanism of basin inversion, lithological contrasts between the

basement and the overlying series and the various unconformities have been the main controlling factors of this differentiated evolution. It appears from the geological profiles (Fig. 7) that very few exhumed surfaces remain intact and that original post-Cenomanian landform shaping was very efficient, particularly in easily weathered metamorphic rocks such as micaschist. In contrast, the sandstone cap tended to protect the underlying rock surfaces from erosion until processes described in Sections 3 and 4 succeeded in weakening or removing it.

As shown in a recent review of scarp and hillslope geomorphology within the northern regions of northeast Brazil (Peulvast and Bétard, 2013), the backwearing processes involved in the dismantling of sandstone caprock (this study) are uncommon in the case of basement-derived escarpments. The morphology of the lower steps formed around the Chapada do Araripe after exhumation of the basement confirms this observation, particularly Step 3, which may correlate with the Sertaneja Surface or its equivalents on the north and south sides. North of the Cariri depression, the exact coincidence between this surface and a pediment in micaschist now dissected into convex hills (Fig. 11c) suggests that planation processes were limited to these weakly resistant rocks, whereas the São Pedro ridge in orthogneiss remained salient to the north (Fig. 6). This is confirmed by the exhumation of the Horto and Serra de Juá granitic residuals. More generally, the complexity of local structural controls that fixed scarp and residual outlines in the basement (also visible in the structural ridges of Ouricuri, on the south side of the Chapada) are best explained in a context of evolution by etch-planation and downwearing limited to the most easily weathered rock masses. The wide pediment carved below the sandstone plateau south of Exu is uniformly smooth in the micaschist outcrops south of Granito and Bodocó but only cuts into the edge of the granitic intrusion that underlies the sandstone cap. Here, approximate parallelism is observed between the scarp and the exhumed contact between granite and micaschist: it is therefore probable that limited scarp retreat (a few kilometres at most: Fig. 6) impinged on the granite intrusion during piedmont development. It contributed to fix the present contour of the scarp over the Exu reentrant in the form of an upper sandstone ledge which has been slowly retreating above the sub-Albian granitic surface and remains preserved as a narrow irregular topographic bench dissected into hills and tors.

The sandstone cap is deeply weathered and bears marks of shallow fluvial erosion. However, as with most sandstone plateaus around the world, its high permeability reduces the potential for surface runoff. The only exception has been observed close to the northern rim,

where episodic outflow occurs along short entrenched channels bearing marks of pseudo-karstic evolution close to the surface (e.g. Ponte de Pedra: sandstone arch). Therefore, the dismantling of the Chapada is mainly the result of slope retreat processes, which operate as spring sapping at the heads of box canyons and in sapping funnels, and which are widespread along parts of the scarp in the form of large landslides. More locally, deep fluvial erosion is also active wherever it could reach the underlying soft rocks at relatively shallow depth, producing systems of canyons and widened valleys along the pre-existing shallow dendritic drainage system on the plateau (Araripina). These processes are most efficient when deep fluvial erosion has cut into thick, soft, impermeable and plastic layers, for example above the Cariri depression in the northeast. The activity observed here (deep-seated slumps and debris avalanches) is clearly related to the local structural conditions. Such conditions are similar to those listed by Moeyersons et al. (2008) in the Tigray province of Ethiopia: a stratigraphy with very weak dips and contrasting mechanical and hydrogeological properties. However, we have shown that it remains very efficient even in segments where scarp retreat occurred over weakly dissected erosion surfaces, for example on the south side of the Chapada.

A formerly wider extension of the basin is demonstrated by the existence of smaller, coeval rift basins to the SE (Cedro, São José do Belmonte: Fig. 5) and of several outliers, mainly to the west and southwest. Moreover, the geometry of the sandstone cap suggests that the limits of the former fluvial accumulation were located well beyond the present rims of the Chapada (Fig. 7). The morphology of the scarp also suggests substantial erosional retreat. The preservation of the sandstone cap along a roughly E–W axis may reflect depocentre distribution during the final post-rift depositional stages. This structure, mainly situated on the south side of the Patos lineament, seems to have guided the configuration of the post-rift subsidence area as well as that of the underlying graben and horst system (Valença et al., 2003). It is also possible that fluvial sediments of the Exu Formation were thinner (and/or less consolidated?) on the feather edge of the original outcrop, where subsequent stripping was easier. Finally, erosion seems to have been more efficient in the northeast (Cariri depression and erosional re-entrants of the Chapada), where mechanically weak sediments reach their maximum thickness below the sandstone cap. This is also the area of maximum uplift. In this area, the adjustment between river and hillslope profiles appears to have been delayed by the arrested vertical incision by the Rio Salgado of a resistant sandstone threshold (Fig. 16). Here, the Sertaneja Surface forms the local base level to this



Fig. 16. The Missão Velha waterfall. Palaeozoic sandstone, Mauriti or Cariri Formation. Background: Serra da Mãozinha outlier. Credits: J.P. Peulvast.

unique fluvial outlet out of the Cariri depression (Missão Velha waterfall). Only the slow retreat and incision of this bedrock knickzone could alter the river longitudinal profiles and sustain or increase the scarp retreat process. The presence of wide alluvial plains such as those of the Batateira, Salamanca and Salgado rivers, upstream of the Missão Velha lock, indicates an important stage of recent or current infilling by sand and clay mainly coming from the scarp and its piedmont, which might reflect temporary sediment ponding by the rock barrier.

6. Conclusion

Based on a combination of morphostructural, morphostratigraphic and morphopedological approaches, our study confirms the view that the Araripe sedimentary basin represents a fundamental landmark for reconstructing the regional morphotectonic evolution of northeast Brazil. The topographic inversion was caused by differential erosion in response to a broad regional crustal upwarp. No clear evidence of local tectonic inversion is observed.

Dismantling of the Chapada is the combined result of deep dissection receding headward from the plateau rims, of slope retreat processes operating locally at the head of box canyons and in sapping funnels, and of widely distributed landslides along parts of the scarp face. Such processes are unusual or underreported in this part of the semi-arid Brazilian Nordeste, which is more commonly associated with downwearing processes. The landslide-driven scarp recession is most efficient when assisted by deep fluvial incision into thick, soft, impermeable and plastic layers, for example over the Cariri depression in the northeast. However, mass wasting remains efficient even in areas where scarp retreat occurs over weakly dissected erosion surfaces, for example on the south side of the Chapada.

The patterns and rates of topographic inversion and scarp retreat appear to be controlled by lithological contrasts and by local conditions of sub-Mesozoic exhumation. Our estimation of the amplitude of denudation and of topographic inversion (0.6–0.7 km) differs significantly from AFT-derived estimates reported in the recent literature, which would imply burial by considerable thicknesses of younger sediment sequences and, at a later stage, 1.5 km or more of post-rift denudation – in the study area as well as in the Tucano–Jatoba basin to the south. Such a complicated scenario, which has not left a single outlier or residual outcrop of evidence, is incompatible with the model of episodic burial and exhumation recently proposed for northeast Brazil. The exhumation and reworking of surrounding basement surfaces probably began early, as shown to the northwest of the Chapada by the presence of widespread laterite exposures of probable Palaeogene age. A second stage of basin inversion began in the Oligocene or later. It corresponds to the major peak of regional uplift, river incision, partial planation and basin inversion. In addition to the regional conditions of lithological or morphological resistance (*sensu* Brunson, 1993a,b), the likely long-term regime of scarp recession and height increase was sustained by a range of other control factors such as the architecture and lithological sequencing of the stratigraphic column, the hydrogeology, the low stratigraphic dips, and a seasonally dry climate – all highly conducive to rapid and sustained scarp retreat.

Acknowledgments

The authors wish to thank their respective universities and laboratories for financial and technical support, and acknowledge the Federal University of Ceará (UFC, Fortaleza) as well as the Universidade Regional do Cariri (URCA) for logistic support during periods of field work. They also warmly thank the anonymous referees and the guest editor, Yanni Gunnell, whose comments and suggestions helped us to improve the manuscript and figures.

References

- Arai, M., 2000. Chapadas: relict of mid-Cretaceous interior seas in Brazil. *Rev. Bras. Geosci.* 30, 436–438.
- Assine, M.L., 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geosci.* 24, 223–232.
- Assine, M.L., 2007. Bacia do Araripe. *Bol. Geoci. Petrobrás* 15, 371–389.
- Barberini, V., Burlini, L., Rutter, E.H., Dapiaggi, M., 2005. High-strain deformation tests on natural gypsum aggregates in torsion. In: Bruhn, D., Burlini, L. (Eds.), *High-strain Zones: Structure and Physical Properties*. Geological Society of London, Special Publications 245, pp. 277–290.
- Baudin, F., Berthou, P.Y., 1996. Environnement 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, 213–227.
- Bétard, F., 2007. 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. Ph.D. thesis (unpublished), Paris-Sorbonne University, (442 pp.).
- Bétard, F., Bourgeon, G., 2009. Cartographie morphopédologique: de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie. *Géomorphologie* 3, 187–198.
- Bétard, F., Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., 2005. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. 6th International Conference on Geomorphology, Zaragoza, September 7–11 2005, Abstracts Volume, p. 69.
- 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. S. Am. Earth Sci.* 14, 61–75.
- Brodie, J., White, N., 1995. The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society of London, Special Publications 88, pp. 21–38.
- Brunson, D., 1993a. The persistence of landforms. *Z. Geomorphologie Suppl. Bd.* 93, 13–28.
- Brunson, D., 1993b. Barriers to geomorphological change. In: Thomas, D.S.G., Allison, R.J. (Eds.), *Landscape Sensitivity*. Wiley, Chichester, pp. 7–12.
- Buchanan, J.G., Buchanan, P.G., 1995. Introduction. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society of London, Special Publications 88, pp. vii–ix.
- Castro, D.L., Castelo Branco, R.M.G., 1999. Caracterização da arquitetura interna da bacia do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Braz. J. Geophys.* 17, 129–144.
- Cavalcante, A., 2005. Jardins suspensos no Serião. *Sci. Am. Brasil* 32, 69–73.
- Coimbra, J.C., Arai, M., Carreño, A.L., 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Geobios* 35, 687–698.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C.J., Jardim de Sá, E.F., 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos–Seridó system, northeastern Brazil. *Geology* 19, 586–589.
- Costa, V.D., 1999. Recursos hídricos. In: Gervaiseau, P. (Ed.), *Projeto Araripe vol. 5. MMA, FUNDETE, URCA, Crato*, pp. 622–713.
- Da Rosa, A.A.S., Garcia, A.J.V., 2000. Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. *Cretac. Res.* 21, 221–239.
- Güichard, E., 1970. Les sols du Bassin du Rio Jaguaribe. 40. Mémoire ORSTO, Paris (146 pp.).
- Gunnell, Y., 1998. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Glob. Planet. Chang.* 18, 47–57.
- Gunnell, Y., 2003. Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. *Geology* 31, 131–134.
- Gurgel, S.P.P., Bezerra, F.H.R., Corrêa, A.C.B., Marques, F.O., Maia, R.P., 2013. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. *Geomorphology* 186, 68–84.
- 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, 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), 447–450.
- Herzog, H., Sales, A., Hillmer, G., 2008. The UNESCO Araripe Geopark: A Short Story of the Evolution of Life, Rocks and Continents. *Expressão Gráfica e Editora, Fortaleza* (69 pp.).
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiassi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A., 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 800–816.
- Lima, M.G., 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil. Implicações paleoclimáticas e tectônicas. Ph.D. thesis (unpublished), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, (461 pp.).
- Lowell, J.D., 1995. Mechanics of basin inversion from worldwide examples. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society of London, Special Publication 88, pp. 39–58.
- Magnavita, L.P., Davison, I., Kusznir, N.J., 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Reconcavo–Tucano–Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics* 13, 367–388.
- Marrill, D.M., 1993. Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. In: Jarzembowski, E.A. (Ed.), *The Palaeontological Association Field Guides to Fossils*, 5, pp. 9–50.
- Marrill, D.M., Bechly, G., Loveridge, R.F., 2007. The Crato Fossil Beds of Brazil: Window Into an Ancient World. Cambridge University Press, Cambridge (674 pp.).
- Moeyersons, J., Van Den Eckhaut, M., Nyssen, J., Tesfamichael, G., Van de Wauw, J., Hofmeister, J., Poesen, J., Deckers, J., Haile, M., 2008. Mass movement mapping for geomorphological understanding and sustainable development: Tigray, Ethiopia. *Catena* 75, 45–54.
- Matos, R.M.D., 1982. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791.
- Matos, R.M.D., 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak, W., Talwani, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins Geophysical Monograph Series vol. 115*. American Geophysical Union, pp. 331–354.

- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310, 1293–1298.
- 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. *Bol. Geociê. Petrobras* 14, 113–119.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 26, 1070–1086.
- Neumann, V.H., 1999. *Estatigrafia, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres Aptiense–Albienses de la Cuenca de Araripe (NE Brasil)* (PhD Thesis) Barcelona University, (233 pp.).
- Nogueira, F.C., Bezerra, F.H.R., Fuck, R.A., 2010. Quaternary fault kinematics in intraplate northeastern Brazil. *J. Geodyn.* 49, 79–91.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2012. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. *J. S. Am. Earth Sci.* 37, 60–76.
- Petri, S., 1987. Cretaceous paleogeographic maps of Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 59, 117–168.
- Peulvast, J.P., Bétard, F., 2013. Late Cenozoic and present-day hillslope erosion dynamics in a passive margin context: stability or instability? Case studies in Northeast Brazil. *Geogr. Fis. Dinamica Quaternaria* 36, 139–149.
- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology* 62, 89–122.
- Peulvast, J.P., Vanney, J.R., 2001. *Géomorphologie structurale. Terre, Corps planétaires solides, Tome 1: Relief et structure*. Gordon & Breach Science Publisher, BRGM Ed., Orléans, (505 pp.).
- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., Bezerra, F.H.R., Bétard, F., 2006. Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. *Geodin. Acta* 19, 51–71.
- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., Bétard, F., Gunnell, Y., 2008. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Glob. Planet. Chang.* 62, 39–60.
- Peulvast, J.P., Bétard, F., Lageat, Y., 2009. Long-term landscape evolution and denudation rates in shield and platform areas: a morphostratigraphic approach. *Géomorphologie* 2, 95–108.
- Peulvast, J.P., Bétard, F., Magalhães, A.O., 2011. Scarp morphology and identification of large-scale mass movements in tropical tablelands: the eastern Araripe basin (Ceará, Brazil). *Géomorphologie* 1, 33–52.
- Ponte, F.C., Appi, C.J., 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. *Congresso Brasileiro de Geologia* 36, Anais, Natal, SBG, pp. 211–226.
- Ponte, F.C., Ponte-Filho, F.C., 1996. *Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe*. MME/DNPM, Recife, (68 pp.).
- Projeto Radambrasil, 1981. *Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Fortaleza*. Ministério das Minas e Energia–MME, Brasília (740 pp.).
- Rossetti, D.F., 2004. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sediment. Geol.* 169, 151–174.
- Sial, A.N., 1986. Granite-types in northeastern Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geosci.* 16, 52–72.
- Tardy, Y., Roquin, C., 1998. *Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales*. Ed. BRGM, Orléans (473 pp.).
- Thiry, M., Schmitt, J.M., Simon-Coinçon, R., 1999. Problems, progress and future research concerning palaeoweathering and palaeosurfaces. In: Thiry, M., Simon-Coinçon, R. (Eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. International Association of Sedimentology, Special Publication 27, Blackwell Science, pp. 1–17.
- 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. *Geol. Acta* 1, 261–275.

3.2. Thème 2 : Sols et zone critique : de la caractérisation à la gestion

Ayant privilégié une entrée par la morphopédologie au cours de ma recherche doctorale, l'objet « sol » et les couches qui l'enveloppent (interactions avec la zone d'altération, la surface topographique et la végétation, dans ce qu'il convient aujourd'hui d'appeler la « zone critique ») ont constitué une part importante de mes recherches pendant la thèse et dans la période immédiate d'après-thèse. Si l'angle morphopédologique constituait initialement le principal axe thématique dans une perspective de recherche *fondamentale*, le cadre de mes recherches sur les sols et la zone critique a progressivement été élargi à d'autres champs thématiques situés en aval de la morphopédologie (*e.g.*, agroécologie) et à des questions de recherche *applicable* autour de la gestion durable des sols et des eaux en milieu rural tropical.

C'est donc logiquement que je me suis attaché à publier, sur ce thème, les résultats de mes recherches morphopédologiques effectuées sur mon terrain de thèse au Brésil et leurs approfondissements ultérieurs [6, 7, 10], tout en dégagant en parallèle de nouvelles orientations de recherche sur la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES) dans les systèmes morphopédologiques étudiés [8, 9]. Si le Nordeste brésilien constitue le principal terrain d'investigation, d'autres régions tropicales semi-arides ont été intégrées dans une approche géographique comparative, soit pour pointer les similitudes entre les régions mises en comparaison (Inde du Sud : [6, 8, 10]), soit au contraire pour insister sur les différences importantes qui ressortent d'une analyse comparée des systèmes morphopédologiques et des stratégies de gestion conservatoire de l'eau et des sols (Afrique de l'Ouest : [9]).

Les méthodes d'investigation sont communes à l'ensemble de ces travaux : (1) observations et relevés de terrain, incluant une description détaillée des différents compartiments de la « zone critique » (modèle, manteau d'altération, sol, végétation, drainage profond) ; (2) caractérisation analytique des sols et des altérations en laboratoire, nécessitant le recours à des analyses physico-chimiques de routine (pH, CEC, dosage de la MO, etc.) ainsi qu'à des techniques d'analyses minéralogiques et géochimiques plus pointues (DRX, MEB-EDS, ICP-AES) ; (3) traitement et spatialisation sous SIG des informations recueillies sur le terrain et au laboratoire, débouchant sur une cartographie morphopédologique [7] et sur une tentative de spatialisation du drainage profond [10]. En parallèle de ces méthodes, l'élargissement de mon horizon d'analyse aux questions agroécologiques et de gestion des ressources m'a également conduit à mener des enquêtes qualitatives de terrain et à dialoguer avec les agriculteurs brésiliens pour comprendre l'organisation complexe des systèmes agraires et les stratégies de gestion employées.

Les cinq publications rassemblées autour de ce thème 2 ont été produites dans la période d'après-thèse, entre 2009 et 2012. Elles reflètent une production scientifique importante (une vingtaine d'articles et de communications au total) qui s'inscrit entre la fin de la thèse et les premières années de mon recrutement à l'université Paris-Diderot (2007-2013). Sans être complètement abandonné, ce thème a progressivement été mis de côté au profit de l'investissement d'un nouveau champ de recherche sur la géodiversité, la biodiversité et les patrimoines environnementaux (thème 3) où les sols sont pleinement intégrés.

Mots-clés thématiques : morphopédologie, géographie des sols, géochimie des altérations, gestion durable de l'eau et des sols, agroécologie.

Mots-clés géographiques : Nordeste brésilien, Inde du Sud, Afrique de l'Ouest.

[6] **BÉTARD F., CANER L., GUNNELL Y., BOURGEON G. (2009) – Illite neoformation in plagioclase during weathering: Evidence from semi-arid Northeast Brazil. *Geoderma*, 152, pp. 53-62.**

Issu en bonne partie de la recherche doctorale, avec la collaboration de Laurent Caner, Yann Gunnell et Gérard Bourgeon, cet article paru en 2009 dans *Geoderma* est l'aboutissement d'un long processus initié pendant la thèse. Dès 2007, les résultats des analyses pédogéochimiques obtenus sur les arènes gneissiques de la zone semi-aride du Brésil avaient révélé des similitudes frappantes avec la signature géochimique et minéralogique des profils d'altération étudiés 15 ans plus tôt par G. Bourgeon sur les hautes terres du Sud de l'Inde. Les points communs se situaient autant dans les caractéristiques macro- et micromorphologiques de l'arène, que dans les paramètres chimiques et minéralogiques du manteau d'altération, en particulier l'association systématique entre des valeurs fortement négatives du ΔpH ($<2,0$) et une abondance relative en minéraux argileux 2/1 K (illites). En l'absence de quantités importantes d'aluminium échangeable dans le complexe adsorbant, ces fortes valeurs de ΔpH semblaient traduire un phénomène de forte affinité pour le potassium et, partant, la nature du principal processus d'altération météorique à l'œuvre au niveau des arènes, à savoir l'illitisation des feldspaths et des micas.

Si nous avons échoué dans notre tentative d'ajouter une nouvelle ceinture d'altération (« bisiallitisaiton à 2/1 K ») sur la carte mondiale de Georges Pédro – le projet initial d'article soumis en 2007 à la revue *Geology*, qui figure en annexe de la thèse, avait finalement été refusé –, nous avons pu démontrer la néoformation d'illites météoriques au sein de plagioclases altérés en milieu semi-aride. Cette découverte restait importante pour au moins deux raisons : (1) dans les manteaux d'altérites, la formation d'illite a souvent été considérée comme le résultat d'une altération hydrothermale (« rétrodiagenèse profonde ») : il s'agit alors d'illites de haute température (séricites) formant des pseudomorphoses à partir des feldspaths ; (2) quand elles ne sont pas d'origine hydrothermale, les illites sont généralement considérées comme des minéraux secondaires formés par des processus de transformation des phyllosilicates hérités de la roche mère (muscovite ou biotite), beaucoup plus rarement par néoformation aux dépens de feldspaths potassiques (orthose), jamais à partir de plagioclases.

Grâce aux potentialités offertes par les méthodes développées au laboratoire de minéralogie de Poitiers (DRX sur micro-prélèvements, MEB-EDS, cartographie X), il a été possible de démontrer l'origine météorique des illites par l'analyse de leur composition chimique (les illites météoriques présentent typiquement un déficit en ions K^+ , qui explique les forts ΔpH), tout en montrant leur néoformation à l'échelle du microsite, *i.e.* à l'intérieur de plagioclases troués de cavités de dissolution. Ajoutée à la climoséquence indienne étudiée par G. Bourgeon et Y. Gunnell, cette étude a permis de corroborer l'hypothèse formulée par G. Pédro en 1992, selon laquelle il existerait une zone d'altération à argiles 2/1 K de haute charge (illites), intermédiaire entre la zone de bisiallitisaiton à argiles 2/1 Ca de basse charge (smectites) et la zone de monisiallitisaiton à argiles 1/1 (kaolinites).

Geoderma 152 (2009) 53–62



Contents lists available at ScienceDirect

Geoderma

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geoderma

Illite neoformation in plagioclase during weathering: Evidence from semi-arid Northeast Brazil

François Bétard^{a,*}, Laurent Caner^b, Yanni Gunnell^c, Gérard Bourgeon^d

^a Université Paris 12-Val de Marne, Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591, 61 avenue du Général de Gaulle, 94010 Créteil cedex, France

^b Université de Poitiers, CNRS/INSU FRE3114 6532 Hydrusa, 40 avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers, France

^c Université Paris 7-Denis Diderot, Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591, 2 place Jussieu, 75205 Paris cedex 13, France

^d CIRAD, UPR Recyclage et Risque, 34398 Montpellier, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 October 2008

Received in revised form 9 February 2009

Accepted 15 May 2009

Available online 25 June 2009

Keywords:

Weathering

Illite

Potassium dynamics

Semi-arid climate

Northeast Brazil

ABSTRACT

Illite minerals in soils and weathered rocks are usually interpreted as secondary clays derived from the transformation of primary rock-forming minerals with similar properties (e.g. muscovite), or as direct products of hydrothermal alteration after feldspar (i.e. sericite). With the help of detailed investigations involving X-ray diffraction, scanning electron microscopy and X-ray element mapping, this study testifies to the neoformation of illite inside plagioclase feldspar crystals after their partial dissolution in the weathering zone of Luvisols in semi-arid Northeast Brazil. Our results thus reveal that meteoric weathering can produce illite not only from mica, i.e., by a transformation process, but also within non-alkali feldspar by a neoformation process, at least under the semi-arid conditions that have long prevailed in the study area. Given that illite in weathering mantles has recurrently been attributed, often by default, to hydrothermal processes, results shown here provide new focus to an alternative pathway of illite formation primarily controlled by climate.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Illite is possibly the most common clay mineral in earth surface environments (Meunier and Velde, 2004), but definitions and characterization criteria have fluctuated. It is commonly described as a clay mica particle with a general composition of $[K_xAl_2(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2]$ (with $0.75 < x < 0.9$) and basal spacing of ~1 nm as determined by X-ray diffractometry (XRD). It is thus a non-expanding, dioctahedral sheet silicate, is depleted in potassium relative to mica, and is abundant in sediments and in some low-grade metamorphic rocks (Šrodoň and Eberl, 1984). Sericite, which is a high-temperature illite formed by hydrothermal alteration, has been commonly reported in weathered crystalline rocks and typically forms pseudomorphs after feldspar (Meunier and Velde, 1982; Peters and Hofmann, 1984; Lonker and Fitz Gerald, 1990; Schleicher et al., 2006). However, low-temperature illite can also be formed by meteoric processes during the earlier stages of water–rock interaction, as demonstrated by Meunier (1980) under temperate climate conditions and by Pédro (1997) in tropical regions.

In soil science, illite has received a mineralogically less stringent definition. The key criterion remains the basal spacing of 1 nm (Barré et al., 2006), but potassium content is allowed to be <0.75 per half

unit cell (Laird et al., 1991; Laird and Nater, 1993; Meunier and Velde, 2004). As emphasized in this paper, such non-expanding clay minerals will present diffraction patterns that are very similar to illite, but they will not strictly correspond to illite when defined by its chemical composition in studies of hydrothermal alteration or sediment diagenesis. Moreover, most studies describing illite formation in soils have concluded that the source of illite particles is mica, usually muscovite, already present among the primary minerals of the parent rock (Meunier and Velde, 2004, and references therein).

Critical to the results shown and discussed in this study, the mica-to-illite pathway emphasizes illite formation as being merely the result of transformation of a primary phyllosilicate into a secondary, but structurally similar, clay mineral. Only few studies have reported illite in soils and weathered rocks as being a product of neoformation (e.g., after a primary frame silicate). Among reported cases of illite neoformation under meteoric conditions, the reaction is predominantly thought to be driven by the alteration of K-feldspar (Reichenbach and Rich, 1975; Meunier, 1980; Singer, 1989; Meunier and Velde, 2004). Only two studies known to us have mentioned that plagioclase feldspar could also be involved in illite neoformation (Bourgeon, 1992; Jiménez-Espinosa et al., 2007). As a result, and despite a century of debate on the origin of illite in weathered rock (see for example the early speculations of De Lapparent, 1909, summarized in an overview by Tardy (1997) of the meteoric illite vs. hydrothermal sericite debate), some confusion continues to prevail over the origin of illite, over ways of distinguishing its multiple forms,

* Corresponding author. Tel.: +33 1 45 17 11 47.

E-mail address: francois.betard@univ-paris12.fr (F. Bétard).

and over the environmental conditions that are most favourable to its formation in surface environments.

While performing soil analyses as part of an inventory of soil and landform systems in Northeast Brazil, where Luvisols represent the most extensive soil type of the semi-arid zone (Fig. 1), Bétard (2007) detected an abundance of secondary illite forming at the expense of plagioclase feldspar in samples collected from the base of a representative Luvisol profile. This discovery was an incentive to proceed with more detailed investigations in the hope of clarifying the debate on the origin of illite in soils and weathered rocks. Using a wide range of high resolution mineralogical, optical as well as more routine soil analysis methods, here we document the neof ormation of illite in non-alkali feldspar crystals in an environmental setting that, within the framework of the wider regional survey, seems confined to the dry areas of the landscape.

2. Materials and methods

2.1. The study area and its environment

The study area is located 80 km southwest of Fortaleza, in the state of Ceará, Northeast Brazil (Fig. 1). Humid climates during the early Cenozoic promoted lateritization (Tardy and Roquin, 1998), and relict Palaeogene laterites occur at high elevations outside the confines of

the study area. The Baturité massif (1115 m above sea-level) occupies the central part of the area (Fig. 2) and forms a humid enclave ($1609 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ recorded at Guaramiranga) within the wider semi-arid matrix of the region ($400\text{--}800 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$). The massif is devoid of older laterite but is covered with Acrisols and with patches of primary evergreen forest, or *mata atlântica*.

By contrast, elevations in the surrounding semi-arid erosional plain known as the Sertão do not exceed 200 m. The land cover is dominated by dry deciduous forest, or *caatinga*. To the east of the study area, this semi-arid plain is partly covered by Neogene clastic sediments (Barreiras Formation) where Lixisols have developed. To the west, the low-gradient erosional plain has been stripped of its sedimentary cover, and Luvisols and Cambisols have been developing on the crystalline bedrock since at least Miocene times under semi-arid conditions similar to those of today (Harris and Mix, 2002; Bétard, 2007). During Quaternary times, the region was only intermittently affected by brief intervals of more humid climate (Behling et al., 2000).

Our paper describes the detailed weathering characteristics of a soil profile (CA1) which is typical of Luvisol profiles observed on crystalline parent rock throughout the region. It is located near Canindé (Fig. 2), in the western part of the semi-arid erosional plain. At this location, the plain has been suitably stripped of palaeoclimatic imprints older than those of the present semi-arid conditions (mean

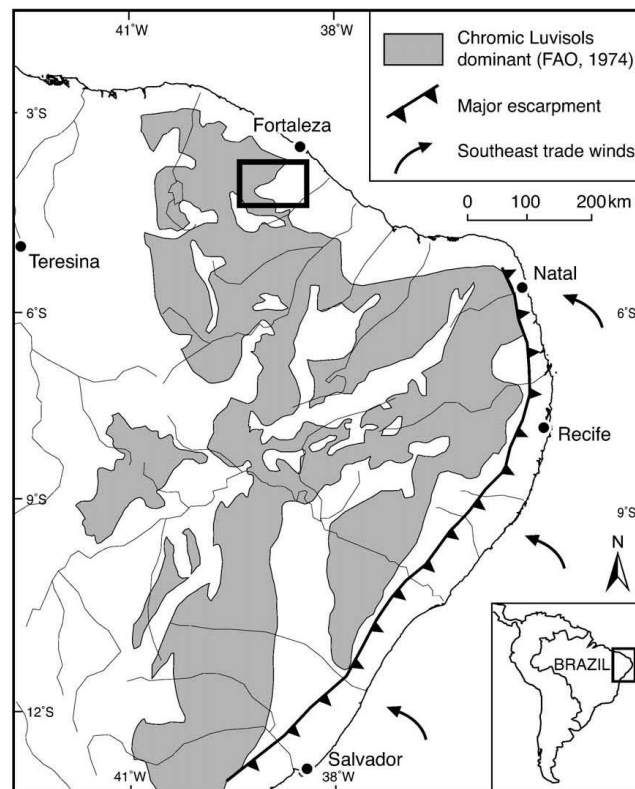


Fig. 1. Location map of the study area in semi-arid Northeast Brazil. Luvisols are typical soils of the low-gradient erosional plain where they are associated with scarce Cambisols and Planosols (FAO, 1974). Rectangle locates Fig. 2.

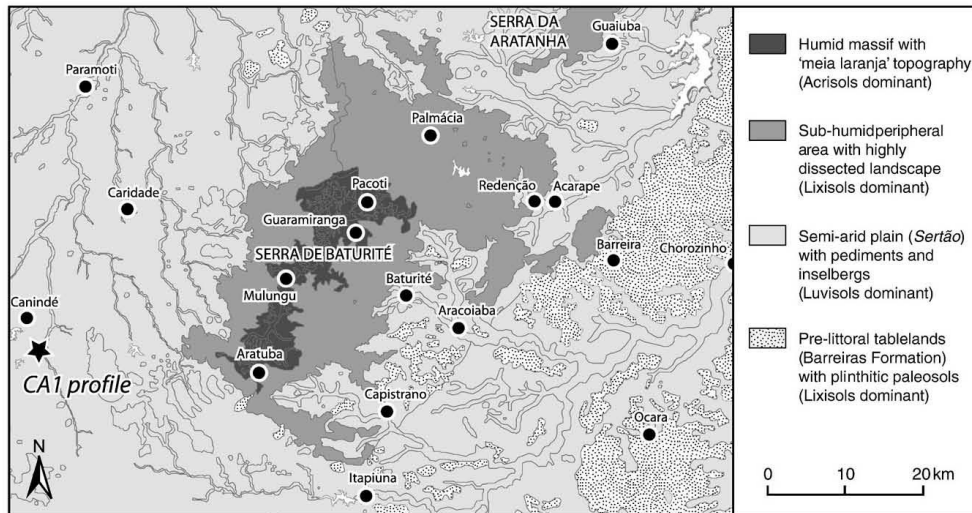


Fig. 2. Simplified soil-landform units of the study area, as mapped by Bétard (2007), and location of the studied profile CA1. Soil names follow the World Reference Base for soil resources (IUSS Working Group WRB, 2006).

annual rainfall and temperature of $575 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ and $26 \text{ }^\circ\text{C}$, respectively, as recorded at Canindé). From the top down, the CA1 soil profile comprises an organic horizon A1, a stone line, an argic horizon (Bt) exhibiting clay coatings, and finally a transitional horizon (BC) with the saprolitic layer (C1 and C2) in which the dry consistence increases with depth. Soil samples were collected from the different horizons with the exception of the stone line. A synthetic description of each horizon using standard symbols (Soil Survey Division Staff, 1993) is provided in Table 1. Soil profile CA1 classifies as a Haplic Luvisol (Clayic, Chromic) (IUSS Working Group WRB, 2006).

2.2. Laboratory methods

Samples from each soil and weathered rock horizon were air-dried and sieved using a 2 mm round-hole sieve. All physico-chemical analyses were performed on fine earth ($< 2 \text{ mm}$). Soil pH was measured in suspensions prepared with 10 g of air-dried soil in either 25 ml of H_2O , 25 ml of a 1 M KCl solution, or 25 ml of a 0.01 M CaCl_2 solution. Cation-exchange capacity (CEC) was determined by the 1 M NH_4OAc method at pH 7.0 and exchangeable Al was extracted by 1 M KCl solution. Particle-size analysis was performed by the pipette method after pretreatment with H_2O_2 to destroy organic matter and dispersion by Na-hexameta-

phosphate. Total content of the major elements (Si, Al, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na and P) was determined using an acid dissolution procedure after lithium metaborate fusion, followed by analysis using inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES).

X-ray diffractograms of the $< 2 \text{ }\mu\text{m}$ fraction as well as powders of whole rock and saprolite were obtained using a SIEMENS Kristalloflex D500 diffractometer. In order to distinguish high-charge from low-charge smectites in the $< 2 \text{ }\mu\text{m}$ fraction, the following sequence of saturation pretreatments was performed: (i) Ca saturation with 0.5 M CaCl_2 ; (ii) K saturation at room temperature of the previously Ca-saturated samples with 1 M KCl; and, following the two preceding steps, (iii) Ca saturation with 0.5 M CaCl_2 (Calarge et al., 2003). These samples were analysed in either air-dried (AD) or glycolated (EG) states. For weathered plagioclase crystals micro-sampled from the saprolite, X-ray patterns were obtained using a PANALYTICAL X-Pert diffractometer with a silicon zero background plate. Thin polished sections of undisturbed samples of saprolite and weathered rock were also prepared. Mineralogical and micromorphological properties were examined under petrographic and scanning electron (SEM, JEOL JSM-5600IV) microscopes. The SEM was equipped with an Energy Dispersive X-ray Spectrometer (EDS, BRUKER X-Flash 4010) allowing microanalysis and element mapping.

Table 1
Morphological characteristics and selected analytical results for soil profile CA1 (Haplic Luvisol [clayic, chromic]).

Horizon	Depth (cm)	Colour (moist)	Textural classes ^a	Structure	pH H_2O	pH KCl	pH CaCl_2	ΔpH^b	δpH^c	Clay (g kg^{-1})	CEC ^d	Exch. Al ^d
A1	0–40	7.5YR 4/4	ls	Massive	6.2	4.8	5.7	–1.4	–0.5	195	11.2	0.00
Bt	40–75	5YR 4/4	sc	Blocky	6.2	4.4	5.1	–1.8	–1.1	437	19.2	0.02
BC	75–120	2.5YR 4/6	scl	Massive	6.4	4.3	5.6	–2.1	–0.8	282	20.6	0.05
C1	135	variegated	s	Massive	6.7	4.3	6.2	–2.4	–0.5	n.d.	n.d.	0.03
C2	215	variegated	s	Massive	7.1	4.5	7.1	–2.6	0.0	n.d.	n.d.	0.01

n.d.: no data.

^a Textural classes: s, sand; ls, loamy sand; sc, sandy clay; scl, sandy clay loam.

^b $\Delta\text{pH} = \text{pH KCl} - \text{pH H}_2\text{O}$.

^c $\delta\text{pH} = \text{pH CaCl}_2 - \text{pH H}_2\text{O}$.

^d Expressed in cmol (+) kg^{-1} of fine earth.

3. Results

3.1. Profile chemistry and mineralogy

Selected analytical results concerning the CA1 profile are presented in Table 1. H₂O pH values range from 6.2 to 7.1, with an increasing gradient with depth where soil pH is close to neutrality. KCl pH values are <5.0 in all horizons. Consequently, the Δ pH reaches highly negative values (often <−2.0), particularly in the deeper saprolite horizons. Despite the low KCl pH values, no significant quantity of exchangeable aluminium was detected in the analysed samples. Moreover, in all analysed samples CaCl₂ pH values always exceeded KCl pH values, and the δ pH was significantly less negative than the Δ pH (−1.1 < δ pH < 0.0), which is quite unusual in routine pH measurements. The moderate to high exchange capacity in all soil horizons (>24 cmol (+) kg^{−1} of clay) indicates a predominance of high-activity clays.

XRD patterns of the clay fraction from the CA1 profile confirm these analytical results by revealing the prevalence of 2:1 clay minerals (Fig. 3). Diffraction patterns show that smectite is a major component of the soil clay-mineral assemblage and that its proportion increases with depth as illustrated by the ratios of smectite-to-kaolinite and smectite-to-illite peak intensities (Fig. 3). Consequently, illite and kaolinite appear to be more prevalent towards the surface.

In detail, the <2 μ m fraction of the saprolite (Fig. 4) exhibits a paragenesis of clay minerals comprising: (i) smectite, with AD peaks at 1.50 and 0.70 nm that shift in EG state to 1.70 and 0.85 nm, respectively; (ii) well crystallized illite (WCI), with peaks at 1.00, 0.50, and 0.33 nm; (iii) poorly crystallized illite (PCI), shown by a shoulder in the illite peak at 1.05 nm; and (iv) kaolinite, with peaks at 0.715 and 0.385 nm. The low-angle shoulder of the kaolinite peak is ascribable (i) to interference with the d_{002} spacing of smectite and (ii) to the presence of both well (0.715 nm) and poorly (0.725 nm) crystallized kaolinite. A formamide test (Churchman et al., 1984) performed on these samples did not reveal any presence of halloysite.

Mixed-layer illite–smectite (IS) was also detected by an AD shoulder at 1.30 nm shifting to 1.65 nm in EG state, but in lower amounts than smectite. Saturation with KCl at room temperature caused a collapse of the 1.50 nm peak into two peaks respectively at

1.25 and 1.02 nm. This behaviour highlights a great affinity for potassium of the 2:1 swelling minerals. XRD patterns in Fig. 4 also show that glycolation of this sample (i.e., Ca–K–Ca–EG) causes a shift in the peak from 1.50 nm to 1.70 nm and has no effect on the peak at 1.02 nm, meaning that a proportion of the minerals re-expands at 1.50 nm while another proportion remains collapsed at 1.02 nm. These results strongly suggest that the 2:1 swelling minerals consist of two populations, i.e. (i) low-charge smectites that exchanged interlayer K⁺ for Ca²⁺ during the second step (Ca–K–Ca) and re-expanded at 1.50 nm; and (ii) high-charge smectites that did not exchange K⁺ for Ca²⁺ during the second step and remained collapsed at 1.02 nm.

Weathering indices calculated from total elements (Table 2) indicate a progressive increase of weathering intensity of the bulk material from deeper saprolite to soil subsurface horizons. At 135 and 215 cm depths, the Chemical Index of Alteration (CIA) ranges between 74 and 76, which is in agreement with typical CIA values recorded in ‘grus’-type weathering mantles (Migoñ and Thomas, 2002). In the uppermost horizon (0–40 cm), the low CIA value is mainly due to a decrease in Al₂O₃ content, which itself is a consequence of the clay migration or “lessivage” process occurring in the soil profile. The higher K₂O content of organic horizon A1 is probably ascribable to the effects of the biological cycling of K through litter fall decomposition of dry deciduous *caatinga* vegetation during the rainy season (Tripler et al., 2006).

3.2. Micromorphological and mineralogical characterization of plagioclase weathering

3.2.1. Gneiss at 400 cm depth

The coherent gneiss sampled at 400 cm depth is tonalitic in composition and is representative of other exposures observed throughout this part of semi-arid Brazil (Bétard, 2007). The most abundant minerals are quartz, plagioclase and biotite (Fig. 5a). K-feldspars and garnet are scarce; muscovite and sericite are absent from this variety of gneiss. Mineral compositions were checked using XRD on crushed rock (results not shown). Plagioclase observed at this depth appears as subhedral phenocrysts ranging in size between 0.5 and 2 mm with polysynthetic twinning and zoning (Fig. 5a and c).

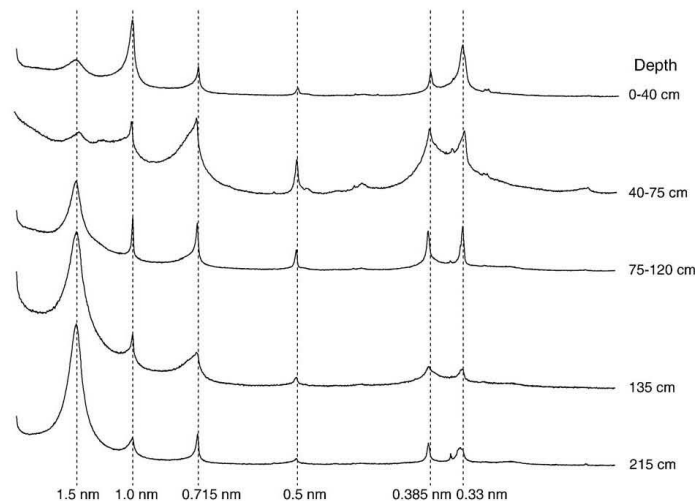


Fig. 3. XRD patterns (air-dried, oriented glass slides) of the <2 μ m fraction of the soil and saprolite horizons of profile CA1.

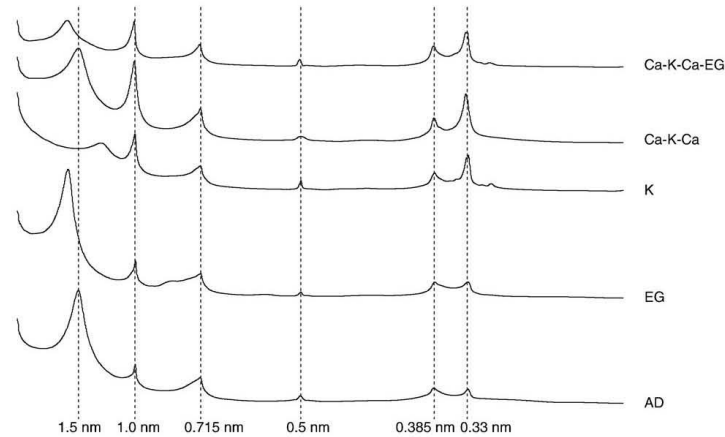


Fig. 4. Detailed XRD patterns (oriented glass slides) of the <2 μm fraction of the saprolite at 135 cm depth in profile CA1. AD: Ca-saturated and air-dried; EG: Ca-saturated and glycolated; K: K-saturated after Ca saturation; Ca-K-Ca: Ca-saturated after Ca and K saturation; Ca-K-Ca-EG: glycolated Ca-K-Ca sample (see text for procedure details).

Based on petrographic and EDS analyses, plagioclase compositions correspond to that of oligoclase ranging from An_{25} to An_{30} . Sometimes plagioclase crystals display antiperthitic exsolution lamellae <100 μm in size (which appear in bright pink color on Fig. 5f), with a composition close to orthoclase. In the tonalitic gneiss, however, antiperthites are accessory minerals and are thus present in minor amount within the wider plagioclase crystals. Finally, biotite appears as large flakes up to 2 mm long and exhibiting light- to dark-brown pleochroism (Fig. 5a). Despite the presence of small dissolution cavities located in the vicinity of microcrack intersections in the core of plagioclase crystals (Fig. 5e), biotite and plagioclase crystals are mostly unaltered. The chemical compositions of the unaltered primary minerals are given in Table 3.

3.2.2. Saprolite at 135 cm depth

Petrographic observations at 135 cm depth show that the gneiss preserves the rock structure despite the fact that biotite and plagioclase here are intensely weathered (Fig. 5b and d). Plagioclase crystals exhibit numerous dissolution cavities from the edges to the cores of crystals where they form a dense network. These cavities are partly filled with neoformed, K-bearing phyllosilicates which appear as numerous dots of grayish-pink color contrasting with the unaltered antiperthite patches (Fig. 5f). These phyllosilicate minerals form individual flakes up to 10 μm in size (Fig. 6). They were microsampled from weathered plagioclase crystals for XRD analysis, and X-ray diffractograms (Fig. 7) confirm the dioctahedral illitic structure of these neoformed clay minerals, with an intense d_{001} peak at 1.02 nm, a d_{002} peak at 0.51 nm and a d_{060} reflection at 0.150 nm (not shown).

XRD patterns of weathered plagioclase also show that (i) kaolinite is formed in association with illite and that (ii) swelling minerals are present in small amounts. Consequently, the abundant smectite-type clay minerals detected in the <2 μm fraction of the saprolite (Fig. 4) predominantly result from the weathering of biotite (Bétard, 2007). In the saprolite, biotite is always intensely weathered (Fig. 5f), with expanded edges and exfoliation features along cleavage planes due to the growth of those swelling minerals (Fig. 8). EDS microanalyses and XRD results obtained from oriented preparations (Ca- and K-saturated; Fig. 4) indicate that the smectite clay minerals derived from biotite weathering mainly belong to the beidellite group.

3.3. Chemical composition of illites formed by plagioclase weathering

In order to characterize the composition of the illite particles observed by SEM examination and detected by X-ray element mapping, these were analysed by EDS on polished thin sections. Chemical formulae were calculated for representative illite samples located inside weathered plagioclase crystals (Table 4). Their compositions were plotted in a $M^{+}-4Si-R^{2}$ ternary diagram (Fig. 9) also showing the chemical compositions of primary phases in the gneiss (from Table 3). In the illite samples analysed, interlayer K^{+} content ranges between 0.52 and 0.79 per $O_{10}(OH)_2$. Compared to the number of Al atoms in tetrahedral sites, this highlights an accentuated deficiency in K typically observed in soil illites where potassium content is commonly <0.75 (Laird et al., 1991; Laird and Nater, 1993). The compositions of illites determined by EDS analysis are also Al-rich and contain small amounts of Mg^{2+} and Fe^{2+} ions, which highlights

Table 2
Geochemical characteristics (total analysis of the bulk material) of profile CA1.

Depth (cm)	SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	TiO ₂ (g kg ⁻¹)	MnO (g kg ⁻¹)	MgO (g kg ⁻¹)	CaO (g kg ⁻¹)	K ₂ O (g kg ⁻¹)	Na ₂ O (g kg ⁻¹)	P ₂ O ₅ (g kg ⁻¹)	Σ (g kg ⁻¹)	CIA ^a
0–40	654.6	148.5	68.4	7.6	0.9	17.2	16.9	18.2	16.3	0.7	1008.1	74.28
40–75	581.7	185.4	82.8	7.7	0.6	13.6	7.6	15.7	6.5	0.6	1004.8	86.12
75–120	610.7	179.4	70.0	6.8	0.8	14.3	5.0	24.8	4.1	0.4	1002.6	84.15
135	660.0	161.3	58.5	5.2	0.7	13.8	12.2	22.1	16.5	0.5	1002.2	76.06
215	621.0	169.4	76.6	7.3	1.3	20.7	12.5	30.2	16.7	0.7	1007.5	74.04

^a CIA (Chemical Index of Alteration) = (100) [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)].

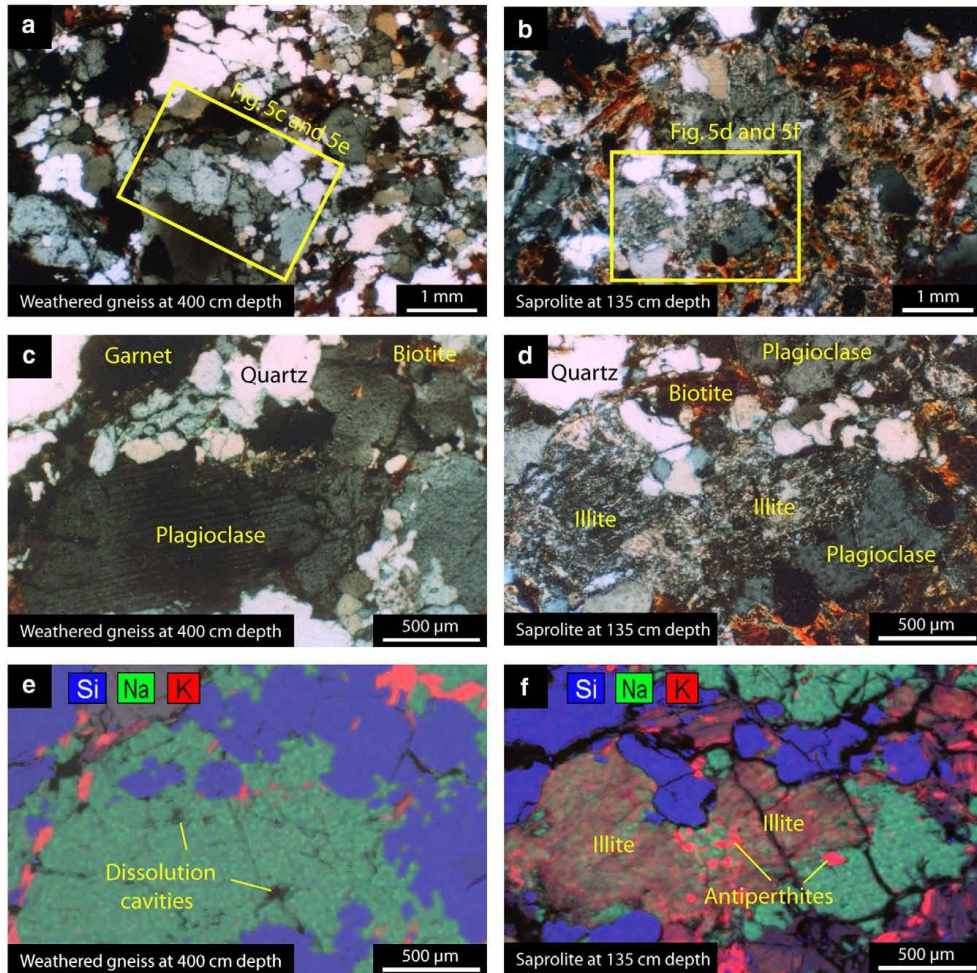


Fig. 5. Profile CA1, petrographic and micromorphological features of weathered rock and saprolite on polished thin sections; a and b: photomicrographs at 400 cm and 135 cm depths, respectively (cross-polarized light); c and d: photomicrographs with details of (a) and (b) at 400 cm and 135 cm depths, respectively (cross-polarized light); e and f: SEM-EDS element maps of (c) and (d) at 400 cm and 135 cm depths, respectively. Note the unweathered aspect of Na-plagioclase feldspars and biotites at 400 cm depth (a, c and e), in sharp contrast with the abundance of K-bearing micaceous minerals (illite) within the corroded plagioclase crystals at 135 cm depth (b, d and f). In f, note that antiperthitic islands of K-feldspar highlighted by intense K reflection remain mostly unaltered, and are therefore not key sources of K.

another similarity with chemical compositions reported for meteoric illites (Tardy, 1997; Meunier and Velde, 2004). Furthermore, a slight polarity towards beidellite (Fig. 9) differentiates the detected illite minerals from hydrothermal illite (i.e., sericite), which normally

clusters closer to the phengite line with a stable interlayer charge of 0.9. These features suggest that the meteoric illite corresponds to non-swelling 2:1 clay minerals with a chemical composition intermediate between diagenetic illites and beidellites, with a lattice-layer

Table 3
Mean chemical composition of unweathered rock-forming minerals of the gneiss in profile CA1 (400 cm depth).

SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	TiO ₂ (g kg ⁻¹)	MnO (g kg ⁻¹)	MgO (g kg ⁻¹)	CaO (g kg ⁻¹)	K ₂ O (g kg ⁻¹)	Na ₂ O (g kg ⁻¹)	Nature of the mineral (no. of analyses)
620.6	239.2	6.3	0.7	0.7	2.4	56.4	4.6	72.7	Plagioclase (n = 14)
343.0	192.1	257.6	32.0	1.8	72.7	2.4	98.3	1.0	Biotite (n = 10)
639.5	180.2	2.2	3.1	0.9	0.1	1.4	165.9	6.3	Antiperthite (n = 11)

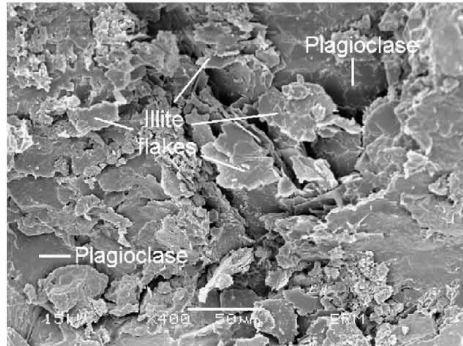


Fig. 6. Weathering features of plagioclase feldspar on a saprolite aggregate at 135 cm depth, profile CA1. Secondary-electron SEM image of one dissolution cavity partly filled with illite flakes (shown by arrows).

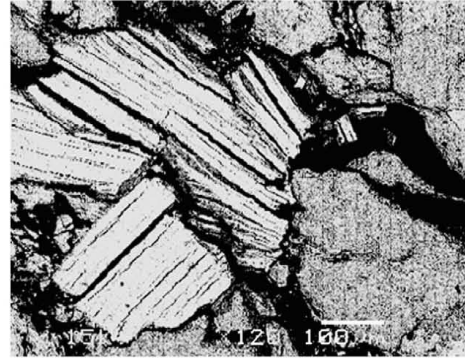


Fig. 8. Weathering features of biotite (polished thin section) at 215 cm depth from profile CA1. Backscattered-electron SEM image of biotite crystals exhibiting expanded edges and exfoliation along the cleavage planes due to the growth of beidelite-type swelling minerals (verified by EDS and XRD analyses) within the weathered biotite grains.

deficiency in potassium but with K^+ nevertheless as the dominant interlayer cation.

4. Discussion: potassium dynamics in saprolite and implications for weathering pathways in semi-arid climates

4.1. Origin of potassium in secondary illite

All observations and analyses presented above support the idea that intense dissolution followed by illite neoformation affected the plagioclase feldspars during meteoric weathering. Given the prevailing skepticism, mostly based on the higher temperatures and pressures necessary to form illite during the diagenesis of smectitic sediments, that is currently weighted against illite as a common weathering product of feldspar in soils (Wilson, 2004), the results of this study open up new challenges for future research on the conditions and geographic distribution of illite formation at the expense of primary frame silicates in earth surface environments.

Although mica in soils in desert fringes has sometimes been attributed to aeolian dust fallout, here we rule out the possibility of

exogenous illite on four counts: firstly, northeast Brazil is not a desert fringe, and the land cover is dominated by dry deciduous woodland in which aeolian processes have been limited by vegetation. Secondly, and unlike island environments where the source of mica present in soils has been interpreted as tropospheric dust (e.g., Hawaii – Dymond et al., 1974), Northeast Brazil lies downwind of a ~4000 km fetch of ocean and is largely shielded from exogenous aerosol incursions by the South Atlantic high pressure lid. Furthermore, unlike volcanic islands such as Hawaii, where mica is not a commonly occurring primary mineral of the bedrock, sheet silicates in Brazil are abundant as a local source in the crystalline rocks. Thirdly, micromorphological analysis of saprolite thin sections showed that the porosity space was devoid of illuvial illite coatings. The habit of illite particles illustrated in Figs. 5 and 6 confirms this. Finally, the only source of loose sediment available to aeolian advection in northeast Brazil is quartz sand from the Barreiras Formation in the coastal zone (Bétard, 2007). The evidence, therefore, strongly suggests that the hybrid form of illite derived from plagioclase weathering is authigenic and that clues must be sought instead within the high K-release capacity of the saprolite material.

The main primary phases of the gneiss are biotite, plagioclase and minute amounts of K-feldspar (antiperthite). Muscovite and sericite are absent. Compositions were plotted in the ternary diagram (Fig. 9) for comparison with the secondary mineral phases (e.g., neoformed illite). Micromorphological and mineralogical observations showed that (i) partial dissolution of plagioclase opened the way to illite neoformation; and (ii) weathering of biotite produces a paragenesis of smectite + kaolinite + iron oxo-hydroxides, which is commonly observed during biotite alteration in meteoric conditions (Fordham, 1990; Wilson, 2004). These two weathering pathways constitute complementary physicochemical microsystems during weathering of the tonalitic gneiss parent rock. During biotite weathering, loss of K, Mg and Fe enriches the weathering fluids in those elements. Conversely, during plagioclase weathering, there is a loss in alkaline-earth cations and in silica, but a low gain in K, Fe and Mg during illite neoformation. The fact that antiperthites are not weathered at this depth (Fig. 5f) implies that the weathering solutions are close to equilibrium with K-feldspar. In other words, the activity of potassium is high. When percolating through intergranular cracks, these weathering solutions cause the dissolution of plagioclase and the precipitation of a K-bearing phyllosilicate: illite. Given that the orthoclase peak (antiperthite) was absent from X-ray diffractograms obtained for

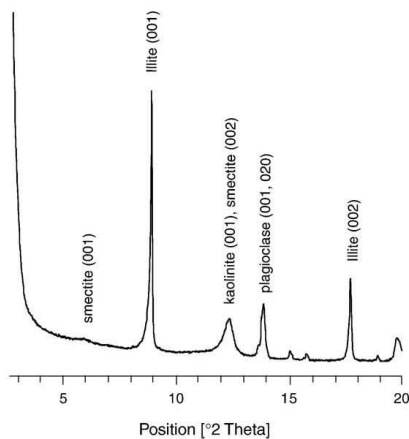


Fig. 7. XRD patterns (oriented slide) of weathered plagioclase crystals micro-sampled from the saprolite at 135 cm depth in profile CA1.

Table 4
Chemical composition of illites formed by plagioclase weathering at 135 cm depth in profile CA1.

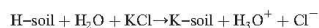
Analysis no.	104	105	109	112	115	116	117	118	119	Mean value	σ
<i>Major elements composition (in wt.%) from EDS microanalysis</i>											
SiO ₂	53.89	51.85	52.85	52.42	51.77	51.23	50.69	51.05	50.82	51.66	1.03
Al ₂ O ₃	35.96	37.65	37.17	35.89	36.86	36.60	38.36	40.42	38.65	37.71	1.38
TiO ₂	0.02	0.07	0.00	0.12	0.00	0.13	0.04	0.07	0.03	0.05	0.04
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	1.50	0.15	0.58	0.58	0.41	0.14	0.36	0.39	0.18	0.42	0.39
K ₂ O	6.65	8.12	7.43	8.37	8.65	9.94	9.14	6.90	9.23	8.44	1.07
<i>Chemical formulae based on 11 O atoms</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 _(tetra)	0.69	0.80	0.75	0.75	0.79	0.80	0.85	0.87	0.85	0.79	0.06
Al _(octa)	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>Coordinates (%) in the M⁺-4Si-R²⁺ ternary diagram (see Fig. 9)</i>											
M ⁺	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 ²⁺	4	5	4	5	5	4	3	2	1	4	1.33

whole soil powder from shallower samples in the profile (not shown), an unspicifiable proportion of the potassium is also likely to be provided by soil solution seepage from those more weathered horizons.

4.2. Potassium dynamics during weathering

As demonstrated here by the process of illite neoformation in non-alkali feldspar, the dynamics of potassium during gneiss weathering have been at the forefront of saprolite development in the studied Luvisol profile. Other K-bearing clay mineral species, e.g. high-charge smectites and illite–smectite mixed-layers, were also formed during weathering (Fig. 4). These, however, were mainly formed by the transformation of weathered biotites (Fig. 8). The coexistence of these different 2:1 clays thus highlights a specific behaviour of K in the saprolite, also reflected in the highly negative ΔpH values shown in Table 1. Such exceptionally high ΔpH values are nevertheless common in the semi-arid region of Northeast Brazil, as shown by analytical results for Brazilian Luvisols reported in the literature (Guichard, 1970; Projeto Radambrasil, 1981).

While interpreting routine pH measurements in a study of red soils in South India along a Luvisol-to-Lixisol sequence, Bourgeon (1992) noticed that the most highly negative values of ΔpH were usually found in horizons rich in soil illite. Bourgeon explained this phenomenon by the fixation on the illitic material of potassium present in the KCl solution and suggested that the exchanges occurred as described in the following hypothetical reaction:



However, such “hunger” for potassium among the soil constituents, which yielded exceptionally high ΔpH values, had few reported precedents in the literature. This made it difficult to further refine, test or assess the generality of this preliminary and isolated interpretation without investigating new cases on other continents. The pH is a measurement of hydronium ion activity in a solution, and the lower the pH, the greater the activity of H_3O^+ . In our Brazilian example, as in the case of the South Indian study, H_3O^+ activity in the saprolite was greater in the soil–KCl mixture than in the soil–water mixture, with

H_2O pH values indicating that the Luvisols are neutral to weakly acidic (Table 1). Furthermore, the fact that CaCl_2 did not produce the same effect as KCl highlights a specific behaviour of K^+ in this exchange reaction with the saprolite material. This comparison only remains qualitative because calculations based on pH measurements obtained in solutions of different ionic strengths are impossible.

Most authors agree that illite is a K-deficient sheet silicate where the negative layer charge is partly compensated by water in the form of H_3O^+ (Louks, 1991; Meunier and Velde, 2004). In all the samples analysed in this study, the deficiency in K was clearly evidenced, with

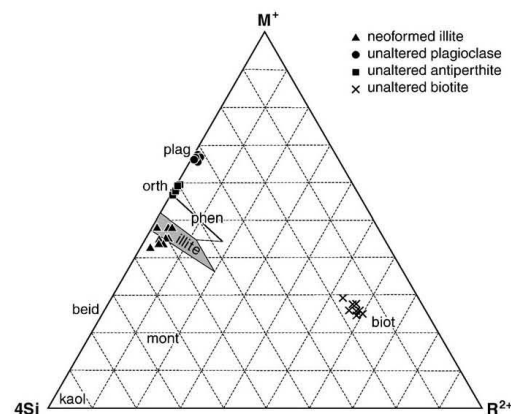


Fig. 9. Chemigraphic representation in a M^+ -4Si- R^{2+} diagram of illite minerals formed by plagioclase weathering and of unaltered primary minerals of the gneiss in profile CA1. M^+ : layer charge (here: K^+ and Na^+); 4Si: maximum Si content in tetrahedral sheet; R^{2+} : total of bivalent cations in octahedral sheet. beid: beidellite; biot: biotite; kaol: kaolinite; mont: montmorillonite; orth: orthoclase; phen: phengite; plag: plagioclase. Note deficiency in K, in agreement with the chemical composition of soil illites (Laird et al., 1991; Laird and Nater, 1993; Meunier and Velde, 2004).

the negative layer charge being partly compensated by small amounts of Na^+ (Table 4) and probably by hydronium ions that do not appear in analytical results. We therefore interpret the distinctive behaviour of K^+ in our pH determinations as direct evidence of an affinity of the saprolite for potassium, partly caused by the replacement of H_3O^+ ions that occupy the free interlayer space of the 2:1 clay minerals by the K^+ ions of the KCl salt solution. This strong affinity for potassium is also recorded in the XRD patterns for both the high-charge smectite (as seen in the K-saturated, air-dried treatments: Fig. 4) and for the illitic component of the mixed-layer minerals. The neoformed illite and the assemblage of secondary 2:1 clays with high K affinity probably both contribute in unspecified proportions to the lowering of measured KCl pH, and thus ΔpH , values.

4.3. Illite neoformation, weathering and climate

Although illite neoformation during the early stages of meteoric weathering has long been regarded as qualitatively possible (Meunier, 1980; Pédro, 1997; Tardy, 1997), this study has allowed us to document a new case of illite neoformation under a semi-arid tropical climate. Its originality resides in the fact that illite develops at the expense of plagioclase feldspar. Furthermore, weathering of the gneiss has simultaneously produced several types of high-charge, 2:1 clay minerals, as indicated by XRD (high-charge smectite, Fig. 4) and SEM-EDS (high-charge illite, Table 4) analyses. Despite their affinity for potassium, these minerals present a high deficiency in K, and depending on the amount of K they correspond either to illitic minerals (WCI, PCI and IS) or to beidellite-type smectites that also tend to adsorb available potassium present in the soil solution (Barré et al., 2008).

In South India, Bourgeon (1992) had already observed the neoformation of illite in plagioclase during weathering at the base of Luvisol and Lixisol profiles. These soil profiles were situated between the kaolinite-dominated (humid) and smectite-dominated (semi-arid) core areas of a regional soil climosequence (Bourgeon and Pédro, 1992; Gunnell and Bourgeon, 1997; Gunnell, 2000). Inspired by the South Indian setting studied by Bourgeon (1992), Pédro (1997) hypothesized that a climate-driven, illite-forming (2:1 K) pathway of rock weathering should potentially exist on other continents, and should form a transitional belt between the better documented kaolinite (1:1) and smectite (2:1 Ca) domains commonly mapped in textbooks, after Strakhov (1967) and Pédro (1968), as continent-wide zonal weathering belts.

This study, which as in South India is confined to a climatic window dominated by semi-arid conditions, corroborates the climatic hypothesis outlined by Pédro. Our results are also consistent with the widely held view that dioctahedral, 2:1 sheet silicates are generally more prevalent and stable in weathering environments controlled by moisture-limited conditions (Fanning et al., 1989; Singer, 1989) – i.e. in relatively dry climates. There has been sporadic discussion of clay mica being pedogenically formed under arid and semi-arid climates by conversion of a swelling clay (e.g. smectite) to a 1 nm mineral (e.g., Nettleton et al., 1970). However, such examples emphasize the transformation of one clay mineral species into another and not the neoformation of clay mica from primary rock-forming tectosilicates as demonstrated here (Figs. 5 and 6). More recently, Jiménez-Espinoza et al. (2007) showed that illite neoformation could also occur during the early stages of plagioclase weathering in the semi-arid environment of southern Spain. The new case of illite neoformation evidenced in this study is thus an important confirmation of the climatic hypothesis previously proposed by Pédro (1997). However, the wider validity of this observation needs to be tested through further investigation of weathering mantles in other semi-arid areas of the world.

5. Conclusion

This study reveals that meteoric weathering is capable of forming illite not only from mica, i.e., by a transformation process, but also

within non-alkali feldspar by a neoformation process in specific climatic conditions. The distinctive features of this geochemical pathway during the breakdown of one of the most common rock minerals of the Earth's crust had so far been overlooked in latitudinal schemes of rock weathering that use clay minerals as climatic fingerprints. Textbook models inspired by Strakhov (1967) and Pédro (1968) only emphasize the smectite (2:1) and kaolinite (1:1) groups as climatically distinctive clay-mineral products of crystalline rock weathering. Following precursor reports from the Indian setting (Bourgeon and Pédro, 1992; Pédro, 1997; Gunnell, 2000), we advocate that another climatic expression of 2:1 weathering also exists in semi-arid tropical and subtropical climates and that its distinctive signature is the presence of neoformed illite. Pending more widespread studies on this topic, we suggest it could be considered as a variant of "bisiallization" (*sensu* Pédro, 1968), i.e. a special case of dry zone weathering situated within the broader 2:1-type weathering belts of Strakhov (1967) and Pédro (1968). Accordingly, we also suggest that use of the term "illitization" should be encouraged in such settings. As proposed by Meunier and Velde (2004), the widely used term "sericitization" would consequently be restricted to occurrences in independently proven contexts of hydrothermal alteration.

Acknowledgements

This study was supported by the Federal University of Ceará (UFC), the University of Paris–Sorbonne (Paris IV), CNRS UMR 8591, and the Institut Universitaire de France. Total analyses of soil and saprolite samples were performed at SARM-CRPG, Nancy, France. We thank J. Gaillardet (Institut de Physique du Globe, Paris) and A. Meunier (University of Poitiers–CNRS/INSU Hydrasa) for helpful discussions and suggestions, and two anonymous reviewers for their constructive comments on the submitted manuscript.

References

- Barré, P., Velde, B., Abbadie, L., 2006. Dynamic role of "illite-like" clay minerals in temperate soils: facts and hypotheses. *Biogeochemistry* 82, 77–88.
- Barré, P., Velde, B., Fontaine, C., Catel, N., Abbadie, L., 2008. Which 2:1 clay minerals are involved in the soil potassium reservoir? Insights from potassium addition and removal experiments on three temperate grassland soil clay assemblages. *Geoderma* 146, 216–223.
- 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. *Quaternary Science Reviews* 19, 981–994.
- Bétard, F., 2007. Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride: le cas du massif de Baturité. Apports d'une approche morphopédologique pour la connaissance et la gestion des milieux. Ph.D. Thesis, University of Paris–Sorbonne, France.
- Bourgeon, G., 1992. Les "sols rouges" de l'Inde péninsulaire méridionale: pédogenèse fersiallitique sur socle cristallin en milieu tropical: Publications du département d'écologie de l'IFP, No. 31. Pondichéry.
- Bourgeon, G., Pédro, G., 1992. Rôle majeur du drainage climatique dans la différenciation altéritique et pédologique des sols des régions chaudes. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série II* 314, 717–725.
- Calarge, L., Lanson, B., Meunier, A., Formoso, M.L., 2003. The smectitic minerals in a bentonite deposit from Melo (Uruguay). *Clay Minerals* 38, 25–34.
- Churchman, G.J., Whitton, J.S., Claridge, G.G.C., Theng, B.K.G., 1984. Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays and Clay Minerals* 32, 241–248.
- De Lapparent, J., 1909. Étude comparative de quelques porphyroïdes français. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie* 32, 174–309.
- Dymond, J., Biscaye, P.E., Rex, R.W., 1974. Eolian origin of mica in Hawaiian soils. *Soil Science Society of America Bulletin* 85, 37–40.
- Fanning, D.S., Keramidas, V.Z., El-Desoky, M.A., 1989. Micas. In: Dixon, S.B., Weed, J.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environments*. (2nd edition). Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 551–634.
- FAO, 1974. Soil map of the world, 1:5,000,000. Sheets IV-1, IV-2, South America. FAO and UNESCO, Paris.
- Fordham, A.W., 1990. Weathering of biotite into dioctahedral clay minerals. *Clay Minerals* 25, 51–63.
- Guichard, E., 1970. Les sols du Bassin du Rio Jaguaribe: Mémoire ORSTOM, No. 40. Paris.
- Gunnell, Y., 2000. The characterization of steady state in earth surface systems: findings from the gradient modelling of an Indian climosequence. *Geomorphology* 35, 11–20.
- Gunnell, Y., Bourgeon, G., 1997. Soils and climatic geomorphology on the Karnataka Plateau, peninsular India. *Catena* 29, 239–262.

- Harris, S.E., Mix, A.C., 2002. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology* 30, 447–450.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006, 2nd edition. : World Soil Resources Report, No. 103. FAO, Rome.
- Jiménez-Espinosa, R., Vázquez, M., Jiménez-Millán, J., 2007. Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain). *Catena* 70, 243–252.
- Laird, D.A., Nater, E.A., 1993. Nature of the illitic phase associated with randomly interstratified smectite/illite in soils. *Clays and Clay Minerals* 41, 280–287.
- Laird, D.A., Barak, P., Nater, E.A., Dowdy, R.H., 1991. Chemistry of smectitic and illitic phases in interstratified soil smectite. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1499–1504.
- Lonker, S.W., Fitz Gerald, J.D., 1990. Formation of coexisting 1 M and 2 M polytypes in illite from an active hydrothermal system. *American Mineralogist* 75, 1282–1289.
- Louks, R.R., 1991. The bound interlayer water content of potassic white micas: muscovite-hydromuscovite-hydropyrophyllite solutions. *American Mineralogist* 76, 1563–1579.
- Meunier, A., 1980. Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes. Étude des arènes du massif granitique de Partenay (Deux-Sèvres): Mémoire de la Société Géologique de France, No. 140. Paris.
- Meunier, A., Velde, B., 1982. Phengitization, sericitization and potassium-beidellite in a hydrothermally altered granite. *Clay Minerals* 17, 285–299.
- Meunier, A., Velde, B., 2004. Illite: Origin, Evolution and Metamorphism. Springer, New York.
- Migo á, P., Thomas, M.F., 2002. Grus weathering mantles – problems of interpretation. *Catena* 49, 5–24.
- Nettleton, W.D., Nelson, R.E., Flach, K.W., 1970. Pedogenic weathering of tonalite in southern California. *Geoderma* 4, 387–402.
- 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*, vol. 10, pp. 457–470.
- Pédro, G., 1997. Clay minerals in weathered rock materials and in soils. In: Paquet, H., Clauer, N. (Eds.), *Soils and sediments*. In: *Mineralogy and Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–20.
- Peters, T., Hofmann, B., 1984. Hydrothermal clay mineral formation in a biotite-granite in northern Switzerland. *Clay Minerals* 19, 579–590.
- Projeto Radambrasil, 1981. Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal. Ministério das Minas e Energia-MME, Rio de Janeiro.
- Reichenbach, H.G., Rich, C.I., 1975. Fine-grained micas in soils. In: Geiseking, J.E. (Ed.), *Soil components*. Vol. 2. Inorganic components. In: Springer-Verlag, New-York, pp. 59–95.
- Schleicher, A.M., Warr, L.N., Kober, B., Laverret, E., Clauer, N., 2006. Episodic mineralization of hydrothermal illite in the Soultz-sous-Forêts granite (Upper Rhine Graben, France). *Contributions to Mineralogy and Petrography* 152, 349–364.
- Singer, A., 1989. Illite in the hot-arid soil environment. *Soil Science* 147, 126–133.
- Soil Survey Division Staff, 1993. Soil survey manual. U.S. Department of Agriculture Handbook No. 18, Washington. In: Soil Conservation Service.
- Strakhov, N.M., 1967. Principles of Lithogenesis. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Šrodoň, J., Eberl, D.D., 1984. Illite. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Micas*. In: *Reviews in mineralogy*, vol. 13. Mineralogical Society of America, pp. 495–544.
- Tardy, Y., 1997. *Petrology of Laterites and Tropical Soils*. Balkema, Rotterdam.
- Tardy, Y., Roquin, C., 1998. Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. Éditions du BRGM, Orléans.
- Tripler, C.E., Kaushal, S.S., Likens, G.E., Walter, M.T., 2006. Patterns in potassium dynamics in forest ecosystems. *Ecology Letters* 9, 451–466.
- Wilson, M.J., 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals* 39, 233–266.

[7] **BÉTARD F., BOURGEON G. (2009) – Cartographie morphopédologique : de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 187-198.**

Formé à la morphopédologie tropicale par Gérard Bourgeon au cours de mon doctorat (2003-2007), j'ai appliqué la méthode morphopédologique et son volet cartographique sur mon terrain de thèse au Brésil – le massif de Baturité, dans l'État du Ceará – dans une perspective de recherche fondamentale. 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. Un tel constat retentit encore davantage lorsqu'il est question d'étudier le milieu tropical, où les formes de relief se développent presque toujours aux dépens de manteaux d'altérites et de sols bien développés.

Or, ce type d'approche, souvent réservé aux études de pédologie appliquée et aux cartographies des potentialités de terroirs, a rarement été mené dans le cadre d'études géomorphologiques à vocation de recherche fondamentale. À travers cet article, notre objectif était de montrer comment une méthode de cartographie des sols à buts très appliqués au départ (années 1970) peut aujourd'hui être utilisée comme un outil d'une recherche plus fondamentale sur l'étude de la structure et de l'évolution des paysages. La trajectoire historique de l'approche est originale – l'on est ainsi passé des *applications* à la *recherche* –, ce qui a nécessité de rappeler les étapes importantes de l'histoire de la méthode depuis les travaux précurseurs de J. Kilian et J. Tricart au début de la décennie 70 puis, plus généralement, des chercheurs de l'IRAT et de l'ORSTOM (devenu IRD).

Nécessairement écrit de façon condensée par rapport à la thèse, cet article sonne comme un plaidoyer pour le rapprochement de la géomorphologie et de la pédologie, à travers l'approche de synthèse, résolument interdisciplinaire, que représente la morphopédologie. Les résultats de l'étude, appliquée ici au massif de Baturité, montrent que 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 : en milieu de socle, sols et altérites représentent souvent les seuls enregistreurs des conditions du milieu et indicateurs de leur fonctionnement. Par leur position d'interface, entre monde minéral et monde vivant, les sols et les altérites sont un parfait intégrateur de l'évolution des milieux et une cible privilégiée pour le suivi et l'observation de la Zone Critique.

Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2009, n° 3, p. 187-198

Cartographie morphopédologique : de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie

Morphopedological mapping: from land evaluation to research in geomorphology

François Bétard*, Gérard Bourgeon**

Résumé

L'objectif de cet article est de montrer comment la cartographie morphopédologique, d'abord employée pour réaliser des inventaires pédologiques, peut être aujourd'hui utilisée comme outil scientifique pour améliorer les connaissances géomorphologiques régionales. Les cartes morphopédologiques représentent des unités du même nom pour lesquelles relief et sol sont liés par de fortes interactions entre l'évolution géomorphologique et le développement du sol. Ce type de carte a d'abord démontré son efficacité dans les années 1970 pour les inventaires des sols tropicaux dans le cadre d'études d'évaluation des potentialités des terres. Les étapes importantes de l'histoire de la méthode sont rappelées avant une présentation des résultats obtenus récemment au Brésil, pour la recherche géomorphologique, au cours de l'étude du massif de Baturité (Ceará). Les résultats découlant de cette étude de cas tropical soulignent également l'importance de tenir compte de la composante sol en géomorphologie.

Mots-clés : morphopédologie, régions tropicales, cartographie, modelé, altération, sol, Brésil.

Abstract

The goal of this article is to show how the morphopedological mapping method, initially employed for soil surveys, can be used today as a scientific method to improve regional geomorphological knowledge. Morphopedological maps represent soil-landform units that result from strong interactions between geomorphic evolution and soil development. This type of map initially served useful in the 1970s for tropical soil inventories within the framework of land evaluation studies. We begin by summarizing important milestones in the history of the method before presenting recent results obtained in Brazil during a geomorphological study of the Baturité massif, Ceará. The results arising from this case study in the Tropics also highlight the importance of taking into account information on soils in geomorphology.

Keywords: morphopedology, Tropics, mapping, landform, weathering, soil, Brazil.

Abridged English version

Morphopedological maps result from integrated studies that take into account both the geomorphological and pedological characteristics of the physical environment. This mapping method, which was implemented by many scientists from the French School of pedology, has illustrated its efficiency for soil mapping in tropical regions, mostly in West Africa. The objective of this article is to illustrate how this mapping method can be used today as a scientific method to improve regional geomorphological analysis. We begin by summarizing important milestones in the history of the method before presenting recent results obtained in Northeast Brazil.

With the team of pedologists from IRAT (Institut de Recherches Agronomiques Tropicales et des cultures vivrières), J. Kilian (1972) formulated for the first time the basic principles of an integrated study, qualified as 'morphopedological', of the physical environment with applications in ecological management (the term 'sustainable' was not yet used at the time). Two years later, other articles collated in a special issue of L'Agronomie Tropicale (Collectif, 1974) completed the presentation of the mapping approach, illustrating it with examples of application mainly set in West Africa. New diagnostic criteria were proposed for land evaluation, for example the stability assessment of each morphopedological unit based on the concept of balance between morphogenesis and pedogenesis (Tricart, 1974). The

* Université Paris 12 et Laboratoire de Géographie Physique, CNRS UMR 8591, 61 avenue du Général-de-Gaulle, 94010 Créteil cedex, France. Courriel : francois.betard@univ-paris12.fr

** CIRAD, UPR Recyclage et Risque, TA B 78/01, avenue Agropolis, 34398 Montpellier, France. Courriel : gerard.bourgeon@cirad.fr

legends of morphopedological maps were typically presented as double entry tables, with factors in columns and units in rows.

The notion of 'morphopedological landscape' appeared slightly later in the pedological survey of the Odienné region (Ivory Coast), authored by V. Eschenbrenner and L. Badarello (1975). It was also probably the first attempt to address scale-change problems by referring to the hierarchical structure between elementary morphopedological units and a first level of integration, i.e. the morphopedological landscape. G. Bourgeon (1989) delineated morphopedological landscapes directly from satellite images to prepare a reconnaissance soil map at 1:1 000 000 scale for a large area of peninsular India. R. Poss (1996), during his morphopedological study of northern Togo, discovered a terrain where rock properties played a major role in slope evolution and soil development, and where the boundaries between morphopedological landscapes were globally in agreement with the geological outcrops. The rest of the world has also produced soil maps based on more or less detailed geomorphological analysis but we will not evoke them here (see for example the syntheses by P. Birkeland, 1999 and by R. Schaetzl and S. Anderson, 2005).

The analysis of a tropical case study in the Northeast of Brazil – the Baturité massif, Ceará (fig. 1) – illustrates a recent use of the morphopedological method for geomorphological research, and highlights the value of detailed soil characterization for a geomorphological survey. To realise this morphopedological study of the humid Baturité massif and its semi-arid piedmont (Bétard, 2007), we proceeded in three stages, involving (i) a detailed field survey based on a combined description of landforms, weathering mantles and soils; (ii) the analytical characterization of weathered layers and soils based on a wide range of laboratory methods; and (iii) the compilation of field and laboratory data into a geographic information system (GIS) followed by spatial analysis. Figures 2 and 3 summarise the main results of this study and depict the key features of the regional landscapes: (1) the high surface of the humid Baturité massif (800-900 m a.s.l.) exhibits a 'meia laranja' topography associated with a thick kaolinitic weathering mantle and low-activity-clay Acrisols (fig. 4); (2) the highly dissected sub-humid peripheral area punctuated with crystalline domes (200-800 m a.s.l.) presents more shallow weathering and soil profiles (Lixisols); (3) the semi-arid plain (100-200 m a.s.l.) or 'Sertão' is a landscape of pediments and inselbergs (fig. 5A and fig. 5B) with shallow, smectite- and illite-rich grus weathering mantles associated with red Luvisols (fig. 5C) and brown Cambisols; (4) the Neogene clastic sediments (i.e. the Barreiras formation) are dominated by morphopedological inheritance (Lixisols with plinthite), but poorly evolved soils (Arenosols) are also found on the Pleistocene aeolian sand-cover. Each landscape unit was then subdivided into different sub-units, each corresponding to an elementary landform unit (e.g. residual butte, valley floor...), to a weathering process (mono- or bi-siallisation and their diagnostic clay minerals), and characterized by few soil types (named according to the WRB and SiBCS systems).

This study opens new perspectives: (i) the morphopedological mapping realised around the Baturité massif could be extended to other areas of Ceará or Northeast Brazil; it would allow to update the soil map at minimum cost and would help to clarify particular aspects of the regional geomorphology; (ii) for the area covered by this first map, it is also possible to prepare more detailed morphopedological maps (downscaling) that would show various soil and ecological facets which have been already identified but not yet mapped.

Introduction

Les cartes morphopédologiques résultent d'études prenant en compte à la fois les caractéristiques géomorphologiques et pédologiques du milieu physique. Elles ont d'abord montré leur efficacité pour la réalisation rapide d'inventaires des sols tropicaux débouchant sur l'évaluation des potentialités agricoles des terres, en particulier en Afrique francophone (Kilian, 1972 ; Collectif, 1974). Si, comme l'a rappelé M. Petit (1990), « la recherche morphopédologique concerne au premier chef les morphologues », elle a pourtant été dans un premier temps réservée aux études de pédologie appliquée et à la cartographie des potentialités agricoles. Récemment, elle a été utilisée dans le cadre d'un travail de thèse (Bétard, 2007) en géomorphologie, dans le Nordeste brésilien. L'objectif de l'article est de montrer l'intérêt de cette méthode cartographique dans le contexte d'une recherche géomorphologique, après en avoir rappelé les bases méthodologiques et les grandes étapes de développement dans le cadre de la cartographie des sols. La présentation détaillée de l'exemple brésilien permettra d'expliquer comment elle a permis de progresser de façon appréciable dans la connaissance d'un milieu physique pour lequel des études de géomorphologie structurale et de pédologie classique étaient disponibles. L'analyse de cet exemple illustrera aussi l'intérêt de la prise en compte des sols pour le géomorphologue.

Bases méthodologiques et rappels historiques sur le développement de la cartographie morphopédologique

Le but de cette section est d'expliquer l'origine, les principes et l'évolution de la cartographie morphopédologique telle qu'elle a été pratiquée par les chercheurs francophones à travers quelques exemples de réalisations. Il ne s'agit donc ni d'un inventaire des cartes morphopédologiques réalisées par ces chercheurs, car beaucoup sont des travaux d'expertise jamais publiés et certains sont aujourd'hui introuvables, ni de celui des différentes approches scientifiques qui ont permis de montrer que les évolutions des sols et du relief interféraient constamment. Il ne sera pas fait non plus référence aux différents travaux anglo-saxons sur le thème de la 'soil geomorphology' pour lesquels nous renvoyons les lecteurs intéressés aux syntheses récentes de P.W. Birkeland (1999) et de R. Schaetzl et S. Anderson (2005) – deux ouvrages qui ne citent jamais les cartes morphopédologiques et n'emploient ni ce terme, ni la traduction, *morpho-pedological*, qui en a souvent été proposée.

La cartographie morphopédologique de base

L'année 1972 peut être considérée comme celle où le terme morphopédologie est employé pour la première fois dans deux articles scientifiques : d'abord un exposé général de J. Kilian (1972) sur les principes et buts de cette technique cartographique, exposé suivi de peu par la présentation d'un exemple par R. Bertrand (1972). La morphopédologie est alors décrite comme une technique d'inventaire rapide des sols dans le cadre de projets d'aménagement, qu'il s'agisse de choisir les terres plus aptes au projet ou de préconiser des conseils d'aménagement ; les deux auteurs sont pédologues à l'IRAT (l'Institut de Recherches Agronomiques Tropicales et des cultures vivrières) et la morphopédologie sera une sorte de marque de fabrique des études réalisées par l'IRAT en cartographie des sols pendant les années qui suivront. En fait, comme l'écrira plus tard G. Gaucher (1981), « l'idée était dans l'air » depuis que les photographies aériennes permettaient de voir à la fois la surface des sols et les formes du relief indépendamment des « découpages artificiels de la connaissance (ou de l'ignorance ...) » (Tricart, 1974).

Le développement de cette nouvelle méthode a aussi pu bénéficier en Afrique de l'Ouest du canevas spatio-temporel décrivant la place des différentes composantes du milieu physique sur les bassins des fleuves Sénégal et Gambie qui venait d'être proposé par P. Michel (1969, 1973) et dont l'applicabilité en Haute-Volta (actuel Burkina Faso) et en Côte d'Ivoire avait été validée par V. Eschenbrenner et G. Grandin (1970) et V. Eschenbrenner *et al.* (1974). R. Bertrand s'en sert dès 1972 pour bâtir la légende de la carte morphopédologique du Siné-Saloum (Sénégal). Il sera suivi dans cette voie par d'autres pédologues travaillant sur d'autres terrains : notamment S. Guillobez (1979) et M. Raunet (1983) en Haute-Volta ; Bertrand *et al.* (1984) en Côte-d'Ivoire ; B. Henquin *et al.* (1991) en Guinée. D'autres articles regroupés dans un numéro double de l'Agronomie Tropicale (Collectif, 1974) complèteront la présentation de cette méthode cartographique et l'illustreront avec des exemples d'application. La méthode proposait notamment des éléments nouveaux de diagnostic pour la mise en valeur des terres, en permettant par exemple une analyse des milieux selon une échelle de stabilité basée sur les rapports entre morphogénèse et pédogénèse (Tricart, 1974) au travers d'un bilan : étaient considérés comme les plus stables les milieux sur lesquels s'exerçait une morphodynamique faible ou nulle avec un bilan en faveur de la pédogénèse, donc à l'approfondissement des sols ; comme les plus instables ceux pour lesquels le bilan penchait en faveur de la morphogénèse, donc vers l'amincissement des sols, voire leur disparition (Teissier, 1974 ; Thibout, 1974). Elle permettait aussi clairement de dépasser la simple description des différences topographiques de la surface terrestre, c'est-à-dire le relief au sens anglo-saxon du terme, tel qu'on le retrouve dans l'équation de H. Jenny (1941) comme facteur de formation des sols, concept souvent critiqué par les géomorphologues (Tricart, 1978 ; Coque, 1993). Avec ces cartes, on abandonnait aussi « la taxonomie pédologique comme forme d'ex-

pression cartographique » (Pédro et Kilian, 1986), les limites des unités cartographiques étant définies indépendamment de l'application d'une classification pédologique. Une spécificité des cartes morphopédologiques tenait, et tient toujours, à la présentation de leurs légendes sous forme de tableaux à double entrée, les colonnes représentant généralement les facteurs explicatifs et les lignes les unités morphopédologiques identifiées ; au croisement des deux, on trouve la modalité du facteur pour l'unité considérée.

Cette première période au cours de laquelle de nombreuses cartes morphopédologiques ont été produites n'a pas vu, du moins à notre connaissance, s'amorcer de réflexion aboutie sur le changement d'échelle, bien que la référence à la classification taxonomique des faits géomorphologiques de A. Cailleux et J. Tricart (Tricart, 1965) soit omniprésente (Gaucher, 1974, 1981) et que J. Tricart lui-même ait largement participé à l'élaboration de la méthode. La carte morphopédologique est le premier document d'analyse d'une région et parmi les documents plus détaillés qui suivront, on trouvera encore des cartes morphopédologiques (Kilian, 1974). Les unités morphopédologiques peuvent donc présenter une structure gigogne comme le précise G. Gaucher (1981) : « Ces unités dimensionnelles sont des unités morphopédologiques ou des ensembles d'unités morphopédologiques (unités de rang supérieur ...) ». Ceci est certainement imputable au fait que l'échelle des photographies aériennes, qui furent un élément important dans la mise au point de cette approche, était toujours plus ou moins la même.

Adaptations pour des études plus générales

L'introduction de la notion de paysage morpho-pédologique, qui permet de faire des changements d'échelle entre organisations élémentaires (qu'aborde bien la morphopédologie de base décrite ci-dessus) et un premier niveau d'intégration où sont identifiées les organisations élémentaires répétitives, est l'un des ajouts essentiels de V. Eschenbrenner et L. Badarello (1975) à l'occasion de leur étude pédologique de la région d'Odienné (Côte-d'Ivoire). Les paysages morpho-pédologiques y sont le plus souvent décrits comme constitués d'une juxtaposition de formes identiques. À chaque forme sont associés un ou plusieurs types de sols (ces formes correspondent aux unités morphopédologiques de base définies précédemment), et les principaux paysages sont illustrés par une carte (esquisse) morphopédologique à 1/50 000 alors que la carte des paysages est éditée à 1/200 000. Il s'agit d'un travail s'appuyant sur une photo-interprétation classique ; l'emploi d'images satellitaires n'est pas mentionné. Quelques années plus tard, R. Poss (1979, 1982) fera de même pour la région de Katiola (Côte d'Ivoire) en précisant la façon dont sont intégrées les différentes données qu'il utilise pour réaliser sa carte.

G. Bourgeon (1989) reprendra la notion de paysage morpho-pédologique pour réaliser une carte des sols à 1/1 000 000 d'une vaste région de l'Inde péninsulaire. En fonction des documents disponibles pour son étude, images Landsat MSS et cartes topographiques, toutes à 1/250 000, il délimite directement les paysages morpho-pédologiques repré-

sentables à cette échelle sans passer par une analyse systématique des unités morphopédologiques plus fines, notamment celles qui s'organisent selon le chevelu hydrographique. R. Poss (1996) réalise l'inventaire morphopédologique du nord du Togo et y découvre un terrain où, selon ses propres termes, « la nature de la roche joue un rôle primordial dans l'évolution des versants et la mise en place des sols » et « les limites des paysages morphopédologiques sont pour la plupart en accord avec les limites géologiques ». Avec cette dernière référence, nous estimons avoir reconstitué les principales étapes du développement de la méthode morphopédologique française appliquée à la cartographie des sols tropicaux. En évoluant, cette méthode née de l'essor de la photographie aérienne, a su intégrer les nouvelles données disponibles (imagerie satellitaire) et gérer le changement d'échelle. Son développement s'est donc réalisé de façon concomitante avec celui des outils informatiques, notamment bases de données et télédétection, et a permis des applications performantes. Signalons encore qu'en France métropolitaine, le concept de paysage pédologique est maintenant largement utilisé lors de la réalisation des référentiels pédologiques régionaux qui s'attachent à identifier les principaux « pédopaysages » (Girard, 1972 ; Robbez-Masson *et al.*, 1991 ; Jamagne *et al.*, 1993 ; Robbez-Masson, 1994). La définition d'un pédopaysage (pour paysage pédologique) intègre, plus que ne le fait celle d'un paysage morphopédologique défini en zone tropicale, l'occupation du sol, donc son utilisation et la couverture végétale.

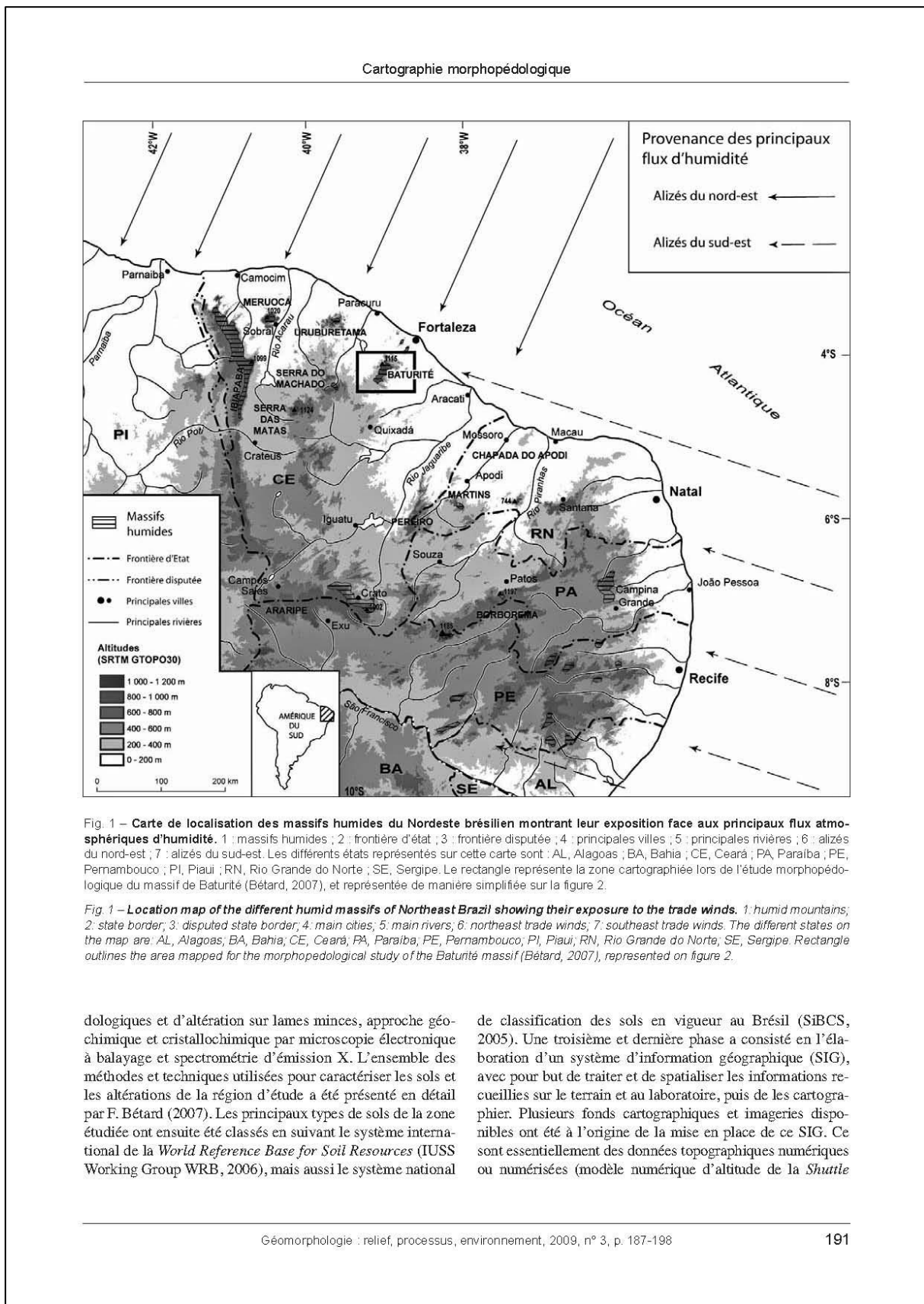
Utilisation de la cartographie morphopédologique en recherche géomorphologique : exemple de l'étude du massif de Baturité (NE Brésil)

Région étudiée et adaptations méthodologiques

C'est dans le cadre d'un travail de thèse de géographie physique tropicale au Brésil (Bétard, 2007) que nous avons été amenés à utiliser la cartographie morphopédologique comme un outil d'aide à la recherche en géomorphologie. Le massif de Baturité est l'un des nombreux massifs humides qui ponctuent la région semi-aride du Nordeste brésilien (fig. 1). D'une superficie totale proche de 800 km², c'est 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. En faisant barrière aux alizés chargés d'humidité qui viennent de l'Atlantique, cet obstacle montagneux favorise le déclenchement de précipitations orographiques responsables d'une pluviométrie élevée (> 1 300 mm/an) et abrite un îlot de forêt sempervirente (*mata atlântica*) au milieu de la forêt sèche décidue (*caatinga*) du domaine semi-aride (< 900 mm/an). L'essen-

tiel du substratum géologique du massif montagneux et de son piémont est constitué de gneiss et de migmatites d'âge précambrien (CPRM, 2003). Une mince couverture de sédiments cénozoïques (formation Barreiras) recouvre le socle dans la partie orientale de la zone d'étude. Dans la littérature existant sur la région, e.g. les inventaires Projeto Radambrasil (1981) et l'atlas IPLANCE (1997), les nombreuses données géomorphologiques et pédologiques ont été systématiquement traitées de façon indépendante pour une édition cartographique à petite échelle. Signalons aussi les travaux plus académiques des pédologues de l'Université Fédérale du Ceará (Lima, 1983 ; Frutuoso do Vale, 1991) qui portent sur des secteurs restreints du massif de Baturité ou de son piémont mais sont rarement accompagnés d'une carte détaillée de la couverture pédologique étudiée.

Souvent utilisée par le passé pour faire l'inventaire des sols de régions peu connues, la méthode morphopédologique a dû être adaptée ici du fait de l'existence d'une quantité importante de données déjà disponibles ; de méthode d'investigation primaire elle est ainsi passée au rang d'outil de synthèse. Une autre adaptation méthodologique a concerné le recours aux techniques récentes que représentent les modèles numériques de terrain (MNT) et les systèmes d'information géographique (SIG). Pour réaliser la carte morphopédologique du massif de Baturité et de son piémont (Bétard, 2007), nous avons procédé en trois phases. Une première phase, préparatoire, s'est déroulée d'abord sur le terrain en le confrontant avec la documentation existante (cartes topographiques et géologiques, cartes de sols et descriptifs pédologiques), avec pour objectif d'élaborer un inventaire provisoire des principaux paysages morphopédologiques. Le travail préliminaire de terrain a principalement consisté en une description systématique des trois composantes essentielles de chaque paysage morphopédologique identifié : le modelé, le manteau d'altération et le sol. Pour la composante sol, chaque profil pédologique étudié sur le terrain a été décrit horizon par horizon, en prenant soin d'indiquer à chaque fois l'épaisseur, la couleur (code Munsell), la texture (appréciée au toucher), la structure, la porosité, l'enracinement, la présence ou l'absence de CaCO₃ (effervescence ou non à l'acide chlorhydrique dilué). Une seconde phase avec nouvelle prospection sur le terrain a ensuite permis de sélectionner plusieurs profils représentatifs sur lesquels ont été collectés des échantillons de sol et d'altérite. Cet échantillonnage a été réalisé dans le but d'aboutir à une caractérisation analytique précise des sols et des altérations grâce à un travail de laboratoire, ce qui a nécessité le recours à des techniques « standard » de la pédologie (pH H₂O et KCl, granulométrie, détermination des cations échangeables et de la capacité d'échange cationique, évaluation des teneurs en carbone et en azote, analyse chimique totale, extractions sélectives des formes du fer), ainsi qu'à des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX). À côté de ces analyses systématiques, plusieurs techniques d'analyse complémentaires ont été employées au cas par cas : sédimentologie des dépôts (granulométrie, morphoscopie, exoscopie), pétrographie et micromorphologie des horizons pé-



François Bétard et Gérard Bourgeon

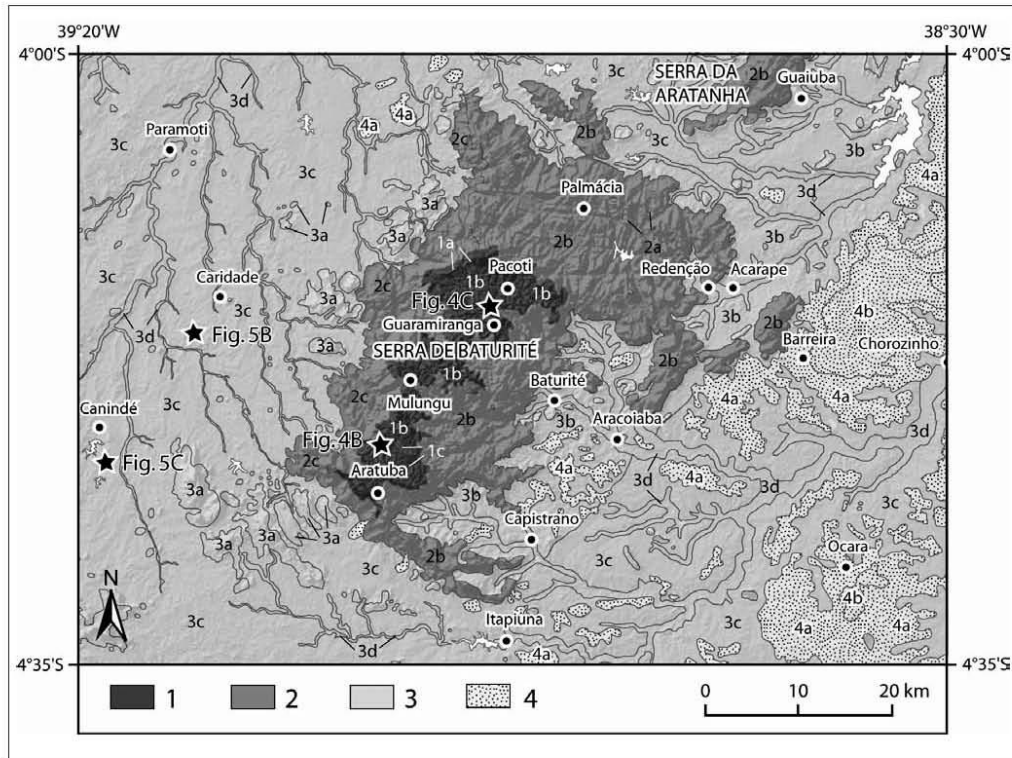


Fig. 2 – Carte simplifiée des paysages morphopédologiques du massif de Baturité et de son piémont (Nordeste brésilien). Cette esquisse correspond à une simplification de la carte des paysages morphopédologiques à 1/250 000 éditée par F. Bétard (2007). 1 : zone sommitale du massif de Baturité à modelé en « demi-oranges » ; 2 : zone périphérique de dissection profonde à modelé en « pains de sucre » ; 3 : basse plaine à pédiments et inselbergs du Sertão ; 4 : bas plateaux sédimentaires pré-littoraux ou Tabuleiros. Les indices sur la carte renvoient à la légende de la figure 3. Les étoiles localisent les photographies des figures 4 et 5.

Fig. 2 – Simplified morphopedological map of the Baturité massif and its piedmont (Northeast Brazil). This sketch corresponds to a simplification of the 1:250 000 scale morphopedological landscape map edited by F. Bétard (2007). 1: summit area of the Baturité massif with 'meia laranja' topography; 2: peripheral area of highly dissected landscape with rocky domes; 3: 'Sertão' plain with pediments and inselbergs; 4: pre-littoral tablelands or 'Tabuleiros'. Lettered indications on the map refer to the legend in figure 3. Stars locate photos on figures 4 and 5.

Radar Topography Mission et cartes topographiques de l'Institut Brésilien de Géographie et Statistiques à l'échelle 1/100 000, les données géologiques de l'atlas digital du Ceará (CPRM, 2003), la carte des sols numérisée du volume concerné du Projeto Radambrasil (1981), ainsi qu'une image satellitaire de type Landsat ETM+ du 7/10/1999. Dans ce SIG, l'un de nos apports a été l'adjonction d'une couche d'information représentant le drainage climatique potentiel calculé (Bourgeon et Pedro, 1992), qui permet d'apprécier la quantité moyenne d'eau disponible annuellement pour participer à l'altération d'après les données météorologiques locales. L'ensemble de ce travail a finalement permis d'aboutir à la réalisation d'une carte morphopédologique du massif de Baturité et de son piémont éditée à l'échelle 1/250 000 (Bétard, 2007).

Résultats et discussion

Les principaux résultats obtenus en application de la méthode exposée sont synthétisés sur les figures 2 et 3. L'inventaire morphopédologique réalisé aboutit à proposer un découpage de l'espace en quatre grands paysages morphopédologiques : (1) la zone sommitale du massif de Baturité, à climat humide et à modelé en « demi-oranges » ; (2) la zone périphérique de dissection profonde, à climat sub-humide et à modelé en « pains de sucre » ; (3) la basse plaine à pédiments et inselbergs du Sertão à climat semi-aride, qui forme le piémont d'érosion légèrement disséqué du massif de Baturité ; (4) les bas plateaux sédimentaires ou Tabuleiros à climat semi-aride, formant le piémont construit en arrière de la côte (formation Barreiras). Le document carto-

Cartographie morphopédologique

ZONE GÉOGRAPHIQUE	PAYSAGES MORPHOPÉDOLOGIQUES		SYMBOLE	GÉOLOGIE	ALTÉRATION		TYPES DE SOL	
	UNITÉ	SOUS-UNITÉ			(1)	(2)	Classification WRB (2006)	Classification SiBCS (2005)
MASSIF DE BATURITÉ	1 Zone sommitale du massif	Crêtes culminantes de quartzite	1a	Quartzites Gneiss et granites	MONOSIALLITISATION	Kaolinite + gibbsite	Leptosols / Podzols	Neossolos Litólicos / Espodossolos
		Demi-oranges (collines convexes)	1b				Acrisols	Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos
		Bas-fonds plats	1c				Fluvisols / Gleysols	Neossolos Flúvicos / Gleissolos
	2 Zone périphérique de dissection profonde	Dômes rocheux de type <i>pain de sucre</i>	2a				Leptosols	Neossolos Litólicos
		Pentes fortes/vallées en V de la bordure orientale humide	2b				Lixisols	Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos
		Pentes fortes/vallées en V de la bordure occidentale semi-aride	2c				Leptosols / Lixisols	Neossolos Litólicos / Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos
SERTÃO	3 Basse plaine à inselbergs	Reliefs résiduels de type inselberg	3a	BISIALLITISATION	Kaolinite + illite	Leptosols	Neossolos Litólicos	
		Interfluves du piémont oriental sub-humide	3b			Lixisols	Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos	
		Interfluves de la plaine semi-aride	3c			Luvissols / Cambissols	Luvissolos / Cambissolos	
		Bas-fonds plats à excès d'eau temporaire	3d			Planossols	Planossolos	
TABULEIROS	4 Bas plateaux sédimentaires	Formations détritiques néogènes (Barreiras)	4a	Conglomérats et sédiments sablo-argileux	MONO-SIALLITISATION "HÉRITÉE"	Pas ou peu d'altération	Lixisols	Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos
		Couvertures de sables éoliens pléistocènes	4b				Sables	Arenossolos

Fig. 3 – Légende de la carte des paysages morphopédologiques du massif de Baturité et de son piémont à 1/250 000 (adaptée d'après Bétard, 2007). L'altération est décrite selon (1) le type dominant et (2) les minéraux argileux diagnostiques associés. Les types de sols ont été classés suivant deux systèmes de classification, très semblables par leur démarche scientifique (ce sont des référentiels morphogénétiques) et leur critères : le référentiel international WRB (IUSS Working Group WRB, 2006) et le référentiel pédologique brésilien (SiBCS, 2005).

Fig. 3 – Legend of the 1:250 000 scale morphopedological landscape map of the Baturité massif and its piedmont (adapted after Bétard, 2007). Weathering is indicated with (1) the dominant weathering type and (2) the associated clay minerals. Soil types follow two classification systems, very similar in their diagnostic criteria: the World Reference Base for soil resources (IUSS Working Group WRB, 2006) and the Brazilian taxonomic system (SiBCS, 2005).

graphique original à 1/250 000 (Bétard, 2007) était de trop grand format pour être reproduit à l'identique dans cet article et la figure 2 n'en représente qu'une forme synthétisée ; sa légende détaillée (fig. 3) donne en revanche un aperçu complet de l'inventaire réalisé et de la démarche employée. Celle-ci se présente sous la forme d'un tableau à double entrée : les composantes principales de chaque paysage morphopédologique (modélé, géologie, altération, sols) sont représentées en colonnes tandis que les grandes unités figurent en lignes. Chaque grande unité de paysage a ensuite été sub-

divisée en différentes sous-unités correspondant à la fois à un type de modelé élémentaire (relief résiduel, bas-fond...), à un type d'altération (mono- ou bi-siallisation et leurs minéraux argileux diagnostiques) et au(x) type(s) de sol dominant(s) (taxons WRB et SiBCS).

La discussion des résultats porte sur 4 points :

1) Au plan méthodologique, le choix de faire une carte morphopédologique a permis de s'affranchir des normes de précision d'une prospection pédologique classique, qui *grosso modo* auraient imposé une observation par cm² de

François Bétard et Gérard Bourgeon

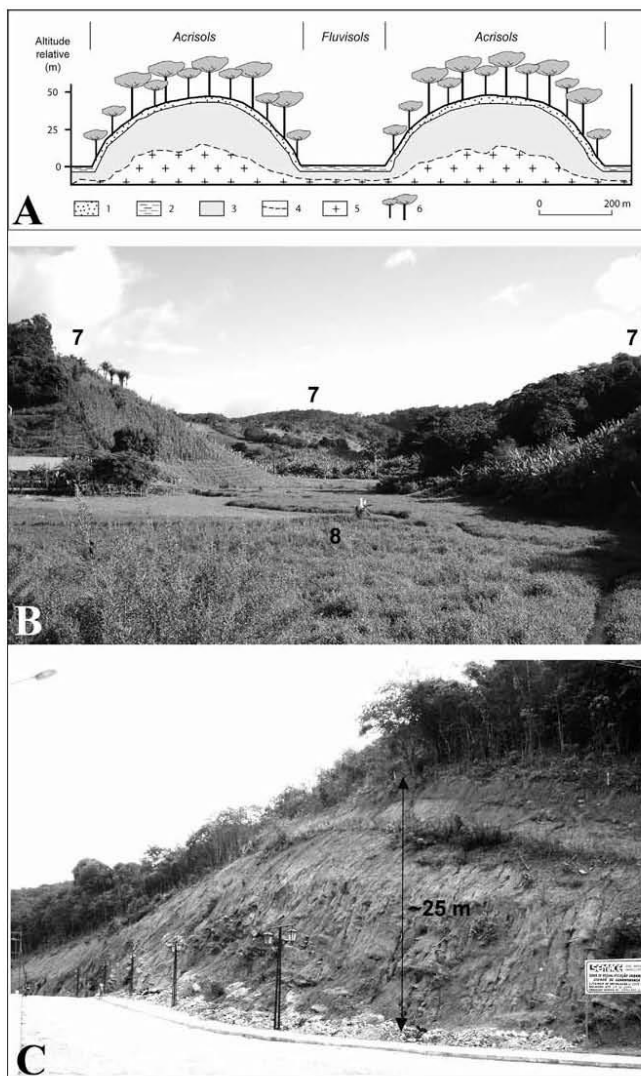
Fig. 4 – Le modelé en demi-oranges au sommet du massif de Baturité (Ceará, Brésil). A : paysage multiconvexe forestier de la zone sommitale du massif de Baturité. 1 : sol rouge-jaune profond (Acrisol) sur altérite en place ou remaniée ; 2 : sol jeune sur formations colluvio-alluviales (Fluvisol) ; 3 : manteau d'altération kaolinique ; 4 : front d'altération ; 5 : roche saine (gneiss cohérent) ; 6 : forêt sempervivente (*mata atlântica*) ; B : bas-fond plat entre les versants des demi-oranges, entre Mulungu et Aratuba au sud du massif de Baturité ; 7 : demi-orange ; 8 : bas-fond plat ; C : coupe dans une demi-orange à Guarimiranga. Le manteau d'altération, dont la puissance atteint ici 25 mètres au-dessus de la roche saine visible au niveau de la route, est issu de la décomposition poussée du gneiss précambrien. Sur ce manteau profond et de couleur rouge, dont la consistance très friable est typiquement celle d'une isaltérite kaolinique, se développent des Acrisols rouge-jaune où les horizons pédologiques atteignent régulièrement 2 mètres d'épaisseur (photos : F. Bétard).

Fig. 4 – 'Meia laranja' topography at the top of the Baturité massif (Ceará, Brazil). A: typical morphopedological landscape of the summital area of the Baturité massif. 1: in situ or disturbed red-yellow soil (Acrisol); 2: poorly evolved soil on colluvio-alluvial formations (Fluvisol); 3: kaolinite-rich weathering mantle; 4: weathering front; 5: fresh bedrock (gneiss); 6: evergreen forest ('mata atlântica'); B: typical flat valley floor between the hillslopes of 'meias laranjas', between Mulungu and Aratanha in the southern part of the Baturité massif; 7: 'meia laranja'; 8: flat valley floor; C: deep section through a convex hill or 'meia laranja' at Guarimiranga. The kaolinite-rich, red-coloured, 25 m-thick weathering mantle was formed by decomposition of Precambrian gneiss. In the upper part of the section, red-yellow Acrisols developed under an evergreen forest ('mata atlântica') (photos: F. Bétard).

carte publiée (environ 950 observations pour la carte à 1/250 000 réalisée) si l'objectif poursuivi avait été de refaire la carte pédologique sans retomber dans le travers d'une simple révision de la légende sans reprise des limites. L'allègement du nombre des observations est une constante depuis les premières études morphopédologiques conçues en partie pour répondre à la nécessité de diminuer le coût des études (Kilian, 1972) ; il a ici été encore facilité par les nombreuses données disponibles.

2) L'inventaire réalisé, spécifiquement orienté vers une recherche fondamentale à travers l'étude des relations géomorphologie-altérations-sols, a conduit à des apports nouveaux pour la géomorphologie de la région étudiée. À l'échelle du massif de Baturité, la cartographie morphopédologique a permis d'introduire des nuances morphoclimatiques dans un schéma plus général et de type structural, comme souvent proposé dans les travaux antérieurs de géomorphologie portant sur la ré-

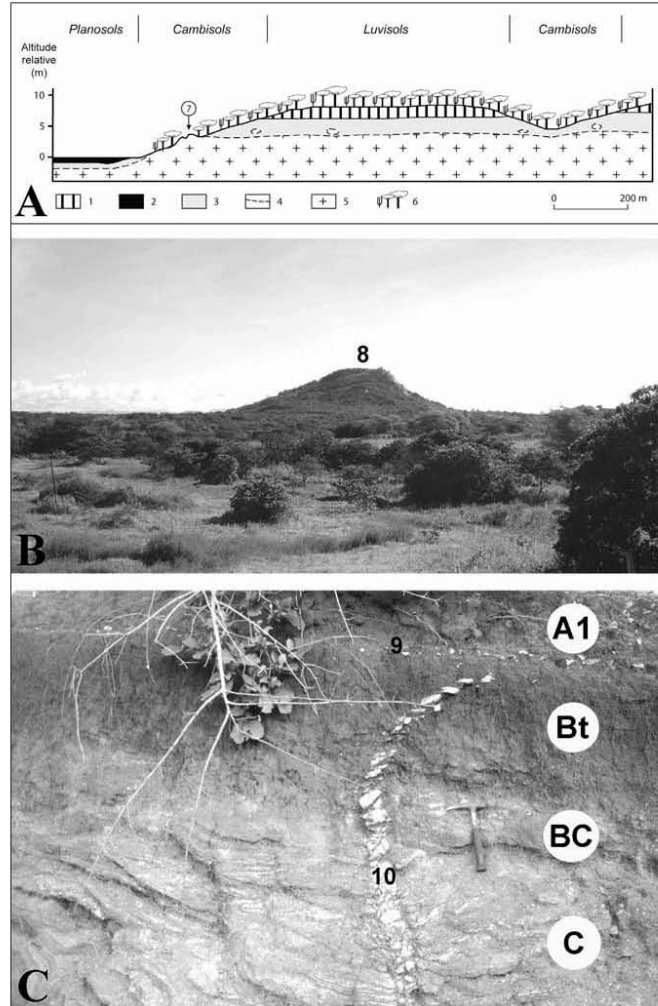
gion Nordeste (voir à ce sujet la synthèse de J.-P. Peulvast et V. Claudino Sales, 2003). En particulier, dans la zone sommitale du massif de Baturité à climat humide, les observations combinées sur la forme du modelé et l'épaisseur du manteau d'altération rougeâtre de nature kaolinique (20-30 m) ont conduit pour la première fois à l'identification de véritables demi-oranges, de 30 à 50 mètres de commandement et de largeur hectométrique à kilométrique (fig. 4). Bien que les demi-oranges soient devenues un symbole de la tropicalité né au Brésil, les descriptifs existants sur la morphologie du massif de Baturité ne mentionnaient jamais ce type de modelé morphologiquement associé au réseau de



Cartographie morphopédologique

Fig. 5 – Les paysages morphopédologiques de la plaine semi-aride formant le piémont légèrement disséqué du massif de Baturité (Ceará, Brésil). A : organisation morpho-pédologique typique de la plaine semi-aride autour du massif de Baturité. 1 : horizons pédologiques brun-rouge des Luvisols (A1 + Bt) ; 2 : horizons pédologiques bruns des Planosols ; 3 : horizons d'altération (arène gneissique) ; 4 : front d'altération ; 5 : roche saine (gneiss cohérent) ; 6 : forêt sèche décidue (caatinga) ; 7 : affleurement rocheux (tor) ; B : vue de la basse plaine à inselbergs, faiblement disséquée, dans les environs de Caridade sur le piémont occidental du massif de Baturité ; 8 : inselberg ; C : profil de Luvisol chromique typique, localisé sur le tiers supérieur d'un interfluve de la plaine semi-aride, au sud de Canindé. 9 : stone-line ; 10 : filon de quartz. La déformation du filon de quartz s'explique par la pédogenèse du sol rouge (effet du soutirage géochimique et effondrement de la structure héritée), peut être aidée par des processus de reptation sur l'interfluve en pente faible (photos : F. Bétard).

Fig. 5 – The morphopedological landscapes of the semi-arid plain forming the erosional piedmont of the Baturité massif (Ceará, Brazil). A: typical soil-landform assemblage of the semi-arid plain around the Baturité massif, 1: reddish-brown soil horizons of Luvisols, 2: brown soil horizons of Planosols; 3: weathering horizons (gneissic grus); 4: weathering front; 5: fresh bedrock (gneiss); 6: deciduous woodland ('caatinga'); 7: rock outcrop (tor); B: view of the slightly dissected plain with inselberg near Caridade on the western piedmont of the Baturité massif, 8: inselberg; C: profile of a typical chromic Luvisol, located on the upper third of an interfluvium of the semi-arid plain, south of Canindé, 9: stone-line; 10: quartz vein. Deformation of the quartz vein is explained by red soil development through active geochemical dissolution, possibly aided by a soil creep process (photos: F. Bétard).



bas-fonds plats, pas même dans le volume concerné du Projeto Radambrasil (1981) où des systèmes de collines et de crêtes avaient simplement été décrits, ainsi que des vallées en V et des vallons à fond plat ayant fréquemment des formes « alvéolaires ». La carte géomorphologique établie suite au zonage environnemental de l'APA (*Área de Proteção Ambiental*) du massif de Baturité allait même jusqu'à employer les termes de « niveau de pédimentation » et de « vallées pédimentaires » pour décrire le réseau de bas-fonds qui s'inscrit uniformément en contrebas des demi-oranges (SEMACE, 1992). 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 morphopédologique et bioclimatique, car les bas-fonds plats inscrits en

contrebas des collines ferrallitiques n'ont absolument rien d'un pédiment ou d'un glacis d'ablation.

3) C'est aussi la cartographie morphopédologique déployée dans cette étude qui a permis, pour la première fois, de distinguer nettement deux unités pédo-stratigraphiques au niveau du piémont d'accumulation du massif de Baturité (ou *Tabuleiros*, cartographiés comme « Barreiras indifférencié » sur les cartes géologiques : CPRM, 2003) : (i) des formations détritiques néogènes, correspondant aux sédiments Barreiras *sensu stricto*, à faciès conglomératique et sablo-argileux rougeâtres superposés ; l'unité et l'ancienneté géologique de cet ensemble de dépôts sont attestées par la présence systématique d'horizons ferrugineux plinthitiques et carapacés, témoins de pédogenèses et d'altérations an-

ciennes développées sous climat plus humide que l'Actuel ; (ii) des 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 s'est accomplie lors des phases plus sèches qui ont affecté le Pléistocène.

4) Au plan pédologique, les apports sont moins significatifs mais nous ont néanmoins conduits à corriger les données existantes. Les cartes pédologiques les plus détaillées étaient celles du Projeto Radambrasil (1981) à 1/1 000 000, ainsi que la carte des sols de l'État du Ceará levée par F.A. Leite et J.N. Marques (IPLANCE, 1997) qui, bien que bénéficiant d'une échelle un peu plus grande (1/500 000), représentait le même niveau de détail. De la confrontation de ces documents avec le terrain, il est ressorti – et nous avons pu le vérifier à maintes reprises autour du massif de Baturité – que les auteurs des cartes pédologiques brésiliennes avaient eu tendance à ne représenter que le type le plus évolué des sols présents dans un secteur donné. Il s'agit d'un choix qui peut se justifier quand on cherche à montrer les types de pédogénèse à petite échelle, mais qui constitue néanmoins une entrave à la compréhension de la géographie des sols et de l'organisation du milieu. Ainsi les Luvisols chromiques, qui représentent les éléments les plus évolués des couvertures pédologiques du piémont semi-aride, sont surreprésentés par rapport à leur importance réelle sur le terrain. Ces derniers occupent en réalité des lamères disjointes, systématiquement en situation de sommet d'interfluve, et donc en position relativement préservée de l'érosion (fig. 5). À côté de ces sols évolués, on trouve d'importantes superficies de Cambisols qui correspondent pour leur part à des sols peu évolués, jamais cartographiés jusqu'alors, témoignant ici d'une dissection récente de la plaine. Cette surreprésentation cartographique des Luvisols par des aplats de couleur homogène sur les cartes de sols peut être due en partie à l'échelle des documents élaborés, mais aussi à un enchaînement de faits notamment liés aux problèmes d'évolution des classifications de sols : rédaction initiale utilisant un système local de taxonomie des sols, conversion de la légende dans un nouveau système n'utilisant pas les mêmes critères de classification, puis réédition de la carte sans révision de ses limites. Nous avons pu corriger cette erreur en indiquant dans la légende de la carte morphopédologique les différents types de sols présents sur cette surface sans néanmoins pouvoir les distinguer par des limites sur la carte elle-même compte tenu, là aussi, de l'échelle retenue.

Conclusion et perspectives

Après avoir longtemps été réservée aux inventaires des sols, la cartographie morphopédologique s'est avérée être aussi une méthode efficace dans le cadre d'une recherche géomorphologique en milieu tropical contrasté. La carte morphopédologique telle qu'elle a été conçue reste néanmoins un support utile dans une perspective appliquée à la mise en valeur agricole des terres : un diagnostic morphopédologique peut en effet servir de base solide à la recherche

agronomique et apporter son concours à la solution de problèmes touchant à la gestion des ressources naturelles, en particulier à la conservation des terres et des eaux : voir l'analyse réalisée dans les Andes équatoriennes pour caractériser les stations de mesure de l'érosion et en interpréter les résultats (De Noni *et al.*, 2001).

L'étude morphopédologique menée autour du massif de Baturité, dans le Nordeste brésilien, a aussi ouvert des perspectives : 1) La cartographie des paysages morphopédologiques réalisée autour du massif de Baturité pourrait être étendue à d'autres zones du Ceará ou du Nordeste ; cela permettrait de réviser/actualiser la carte des sols à moindre frais et certainement aussi de préciser certains aspects de la géomorphologie régionale ; 2) Pour la zone couverte par cette première cartographie, il est aussi envisageable de passer de la carte des paysages morphopédologiques à des cartes morphopédologiques plus détaillées, montrant les différentes facettes du milieu qui ont été identifiées mais non délimitées, avec l'appui des cartes topographiques à 1/50 000 et des photographies aériennes disponibles. Pour ces deux premières perspectives, la décision de donner suite appartient aux chercheurs brésiliens. Elles ont néanmoins un caractère assez général qui dépasse le cadre de l'exemple étudié. Les études géomorphologiques et pédologiques se sont en effet multipliées à la surface du globe depuis un peu plus d'un demi siècle ; les premières se sont souvent attachées à délimiter les surfaces d'aplanissement successives sans forcément bien identifier les retouches postérieures (exemple du modèle d'âge des surfaces africaines de P. Michel, 1973, critiqué par G. Beaudet et R. Coque, 1994), et les secondes ont identifié des types de sols en accord avec les systèmes de classification en vigueur à l'époque de leur réalisation, systèmes qu'elles ont d'ailleurs contribué à faire évoluer. En présence de telles études, entre les deux attitudes extrêmes qui consistent à considérer que tout a été déjà fait ou que tout est à refaire, la cartographie morphopédologique telle qu'elle a été pratiquée dans l'exemple présenté ici apporte une solution séduisante, pour les corriger, les actualiser et les rendre compatibles avec une gestion informatisée des données sur le milieu physique.

Enfin, il faut aussi se poser la question des compétences disponibles pour réaliser de tels travaux. En France, la géomorphologie est traditionnellement enseignée dans les universités de lettres (cursus de géographie physique) et la pédologie dans les écoles d'agronomie et les universités de sciences (cursus de Sciences de la Terre). Cette situation est en train d'évoluer et l'on ne peut que suivre G. Rossi quand il écrivait (1989) « aussi, au-delà d'une collaboration dans la recherche, doit-on souhaiter que la formation dans nos disciplines fasse largement appel aux concepts et aux acquis de la spécialité voisine » en ajoutant que ces acquis soient bien les plus récents dans la production scientifique de chacune des deux disciplines.

Remerciements

Les auteurs remercient J.-P. Peulvast (Université Paris-Sorbonne) et Y. Gunnell (Université Paris-Diderot), qui ont tous deux accepté de lire une version préliminaire du manuscrit. Ils

Cartographie morphopédologique

ont également apprécié les remarques constructives de G. Arnaud-Fassetta, de G. Bourrié et de trois relecteurs anonymes, qui ont tous contribué à l'amélioration de l'article.

Références

- Beaudet G., Coque R. (1994)** – Reliefs et modelés des régions tropicales humides : mythes, faits et hypothèses. *Annales de Géographie*, 577, 227-254.
- Bertrand R. (1972)** – Morphopédologie et orientations culturelles des régions soudanaises du Siné-Saloum (Sénégal). *L'Agronomie Tropicale*, 27, 1115-1190.
- Bertrand R., Bourgeon G., Angé A., Grégoire J.-M. (1984)** – Les paysages morphopédologiques du complexe sucrier de Borotou-Koro (Côte d'Ivoire). Caractéristiques et genèse. *L'Agronomie Tropicale*, 39, 107-120.
- Bétard F. (2007)** – *Montagnes humides au coeur 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 de Doctorat, Université Paris-Sorbonne, 442 p.
- Birkeland P.W. (1999)** – *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, New York, 430 p.
- Bourgeon G. (1989)** – *Explanatory booklet on the reconnaissance soil map of forest area, Western Karnataka and Goa*. Travaux de la Section Scientifique et Technique, Institut Français de Pondichéry, hors-série, 20, 203 p.
- Bourgeon G., Pédro G. (1992)** – Rôle majeur du drainage climatique dans la différenciation altéritique et pédologique des sols des régions chaudes. Exemple du passage sols fersiallitiques-sols ferrallitiques au sud du Karnataka (Inde). *C-R. Acad. Sci. Paris*, Sér. II, 314, 717-725.
- Collectif (1974)** – Aménagement écologique, réflexions méthodologiques, exemples pratiques. *L'Agronomie Tropicale*, 29, 121-363 + cartes.
- Coque R. (1993)** – *Géomorphologie*. Armand Colin, Paris, 5^e édition, 503 p.
- CPRM (2003)** – *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Mapas na escala 1:500.000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom.
- De Noni G., Viennot M., Asseline J. et Trujillo G. (2001)** – *Terres d'altitude, terres de risque. La lutte contre l'érosion dans les Andes équatoriales*. Editions de l'IRD. Collection latitudes 23, 220 p.
- Eschenbrenner V., Badarello L. (1975)** – *Étude pédologique de la région d'Odiemé ; carte des paysages morpho-pédologiques au 1 : 200 000^e et notice explicative*. ORSTOM Éditions, Paris, 123 p.
- Eschenbrenner V., Filleron J.-C., Richard J.-F. (1974)** – Applications en Côte-d'Ivoire. *Annales de l'Université d'Abidjan*, série G – IV, 85-101.
- Eschenbrenner V., Grandin G. (1970)** – La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilékrou (Côte d'Ivoire) et Diébougu (Haute Volta). *Cahiers ORSTOM. Série Géologie*, 2, 205-245.
- Fruytoso do Vale J. (1991)** – *Levantamento semidetalhado de solos de uma 'área piloto' nos municípios de Pacoti e Guaramiranga-CE*. Dissertação de Mestrado, UFC-Fortaleza.
- Gaucher G. (1974)** – Plaidoyer pour la pédologie agricole. *L'Agronomie Tropicale*, 29, 133-140.
- Gaucher G. (1981)** – *Traité de pédologie agricole. Tome II : Les facteurs de la pédogenèse*. G. Lelotte Éditions, Dison, 730 p.
- Girard M.-C. (1972)** – Méthodologie de la photopédologie. *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie*, 48, 1-10.
- Guillobez S. (1979)** – «Les milieux vertiques» du bassin de la Volta Blanche dans la région de Bagré (Haute Volta). *L'Agronomie tropicale*, 34, 23-39.
- Henquin, B., Avril, C., Bock, L., Mathieu, L. (1991)** – Potentialités physiques et stratégies de mise en valeur du milieu dans le haut bassin du fleuve Gambie. Cas d'étude : le village de Téliéré. *Annales de Gembloux*, 97 (4), 277-291.
- IPLANCE (1997)** – *Atlas do Ceará*. IPLANCE, Fortaleza, 65 p.
- IUSS Working Group WRB (2006)** – *World Reference Base for Soil Resources 2006. 2nd edition*. World Soil Resources Report, 103, FAO, Rome, 128 p.
- Jamagne M., King D., Girard M.-C., Hardy R. (1993)** – Quelques conceptions actuelles sur l'analyse spatiale en pédologie. *Science du sol*, 31, 141-169.
- Jenny H. (1941)** – *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. McGraw-Hill, New York, 281 p.
- Kilian J. (1972)** – Les inventaires morphopédologiques, conceptions, applications au développement agricole. *L'Agronomie Tropicale*, 27, 930-938.
- Kilian J. (1974)** – Étude du milieu physique en vue de son aménagement. Conceptions de travail, méthodes cartographiques. *L'Agronomie Tropicale*, 29, 141-153.
- Lima T.S.F. (1983)** – *Estudo comparativo dos solos das vertantes úmida e seca do Maciço de Baturité-CE*. Dissertação de Mestrado, UFC-Fortaleza.
- Michel P. (1969)** – Les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. *Bull. IFAN Dakar*, 31, série A2, 293-324.
- Michel P. (1973)** – *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique*. Mém. ORSTOM, Paris, 63, 1, 2, 3, 752 p.
- Pédro G., Kilian J. (1986)** – Les travaux pédologiques et les études des milieux physiques réalisés par les organismes français de recherche pour le développement dans les régions chaudes. In : *Sols et eaux, acquis et perspectives de la recherche agronomique française en zone intertropicale. Actes du séminaire tenu à la Banque Mondiale les 15 et 16 mai 1986*, ORSTOM Éditions, Paris, 5-65.
- Petit M. (1990)** – *Géographie physique tropicale. Approche aux études du milieu*, Khartala ACCT, 351 p.
- Peulvast J.-P., Claudino Sales V. (2003)** – Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Nota explicativa. In CPRM : *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Mapas na escala 1:500.000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom, 73 p.
- Poss R. (1979)** – *Traitement de l'information et spatialisation en pédologie : l'exemple de la coupure Katiola*. ORSTOM, Adiopodoumé, 17 p. multigr.
- Poss R. (1982)** – *Étude morpho-pédologique de la région de Katiola (Côte d'Ivoire) : cartes des paysages et des unités morphopédologiques : feuille Katiola à 1:200.000*. ORSTOM, notice explicative n° 94, Paris, 144 + 30 p.

François Bétard et Gérard Bourgeon

- Poss R. (1996)** – *Étude morphopédologique du nord du Togo à 1/500 000*. ORSTOM, notice explicative n°109, Paris, 142 p.
- Projeto Radambrasil (1981)** – *Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal*. Ministério das Minas e Energia-MME, Rio de Janeiro, 740 p.
- Raunet M. (1983)** – Les terroirs agricoles du «bas-glacis» de la haute vallée de la Volta Noire (Haute-Volta) : leur identification par approche géomorphologique et pédologique. *L'Agronomie tropicale*, 38, 175-185.
- Robbez-Masson M. (1994)** – *Reconnaissance et délimitation de motifs d'organisation spatiale: application à la cartographie des pédopaysages*. Thèse de doctorat, École nationale supérieure agronomique de Montpellier, 189 p.
- Robbez-Masson J.M., Doledec A.F., Billy F. (1991)** – Relations entre facteurs du milieu naturel et pédopaysages : variables pertinentes pour une délimitation assistée. In *Gestion de l'espace rural et SIG*, Collection INRA, Florac, 5-15.
- Rossi G. (1989)** – Exemples de morphopédologie tropicale. In *Sol-trop 89 : actes du premier séminaire franco-africain de pédologie tropicale*, ORSTOM Éditions, Paris, 87-105.
- Schaetzl R., Anderson S. (2005)** – *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge, 817 p.
- SEMACE (1992)** – *Zoneamento ambiental da APA da Serra de Baturité : diagnósticos e diretrizes*. SEMACE, Fortaleza, 136 p.
- SIBCS (2005)** – *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2ª edição, EMBRAPA, Rio de Janeiro, 360 p.
- Teissier J. (1974)** – Terroir de Mogtéo (Haute-Volta). Etude morpho-pédologique en vue de la mise en valeur des terres. *L'Agronomie Tropicale*, 29, 312-363.
- Thibout F. (1974)** – Interactions morphogénèse, pédogénèse. Exemple d'application dans la région de Bechloul (Algérie). *L'Agronomie Tropicale*, 29, 300-311.
- Tricart J. (1965)** – *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris, 496 p.
- Tricart J. (1974)** – De la géomorphologie à l'étude écographique intégrée. *L'Agronomie Tropicale*, 29, 122-132.
- Tricart J. (1978)** – *Géomorphologie applicable*. Masson, Paris, 204 p.

Article soumis le 12 janvier 2009, accepté le 25 juin 2009.

[8] BÉTARD F., GUNNELL Y., BOURGEON G. (2011) – Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau dans le nord-est du Brésil et le Sud de l'Inde : une analyse comparative et multi-échelles. In : F. Bart (dir.) : *Natures tropicales : enjeux actuels et perspectives*. Presses Universitaires de Bordeaux, Espaces Tropicaux n°20, Pessac, pp. 301-314.

L'idée d'une étude de géographie comparative, entre le Nordeste brésilien et le Sud de l'Inde, s'est rapidement imposée après la thèse, compte tenu des similitudes frappantes que le travail de recherche doctorale m'avait permis de souligner entre ces deux régions semi-arides du globe : (1) similitudes entre les systèmes morphopédologiques, dominés de part et d'autre par des plaines à inselbergs portant des arènes bisiallitiques et des Luvisols chromiques dotés de potentialités agronomiques élevées et faisant preuve d'une bonne résistance face aux processus d'érosion accélérée ; (2) similitudes entre les stratégies de gestion conservatoire de l'eau, organisées autour de petits réservoirs de stockage et d'interception du ruissellement superficiel, appelées *açudes* au Brésil et *tanks* en Inde. La co-direction de thèse par Yanni Gunnell, et la participation de Gérard Bourgeon au comité de pilotage – tous deux spécialistes de l'Inde péninsulaire – m'avaient grandement aidé à pousser la comparaison plus loin.

L'occasion de présenter les résultats de cette étude de géographie tropicale comparée fut donnée lors des *12^e Journées de Géographie Tropicale*, organisées à Bordeaux en octobre 2008 sous l'égide du CNFG (Comité National Français de Géographie). Les actes du colloque ont ensuite été publiés en 2011 dans un ouvrage collectif dirigé par F. Bart dans la collection « Espaces Tropicaux » des PUB. Afin de solidifier l'argumentation et de soutenir certaines idées, comme celle d'un possible transfert technologique, des recherches complémentaires ont été menées, notamment sur l'histoire comparée des *tanks* et des *açudes*. Alors que l'avènement des *açudes* au Brésil 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 dans cette partie de l'Asie, la construction de retenues en Inde péninsulaire remonte à une période beaucoup plus ancienne, puisque des *tanks* ont été utilisés dès l'Antiquité au Karnataka et en pays tamoul pour l'irrigation, une technique encore pratiquée aujourd'hui de façon traditionnelle par système gravitaire. D'où l'idée d'un transfert technologique du système d'irrigation des *tanks* vers les *açudes* du Nordeste brésilien, où l'agriculture irriguée n'a jamais constitué une activité traditionnelle.

Envisager l'idée même d'un transfert technologique entre l'Inde et le Brésil nécessitait un examen plus poussé des conditions morphopédologiques locales, ainsi que des conditions sociales et culturelles d'acceptation de l'innovation proposée, entreprise impossible à mener durant ma thèse, surtout en raison de ma méconnaissance du terrain indien. Cet examen plus approfondi a permis de nuancer l'idée du transfert technologique, surtout au regard des conditions historiques et culturelles très différentes entre l'Inde et le Brésil, bien au-delà de certaines particularités locales des systèmes morphopédologiques mis en comparaison. L'article débouche finalement sur des solutions sans doute plus acceptables – techniquement et culturellement – pour les petits agriculteurs du Nordeste, tout en prenant un peu de recul avec la vision déterministe qui a parfois tendu à prédominer dans les études de géographie tropicale comparée.

Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau dans le nord-est du Brésil et le sud de l'Inde : une analyse comparative et multi-échelles

François BÉTARD*, Yanni GUNNELL**, Gérard BOURGEON***,

* Maître de conférences à l'Université Paris Diderot-Paris 7, CNRS UMR 8586 Prodig, case courrier 7001, 75205 Paris cedex 13. E-mail : francois.betard@univ-paris-diderot.fr

** Professeur à l'Université Lumière-Lyon 2, CNRS UMR 5600 Environnement, Ville, Société, 5 avenue Pierre Mendès-France, 69500 Bron . E-mail : yanni.gunnell@univ-lyon2.fr

*** Ingénieur de recherche au CIRAD, UPR Recyclage et Risque, TA B 78/01, Avenue Agropolis, 34398 Montpellier. E-mail : bourgeon@cirad.fr

Résumé : Le nord-est du Brésil et le sud de l'Inde sont deux régions tropicales semi-arides qui partagent au moins deux traits communs : (i) d'une part des systèmes morphopédologiques constitués par de vastes plaines à inselbergs portant des Luvisols chromiques mondialement peu répandus ; (ii) d'autre part des stratégies de gestion de l'eau par petits réservoirs appelés açudes au Brésil et tanks en Inde, pour faire face à des sécheresses récurrentes. Au delà de ces similitudes, l'utilisation des ressources en sol et en eau diffère cependant notablement entre ces deux régions semi-arides. Ceci s'explique par des différences dans les conditions démographiques, dans l'organisation des structures agraires et dans les pratiques agro-pastorales traditionnelles ; mais aussi par des différences subtiles dans les mosaïques écologiques et pédologiques de ces milieux respectifs. Alors que la plupart des açudes brésiliens sont dévolus à l'abreuvement du bétail et à l'approvisionnement de la population en eau domestique durant la saison sèche, l'irrigation gravitaire des cultures est pratiquée de façon systématique à l'aval des tanks indiens depuis au moins un millénaire. À une époque où le spectre de pénuries alimentaires revient, et devant le succès de l'agriculture irriguée indienne et la sécurité alimentaire qu'elle procure, les perspectives de transfert technologique vers le Nordeste brésilien sont discutées à la lumière de l'ensemble des contraintes morphopédologiques, historiques et socio-culturelles propres à chaque région. On aborde en particulier le problème du dimensionnement de l'açude pour que le plan d'eau domine des sols irrigables situés entre 10 et 20 mètres au-dessus du talweg ; celui des faibles concentrations démographiques ($<30 \text{ hab km}^{-2}$) et des contraintes foncières liées au système latifundiaire hérité de l'histoire coloniale ; ou encore l'absence de tradition d'irrigation chez les petits agriculteurs familiaux du Nordeste brésilien, conduisant ainsi à envisager d'autres types de mise en valeur de l'eau des açudes dans une perspective de développement durable.

Mots-clé : sols tropicaux, systèmes agraires, gestion de l'eau, irrigation, zone semi-aride, Brésil, Inde.

Abstract : *Soil-landscape systems and water management in Northeast Brazil and South India: a comparative, multiple-scale analysis. The semiarid tropical regions of north-eastern Brazil and southern India share at least two features: (i) soil-landscape systems consisting of vast, low-gradient erosional plains covered by an unusual mosaic of chromic Luvisols and Cambisols; and (ii) water harvesting strategies organized around small reservoirs called açudes in Brazil and tanks in India, which are designed to mitigate the effects on agriculture of recurring droughts. Beyond these similarities, the uses of soil and water resources, however, differ significantly. We show that this can be explained by differences in demographic conditions, in the organization of land tenure and traditional farming practices, but also by subtle differences in the soils and in ecological patterns. While most Brazilian açudes are designed to supply water to livestock and humans during the dry season, Indian tanks have been used as a common property resource for crop irrigation for over 1000 years. At a time when the threat of food shortages in low-latitude countries looms large, and given the success in India of traditional irrigated agriculture and the food security it provides, the scope for technology transfer from India to the Brazilian Nordeste is discussed in the light of the morphopedological, historical and cultural characteristics of the two study areas. We address issues of reservoir sizing for the irrigation of croplands that are located 20 to 30 metres*

above the valley floor, and problems linked to low population densities ($<30 \text{ km}^{-2}$) and to large farming estates inherited from colonial times. Because irrigation is not traditional among smallholders in north-eastern Brazil, we consider other potential options of water optimization for sustainable development in agriculture.

Key words : tropical soils, land tenure, water management, irrigation, semiarid tropics, Brazil, India.

Introduction

Les régions tropicales ayant des caractéristiques physiques similaires ont parfois fait l'objet d'études de géographie comparative. L'objectif d'une telle démarche est généralement de rechercher des causes aux différences de développement économique constatées, et d'éventuellement proposer des idées de transfert technologique susceptibles d'accélérer le processus de développement des régions considérées : ainsi le Tamilnad indien et la Tanzanie orientale (Morgan, 1988), l'Inde du Sud et l'Afrique de l'Ouest (Gourou, 1991 ; Gunnell, 1997), ou encore le Nordeste brésilien et le Sahel africain (Leprun, 1993). Dans une démarche d'analyse identique, une comparaison entre les régions semi-arides du Nordeste brésilien et du sud de l'Inde, jamais réalisée jusqu'à présent, nous a paru s'imposer, afin de souligner les similitudes frappantes qui ressortent d'une analyse comparative des milieux physiques de ces deux régions. Parmi les points de similitude les plus

remarquables et jusqu'à présent restés inaperçus, l'existence de Luvisols chromiques, mondialement peu répandus et chimiquement fertiles, a pu être mise en évidence à la lumière de recherches dans le sud de l'Inde (Bourgeon, 1987, 1992), puis, plus récemment, dans le nord-est du Brésil (Bétard, 2007). Une autre analogie étonnante concerne la multiplicité des réservoirs de stockage des eaux superficielles, appelés *açudes* au Brésil et *tanks* en Inde, créés pour faire face à une variabilité climatique quasi-aléatoire. L'étroite ressemblance entre conditions morphopédologiques et formes d'aménagement hydraulique invite à considérer les perspectives de transfert de l'irrigation, durable puisque pratiquée en Inde avec succès depuis plus d'un millénaire autour des *tanks*, à la zone semi-aride du Nordeste brésilien, où l'utilisation des *açudes* est généralement limitée à la seule alimentation en eau des hommes et des troupeaux.

Nordeste brésilien et Inde du Sud : une étonnante similitude des conditions physiques et des aménagements hydrauliques

Situées de part et d'autre de l'équateur, les deux régions semi-arides du Nordeste brésilien et du sud de l'Inde ont une extension géographique similaire, comprise entre 3 et 12° de latitude sud pour la première, et entre 9 et 18° de latitude nord pour la seconde (Fig. 1).

Similitude des milieux physiques

Le nord-est du Brésil et le sud de l'Inde sont deux régions tropicales au climat principalement semi-aride, où la pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 400 et 950 mm (Fig. 1). Le climat, à saisons sèches et humides alternées, est chaud, avec des températures moyennes annuelles autour de 25-26° C. Dans les deux cas, la pluviosité

montre une importante variabilité interannuelle (Fig. 2), donnant lieu à des périodes de sécheresse récurrente (Leprun *et al.*, 1995 ; Singh *et al.*, 1992 ; Singh et Sontakke, 1999) dont la fréquence semble liée à la cyclicité ENSO, au moins au Brésil (Hastenrath, 2006). Au-delà de ces similitudes climatiques, le régime des précipitations diffère cependant notablement entre les deux régions, et affiche même des variantes à l'intérieur de chaque région.

Dans le Nordeste, la zone semi-aride du Sertão présente deux régimes pluviométriques différents : (i) celui du Sertão septentrional, déterminé par le déplacement annuel de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), est clairement unimodal,

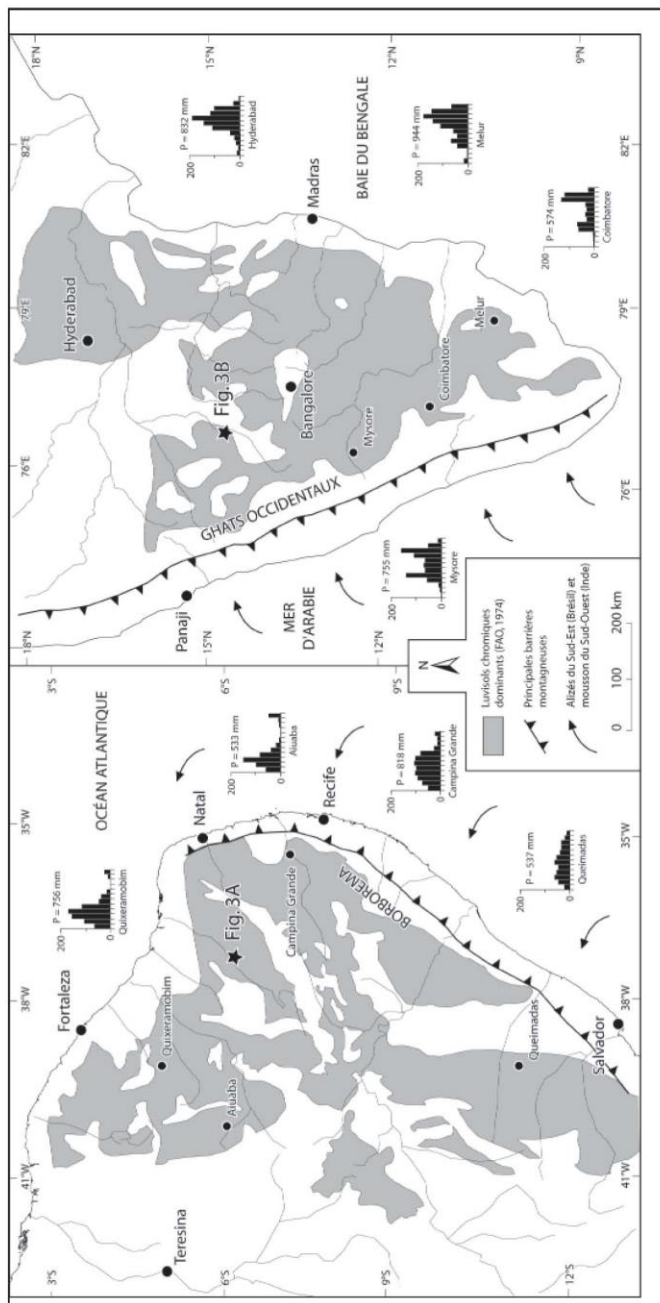


Figure 1 : Nordeste brésilien et Inde du Sud : répartition des Luvisols chromiques et diagrammes pluviométriques pour quelques stations des deux régions semi-arides. Noter que la concentration géographique des petits réservoirs s'inscrit principalement dans l'aire de répartition des Luvisols chromiques, située dans les deux cas en position abritée par rapport aux flux des alizés ou de mousson. Les étoiles indiquent la localisation des figures 3A et 3B.

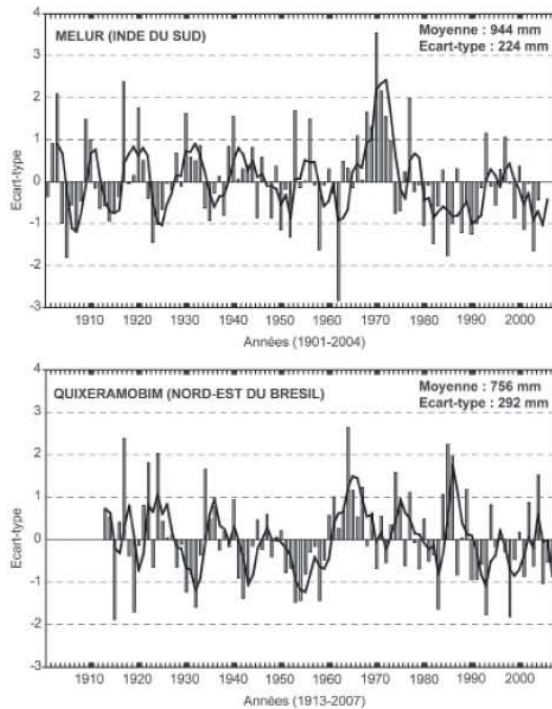


Figure 2 : Variabilité interannuelle de la pluviométrie à Melur (Tamil Nadu, Inde du Sud) et à Quixeramobim (Ceará, Nordeste brésilien). Données pluviométriques normalisées selon la moyenne et l'écart-type respectifs à chaque station (source des données brutes : SUDENE, FUNCEME, India Meteo. Dept. Poona, Rainfall Statistics of Tamil Nadu, PWD Madurai). La ligne noire matérialise la moyenne mobile sur 3 années.

En Inde du Sud, le régime pluviométrique fondamental est bimodal, c'est-à-dire à deux saisons des pluies, intervenant au printemps et à l'automne (station de Coimbatore : Fig. 1). À l'intérieur de la péninsule indienne, en fonction de l'influence respective des moussons du Sud-Ouest et du Nord-Est, le régime des précipitations subit les modifications suivantes : (i) vers l'ouest, les pluies de la mousson du Sud-Ouest viennent renforcer le maximum de printemps et le régime est nettement bimodal (station de Mysore) ; (ii) vers l'est, le maximum de printemps s'atténue progressivement au profit de la saison pluvieuse d'automne, de plus en plus retardée du nord au sud (stations de Hyderabad et de Melur).

Le Nordeste brésilien et l'Inde du Sud ont également en commun d'être de vieux fragments d'un socle cristallin précambrien, constitué essentiellement de gneiss, de migmatites et de granites. Sur ces roches anciennes se sont développés des systèmes morphopédologiques similaires, formés par de vastes plaines à inselbergs plus ou moins disséquées et portant, entre autres sols, des Luvisols chromiques¹ (FAO, 2006) qui représentent les éléments les plus évolués des couvertures pédologiques (Fig. 1). À côté de ces sols évolués, on trouve dans les deux cas des Cambisols correspondant

avec un seul pic de saison des pluies centré sur les mois de mars-avril (stations de Quixeramobim, Aiuaba et Campina Grande : Fig. 1) ; (ii) celui du Sertão méridional (ou Sertão bahianais), influencé par des fronts froids venant du sud et des perturbations complexes en provenance de l'ouest, ne présente pas de mode très net, avec des pluies mieux réparties sur l'année (station de Queimadas).

1- Dans l'ancienne classification française des sols, ces sols étaient dénommés « sols fersiallitiques » mais ce vocabulaire apparaît aujourd'hui désuet car il se réfère à des méthodes d'identification et de classification des sols qui n'ont plus cours. De même, dans l'ancienne classification brésilienne (Projeto Radambrasil, 1981), ces sols étaient dénommés « brunos não cálcicos » (trad. : bruns non calciques), ce qui les a souvent fait confondre avec les « sols bruns eutrophes tropicaux » de l'ancienne classification française qui sont pour leur part des sols peu évolués. La nouvelle classification brésilienne (SiBCS, 2005) a proposé de les renommer « Luvisolos crômicos », en accord avec la classification mondiale de la WRB (FAO, 2006) mais la correspondance entre les anciens sols « brunos não cálcicos » et les « Luvisolos crômicos » n'est peut-être pas aussi parfaite que le suggèrent certaines cartes. Pour être qualifié de « chromique » un Luvisol, qui doit être tout d'abord un sol lessivé relativement bien saturé en bases échangeables, doit aussi être très rouge, ce qui n'est pas le cas de tous les anciens sols « brunos ».

à des sols peu évolués quelle qu'en soit la raison (zones d'entaille récente au Brésil ou dépôts colluviaux en Inde) ou encore des Planosols (au Brésil) et des Vertisols (en Inde), ces deux derniers types étant généralement confinés aux points bas de la topographie (axes de drainage).

Contrairement aux régions semi-arides de l'Afrique de l'Ouest, les altérations du socle cristallin sont peu épaisses (<10 m) dans les zones semi-arides brésilienne et indienne, et les affleurements rocheux sont relativement fréquents au milieu des manteaux d'arènes à smectites. Les horizons pédologiques de surface présentent de ce fait une bonne réserve minérale constituée par les minéraux non ou partiellement altérés, des argiles à haute activité (CEC par kilogramme d'argile >24 cmoles) et un complexe absorbant saturé, donc une fertilité chimique naturelle relativement élevée.

Dans les deux régions, la végétation naturelle est une forêt sèche décidue, qui prend le nom de « caatinga » au Brésil (ce qui signifie « forêt blanche » en *tupi*). Cette dernière est une véritable forêt basse et sèche, souvent dense et continue, de 2 à 5 m de hauteur et à strate graminéenne rare ou absente. Cependant, à la différence du Brésil où seulement 5 % de la superficie du Sertão est cultivée, l'agriculture domine très largement dans le paysage indien, et la forêt sèche ne subsiste qu'à l'état de reliques dégradées sur les reliefs résiduels qui parsèment la plaine semi-aride et dans quelques parcs nationaux.

Enfin, les ressources hydriques et les conditions hydrologiques sont similaires entre les deux régions, qui possèdent chacune un réseau hydrographique intermittent et seulement deux grands fleuves pérennes : le Rio São Francisco et le Rio Parnaíba dans le Nordeste, la Krishna et la Cauvery en Inde. L'essentiel du réseau hydrographique est donc constitué de petits cours d'eau, ou *riachos* au Brésil, à régime saisonnier ou temporaire, qui peuvent même ne pas couler certaines années sèches et que les nombreux aménagements effectués en Inde ont contribué à rendre secs. Dans ces zones de substrat cristallin, seuls des manteaux d'arènes peu épais et quelques diaclases peuvent finalement stocker un volume réduit d'eau souterraine. En revanche, les sols minces et peu perméables favorisent les écoulements superficiels, et donc les possibilités de stockage de l'eau ruisselée dans de multiples petits réservoirs appelés *açudes* au Brésil et *tanks* en

Inde. De tels réservoirs sont rares dans les régions sédimentaires du Nordeste et sur les basaltes du Deccan.

Convergence dans les stratégies de gestion de l'eau par petits réservoirs

Pour faire face à une variabilité climatique dont la périodicité est quasi-aléatoire, les habitants des deux régions ont construit, depuis près de deux millénaires en Inde et seulement deux siècles au Brésil, des petits barrages collinaires, dont la multiplicité contribue aussi aujourd'hui à une certaine ressemblance paysagère entre le Nordeste brésilien et l'Inde du Sud (Fig. 3). 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 encore en pleine expansion. La multiplication de ces petits réservoirs artificiels trouve pourtant ses origines dans des événements historiques très différents au Brésil et 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 qui règne dans le *Sertão*, la sédentarisation des premiers propriétaires dans l'intérieur semi-aride au début du XVIII^e siècle a entraîné la nécessité de disposer d'eau et de la stocker. Dès lors, les habitants du *Sertão* ont, 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 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. 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*.

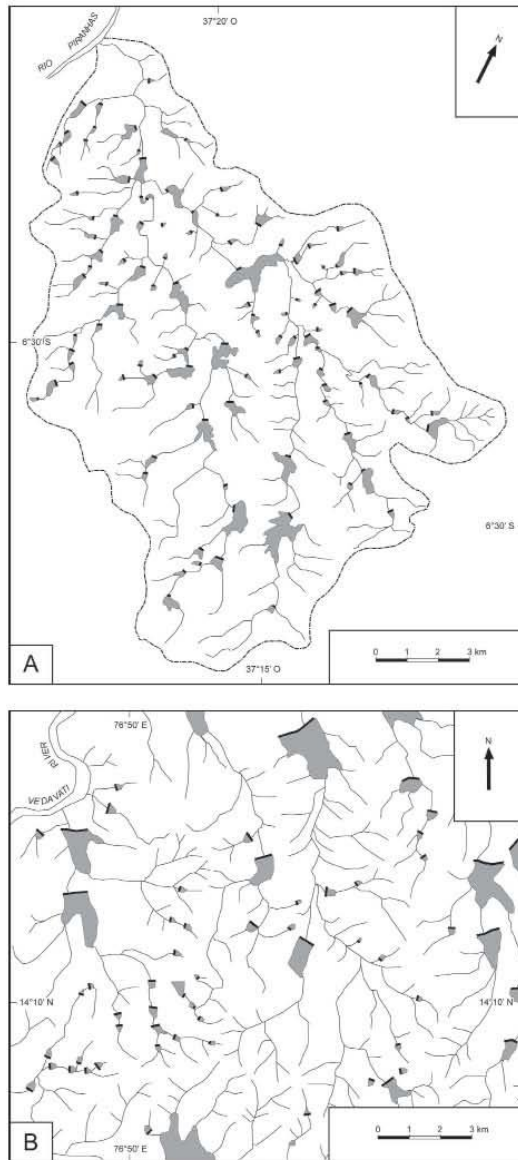


Figure 3 :

Concentration géographique des petits réservoirs dans les régions semi-arides du nord-est du Brésil.

A : bassin du Rio Saco et son réseau d'açudes dans l'État du Rio Grande do Norte, NE Brésil (d'après Molle, 1991, redessiné).

B : région aménagée selon le système des tanks dans l'État du Karnataka, Inde du Sud (d'après Bourgeon, 1987, redessiné). Voir localisations sur la figure 1.

En Inde semi-aride, la construction de retenues remonte à une période beaucoup plus ancienne, puisque quelques *tanks* ont été utilisés dès l'Antiquité au Karnataka et en pays tamoul pour l'irrigation. Cette transformation du paysage de la zone sèche indienne correspond à une propagation du succès économique et culturel de la riziculture irriguée. 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 des moussons indiennes du Nord-Est et du Sud-Ouest, ce qui souligne bien des stratégies identiques d'adaptation humaine à une variabilité climatique spécifique aux zones semi-arides.

Seules les priorités définies dans l'utilisation de ces ressources hydriques diffèrent entre les deux régions mises en comparaison (Fig. 4) : alimentation en eau des hommes et du bétail durant la saison sèche au Brésil, irrigation gravitaire des cultures en Inde, irrigation destinée à pallier l'insuffisance et l'irrégularité des précipitations pendant et après la saison des pluies (Sehgal *et al.*, 1990 pour une estimation du déficit hydrique et de la durée de la période de culture sans irrigation) et parfois à permettre la culture du riz qui, sans cet appoint, serait impossible (Mukundan, 1997). Des préoccupations différentes au Brésil et en Inde ont finalement conduit à la multiplication des petits barrages que l'on estime aujourd'hui à plus de 70 000 dans le Nordeste brésilien (Molle, 1991) et à plus de 127 000 en Inde du Sud si l'on prend en compte les trois États du Tamil Nadu, de l'Andhra Pradesh et du Karnataka réunis (Anonyme, 1997). Avec des densités proches d'un *açude* par kilomètre carré dans certaines régions, ceci fait aussi du Nordeste brésilien semi-aride la deuxième région au monde par

la densité de ses réservoirs artificiels, après l'Inde du Sud (Lazarro, 2000).

Par leur nombre et leur densité, les *açudes* et les *tanks* constituent la base des systèmes locaux de gestion de l'eau dans le Nordeste brésilien et le sud de l'Inde. Fermés par des digues en terre

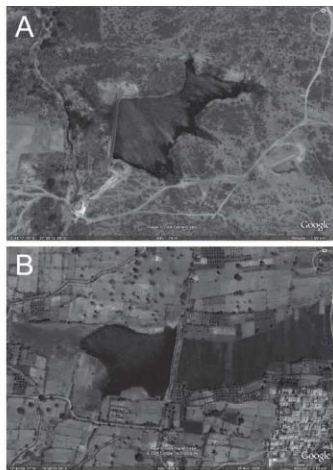


Figure 4 : Vues aériennes (images Google Earth) de l'organisation typique des terroirs autour d'un *açude* brésilien (A) et d'un *tank* indien (B). Alors que l'*açude* est essentiellement dévolu à l'alimentation en eau domestique des populations riveraines et à l'abreuvement du bétail dispersé dans la « caatinga » où les cultures sont rares, l'irrigation gravitaire des cultures est une pratique traditionnelle à l'aval du *tank*, dans un finage par ailleurs dominé par l'agriculture pluviale sur sols rouges (Luvisols chromiques).

construites en travers des bas-fonds, ils forment fréquemment des chapelets dans l'axe des talwegs (Fig. 3) et sont souvent associés à une série de puits creusés dans le matelas colluvio-alluvial peu épais et le socle sous-jacent en aval des retenues. Comme pour les *açudes*, la mise en place de cultures

valorisant l'eau des puits a toujours été secondaire au Brésil (Sabourin *et al.*, 2002), ce qui n'est pas le cas en Inde où l'irrigation à partir des puits vient compléter l'irrigation par *tank* par des appoints d'eau non négligeables.

L'idée d'un transfert technologique

L'idée de développer l'irrigation à partir des *açudes* brésiliens n'est pas nouvelle (Laraque, 1991 ; Molle, 1991). Étant donné la similitude quasi-parfaite des conditions physiques et des aménagements hydrauliques entre les deux régions semi-arides indienne et brésilienne, et compte tenu du succès de l'agriculture irriguée indienne et de la sécurité alimentaire qu'elle procure, l'idée d'un transfert technologique du système d'irrigation des *tanks* vers les *açudes* du Nordeste brésilien nous a semblé être une piste féconde de réflexion. Elle paraît d'autant plus pertinente dans un contexte mondial où le spectre de pénuries alimentaires revient au premier plan de l'actualité (Swaminathan, 2007 ; Brown et Funk, 2008). Avec le formidable potentiel que représentent les 70 000 *açudes* du Nordeste brésilien, le passage à l'irrigation pourrait être considéré comme un pas décisif dans le processus de développement économique de cette région en retard sur le sud du Brésil. Ainsi que l'a souligné Cavaille (1989), « même si la région n'a ni passé, ni expérience dans ce domaine, ce n'est pas artificialiser le milieu que de profiter des ressources disponibles ».

Par ailleurs, on observe depuis quelques années des changements d'attitude des pouvoirs publics vis-à-vis des politiques de développement de la région Nordeste : à la différence des projets traditionnels qui se sont succédé au cours du XX^e siècle, l'intervention des gouvernements n'est plus destinée à une élite d'agriculteurs, car elle vise aussi, semble-t-il, à diffuser l'irrigation dans les petites propriétés (Durousset et Cohen, 2000).

Perspectives de transfert du système d'irrigation des "tanks" vers les "açudes" : réussite assurée ou risque inutile ?

Avant d'examiner plus en détail les perspectives de développement de l'irrigation au Brésil à partir des *açudes* sur le modèle des *tanks* indiens, il convient de rappeler qu'en Inde et sur socle, les

terres irriguées avec l'eau des *tanks* ne couvrent qu'au mieux environ 15 % des terroirs les plus complètement aménagés selon cette technique. L'essentiel de la production agricole de la zone

semi-aride indienne est donc issue d'autres systèmes, soit irrigués (canaux avec prises d'eau sur des rivières à écoulement pérenne), soit pluviaux (Fig. 4B). La faible place prise par l'agriculture pluviale dans le Nordeste brésilien (Fig. 4A) constitue un premier indice fort d'absence d'une tradition agraire importante dans ce pays, alors qu'en Inde il s'agit d'une tradition ancienne dont on trouve des témoignages dans des textes anciens (par exemple : Parashara au IV^e siècle av. J.C., cité par Sadhale, 2006 ; puis dans les récits des voyageurs européens du XVIII^e siècle : voir à ce sujet les extraits rassemblés dans le chapitre « L'art raffiné des paysans » de l'ouvrage de Deleury, 1991). Certes, le développement de l'agriculture du Nordeste peut et doit aussi passer par le développement des cultures pluviales et des pratiques associées, mais nous limiterons ici nos propos à l'agriculture irriguée.

Examen approfondi des conditions morphopédologiques locales

Malgré les similitudes globales présentées plus haut, les conditions morphopédologiques sont en réalité légèrement moins favorables au Brésil qu'en Inde.

a - L'apparente similitude est en partie une conséquence de la façon dont ont été représentés cartographiquement les sols au Brésil. Il nous a semblé, et nous avons pu le vérifier à maintes reprises autour du massif de Baturité (Bétard, 2007), que les auteurs des cartes pédologiques brésiliennes avaient tendance à ne représenter que le type le plus évolué des sols présents dans un secteur donné. Il s'agit d'un choix qui peut se justifier quand on cherche à montrer les types de pédogenèse à petite échelle, mais qui conduit néanmoins à des cartes peu adaptées à l'évaluation des aptitudes agricoles. Ainsi les Luvisols chromiques sont surreprésentés par rapport à leur importance réelle sur le terrain. Cette surreprésentation par des aplats de couleur homogène conforte faussement l'idée de grande ressemblance avec l'Inde, où ces sols sont effectivement très présents sur les glacis au pied des reliefs résiduels. Au Brésil, ils occupent plutôt des lambeaux épars sur des glacis plus disséqués.

b - La seconde différence concerne les autres sols présents dans le paysage. La dissection,

déjà responsable de la moindre importance des Luvisols sur les glacis au Brésil, affecte plus encore les parties basses du paysage où elle génère une mosaïque de Cambisols peu profonds (leptiques selon la terminologie de la WRB) et d'affleurements rocheux. En Inde, les bas de pente ont tendance à être ennoyés par des formations colluvio-alluviales qui, selon leur ancienneté, portent des Cambisols (colluviques ou eutriques) pour les plus récentes, ou ont vu se développer des Vertisols pour les plus anciennes.

c - La troisième différence tient au régime géochimique des sols : alors que le calcium a tendance à s'accumuler sous forme de carbonates dans les paysages indiens où il est exploité pour la production de chaux, il n'est pas signalé au Brésil où nous n'avons pas pu observer de profils carbonatés. Au Brésil en revanche, des problèmes de salinisation, voire d'alcalisation, liés à la présence de sodium sont signalés (Projeto Radambrasil, 1981 ; Jacomine, 1996) dans les Planosols qui occupent certaines parties planes et périodiquement inondées des paysages.

Ces différences, dont l'identification a été rendue possible par des observations de terrain puisque les documents généraux les occultent, ont des implications en termes de contraintes physiques pour le développement agricole. On peut tout d'abord indiquer que, sur le plan de la fertilité chimique des sols, il n'y a pas de différence importante entre les couvertures pédologiques de l'Inde et du Brésil décrites ci-dessus ; les Luvisols chromiques aussi bien que les sols plus minces comme les Cambisols ont tous des réserves minérales importantes et des argiles de haute activité. Ce n'est donc pas autour de cet aspect qu'il faut chercher des contraintes physiques particulières pouvant expliquer le faible développement de l'agriculture brésilienne dans la zone semi-aride du Nordeste. Nous rejoignons sur ce point l'opinion de Leprun (1993), qui considère que les sols de ces terroirs brésiliens ont des propriétés plus favorables que les sols des régions sahéliennes ; nous avons en revanche plus de mal à établir une hiérarchie entre les sols indiens et les sols brésiliens pour les deux zones semi-arides mises en comparaison.

Si l'on envisage le développement de l'irrigation gravitaire en contrebas des *agudes*, il faut disposer de surfaces planes ou les créer. Au Brésil, le modelé

des bas de versants résultant d'une incision des talwegs (10-20 m) est relativement irrégulier et l'alternance de sols minces et d'affleurements n'est guère favorable aux travaux de planage. Plus bas, mais pas de façon systématique, on trouve des Planosols qui présentent une topographie plane mais des problèmes de salinisation / sodisation. Les possibilités de développement de ce type d'irrigation nous paraissent de ce fait limitées. Il existe aussi en Inde des terroirs où l'on retrouve une incision des talwegs du même type et des sols plus minces qu'ailleurs. Ceux-ci sont alors cultivés en pluvial quand les horizons rouges n'ont pas été entièrement décapés, ou sont laissés à l'abandon par les paysans quand les arènes affleurent, et éventuellement traités par les services gouvernementaux qui y conduisent des programmes de reboisement couplés ou non à des techniques de défense et restauration des sols (DRS).

Si l'on envisage de développer un autre type d'irrigation sur des terres situées latéralement par rapport aux *açudes*, et donc sur des topographies plus planes où les affleurements rocheux sont aussi plus rares, il faut alors envisager un moyen d'exhaure.

Au-delà des problèmes de salinisation des sols déjà évoqués, des risques de salinisation de l'eau des *açudes* sont souvent soulignés au Brésil et sont en partie liés aux conditions morphopédologiques locales. Utilisés traditionnellement, les *açudes* connaissent une forte évaporation (de l'ordre de 3000 mm.an^{-1} : Molle 1991, Leprun *et al.*, 1995) conduisant à l'augmentation progressive de la salinité de l'eau résiduelle (Laraque, 1991). Ceci apparaît comme une contrainte supplémentaire à une utilisation pour l'irrigation, mais ce n'est peut être qu'une contrainte apparente et locale : (i) apparente car une irrigation bien conçue utiliserait l'eau à la fin de la saison des pluies, et non pas au creux de la saison sèche, donc à une période où la salinité de l'eau de l'*açude* n'est pas très différente de celle de l'eau de ruissellement et dépend finalement du type de sol dominant dans le bassin versant d'alimentation ; (ii) locale, justement en raison de ce dernier élément, car s'il existe bien des sols libérant des sels dans l'eau qui ruisselle sur les versants nordestins (notamment les solonetz et les planosols d'après Leprun 1988 cité par Molle

1991), ceux-ci ne sont pas généralisés et sont plutôt en position basse et susceptibles d'être irrigués, qu'en position haute au-dessus des retenues. Les eaux qui ruissellent sur les Luvisols chromiques et les Cambisols ont quant à elles une faible salinité. Nous percevons finalement assez mal pourquoi le problème de la salinité de l'eau des *açudes* serait une contrainte importante au Brésil alors que la salinité de l'eau des *tanks* n'est pratiquement jamais évoquée en Inde ; il s'agit plus vraisemblablement de la conséquence de modes de gestion de l'eau différents.

Conditions historiques et limites socio-culturelles d'un transfert technologique

Outre les contraintes physiques, les conditions historiques et socio-culturelles, très différentes en Inde et au Brésil, doivent être analysées dans la perspective du développement d'une agriculture irriguée au Brésil.

En Inde, les traditions hydrauliques remontent à plusieurs milliers d'années, comme en témoignent les épopées traditionnelles ainsi que des textes védiques, bouddhistes ou jains (Pande, 1997), même si la prolifération des *tanks* semble plus récente. Dans son étude des systèmes d'irrigation traditionnels au Karnataka, Barah (1996) fait remonter la construction des premiers *tanks* aux V^e et VI^e siècles et indique qu'ils ont connu leur apogée entre les X^e et XIV^e siècles, puis sous l'empire Vijayanagar (1336-1565). Ils sont construits par des monarques locaux ou des temples (en Inde l'eau a un caractère à la fois sacré et purificateur). Ils ont ensuite perdu de leur importance, semble-t-il tout d'abord à cause des conflits qui ont marqué la période précédant le contrôle de l'Inde par l'administration britannique (fin du XVIII^e), puis ensuite par la faute du système des taxes imposé par cette même administration. Ce déclin s'évalue surtout par la perte de leur capacité de stockage de l'eau suite au comblement du *tank* par les sédiments. Cette sédimentation est normalement contrôlée par des travaux de curage, la boue étant utilisée comme amendement ou pour la fabrication de briques et poteries. Elle peut s'accélérer quand le bassin versant connaît des phases d'érosion suite, par exemple, à la distribution de terres 'forestières' à des paysans sans terre qui y font des cultures

pluviales (Chikkanna, 1997). Un *tank* plus ou moins comblé ne servira plus que comme surface d'infiltration et contribuera au rechargement des nappes, s'il n'est pas aussi en partie cultivé. Dans le même temps, des puits de forage profonds sont creusés et assurent l'irrigation phréatique des cultures, parachevant le déclin du système d'irrigation par stockage des eaux de ruissellement. On peut aussi relier développement et déclin des *tanks* à la densité de population comme le fait Von Oppen (1987) : pour cet auteur le développement des *tanks* nécessiterait une densité minimale de 50-60 hab km⁻², leur déclin s'amorcerait quand celle-ci dépasse 220 hab km⁻². Pour justifier la densité minimale, on peut rappeler que le chantier de construction du barrage, événement unique dans la vie d'un *tank*, peut mobiliser un nombre très important d'ouvriers. Adiceam (1966), citant un texte ancien, indique que 1000 hommes et 100 charrettes furent nécessaires pendant deux ans pour construire le *tank* de Porumamilla. Le système des *tanks*, et les augmentations de production agricole qu'il génère, permet un accroissement corrélatif de la population. Victime de son propre succès, il porterait ainsi en lui les germes de son déclin. Notons qu'il n'y a pas de contradiction entre cette relation avec la densité de population et les causes historiques suggérées par Barah (1996).

Le *tank* implique une organisation sociale forte pour deux aspects essentiels à son bon fonctionnement (Somasekhar Reddy, 1996) : d'une part l'entretien des infrastructures (réservoir, digue, canaux, vannes...) et d'autre part la distribution équitable et efficace de l'eau. La zone irrigable, ou *ayacut*, est ainsi gérée en plusieurs compartiments selon les possibilités d'irrigation une année donnée, chacun des compartiments est alimenté par des vannes situées en des endroits différents de la digue du *tank*. Les décisions concernant le choix des cultures et l'attribution des terres sont prises collégialement. Cette organisation sociale est locale, villageoise, en aucun cas elle n'implique une administration centrale puissante comme les systèmes d'irrigation basés sur l'aménagement des grands fleuves.

Dans le Nordeste brésilien, l'irrigation n'est pas une activité traditionnelle. Molle (1991) signale cependant quelques cas isolés et particuliers de culture irriguée dès la fin du XVIII^e siècle dans la

Chapada Diamantina et dans les contreforts de la Chapada do Araripe, qui jouissent de la présence de petites sources pérennes. Au Brésil, l'idée a surtout commencé à prendre corps à la suite des grandes sécheresses qui ont marqué la fin du XIX^e et le début du XX^e siècle (exemple de l'*açude* Cedro, à Quixadá, avec les vestiges encore visibles du canal d'irrigation datant de la fin du XIX^e 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 montre la civilisation indienne, ne peut probablement se faire sans une organisation sociale suffisamment forte qui puisse permettre l'usage et la distribution rationnelle de cette eau. Molle (1991) soulignait que la structure individualiste de la société *sertaneja* était à l'opposé de la «civilisation du canal», elle est vraisemblablement tout aussi à l'opposé de la «civilisation du *tank*».

À l'absence de tradition hydraulique s'ajoute l'absence d'une tradition agricole bien ancrée. Depuis la colonisation, la région est tournée vers l'élevage extensif même si des mutations importantes sont aujourd'hui perceptibles (Caron, 2006). L'absence de tradition hydro-agricole a d'ailleurs souvent conduit à l'abandon total ou partiel des périmètres irrigués récemment créés autour des grands barrages, au plus grand désarroi des pouvoirs publics, les paysans préférant revenir à leur système agro-pastoral traditionnel centré autour du petit élevage extensif. Initialement construit pour l'alimentation en eau des hommes et des troupeaux, l'*açude* ne résulte pas d'une saturation de l'espace par la population et n'est en aucun cas une réalisation connotée de significations religieuses. Les *açudes* ont néanmoins acquis une importance et une dimension psychologique qui engendrent souvent des réticences à l'idée d'une utilisation plus intensive (Molle, 1991). Enfin, l'agriculture a toujours été perçue dans le Nordeste brésilien comme une activité dépourvue de noblesse, que l'on confiait volontiers à l'indien ou au métis. Ceci à l'opposé des mentalités indiennes,

où l'agriculture a toujours été socialement bien considérée.

Cette interrogation sur l'absence de tradition agraire nous amène à une interrogation plus pratique : est-il possible de gérer une réserve d'eau collinaire en zone semi-aride brésilienne qui servira à l'irrigation – ce qui implique une utilisation assez précoce de l'eau quand elle est abondante, peu salée et vient compléter les pluies – mais qui constituera en outre une réserve pour l'alimentation du bétail pendant la saison sèche, voire en cas de succession d'années sèches ? Cela semble pratiquement impossible car l'utilisation d'une grande partie des réserves d'eau pour l'irrigation combinée à la forte évaporation qui sévit pendant la période sèche conduira à l'assèchement des *açudes*. On met ainsi en évidence une source potentielle de conflit d'intérêts entre les deux usages, à moins d'affecter les réservoirs à des fonctions spécifiques suivant un zonage déterminé.

On doit aussi ajouter que des densités de population trop faibles ne sont *a priori* pas favorables au développement généralisé d'une agriculture irriguée qui nécessite énormément de main d'œuvre. Les concentrations démographiques comprises entre 15 et 30 hab km^{-2} dans le Nordeste semi-aride (Ipece, 2006) sont probablement insuffisantes pour justifier ou susciter ce mode de production.

C'est dans la rigidité de la structure foncière et les inégalités de la structure sociale du Nordeste brésilien qu'il faut cependant rechercher les explications les plus convaincantes aux difficultés d'introduire l'irrigation à partir de l'eau des *açudes* de toute taille. L'idée d'un transfert technologique et la promesse d'une révolution verte *via* le développement d'une agriculture irriguée ne doivent pas occulter le problème majeur que demeure l'accès à l'eau et, au-delà, l'accès à la terre dans le Nordeste. 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 archaïques et inégalitaires. La concentration foncière dans les mains de quelques grands propriétaires a 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* et aux terres potentiellement irrigables qui les entourent.

Pour conclure cette analyse, nous pouvons dire que le *tank* indien est autant un modèle d'organisation sociale qu'une technique, et qu'il est très difficile de dissocier les deux. Quand les conditions sociales changent, et cela a été le cas en Inde avec la colonisation et l'émergence d'un pouvoir central, le déclin du système s'amorce. Des éléments techniques du développement de l'irrigation au Brésil à partir des *açudes* peuvent certainement être discutés à la lumière de ce qui se passe avec les *tanks* indiens, mais un transfert complet paraît peu réaliste sans envisager des bouleversements socio-culturels profonds.

Vers une valorisation élargie de l'eau des *açudes*

Une mise en valeur plus intensive de l'eau des *açudes* est possible sans qu'il soit pour autant nécessaire de faire appel à des logiques de transfert technologique, en particulier des techniques de l'irrigation, contraignantes en matière d'infrastructure (coût des installations et des éventuels travaux de planage, entretien...) et difficiles à intégrer auprès d'une population pour qui l'agriculture irriguée n'est pas une activité traditionnelle. Bien que prioritairement centrée sur l'alimentation en eau, la valorisation de l'eau des *açudes* peut être élargie en intégrant trois types d'utilisation productive autour des retenues.

a – La petite irrigation de complément : elle est à l'échelle des disponibilités en eau, 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 de bas-fond situées sous le niveau du plan d'eau en aval de l'*açude* et peut être aisément complétée par l'eau des puits, ce qui permet d'assurer la sauvegarde des cultures annuelles et la production de fourrages, légumes et fruits durant une partie de la saison sèche. Traditionnellement, les terres situées à l'aval des réservoirs sont parfois plantées d'arbres fruitiers (manguiers, bananiers, cocotiers) ou de fourrages qui bénéficient de l'humidité naturelle des alluvions et surtout de l'infiltration de l'eau de l'*açude*. 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.

b – La pisciculture semi-intensive : l'usage piscicole des réservoirs est un axe de mise en valeur qui a été envisagé depuis longtemps dans le Nordeste (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^e siècle, la pisciculture apparaît aujourd'hui comme un secteur productif émergent dans le Nordeste semi-aride (Lazaro, 2000). Les études montrent que la plupart des réservoirs sont des écosystèmes à 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 du Sertão brésilien.

c – 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 (ex. région du Sertão, dans l'État du Rio Grande do Norte). 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 et 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⁻¹ après 40 à 60 jours seulement (Molle, 1991). La pratique de tels systèmes de décrue, qui ne nécessitent ni investissement, ni consommation d'énergie, est en soi très ancienne et s'observe sur d'autres continents (Barrow, 1999).

Les trois types de valorisation de l'eau des *açudes* évoqués ci-dessus sont déjà pratiqués de manière disparate dans quelques régions du Nordeste semi-aride et ont partout montré leur succès. Ces systèmes de production sont certainement généralisables autour des petits *açudes* multi-usages et auprès des agriculteurs familiaux du Sertão avec des possibilités extensibles d'adaptations locales. 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 Nordeste semi-aride et de ses multiples réservoirs.

Plus originale peut être, et plus audacieuse sûrement, est l'idée de se référer encore une fois au modèle indien, mais pour passer directement à la phase qui suit le déclin des *tanks*, quand ceux-ci se comblent et que les puits individuels se développent. Il faudrait alors favoriser l'infiltration des eaux de ruissellement pour la recharge des nappes. L'*açude* peut bien sûr y contribuer, mais il faudrait multiplier les digues d'infiltration, puis favoriser la création de puits, système individuel peut-être mieux adapté à la société nordestine que celui du *tank* indien – certains puits pouvant être réservés à l'alimentation des hommes et des troupeaux.

Conclusion

Au terme de cette analyse, deux points nous semblent devoir être soulignés. Le premier tient à la confiance que l'on peut, ou doit, attribuer aux documents cartographiques disponibles pour

mener des études comparatives. Nous avons ainsi montré les insuffisances de la carte pédologique brésilienne : ces limites ne sont pas dues à une quelconque incompétence de ses auteurs, mais à un

enchaînement de faits (rédaction initiale utilisant un système taxonomique local, conversion de la légende dans un système international n'utilisant pas les mêmes critères de classification, puis réédition de la carte sans revoir ses insuffisances) qui n'est pas facilement appréhendable. Cette remise en cause doit être comprise comme une incitation à la prudence et constitue une mise en garde face aux conclusions hâtives qui ressortent d'études de géographie comparative fondées sur des critères physiques, notamment pédologiques, insuffisamment étudiés (Gunnell, 1997). Le second point est lié à l'importance de la prise en considération des conditions socio-économiques dans les transferts technologiques : on y pense quand il s'agit de transférer une technique de pays

dits 'développés' vers des pays dits 'en voie de développement', mais c'est tout aussi fondamental entre deux pays 'émergents'.

Finalement, devant les difficultés persistantes à transposer l'agriculture irriguée autour des *açudes* brésiliens, l'agriculture pluviale reste adaptée à beaucoup d'espaces impropres à l'irrigation (Cavaille, 1989). Des cultures résistantes à la sécheresse, comme le cactus inerme fourrager, utilisé comme aliment de disette pour le bétail (Le Houérou, 2006), constituent aussi des alternatives au développement agricole durable dans une région semi-aride de tradition d'élevage. Enfin le creusement de puits, associé à des dispositifs visant à favoriser l'infiltration des eaux de pluies tels que les *açudes* eux-mêmes, nous semble être une solution à explorer.

Bibliographie

- ADICEAM E. 1966 – *La géographie de l'irrigation dans le Tamilnad*. EFEO (hors série), Paris, 522 p.
- Anonyme, 1997 – From community control to state supremacy. The rise and fall of water harvesting. In : A. Agarwal & S. Narain (eds.) : *Dying wisdom: rise, fall and potential of India's traditional water harvesting systems*, State of India's environment n°4, a citizens' report, Centre for Science and Environment, New Delhi, pp. 269-311.
- BARAH B.C., 1996 – Traditionnal water harvesting systems in India. In : B.C. Barah (ed.) : *Traditional water harvesting systems: an ecological economic appraisal*, New Age International Publishers, New Delhi, pp. 3-68.
- BARROW C.J., 1999 – *Alternative irrigation: the promise of runoff agriculture*. Earthscan, Londres, 172 p.
- BÉTARD F., 2007 – *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 de Doctorat, Université de Paris-Sorbonne, 442 p.
- BOURGEON G., 1987 – Les "sols rouges" des régions semi-arides du Sud de l'Inde. II – Potentialités, rôle dans les systèmes agraires. *L'Agronomie Tropicale*, 42(3), pp. 165-170.
- 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.
- BROWN M.E., FUNK C.C., 2008 – Food security under climate change. *Science*, 319, pp. 580-581.
- CARON P., 2006 – Elevage et semi-aride brésilien : immobilisme proclamé et mutations intenses. *Sécheresse*, 17(1-2), pp. 288-294.
- CAVAILLE 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, Sabel africain*. Ed. EST-IHEAL/Samuel Tastet, Paris, pp. 303-307.
- CHIKKANNA R., 1997 – Glimmers of hope. In : A. Agarwal & S. Narain (eds.) : *Dying wisdom: rise, fall and potential of India's traditional water harvesting systems*, State of India's environment n°4, a citizens' report, Centre for Science and Environment, New Delhi, pp. 321-323.
- DANTAS ANTONINO C.D., AUDRY P., 2002 – Le fonctionnement hydro-salin du système de vazante en zone semi-aride dans le Nordeste brésilien. *Sécheresse*, 13(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.
- DELEURY G., 1991 – *Les Indes florissantes*. Coll. Bouquins, Robert Laffont. 1064 p.
- 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*, VIII(2), pp. 17-30.
- FAO, 1974 – *Carte mondiale des sols au 1 : 5 000 000^e*. Unesco, Paris.
- FAO, 2006 – *World Reference Base for Soil Resources. A framework for international classification, correlation and communication*. World Soil Resources Report, 103, 128 p.

- GOUROU P., 1991 – *L'Afrique tropicale, nain ou géant agricole ?* Flammarion, Paris, 229 p.
- GUNNELL Y., 1997 – Comparative regional geography in India and West Africa. Soils, landforms and economic theory in agricultural development strategies. *The Geographical Journal*, 163(1), pp. 38-46.
- 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.
- HASTENRATH S., 2006 – Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. *Progress in Oceanography*, vol. 70, 2-4, pp. 407-415.
- IPECE, 2006 – *Anuário estatístico do Estado do Ceará*. (accessible sur www.ipece.ce.gov.br).
- JACOMINE P.K.T., 1996 – Solos sob caatinga: características e uso agrícola. In : V.H. Alvarez, L.E.F. Fontes, M.P.F. Fontes (eds) : *O solo nos grandes domínios morfodimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado*. SBCE/UFV, Viçosa, pp. 95-111.
- 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.
- 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).
- LEHOUÉROU 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.
- 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(4), pp. 257-284.
- 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., 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.
- MOLLE F., 1991 – *Caractéristiques et potentialités des « açudes » du Nordeste brésilien*. Thèse Sci., Univ. Montpellier II, 380 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.
- MORGAN W.T.W., 1988 – Tamilnad and Eastern Tanzania: comparative regional geography and the historical development process. *The Geographical Journal*, 154(1), pp. 69-86.
- MUKUDAN T.M., 1997 – The ery systems of South India. In : B.C. Barah (ed.) : *Traditional water harvesting systems: an ecological economic appraisal*, New Age International Publishers, New Delhi, pp. 71-100.
- PANDE B.M., 1997 – Traditional water harvesting, a multi-millennial mission. In : A. Agarwal & S. Narain (eds.) : *Dying wisdom: rise, fall and potential of India's traditional water harvesting systems*; State of India's environment n°4, a citizens' report, Centre for Science and Environment, New Delhi, pp. 11-23.
- PROJETO RADAMBRASIL, 1981 – *Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal*. Ministério das Minas e Energia-MME, Rio de Janeiro, 740 p.
- 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(4), pp. 274-283.
- SADHALE N., 2006 – Water harvesting and conservation in ancient agricultural texts. *Asian Agri-History*, 10, pp. 105-120.
- SEHGAL J.L., MANDAL D.K., MANDAL C., VADIVELU S., 1990 – *Agro-ecological regions of India*. NBSS publication n°24, NBSS, Nagpur, 130 p + 1 carte.
- SiBCS, 2005 – *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2ª edição, EMBRAPA, Rio de Janeiro, 360 p.
- SINGH N., MULYE S.S., PANT G.B., 1992 – Some features of the arid area variations over India: 1871-1984. *Pure and Applied Geophysics*, 138, pp. 135-50.
- SINGH N., SONTAKKE N.A., 1999 – On the variability and prediction of rainfall in the post-monsoon season over India. *International Journal of Climatology*, 19, pp. 309-39.
- SOMASEKHAR REDDY S.T., 1996 – Water management in areas irrigated by tanks. In : B.C. Barah (ed.) : *Traditional water harvesting systems: an ecological economic appraisal*. New Age International Publishers, New Delhi, pp. 223-235.
- SWAMINATHAN M.S., 2007 – Can science and technology feed the world in 2025? *Field Crops Research*, 104, pp. 3-9.
- VON OPPEN M., 1987 – Tank irrigation in Southern India: Adapting a traditional technology to modern socioeconomic conditions. In : *Alfisols in the semi-arid tropics: Proceedings of a consultants' workshop on the art and management alternatives for optimizing the productivity of SAT Alfisols and related soils*, 1-3 december 1983, ICRISAT Center, India, Patancheru, India, pp. 89-93.

[9] BÉTARD F. (2011) – De la gestion traditionnelle des terres à la gestion agroécologique des sols dans le Sertão brésilien : la clé d'un développement agricole durable ? *Norois*, 218(1), pp. 57-71.

Alors que l'approche morphopédologique développée dans la thèse avait une forte visée de recherche *fondamentale* [7], l'après-thèse a été l'occasion pour moi de développer des questionnements de recherche *applicable* dans le prolongement de mes travaux doctoraux, et d'explorer de nouveaux champs thématiques situés en aval de la morphopédologie, comme celui de l'agroécologie. Toutefois, il me paraissait important de continuer à appuyer mon raisonnement à partir de l'acquisition de données primaires, celles issues des analyses pédologiques réalisées pendant ma thèse, évitant ainsi de « discourir » vaguement sur la gestion des sols et les pratiques agroécologiques. Dans le choix de l'approche qui a été la mienne, évaluer le potentiel agroécologique des sols passait d'abord par une évaluation des potentialités des sols en termes de fertilité (chimique, physique, biologique, hydrique), avant d'envisager les stratégies de gestion durable des sols adaptables au contexte socio-écologique du Sertão brésilien.

Contrairement (ou complémentirement) à l'article qui précède [8], ce papier invite à s'interroger sur les alternatives de développement agricole durable hors irrigation, dont l'échec tient aussi au fait qu'elle n'a jamais constitué une activité traditionnelle dans le Nordeste. Parmi les modèles de développement alternatif capables de réconcilier les systèmes de production agricole traditionnels avec une meilleure gestion des ressources renouvelables, l'agroécologie constitue un nouveau champ de recherche scientifique et d'expérimentation technique méritant une attention particulière, singulièrement dans les pays émergents ou en développement. Dans ce vaste objectif d'associer le développement agricole à la protection de l'environnement, qui constitue le fondement même de l'agroécologie, le sol apparaît comme l'un des éléments-clé des agroécosystèmes et du développement des pratiques agroécologiques, fait trop rarement souligné. En effet, les systèmes de cultures durables ne peuvent se concevoir sans gestion conservatoire de la fertilité du sol, à condition que le sol lui-même soit au départ fertile.

Les résultats de l'étude montrent que les Luvisols et les Cambisols de la zone semi-aride du Sertão, qui constituent la couverture pédologique dominante, présentent une fertilité chimique élevée, surtout lorsqu'on la compare à celle d'autres sols tropicaux, comme les Lixisols de l'Afrique de l'Ouest à climat similaire. Ce premier constat positif ne s'arrête pas à la richesse chimique du sol, puisque les effets d'une mise en culture semblent bénéficier globalement d'un diagnostic favorable pour le maintien de la fertilité du sol dans son ensemble (propriétés biophysiques, potentiel hydrique). Ces conditions initiales de bonne fertilité du sol invitent alors à discuter des pratiques agroécologiques envisageables dans le contexte socio-culturel du Sertão brésilien, en se basant sur un certain nombre d'expériences passées en matière d'agroécologie dans la région Nordeste (principalement autour de la gestion de l'eau et de la biomasse). Les défis et obstacles à une gestion agroécologique des sols sont finalement exposés, visant à dépasser la vision purement techniciste souvent décriée dans les études agroécologiques.

Norois, n° 218, 2011/1, p. 57-71

**DE LA GESTION TRADITIONNELLE DES TERRES
À LA GESTION AGROÉCOLOGIQUE DES SOLS DANS LE SERTÃO BRÉSILIEN :
LA CLÉ D'UN DÉVELOPPEMENT AGRICOLE DURABLE ?**

FRANÇOIS BÉTARD

PRODIG UMR CNRS 8586

(université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité),
5 rue Thomas-Mann – 75 205 PARIS cedex 13, France
francois.betard@univ-paris-diderot.fr

RÉSUMÉ

Dans le Nordeste brésilien semi-aride, le système agro-pastoral traditionnel repose depuis la colonisation du Sertão sur l'association élevage extensif/agriculture pluviale, même si des mutations importantes sont aujourd'hui perceptibles. Les pratiques et stratégies de gestion des terres sont restées peu développées et ont été principalement conçues pour faire face, tant bien que mal, à l'instabilité climatique et au problème majeur de la sécheresse qui sévit périodiquement dans le Nordeste. Après une présentation des pratiques actuelles de gestion traditionnelle des terres dans le Sertão brésilien, l'article propose une évaluation du potentiel agroécologique des sols de la zone semi-aride en se basant essentiellement sur des critères agronomiques. Les résultats des analyses pédologiques montrent que les sols du Sertão semi-aride présentent globalement des réserves minérales importantes, des argiles de haute activité et des teneurs élevées en bases échangeables, auxquelles s'ajoutent de bonnes propriétés physiques. De telles conditions initiales de bonne fertilité permettent d'envisager le développement de pratiques agroécologiques de gestion du sol dans une optique de développement agricole durable, à condition de tenir compte des particularités socio-territoriales régionales et locales, et de valoriser les savoir-faire traditionnels des agriculteurs familiaux susceptibles de bénéficier des innovations techniques proposées.

MOTS CLÉ : gestion des sols – élevage – agriculture pluviale – potentialités des sols – agroécologie – zone semi-aride – Nordeste brésilien

ABSTRACT

From traditional land management to agro-ecological soil management in the semi-arid Brazilian Northeast : the key of a sustainable agricultural development?

In semiarid Northeast Brazil (or "Sertão"), traditional farming is based on agropastoral systems combining livestock husbandry and rain fed agriculture (corn, beans and manioc), even if significant changes are nowadays visible. The conservation practices and strategies to combat soil erosion, preserve soil fertility or save rainwater have remained undeveloped. All strategies observed in traditional land management were primarily conducted to attenuate the effects of climatic variability and severe droughts, which periodically affect the semiarid region of Northeast Brazil (e.g. construction of land dams, production of forage cactus, in order to guarantee cattle drinking and feeding during dry periods). After a presentation of current practices of traditional land management in the Brazilian Sertão,

this paper proposes an assessment of the agroecological potential of the semi-arid soils, mainly based on agronomic criteria. The results of soil analyses show that the Luvisols and Cambisols globally have significant mineral reserves, high-activity-clays and high levels of exchangeable bases, coupled with good physical properties. Such conditions of high natural fertility allow envisaging the development of agroecological soil management practices in a perspective of sustainable agricultural development, with the condition to take into consideration the socio-territorial peculiarities, and to enhance traditional abilities of smallholders who are likely to benefit from the technical innovations.

KEY WORDS : soil management – livestock husbandry – rain fed agriculture – soil fertility – agroecology – semiarid tropics – Northeast Brazil.

Commu pour les crises de sécheresse (*secas*) qui affectent périodiquement son régime climatique à saisons sèche et humide alternées, le Nordeste brésilien oppose schématiquement un intérieur semi-aride (le Sertão) à une frange côtière plus humide (fig. 1). Au-delà des conditions climatiques difficiles qui règnent dans le Sertão, le faible niveau de vie qui caractérise encore aujourd'hui sa population rurale est intimement lié au système latifundiaire hérité du colonialisme, malgré l'émergence socio-économique de l'État brésilien et les récentes politiques volontaristes et sociales en faveur du Nordeste (accès au crédit, *bolsa família*...). Étroitement lié à l'histoire de la colonisation (Sabourin et Caron, 2001), le système agro-pastoral traditionnel du Sertão repose majoritairement sur la pratique d'un élevage extensif associé à une agriculture de subsistance non itinérante et, encore aujourd'hui, peu mécanisée. L'absence quasi-généralisée de gestion conservatoire du sol, alliée à la récurrence des sécheresses prolongées, explique notamment la faiblesse des rendements agricoles et les difficultés d'intensifier les systèmes de production vivriers. À l'heure où le spectre des pénuries alimentaires revient au premier plan de l'actualité (Swaminathan, 2007 ; Brown et Funk, 2008) et face à l'accroissement démographique que connaît le Nordeste brésilien depuis environ deux décennies, les pratiques traditionnelles de gestion des terres ne seront bientôt plus en mesure d'assurer la sécurité alimentaire des populations du Sertão, d'ailleurs encore partiellement concernées par la malnutrition chronique (Dantas, 2008). En parallèle, l'augmentation des cheptels sur les parcours est susceptible de rompre l'équilibre écologique de la *caatinga* et des sols, et d'accentuer le phénomène de désertification déjà amorcé localement (Andrieu et Tonneau, 2007). Dans un tel contexte en prise directe avec la mondialisation, la question d'un développement agricole durable soulève de nombreuses inquiétudes, surtout après les échecs retentissants de l'introduction de l'agriculture irriguée auprès des petits agriculteurs familiaux au cours des dernières décennies (exclusion sociale, endettement, salinisation des sols et des eaux, etc. : Durousset et Cohen, 2000). L'article invite ici à s'interroger sur les alternatives de développement agricole durable hors irrigation, dont l'échec tient aussi au fait qu'elle n'a jamais constitué une activité traditionnelle dans le Nordeste (Molle, 1991 ; Bétard *et al.*, 2011). Parmi les modèles de développement alternatif capables de réconcilier les systèmes de production agricole traditionnels avec une meilleure gestion des ressources renouvelables, l'agroécologie constitue un nouveau champ de recherche scientifique et d'expérimentation technique méritant une attention particulière, singulièrement dans les pays émergents ou en développement (Altieri, 2002 ; Uphoff, 2002 ; Wezel *et al.*, 2009). Dans ce vaste objectif d'associer le développement agricole à la protection de l'environnement, qui constitue le fondement même de l'agroécologie, le sol apparaît comme l'un des éléments-clé des agroécosystèmes et du développement des pratiques agroécologiques (Bulgakov, 2002). En effet, les systèmes de cultures durables ne peuvent se concevoir sans gestion conservatoire de la fertilité du sol, à condition que le sol lui-même soit au départ fertile. Cela suppose d'avoir une meilleure connaissance des sols eux-mêmes et de leur fertilité, avant d'envisager les stratégies de gestion durable des terres adaptables au contexte écologique et socio-territorial du Sertão brésilien.

Après une présentation des pratiques traditionnelles de gestion des terres dans le Sertão, l'article propose donc une évaluation du potentiel agroécologique des sols de la zone semi-aride en se basant essentiellement sur des critères agronomiques. En tenant compte du succès et des limites des expériences agroécologiques passées autour de la gestion de l'eau et de la biomasse menées par ailleurs dans le Nordeste, la discussion porte sur des propositions de gestion agroécologique du sol visant à intensifier (au sens écologique; Griffon, 2010) les systèmes de production traditionnels en s'appuyant sur une meilleure gestion et valorisation du patrimoine pédologique.

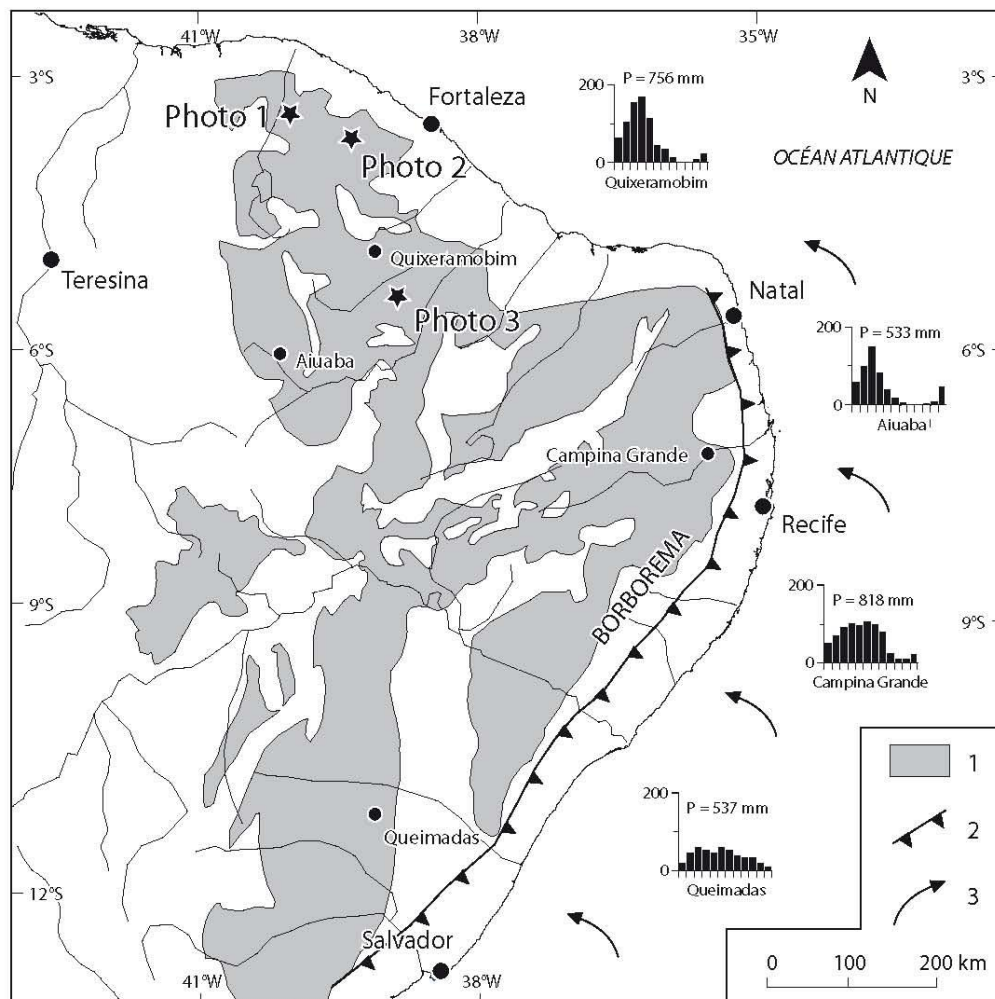


Figure 1 : Situation géographique du Sertão dans le Nord-Est du Brésil : répartition des sols rouges à caractères fersiallitiques (Luvisols) et diagrammes pluviométriques pour quelques stations de la zone semi-aride
1 : Luvisols dominants (FAO, 1974); 2 : principale barrière montagneuse; 3 : flux des alizés d'est. Les étoiles localisent les photos 1, 2 et 3.

Situation map of Sertão in northeastern Brazil: geographic distribution of typical red fersiallitic soils (Luvisols) and some rainfall diagrams for the semiarid area
1: Luvisols dominant (FAO, 1974); 2: main orographic barrier; 3: pattern of easterlies. Stars locate photos 1, 2 and 3.

Gestion traditionnelle des terres dans le Sertão brésilien

ÉLEVAGE EXTENSIF ET GESTION TRADITIONNELLE DES TERRES DE PARCOURS

Depuis la colonisation, la région est tournée vers l'élevage extensif, même si des mutations importantes sont aujourd'hui perceptibles (Caron, 2006). L'élevage bovin extensif est en effet intimement lié au processus de colonisation du Sertão à partir du XVIII^e siècle, à sa disponibilité en grands espaces, et à la nécessité de couvrir les besoins en viande des villes de la bande côtière, alors spécialisée dans les plantations de canne à sucre. Aujourd'hui, les terres de parcours pour les troupeaux, regroupant bovins et caprins, sont toutes privativement appropriées et clôturées à quelque 95 % (Le Houérou, 2006). Contrairement aux régions à climat similaire de l'Afrique sahélienne, le pastoralisme est établi depuis l'origine sur le mode sédentaire, en raison des structures latifundiaires qui limitent ou interdisent la culture itinérante sur brûlis tant pratiquée en Afrique sèche (Leprun, 1985). Le mode de gestion dominant des terres de parcours demeure le parcours libre, le pâturage s'appuyant sur les ressources biologiques de la *caatinga*, formation végétale xérophile et caducifoliée typique du Sertão (photo 1). De manière générale, les parcours sont pauvres en espèces palatables. La strate herbacée graminéenne, souvent rare ou insignifiante, peut cependant croître brutalement certaines années de pluviosité élevée, ce qui constitue alors une aubaine pour l'engraissement du bétail et permet la constitution d'une réserve fourragère en prévision des années de sécheresse.



Photo 1 : Aperçu de la *caatinga* au milieu de la saison sèche dans le nord-ouest de l'État du Ceará. À l'arrière-plan, l'imposant relief résiduel de la Serra da Barriga, au-dessus de la plaine semi-aride du Sertão. Photo : F. Bétard, juillet 2005.

Overview of the "caatinga" vegetation in the middle of the dry season in the north-west of Ceará. In the background, the residual relief of the Serra da Barriga, above the "Sertão" plain with semiarid climate. Photo: F. Bétard, July 2005.

Les stratégies de gestion des terres de parcours ont été avant tout conçues pour faire face à ces périodes difficiles de sécheresse, parfois longues de plusieurs années : les aménagements sont cependant minimes et concernent en général, outre l'installation des clôtures, la création ou l'entretien de points d'abreuvement. À cet effet, les habitants du Sertão ont construit, depuis près de deux siècles, des petits barrages collinaires, appelés *açudes*, dont le nombre est estimé à plus de 70 000 dans l'ensemble du Sertão (Molle, 1991 ; Bétard *et al.*, sous presse). La multiplication

de ces réservoirs assure normalement l'alimentation en eau des hommes et des troupeaux durant la saison sèche, mais les plus petits *açudes* s'assèchent inévitablement chaque année. Afin d'assurer aussi l'alimentation du bétail pendant les périodes de *secas*, l'une des stratégies anti-sécheresse les plus communes repose sur des plantations de cactus inermes fourragers, initialement importés du Mexique et aujourd'hui largement répandus dans le Nordeste (Le Houérou, 2006). Cependant, ces cactus fourragers, comme le figuier de barbarie ou « cactus raquette » (*Opuntia ficus-indica*), constituent seulement un aliment de disette pour le bétail, en raison de leur faible valeur nutritive.

Dans la vaste étendue de la *caatinga*, la charge animale des parcours est globalement faible (de l'ordre d'un bovin pour quinze hectares en moyenne selon P. Caron, 2006), même si la tendance à long terme est clairement à l'augmentation du cheptel. Cette charge animale est loin d'être égale sur l'ensemble du territoire semi-aride et dépend de la densité de la structure foncière et des clôtures. L'accroissement de la population rurale et la crise cotonnière des années 1980 ont grandement favorisé le développement récent de l'élevage et entraîné une pression croissante sur les ressources naturelles (eau, sol et végétation). Cette pression localement accentuée, principalement liée au surpâturage, a engendré des conséquences environnementales néfastes : baisse de la fertilité du sol, perte de biomasse et de biodiversité et apparition corrélative du phénomène de désertification. Ce phénomène s'observe depuis plusieurs années déjà, comme dans la région d'Irauçuba, l'une des plus sévèrement touchées par la dégradation des terres dans l'État du Ceará (photo 2). À l'échelle du Sertão, la *caatinga* aurait ainsi perdu, depuis une dizaine d'années, plus de 30 % de sa couverture originale (Andrieu et Tonneau, 2007). Il faut dire que le mode de gestion traditionnel de la *caatinga* ne repose pas uniquement sur le pâturage extensif. L'exploitation sylvicole, pour le bois d'œuvre, le bois de chauffe et surtout la production de charbon de bois, est une pratique courante dans le Sertão brésilien. Les déboisements abusifs pour l'exploitation du



Photo 2 : Processus de désertification dans la région d'Irauçuba, dans le nord de l'État du Ceará
La *caatinga* a laissé place à de grandes étendues de sols nus, conséquence directe du surpâturage par le bétail. À l'arrière-plan, l'escarpement montagneux du massif granitique d'Uruburetama. Photo : F. Bétard, juillet 2005.

Desertification processes in the Irauçuba region, in northern Ceará
"Caatinga" was replaced by a wide area of bare soils as a direct consequence of livestock overgrazing. In the background, the mountainous escarpment limiting the granitic Uruburetama massif. Photo : F. Bétard, July 2005.

bois ont aussi leurs conséquences sur les sols : appauvrissement en matière organique (déjà peu abondante), exagération des contrastes hydriques saisonniers à l'échelle du profil pédologique, sensibilité des horizons superficiels à l'érosion hydrique.

Dans les systèmes d'élevage développés plus récemment (Caron, 2006), une déforestation « contrôlée » est pratiquée par les éleveurs pour l'installation de pâturages semés, souvent à base de « capim buffel » (*Cenchrus ciliaris*). Ces prairies artificielles de graminées vivaces sont cultivées en pluvial, et la surface pastorale d'un même éleveur est souvent divisée en plusieurs parcelles clôturées, permettant ainsi une gestion des ressources plus souple et plus flexible que sur les parcours libres de la *caatinga*.

AGRICULTURE PLUVIALE ET PRATIQUES CULTURALES TRADITIONNELLES

Dans le Sertão brésilien, l'éleveur est en même temps agriculteur, bien que les superficies cultivées soient spatialement moins étendues que les terres de parcours de la *caatinga* (moins de 10 % de l'ensemble de la région semi-aride sont cultivées). Cela se résume en effet le plus souvent à une agriculture pluviale de subsistance, depuis l'abandon total de la cotoniculture à la fin des années 1980.

Malgré l'exposition aux aléas climatiques et aux crises de sécheresse qui compromettent régulièrement les récoltes, l'agriculture pluviale constitue encore le système de culture dominant dans la région semi-aride du Nordeste, dont la pluviométrie moyenne oscille entre 400 et 800 mm/an. Ce n'est pas tant la faible quantité de précipitations que leur mauvaise distribution au cours de l'année – voire sur plusieurs années – qui expliquent la fragilité du système d'agriculture pluviale dans le Nordeste brésilien. Les calendriers agricoles sont donc étroitement calqués sur les calendriers des pluies, qui présentent deux régimes pluviométriques différents : (1) celui du Sertão septentrional, déterminé par le déplacement annuel de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), est clairement unimodal, avec un seul pic de saison des pluies centré sur les mois de mars-avril (stations de Quixeramobim et Aiuaba : fig. 1); (2) celui du Sertão méridional (ou Sertão bahianais) et de l'Agreste, influencé par les alizés d'est et par des perturbations complexes en provenance du sud et de l'ouest, est parfois bimodal, voire sans mode véritable, avec des pluies généralement mieux réparties sur l'année (stations de Queimadas et de Campina Grande).

Traditionnellement, les cultures pluviales associent le maïs (*Zea mays*), le haricot rouge (*Vigna sinensis*) et/ou le manioc (*Manihot esculenta* et *Manihot dulcis*). Dans le Sertão, l'association des cultures est plus une stratégie de gestion du risque climatique qu'une technique agronomique de gestion de la fertilité. C'est une façon de diversifier les productions agricoles en limitant le risque de l'échec cultural total en cas de mauvaise année météorologique. Dans le cas de l'association haricot-maïs, qui est la plus fréquente (photo 3), deux systèmes de préparation du sol sont généralement observés (Sabourin et Trier, 2001) : (1) le *toco*, caractérisé par une défriche initiale par brûlis, un semis sans labour et la pratique de la jachère sur quelques mois à plusieurs années; les souches des arbres (appelées *tocos*) restent *in situ* après la défriche-brûlis; (2) le *campo*, qui concerne normalement les terres les plus fertiles qui sont cultivées en continu après un labour au tracteur, lorsque l'agriculteur en a les moyens. Dans un cas comme dans l'autre, le semis est réalisé à la main, précocement, soit immédiatement après les premières pluies, souvent dans le sens de la plus grande pente. En réalité, contrairement à de nombreuses civilisations agraires du continent sud-américain et des tropiques semi-arides, les populations rurales du Sertão brésilien n'ont pratiquement pas développé de stratégies de gestion conservatoire de la fertilité des sols, que ce soit par l'apport d'engrais artificiels ou naturels (par exemple : épandages de lisiers et fumiers, alors que l'élevage est omniprésent), pour limiter l'érosion des sols, ou pour améliorer l'infiltration et la rétention des eaux de pluie sur les parcelles cultivées. Dans ces conditions, auxquels s'ajoutent des déficits hydriques prolongés dus au climat semi-aride à forte variation pluviométrique annuelle et interannuelle, les systèmes de cultures ne sont pas en mesure de produire des rendements agricoles élevés sur plusieurs années, quand ce ne sont pas les récoltes dans leur totalité

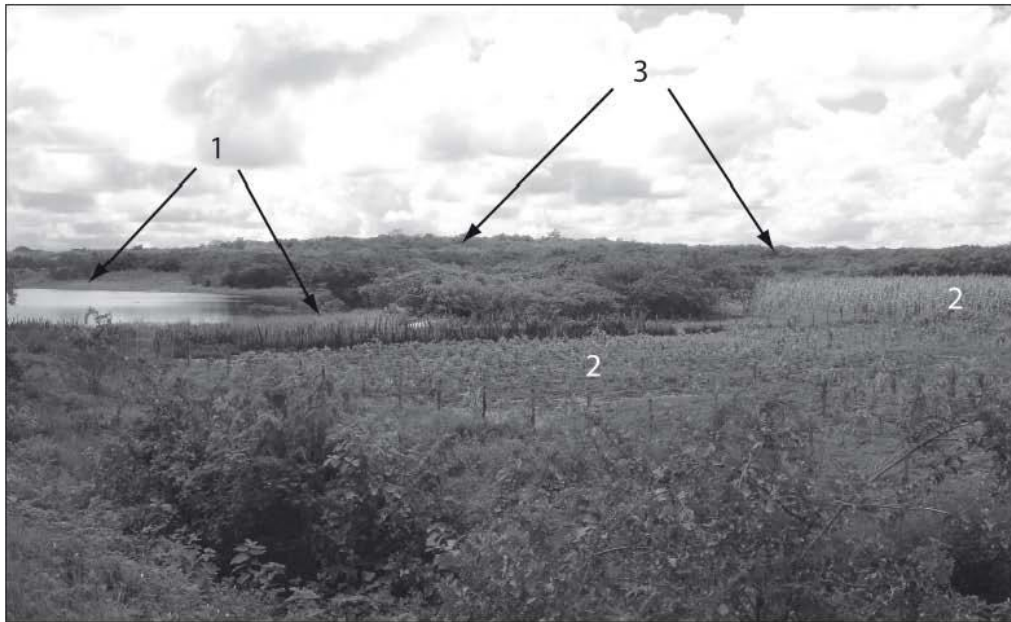


Photo 3 : Organisation typique des terroirs autour d'un açude dans le Sertão semi-aride (Ceará central)
 1 : cultures de décrue (plantes fourragères) sur les marges périodiquement inondées du réservoir ; 2 : cultures pluviales (association haricot/maïs) sur les versants à sols bruns (Cambisols) situés au-dessus du niveau maximal du plan d'eau ; 3 : *caatinga* arbustive, domaine de parcours pour le bétail, sur le haut des interfluves à sols rouges (Luvissols). Photo : F. Bétard, mai 2006.

Typical land system units around a small dam ("açude") in semiarid "Sertão" (central Ceará)

1: recession crops (forage plants) on periodically flooded lands bordering the reservoir; **2:** rain-fed crops (corn-bean intercropping) on slopes covered with shallow brown soils (Cambisols) above the maximum level of water body; **3:** shrubby "caatinga", which is the domain of rangelands for livestock, on the top of interfluves covered with red soils (Luvissols). Photo: F. Bétard, May 2006.

qui sont menacées. Dans certains cas plus isolés, une petite irrigation gravitaire de complément (ou irrigation de « sauvetage ») permet d'assurer le cycle complet des cultures pluviales par des appoints d'eau en année sèche, mais cette technique reste peu employée.

Le système pluvial, largement dominant en surfaces cultivées, est localement complété par des cultures de bas-fond (appelées cultures de *sítio*) et des cultures de décrue (appelées cultures de *vazante*), qui constituent aussi des pratiques traditionnelles marquantes dans plusieurs régions du Nordeste. En revanche, il doit être signalé que la pratique de l'irrigation, qui s'est surtout développée au cours des deux dernières décennies, n'a jamais constitué une activité traditionnelle dans le Nordeste, malgré le formidable potentiel que représentent les 70 000 açudes qui parsèment la région semi-aride (Molle, 1991 ; Bétard *et al.*, sous presse). Les rares enclaves de modernisation agricole, basées sur le modèle technique de l'irrigation par motopompe autour des grands açudes, sont encore loin d'occulter la place vouée au *dry farming* dans les systèmes d'agriculture du Sertão brésilien. L'absence de tradition hydro-agricole a d'ailleurs souvent conduit à l'abandon total ou partiel des périmètres irrigués récemment créés autour des grands barrages, au plus grand désarroi des pouvoirs publics, les paysans préférant revenir à leur système agro-pastoral traditionnel centré autour du petit élevage extensif et des cultures pluviales de subsistance.

Évaluation du potentiel agroécologique des sols du Sertão brésilien

Nous examinons ici le potentiel agroécologique des sols du Sertão brésilien, dans l'optique d'une intensification durable des systèmes de production traditionnels de l'agriculture pluviale nordestine. Cela passe d'abord par une évaluation des potentialités des sols en termes de fertilité (Bulgakov, 2002), avant d'envisager les stratégies de gestion durable des sols adaptables au contexte socio-écologique du Sertão brésilien.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

L'évaluation du potentiel agroécologique des sols du Sertão brésilien passe d'abord par l'analyse de la répartition de sa couverture pédologique, notamment dans ses relations avec la géomorphologie. Dans le Nordeste semi-aride à substratum majoritairement cristallin, la couverture pédologique dominante est constituée par des sols rouges à caractères fersiallitiques (Bétard, 2007), classés comme Luvisols (IUSS Working Group, 2006). Ces derniers sont des sols évolués qui occupent des lanières disjointes en situation de sommet plat d'interfluve, donc en position relativement préservée de l'érosion. À côté de ces sols évolués, on trouve aussi d'importantes superficies de Cambisols qui correspondent à des sols brunifiés et peu évolués, généralement localisés sur les versants et dans les zones d'entaille récente (Bétard, 2007). Les points bas de la topographie (axes de drainage) sont le domaine des Planosols et des Fluvisols dont les superficies sont beaucoup plus restreintes. Par leur situation topographique et leurs caractéristiques de répartition, les Luvisols et les Cambisols, qui sont le support actuel de la plupart des cultures pluviales dans le Sertão, constitueront ensemble la couverture pédologique de référence pour l'évaluation des potentialités des sols de la zone semi-aride.

Évaluer le potentiel agroécologique des sols nécessite ensuite de prendre en considération l'ensemble des propriétés du solum (Bulgakov, 2002). Il est ainsi possible de distinguer une « fertilité chimique » (capacité d'échange, teneur en bases échangeables...), une « fertilité physique » (stabilité de la structure, porosité...), une « fertilité biologique » (dynamique de la matière organique et activité de la microfaune du sol) et 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 (Duchaufour, 2001). Grâce aux résultats d'une étude morphopédologique réalisée récemment dans le nord-est brésilien (Bétard, 2007), nous disposons aujourd'hui d'un meilleur aperçu de la fertilité des sols du Sertão semi-aride et, plus généralement, des potentialités globales du milieu. L'ensemble des méthodes et techniques de terrain et de laboratoire utilisées pour la sélection et caractérisation analytique des profils pédologiques a été présenté en détail par F. Bétard (2007). Les résultats d'analyses de sols ont été complétés par les données pédologiques et agronomiques issues des travaux de J.-C. Leprun (1985, 1994).

RÉSULTATS

Pour évaluer la richesse chimique des sols, G. Pédro (1982) puis G. Bourgeon et Y. Gunnell (1998) proposent de prendre en compte trois groupes essentiels de caractéristiques découlant directement de la genèse des sols : (1) la réserve minérale (présence ou non de minéraux primaires pas ou peu altérés) ; (2) la nature des minéraux argileux néoformés et leurs propriétés d'échange ; enfin (3) la nature des cations échangeables. Les résultats d'analyses de sols effectués sur deux profils représentatifs de la couverture pédologique dominante du Sertão semi-aride (Luvisols et Cambisols) nous donnent un bon aperçu de sa fertilité chimique, si l'on s'en tient aux trois critères énumérés ci-dessus. L'examen des résultats et des données montre que :

- la réserve minérale des Luvisols et des Cambisols est globalement importante, surtout lorsqu'on la compare à celle d'autres sols tropicaux, comme les Lixisols largement répandus en

Afrique semi-aride et pauvres en minéraux altérables (Leprun, 1994). Les observations de terrain, couplées aux analyses micromorphologiques (Bétard, 2007), montrent l'abondance des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens (biotite, grenat ou amphibole) au niveau des sols brun-rouge et des arènes de la zone semi-aride du Nordeste brésilien.

– La nature des minéraux argileux et leurs proportions respectives, telles qu'elles ont été déduites des analyses par diffraction des rayons X, montrent d'abord la prévalence des minéraux 2/1 dans les deux types de sols (smectite, illite et interstratifiés illite-smectite). À côté de ces argiles dominantes, on trouve des quantités notables de minéraux 1/1 désordonnés de la famille des kaolins. La dominance des argiles 2/1 est responsable des valeurs relativement élevées de la capacité d'échange cationique (CEC; tableau 1). 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*), dont la fertilité chimique naturelle est réputée bonne.

– 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, parfois légèrement alcalins en profondeur, sont des caractéristiques chimiques globalement favorables en termes de fertilité du sol (tableau 1). Ces sols ne présentent pas de problème d'acidification apparent, au regard des faibles quantités d'aluminium échangeable présentes dans le complexe absorbant.

Profondeur (cm)	pH H ₂ O	C org. %	Argile %	Cations échangeables					CEC*	
				Ca	Mg	Na	K	Al	(1)	(2)
CA1 – 4° 22' S, 39° 18' W – Ceará, Brésil – <i>Haplic Luvisol (chromic)</i>										
0-40	6,2	0,55	19,5	5,8	3,0	0,02	0,01	0,00	11,16	57,22
40-75	6,2	0,60	43,7	6,6	5,1	0,02	0,00	0,02	19,16	43,85
75-120	6,4	0,18	28,2	7,4	6,1	0,07	0,00	0,05	20,57	72,76
RE1 – 4° 07' S, 38° 45' W – Ceará, Brésil – <i>Haplic Cambisol (eutric)</i>										
0-25	6,3	0,60	12,9	1,5	1,6	0,00	0,00	0,12	6,29	48,74
25-50	6,7	0,22	36,4	3,8	7,1	3,43	0,00	0,09	17,51	48,09

*CEC (capacité d'échange cationique) mesurée à l'acétate d'ammonium à pH 7 et exprimée (1) en cmol(+).kg⁻¹ de terre fine et (2) en cmol(+).kg⁻¹ d'argile. Système de classification des sols utilisé : *World Reference Base for soil resources* (IUSS Working Group, 2006).

Tableau 1 : Caractérisation de la fertilité chimique de deux profils représentatifs de la couverture pédologique du Sertão brésilien

Chemical fertility of two benchmark soil profiles of semiarid Northeast Brazil

Au total, si l'on se base sur les trois critères retenus, les Luvisols et les Cambisols de la zone semi-aride du Sertão présentent donc une fertilité chimique élevée, surtout lorsqu'on la compare à celle d'autres sols tropicaux, comme les Lixisols de l'Afrique de l'Ouest à climat similaire. Ce premier constat positif ne s'arrête pas à la richesse chimique du sol, puisque les effets d'une mise en culture semblent bénéficier globalement d'un diagnostic favorable pour le maintien de la fertilité du sol dans son ensemble. En effet, alors que les Luvisols et les Cambisols ne voient pas leurs propriétés chimiques profondément altérées par suite d'une mise en culture, même assez intensive (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 (Bourgeon et Gunnell, 1998). L'érosion des horizons superficiels, si elle a lieu, ne constitue pas non plus un handicap fondamental, compte tenu du maintien de bons paramètres chimiques avec la profondeur (tableau 1). Les carences en azote et en phosphore, facilement remédiables, sont par ailleurs un trait commun à la plupart des Luvisols des tropiques semi-arides (FAO, 1974; Bourgeon, 1987).

Le taux de matière organique de ces sols est faible (tableau 1), ce qui n'a rien d'étonnant dans cette région semi-aride où le processus d'humification est rapidement bloqué par le stress hydrique de la longue saison sèche. Sous végétation naturelle (*caatinga* ou forêt sèche décidue), ce taux peut néanmoins atteindre 5 % dans les horizons de surface, mais baisse assez rapidement après la mise en culture (jusqu'à 1 % et moins ; Leprun, 1994) ; ces taux restent néanmoins largement supérieurs à ceux des Lixisols développés sous steppe ou savane.

Les propriétés physiques des Luvisols et des Cambisols du Sertão sont aussi jugés de qualité satisfaisante (bonne stabilité structurale et bonne perméabilité ; Leprun, 1994). Leur structure aérée, particulière à grumeleuse dans les horizons organiques, 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. De telles croûtes de battance sont exceptionnelles par leur rareté sur les superficies cultivées du Nordeste semi-aride. Corrélativement, les manifestations visibles de l'érosion des sols, comme le ravinement, sont rares dans les paysages nordestins, et la dégradation physique des sols ne représente donc pas une menace réelle dans les conditions d'une agriculture traditionnelle telle qu'elle est pratiquée dans la plaine semi-aride du Sertão.

Enfin, le potentiel hydrique de ces sols apparaît contrasté : alors qu'ils disposent d'une faible réserve utile pour les plantes (généralement comprise entre 50 et 70 mm pour les Luvisols et les Cambisols), qui ne leur permet pas la culture en dehors de la saison des pluies sans apport par irrigation, un taux d'infiltration satisfaisant dans les horizons superficiels et une bonne capacité de rétention en eau, autorisée par des quantités importantes de minéraux smectitiques, permettent d'atténuer le stress hydrique de la longue saison sèche, relativement à de nombreux Lixisols de nature kaolinique.

En définitive, c'est l'ensemble des propriétés physico-chimiques, biologiques et hydriques des Luvisols et des Cambisols qui semble bénéficier d'un diagnostic globalement 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 cristallin. Les couvertures de Luvisols et de Cambisols largement répandues sur le bouclier semi-aride du Nordeste brésilien en constituent de remarquables contre-exemples, et permettent à présent de discuter des pratiques agroécologiques envisageables dans ces conditions de bonne fertilité initiale du sol.

Discussion

EXPÉRIENCES PASSÉES EN MATIÈRE D'AGROÉCOLOGIE DANS LE NORDESTE BRÉSILIEN

L'agroécologie a pour but de concilier le développement agricole, la gestion durable des ressources naturelles et la sécurité alimentaire, singulièrement dans les pays émergents ou en développement (Altieri, 2002 ; Uphoff, 2002). La voie d'un développement durable de l'agriculture nordestine par les pratiques agroécologiques n'est pas nouvelle (cf. les travaux en coopération franco-brésilienne CIRAD/EMPRAPA depuis une vingtaine d'années, synthétisés par L. Silveira *et al.*, 2002), mais les innovations ont essentiellement porté sur la gestion et la valorisation agroécologique du couvert forestier et de la biomasse (Andrieu et Tonneau, 2007 ; Vasconcelos et Araujo, 2007) : optimisation des fonctions de l'arbre pour la production de bois, modification contrôlée de l'architecture de la végétation pour favoriser les espèces fourragères compte tenu d'une orientation marquée vers l'élevage, mise en œuvre de modes de production agroforestiers nouveaux autour de la *caatinga* (développement des espèces fruitières et médicinales, notamment), réintroduction de l'arbre dans les espaces défrichés ou en voie de désertification, etc.

Plus récemment, la voie d'une transition agroécologique dans le Semi-aride brésilien a également été soutenue par des réseaux d'associations de cultivateurs, d'ONGs et de chercheurs autour de

la gestion de l'eau, en promouvant l'abandon des techniques modernes autour des grands projets hydrauliques (comme le projet pharaonique de « transposição » des eaux pérennes du Rio São Francisco vers le bassin du Rio Jaguaribe), au profit de stratégies plus locales de gestion de l'eau, plus respectueuses de l'environnement et mieux adaptées aux conditions socio-territoriales (exemple du réseau « Articulation du Semi-aride » fondé en 1999, ayant contribué au lancement des programmes « un million de citernes rurales » et « 1 terre 2 eaux » ; Piraux *et al.*, 2010).

Dans un cas comme dans l'autre, les expériences passées ont montré que la réussite d'une transition agroécologique n'était possible que si les propositions techniques tenaient compte des spécificités des systèmes de production existants (notamment de la disponibilité en main d'œuvre et en surfaces cultivables) et de la nécessité de valoriser les savoirs et savoir-faire traditionnels des paysans (Andrieu et Tonneau, 2007 ; Piraux *et al.*, 2010). Les leçons des expériences agroécologiques passées doivent donc servir à mieux concevoir et à évaluer la faisabilité des propositions de gestion agroécologique des sols, notamment dans le contexte d'abondance des terres cultivables et de faibles densités démographiques du Sertão brésilien.

POSSIBILITÉS, DÉFIS ET OBSTACLES À UNE GESTION AGROÉCOLOGIQUE DES SOLS DANS LE SERTÃO BRÉSILIE

Outre la lutte contre la sécheresse (gestion agroécologique de l'eau) et contre le déboisement de la *caatinga* (gestion agroécologique de la biomasse), une alternative de développement agricole dans le Sertão brésilien repose donc sur la proposition d'un mode de gestion agroécologique du sol, dont on a vu que la fertilité était initialement bonne. Cette proposition vise principalement à promouvoir le potentiel de développement de l'agriculture pluviale dans le Nordeste semi-aride, actuellement insuffisamment productive et faiblement intégrée au marché, en pratiquant une meilleure gestion conservatoire de la fertilité du sol. Les principaux problèmes à corriger ou à améliorer en matière de gestion des sols sont : (1) la pauvreté du sol en matière organique, qui peut être aisément corrigée par l'apport d'engrais naturels d'origine organique ; (2) la sécheresse du sol en dehors des périodes pluvieuses, qui peut être améliorée par des pratiques de gestion de l'eau à l'échelle de la parcelle cultivée ; (3) l'érosion du sol sur pente forte, facilement remédiable par des pratiques anti-érosives éprouvées.

L'une des pratiques agroécologiques les plus efficaces et actuellement les plus employées, qui permettrait de corriger au moins partiellement les trois problèmes mentionnés plus haut, consiste à utiliser le semis direct sur couverture végétale permanente (SCV : AFD/MAE/FFEM/CIRAD, 2006). Dans ce mode de gestion conservatoire, le sol n'est jamais labouré et une couverture morte (le *mulch* des anglo-saxons) est maintenue en permanence. Dans le contexte du Nordeste, un tel paillage pourrait être aisément réalisé à l'aide des résidus de cultures ou de matériaux prélevés sur les végétaux natifs (feuilles de palmiers carnaúba, *Copernicia cerifera*, présents dans tous les bas-fonds humides du Sertão). Grâce à cette pratique agroécologique simple d'application et peu onéreuse, les débris végétaux qui constituent le paillage naturel assurent une bonne protection du sol contre l'érosion et limitent l'apparition des mauvaises herbes. En maintenant une bonne humidité, ce paillage limite également les besoins en arrosage. Enfin, la couverture permanente du sol contribue à la séquestration du carbone et favorise l'activité biologique du sol : après la récolte, les débris végétaux s'incorporent au sol sous forme d'humus et permettent d'améliorer la richesse organique des horizons pédologiques de surface. La technique des SCV peut être appliquée sur des sols qui sont déjà en exploitation agropastorale ou dégradés. Au-delà des bénéfices environnementaux, les avantages économiques sont également concrets et visibles, avec des rendements et des récoltes améliorées en quantité et en qualité. Les principales limitations sont d'ordre opérationnel (Séguy *et al.*, 2008) et sont liés au surplus de main d'œuvre ou de travail nécessaire à la maintenance des couvertures végétales sur le sol. Un autre frein, d'ordre social celui-là, peut aussi être lié à la capacité d'adoption des SCV par les petits agriculteurs familiaux et à la difficulté de passer d'une « agriculture de tradition » à une « agriculture d'innovation » (AFD/MAE/FFEM/CIRAD,

2006), surtout dans le contexte d'insécurité foncière qui caractérise le Nordeste. Les facteurs de succès dans la région reposent probablement en grande partie sur la capacité de diffusion des SCV à partir des réseaux d'agriculteurs, de chercheurs et d'ONGs récemment institutionnalisés (Piraux *et al.*, 2010).

D'autres pratiques agroécologiques peuvent être utilisées au cas par cas, à moduler en fonction des conditions écologiques et socio-territoriales. Pour améliorer la richesse organique et la biostructure du sol, une fertilisation au moyen d'engrais verts et de produits de compostage, qui constituent des techniques de préparation peu coûteuses, peut être facilement utilisée par les paysans les plus pauvres. Par ailleurs, un transfert de fertilité entre élevage et agriculture pluviale apparaît techniquement possible, les engrais organiques d'origine animale (fumiers, lisiers) pouvant servir à régénérer la matière organique des sols cultivés. Grâce à des rendements améliorés, l'apport de fertilisants d'origine naturelle permettrait aux petits exploitants de s'assurer des rendements supérieurs et des revenus décents, tout en préservant l'agroécosystème dans lequel ils vivent. Cependant, l'adoption de telles pratiques par les agriculteurs ne va pas de soi, et peut se heurter dans le Sertão à la séparation actuelle des productions animale et végétale sur le territoire.

Actuellement, l'absence d'apports de fertilisants et la rotation limitée des cultures s'expliquent surtout par le fait que la fertilité du sol n'est pas considérée comme une contrainte majeure dans les représentations des paysans du Sertão. Au-delà des améliorations possibles qui ont été exposées en matière de fertilité biologique, c'est surtout le problème de l'eau qui revient au premier plan dans les discours des paysans, en raison de l'impact socio-environnemental et médiatique des sécheresses dans le Nordeste. Des aménagements multifonctionnels, pour lutter contre l'érosion des sols cultivés et mieux réceptionner les eaux de pluie, existent et ont été testés dans maintes régions semi-arides du monde dotées de systèmes morphopédologiques comparables (Inde du Sud : Gunnell, 2000 ; Afrique du Nord : Roose *et al.*, 2008) : diguettes, microbarrages, digues filtrantes, haies d'arbres et de légumineuses... L'objectif de tels aménagements, outre leur vocation anti-érosive, est d'éviter le ruissellement et de retenir l'eau dans les parcelles cultivées, pour permettre une meilleure infiltration et une humidité prolongée du sol. En conséquence, ils permettent en même temps une meilleure recharge des nappes phréatiques, et donc une utilisation plus longue des puits pour des apports d'eau d'appoint aux cultures pluviales pendant les périodes de stress hydrique.

Sur les versants cultivés en pentes fortes (parfois supérieures à 60 %), fréquents sur les escarpements montagneux qui interrompent localement la plaine semi-aride du Sertão, le problème de l'érosion accélérée du sol devient souvent le principal handicap à corriger, car les pluies sont souvent plus abondantes et plus intenses avec les effets de l'ascendance orographique. Dans toute la région du Nordeste, la pratique culturale dominante repose sur une préparation du sol et des semis dans le sens de la plus grande pente, y compris sur les versants les plus déclives. Dans ces conditions, les pratiques culturales anti-érosives à conseiller sont le travail du sol selon les courbes de niveau (semis direct ou billons isohypses), qui permettent de réduire considérablement les pertes en terre et en eau (Leprun, 1985). Des structures antiérosives peuvent être ajoutées dans les secteurs les plus menacés, avec l'installation de cordons isohypses de végétation permanente (bandes enherbées et boisées), dont l'efficacité n'est plus à démontrer en matière de lutte anti-érosive. Si les bénéfices des aménagements anti-érosifs sont incontestables, leur mise en place et leur entretien peuvent entraîner pour les agriculteurs un accroissement du temps de travail et des risques de difficultés techniques qui devront être mesurés dans le contexte de faible quantité de main d'œuvre qui caractérise le Sertão.

L'ensemble de ces stratégies et pratiques basées sur un principe de gestion durable des sols peut permettre aux agriculteurs familiaux de s'adapter et de devenir plus résistants face aux sécheresses, en conservant mieux la fertilité du sol et les eaux de pluie sur les parcelles cultivées, en accroissant de manière corrélative la production de biomasse, et donc en renforçant la sécurité alimentaire dans la plaine semi-aride du Sertão. Le maintien des savoir-faire paysans traditionnels et la préservation des agroécosystèmes sont un autre trait spécifique au mode de gestion agroécologique des

sols et des milieux. Cependant, nous l'avons signalé à plusieurs reprises les propositions techniques de gestion agroécologique peuvent se heurter à diverses barrières culturelles et sociales, potentiellement importantes dans les sociétés paysannes du Sud, et notamment dans le Sertão. L'adoption de telles pratiques demande en effet des changements majeurs de la part des agriculteurs, tant à l'échelle de l'exploitation individuelle de la parcelle qu'à celle de l'organisation collective du terroir.

Conclusion

La confrontation entre les pratiques agropastorales actuelles et le potentiel agroécologique des sols laisse entrevoir une grande marge de manœuvre dans les objectifs de développement agricole durable du Sertão, car les améliorations possibles sont nombreuses et flexibles. Dans le contexte régional, les scénarios agroécologiques de gestion du sol ont pour objectifs principaux de mieux recycler la matière organique des sols, d'atténuer l'impact des sécheresses par une meilleure conservation de l'eau à l'échelle de la parcelle cultivée, et de protéger la couverture pédologique contre les risques d'érosion accélérée sur les pentes fortes. Toutes ces pratiques agroécologiques ont pour but ultime d'améliorer les rendements des cultures pluviales et de réduire la variabilité même de ces rendements, tout en respectant l'équilibre fragile des écosystèmes semi-arides et les savoir-faire paysans traditionnels. L'agroécologie au service du développement de l'agriculture pluviale, en tant qu'alternative au modèle de modernisation agricole via l'irrigation, est une idée qui nous paraît séduisante, même si le problème de la capacité sociale des agriculteurs à accepter l'innovation peut localement se poser.

Outre les améliorations possibles des systèmes d'agriculture pluviale, le développement agricole durable du Sertão doit aussi s'appuyer sur les possibilités agroécologiques d'intensification des systèmes de production liés à l'élevage, omniprésent et actuellement en plein développement (Caron, 2006). Cela passe par le développement de cultures fourragères (en systèmes de décrue et en cultures de *sítio*) et de pâturages semés sur les meilleurs sols, les plus profonds et les mieux situés topographiquement, notamment dans les *Brejos* ou les *Chapadas* à bilan hydrique plus favorable (Le Houérou, 2006 ; Bétard, 2008). La combinaison des cactus inermes fourragers, déjà utilisés de manière traditionnelle, avec d'autres aliments de plus haute valeur nutritive, comme certains résidus agricoles et/ou agro-industriels (canne à sucre, ricin), offrent également des alternatives agroécologiques durables face à la dégradation des terres de la *caatinga*.

Dans tous les cas, afin de concrétiser le fort potentiel agroécologique que recèle le Sertão brésilien, les décideurs doivent déplacer les investissements consentis pour les projets de modernisation, souvent voués à l'échec, en direction de nouveaux projets de gestion durable des terres basés sur le modèle agroécologique. Cela suppose au préalable de sensibiliser davantage les différentes parties prenantes – politiques et paysans – aux bénéfices et aux bienfaits des pratiques agroécologiques pour régler le problème de la sécurité alimentaire et pour diminuer les risques environnementaux, qui constituent là deux des principaux enjeux du XXI^e siècle dans un pays émergent comme le Brésil.

Bibliographie

- AFD/MAE/FFEM/CIRAD, 2006. *Le Semis Direct sur couverture végétale permanente (SCV). Une solution alternative aux systèmes de culture conventionnels dans les pays du Sud*, Paris, AFD, 68 p.
- ALTIERI M. A., 2002. Agroecology : the science of natural resource management for poor farmers in marginal environments, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, vol. 93, p. 1-24.
- ANDRIEU N., TONNEAU J.-P., 2007. Gestion agroécologique de la caatinga pour les agriculteurs familiaux du Sertão : une alternative à sa désertification ?, *Bois et Forêts des Tropiques*, vol. 293, n° 3, p. 9-21.
- BAIZE D., 2004. *Petit lexique de pédologie*, Paris, INRA Éditions, 271 p.
- BÉTARD F., 2007. *Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride : le cas du massif de Baturité (Ceará). Apports d'une approche morpho-pédologique pour la connaissance et la gestion des milieux*, Thèse de Doctorat, Université Paris-Sorbonne, 442 p.
- BÉTARD F., 2008. Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride : « montagnes-refuges » et châteaux d'eau, *Norois*, vol. 207, n° 2, p. 35-53.
- BÉTARD F., GUNNELL Y., BOURGEON G., sous presse. Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau dans le nord-est du Brésil et le sud de l'Inde : une approche comparative et multi-échelles, dans BART F. (éd.), *Natures tropicales : enjeux actuels et perspectives*, Pessac, Presses Universitaires de Bordeaux, coll. « Espaces Tropicaux ».
- BOURGEON G., 1987. Les "sols rouges" des régions semi-arides du Sud de l'Inde. II – Potentialités, rôle dans les systèmes agraires, *L'Agronomie Tropicale*, vol. 42, n° 3, p. 165-170.
- BOURGEON G., GUNNELL Y., 1998. Évolution des continents, géographie des sols et potentialités globales, *Actes du 16^e Congrès Mondial de Science du Sol*, Montpellier (France), 20-26 août 1998, CD-ROM.
- BROWN M. E., FUNK C. C., 2008. Food security under climate change, *Science*, vol. 319, p. 580-581.
- BULGAROV D. S., 2002. A concept of agroecological assessment of soils of cultivated lands, *Eurasian Soil Science*, vol. 35, n° 6, p. 630-633.
- CARON P., 2006. Élevage et semi-aride brésilien : immobilisme proclamé et mutations intenses, *Sécheresse*, vol. 17, n° 1-2, p. 288-294.
- DANTAS E. W. C., 2008. Les mutations du Nordeste du Brésil, *Hérodote*, vol. 131, n° 4, p. 137-155.
- DUCHAUFOUR P., 2001. *Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement*, 6^e édition, Paris, Dunod, 331 p.
- DUROUSSET E., COHEN M., 2000. Exclusion sociale et gestion des ressources hydriques : le double défi des politiques de développement dans la zone semi-aride du Brésil, *Nature, Sciences, Sociétés*, vol. 8, n° 2, p. 17-30.
- FAO, 1974. *Carte mondiale des sols au 1/5 000 000, feuille Amérique du Sud*, Paris, Unesco, 229 p.
- GRIFFON M., 2010. *Pour des agricultures écologiquement intenses*, La Tour-d'Aigues, L'Aube, 112 p.
- GUNNELL Y., 1997. Comparative regional geography in India and West Africa. Soils, landforms and economic theory in agricultural development strategies, *Geographical Journal*, vol. 163, n° 1, p. 38-46.
- GUNNELL Y., 2000. 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, p. 191-202.
- IUSS WORKING GROUP WRB, 2006. *World Reference Base for Soil Resources 2006. 2nd edition*, Rome, World Soil Resources Report n° 103, FAO, 128 p.
- LE HOUÉROU H. N., 2006. Le milieu naturel, la végétation, les parcours, le bétail et la stratégie antisécheresse dans le Nordeste brésilien, *Sécheresse*, vol. 17, n° 1-2, p. 275-287.
- MOLLE F., 1991. *Caractéristiques et potentialités des « açudes » du Nordeste brésilien*, Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, 380 p.
- LEPRUN J.-C., 1985. La conservation et la gestion des sols dans le Nordeste brésilien. Particularités, bilans et perspectives, *Cahiers ORSTOM, série pédologie*, vol. 21, n° 4, p. 257-284.
- 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*, n° 1, p. 45-65.

- PÉDRO G., 1982. Pédogenèse et richesse chimique du milieu, *Bulletin Technique d'Information*, n° 370-372, p. 547-553.
- PIRAUX M., SILVEIRA L., DINIZ P. et DUQUE G., 2010. La transition agroécologique comme une innovation socio-territoriale. Le cas du territoire de la Borborema dans le Semi-aride brésilien, *ISDA 2010*, Montpellier, 9 p.
- ROOSE E., ALBERGEL J., DE NONI G., LAOUINA A. et SABIR M., 2008. *Efficacité de la gestion de l'eau et de la fertilité des sols en milieux semi-arides*, Paris, Éditions des Archives Contemporaines, 402 p.
- SABOURIN E. et CARON P., 2001. Origine et évolution de l'agriculture familiale dans le Nordeste semi-aride, dans CARON P. et SABOURIN E. (dir.), *Paysans du Sertão. Mutations des agricultures familiales dans le Nordeste du Brésil*, Montpellier, CIRAD, coll. « Repères », p. 17-30.
- SABOURIN E. et TRIER R., 2001. Gestion de l'eau en système pluvial, dans CARON P. et SABOURIN E. (dir.), *Paysans du Sertão. Mutations des agricultures familiales dans le Nordeste du Brésil*, Montpellier, CIRAD, coll. « Repères », p. 91-106.
- SEGUY L., BOUZINAC S. (dir.), 2008. *La symphonie inachevée du Semis Direct dans le Brésil Central*. Document CIRAD obtenu sur le site [<http://agroecologie.cirad.fr>], 214 p.
- SILVEIRA L., PETERSEN P., SABOURIN E. (dir.), 2002. *Agricultura familiar e agroecologia no semi-árido : avanços a partir do agreste de Paraíba*, Rio de Janeiro, AS-PTA, 356 p.
- SWAMINATHAN M. S., 2007. Can science and technology feed the world in 2025?, *Field Crops Research*, vol. 104, p. 3-9.
- UPHOFF N. (dir.), 2002. *Agro-ecological Innovations : Increasing Food Production with Participatory Development*, Londres, Earthscan Pub., 325 p.
- VASCONCELOS H. et ARAUJO M. R., 2007. O uso de inovações na transição de sistemas tradicionais de produção do semi-árido do Nordeste : alguns dilemas, *Revista Brasileira de Agroecologia*, vol. 2, n° 2, p. 58-61.
- WEZEL A., BELLON S., DORÉ T., FRANCIS C., VALLOD D. et DAVID C., 2009. Agroecology as a science, a movement or a practice. A review, *Agronomy for Sustainable Development*, vol. 29, p. 503-515.

Cet article a été reçu le 2 juin 2010 et définitivement accepté le 30 décembre 2010.

[10] BÉTARD F. (2012) – Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). *Catena*, 93, pp. 18-28.

Période d'exploration de nouveaux champs thématiques de recherche au gré des opportunités et des rencontres scientifiques, les années d'après-thèse sont aussi une période où l'on s'attache à publier, sous forme d'articles scientifiques, les résultats d'une thèse qui pourrait rester dans la confidentialité (voire dans l'oubli...) quand elle n'est pas publiée sous forme d'ouvrage. Cet article est le dernier à exploiter la matière primaire qui fut créée de toute pièce, avec les bottes de terrain ou sur les paillasses du laboratoire, au cours de ma recherche doctorale. L'approche morphopédologique (traduite en *pedogeomorphological* dans l'article) est mise en avant pour justifier la stratégie d'échantillonnage et les possibilités d'extrapolation des résultats obtenus à l'échelle de paysages morphopédologiques spatialement homogènes. L'accent est mis sur les processus d'altération des sols – décortiqués grâce à une batterie d'analyses macro- et micro-morphologiques, géochimiques et minéralogiques – et sur leur corrélation spatiale avec les valeurs du drainage climatique, ou drainage profond (*WBI* : *Water Balance Index*).

Inspiré de la climoséquence indienne étudiée en détail par Bourgeon et Pedro (1992), le schéma d'organisation spatiale des altérations et des sols appliqué ici au massif de Baturité en diffère surtout par la différenciation orographique, car la *climoséquence* étudiée est aussi une *toposéquence*. La principale variante introduite dans le modèle concerne la zone de dissection périphérique à climat sub-humide, aujourd'hui atteinte par l'érosion régressive, qui entrave la progression « normale » de la pédogenèse. Malgré cette entorse au modèle pédoclimatique mis au point sur les hautes terres indiennes, les climoséquences sont semblables en tous points et affichent une correspondance remarquable entre processus d'altération chimique et valeurs du drainage climatique, allant d'un « pôle humide » où la monosiallisation est exclusive ($WBI > 500 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$) à un « pôle sec » où la bisiallisation est dominante ($WBI < 50 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$).

L'article est aussi l'occasion de mettre en évidence l'existence originale d'une pédogenèse fersiallitique tropicale par voie acide dans la zone de bisiallisation. En effet, au chaînon altérologique manquant (l'illitisation ou bisiallisation à 2/1 K, mise en évidence dans un précédent article : [6]) correspond 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. Les observations et analyses pédologiques réalisées dans la zone semi-aride ont permis de montrer, comme en Inde, que les sols fersiallitiques de la voie acide (les Luvisols chromiques de la FAO-WRB) étaient marqués par un rapport fer libre / fer total élevé (>50 %), par des quantités importantes d'argiles 2/1 de haute charge (illite et smectite) et par l'absence de concrétions carbonatées, et que leur formation était conditionnée par le régime tectonique (soulèvement flexural) de la marge passive, favorable au décapage des paléoaltérites ferrallitiques et au redémarrage d'une pédogenèse primaire.



Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil)

François Bétard

Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, Laboratoire PRODIG, UMR 8586 CNRS, F-75205 Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 April 2011

Received in revised form 5 January 2012

Accepted 26 January 2012

Available online xxxx

Keywords:

Weathering

Saprolite

Grus

Water balance

Tropical climate

Brazil

ABSTRACT

Strong spatial variations in soil weathering processes were identified in the uplands and piedmont zones of the Baturité massif (Ceará, NE Brazil), a medium-elevation tropical mountain characterized by a steep ecocline between humid climate of the summit zone and semi-arid conditions of the erosional piedmont. With the combined help of field surveys and laboratory analyses, involving micromorphological observations as well as geochemical and mineralogical investigations, this study demonstrates a close spatial correlation between soil weathering processes and present-day water balance (WBI) variations: (i) in the humid massif ($WBI > 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), monosiallitization is exclusive in soil and upper saprolite horizons and leads to the neoformation of 1:1 clay minerals (well-crystallized kaolinite) with minor amounts of gibbsite; (ii) in the subhumid peripheral area of the massif ($50 < WBI < 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), monosiallitization coexists with bisiallitization in the soil profiles, producing a mixture of 1:1 (kaolinite) and 2:1 (illite) clay minerals along with lower weathering intensity; (iii) in the semiarid piedmont ($0 < WBI < 50 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), bisiallitization becomes the dominant weathering pathway conducive to grus formation and fersiallitic pedogenesis, with the most vulnerable primary minerals weathered into high-charge, 2:1 clay minerals (smectite and illite). Given that soils and weathering mantles are integrators of “average” bioclimatic conditions that prevail at timescales of 1 to 10 Myr, the distribution of soil weathering signatures in the study area is probably reflective of inevitable, long-term (Quaternary to Neogene) climatic fluctuations around median values close to the present ones. Paleoclimatic legacies inherited from the Paleogene lateritization event are rare, because of the denudation pulse occurring in the Late Tertiary and favoring soil stripping to the paleoweathering front on the erosional piedmont.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The study of rock weathering and its products concerns various geo-disciplines including soil science, geology, geochemistry, geomorphology and civil engineering, each of which has historically been involved with the description and/or interpretation of weathered materials (Ehlen, 2005). However, most studies focusing on weathering deal with the description and/or dating of vertical variations of weathered materials at the profile scale, i.e. as a function of depth relative to the weathering front (weathered-mantle stratigraphy). Only a few studies bear on spatial variations of soil weathering processes and their controlling factors at the landscape scale (see, e.g., Bourgeon, 2001; Scarciglia et al., 2005; Shaw, 1997); it is yet a key level of organization in understanding many soil-dependant environmental questions addressed at the regional scale, such as biodiversity, water conservation or soil (gully) erosion.

The present investigation focuses on soil and subsurface weathering features of the Baturité massif and its piedmont, one of the humid

mountains (“brejos de altitude”) rising above the semi-arid plains of the “sertão” in northeastern Brazil (Bétard, 2007). The objectives of the work are (i) to characterize the morphological, geochemical and mineralogical variations in soil properties as a function of topography and climate; (ii) to unravel the forcing factors that control soil weathering processes in this and possibly other tropical mountain environments characterized by steep environmental gradients. Using a wide range of optical, geochemical and mineralogical techniques as well as extensive field surveys, the paper analyses the distribution of soil weathering processes in the regional setting and attempts to relate them to water balance variations in space and time and, possibly, to past climatic and denudational events.

2. Environmental setting

2.1. Topography and geology

Located 80 km southwest of Fortaleza, in the state of Ceará, the study area is part of the northern Brazilian “Nordeste”, mostly known for its semiarid environments (“sertão”). Within the wider semiarid matrix of the “sertão”, the Baturité massif forms a humid,

E-mail address: francois.betard@univ-paris-diderot.fr.

isolated mountainous upland with elevations up to 1115 m a.s.l. (Fig. 1). The central part of the massif is characterized by constant elevations around 800–900 m a.s.l., only interrupted by elongated crests and ridges including the highest points above 1000 m a.s.l. By contrast, elevations in the surrounding plains forming the erosional piedmont do not exceed 200 m a.s.l. The contact between the mountainous massif and the surrounding plains is relatively abrupt, marked by steep slopes and sinuous scarps, especially along the eastern edge where ridges and promontories delineate large reentrants, as around Capistrano, Baturité and Redenção (Fig. 1).

The Baturité massif is interpreted as the erosional remnant of an Early Cretaceous rift shoulder (Peulvast and Claudino Sales, 2004). In the study area, the geological substrate is part of the Central Ceará domain (Monié et al., 1997), between the Senador Pompeu and Sobral Pedro II shear zones. Inside the limits of the study area, the bedrock consists of Proterozoic basement rocks, mainly composed of gneiss with tonalitic to granodioritic compositions (CPRM, 2003). To the east, the piedmont is partly covered by thin, Neogene clastic sediments (Barreiras Formation), interpreted as correlative products of the stripping of Pre-Miocene lateritic paleosaprolites (Bétard, 2007; Gunnell, 1998; Peulvast and Claudino Sales, 2004).

2.2. Present-day climate and vegetation patterns

The present-day climatic conditions are characterized in the whole study area by unimodal rainfall regimes, with a rainy season concentrated on a few months (March to May). Nevertheless, rainfall distribution is orographically induced by the existence of the Baturité massif acting as a mountain barrier exposed to the trade-winds. Temperature gradients are also observed in relation to altitude, with mean annual temperatures ranging between 20 °C in the summit areas of the Baturité massif and 26 °C in the surrounding plains of the "sertão". Three topo-climatic zones can be differentiated (Fig. 1): (i) a humid zone corresponding to the culminating, central part of the massif, with rainfall totals $>1300 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ and a dry season ≤ 4 months; (ii) a subhumid zone in the peripheral area of the massif, which receives 900 to $1300 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ for a dry season of 5–6 months; (iii) a semi-arid zone, mainly extending on the piedmont, where rainfall is typically $<900 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ and the dry season >6 months.

In close relation to this topo-climatic framework, the study area exhibits a characteristic vegetation continuum between evergreen forest, or 'mata atlântica', of the humid massif and dry deciduous forest, or 'caatinga', of the semi-arid piedmont, via a semi-deciduous forest belt corresponding to the sub-humid transitional area.

2.3. Geomorphic setting and soil cover

Soil and landform systems of the study area were analysed in detail by Bétard (2007) and provide a basis for analysing the spatial variations of soil weathering processes in the regional setting. Three main soil-landform units related to the above-mentioned bioclimatic zones were recognized and delineated (Fig. 2): (i) the humid massif is characterized by a summit surface (800–900 m a.s.l.) shaped into multicongex topography supporting Acrisols on the convex hills, and Fluvisols with waterlogging features on the valley bottoms; (ii) the sub-humid peripheral area is typified by highly dissected landscapes (200–800 m a.s.l.), with Lixisols in the hilltops and Leptosols on the eroded slopes of V-shaped valleys; (iii) the semi-arid piedmont (100–200 m a.s.l.) exhibits a typical landscape of pediments and inselbergs covered by Luvisols and Cambisols on wash divides, grading to Planosols and Fluvisols in valley bottoms. To the east, part of the semi-arid piedmont extends the pre-littoral tablelands ("Tabuleiros") which are composed of basal Neogene clastic sediments (Barreiras Formation) covered by paleosols (Lixisols) and of upper Pleistocene aeolian sands underlain by weakly developed soils (Arenosols).

3. Materials and methods

3.1. Field survey and sampling strategy

A detailed pedogeomorphological survey was carried out in the study area, which included a systematic, combined description of mesoscale landforms, weathering features and soil materials (Bétard, 2007). With the help of existing soil profiles and data from the RadamBrasil project (Projeto RadamBrasil, 1981), many soil profiles were described in the field, along road cuts, quarries and other vertical exposures on the Baturité massif and associated piedmont. Three representative soil profiles (LS1, PA1 and CA1) corresponding to the three main soil-landform units (humid massif, subhumid transitional

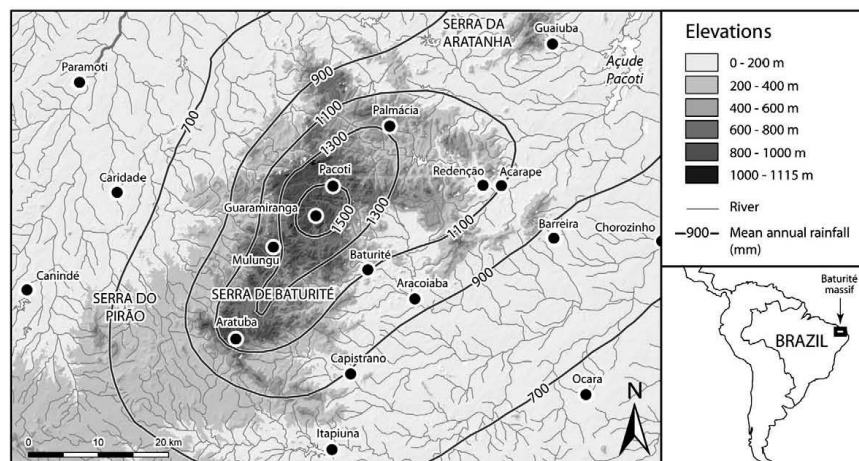


Fig. 1. Environmental setting of the Baturité massif and its piedmont.

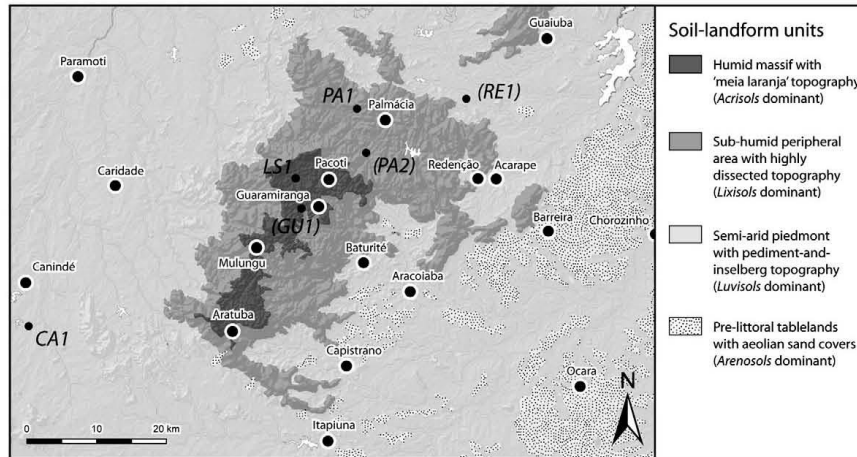


Fig. 2. Simplified soil-landform units of the study area, as mapped by Bétard (2007), and location of selected soil profiles. Secondary profiles are indicated in parenthesis. Soil names follow the World Reference Base for soil resources (IUSS Working Group WRB, 2006).

area and semiarid piedmont: Fig. 2) were selected for detailed sampling at different depths for laboratory analyses. These were completed by the partial sampling of three other (or secondary) profiles (GU1, PA2 and RE1, respectively), in order to verify and/or complete the results obtained from the three main selected profiles. In all cases, the studied sites were suitably selected in similar topographic positions (near-top of interfluvies, with slope angles $<1^\circ$) and on homogenous felsic metamorphic parent rocks (gneiss), which is the dominant lithotype in the Baturité region. Variations at the toposequence scale (from hilltop to valley bottom) were not analysed and illustrated here, as the lower parts of catenas often exhibit colluvium or recent dissection, and are therefore beyond the scope and scale of analysis of this study. Assuming that the study area had been affected by widespread lateritic palaeoweathering in pre-Miocene times (Gunnell, 1998; Tardy and Roquin, 1998), soil profiles displaying such a paleoclimatic imprint (even if rare) were also deliberately avoided in this study, thus focusing on hilltop profiles which are expected to be in dynamic equilibrium with current pedoclimatic conditions.

3.2. Laboratory analyses

Five sets of laboratory analyses were performed in order to characterize the soil weathering processes in the study area: (i) physico-chemical analyses for the global characterization of soils leading to their classification (ii) micromorphological analyses of soil and saprolite samples to analyse their petrology; (iii) total analyses of the bulk material to evaluate the weathering intensity; (iv) selective dissolution procedures to identify the different forms of Fe present in soils and saprolites; and (v) X-ray diffraction (XRD) analyses on powders and $<2\ \mu\text{m}$ fraction of soil and weathered materials to characterize their mineralogy.

Samples from each soil and saprolite horizon were air-dried and sieved using a 2 mm round-hole sieve. All physico-chemical analyses were performed on fine earth ($<2\ \text{mm}$). Soil pH was measured in suspensions prepared with 10 g of air-dried soil in 25 ml of H_2O and 1 M KCl solutions. Organic carbon was determined by dry combustion using a khatarometer (thermal conductivity). Cation exchange capacity (CEC) and exchangeable bases were determined by the 1 M NH_4OAc method at pH 7.0. Particle-size analysis was performed by

the pipette method after pretreatment with H_2O_2 to destroy organic matter and dispersion by Na-hexametaphosphate.

Micromorphological properties were examined using optical microscopy on polished thin sections of $30\ \mu\text{m}$ in thickness, prepared after impregnation with a synthetic resin and hardening of undisturbed samples of weathered rock and saprolite horizons. The objectives of the micromorphological analysis were: (i) to identify primary rock-forming mineral species from weathered and unweathered rock samples, and (ii) to describe their pattern and degree of alteration as well as their weathering products (neoformed clay minerals, amorphous plasma) from corresponding, upper soil and saprolite samples.

Total element analysis of soil and weathered materials were performed on samples of 300 mg of fine earth ($<2\ \text{mm}$). Major element concentrations (Si, Al, total Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na and P) were determined using an acid dissolution procedure after lithium metaborate fusion, followed by analysis using inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES). In order to assess and compare the weathering intensity of the different studied profiles, weathering proxies were calculated from major element analyses. Among the weathering indices summarized in Price and Velbel (2003), the Chemical Index of Alteration of Nesbitt and Young (1989) ($\text{CIA} = (100) [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$) is considered as a reliable proxy of weathering intensity, and one of the most commonly used indexes in studies on weathering mantles. Because Al_2O_3 may be prone to mobility in the tropical weathering environment, a ratio of mobile to immobile elements – the Calcium/Titanium ratio ($\text{CTR} = \text{CaO}/\text{TiO}_2$) – has been used as a complementary weathering index.

Selective dissolution procedures were conducted on samples of fine earth in order to identify the different forms of total Fe (Fe_T), as determined by ICP-AES. Two extractants were used in this study, followed by atomic absorption spectrophotometry for determination of the respective iron contents: (i) dithionite-bicarbonate-citrate (DBC) to extract the “free iron” (crystalline Fe oxides and amorphous constituents: Fe_d) (Mehra and Jackson, 1960); (ii) ammonium oxalate buffered to pH 3 with oxalic acid, to isolate the poorly crystallized forms of Fe (amorphous and para-crystalline constituents: Fe_o) (Blakemore et al., 1987). Thus the difference ($\text{Fe}_d - \text{Fe}_o$) can then be used to estimate the content of well crystallized Fe oxides in the fine earth of the weathering mantles. Combined with the interpretation of CIA and CTR values, the calculation of different ratios – e.g.

Fe_d/Fe_T which determines the percentage of free iron – may help in the global appreciation of weathering intensity.

Mineralogy of the soil profiles was assessed from powder X-ray diffraction of bulk saprolite and soil samples using a PANALYTICAL XPert diffractometer, with a large scanning ranging from 2.5 and 65° 2 θ . In order to assess the clay mineralogy of alteration products, X-ray diffractograms of the <2 μ m fraction were obtained using a SIEMENS Kristalloflex D500 diffractometer. These samples were analysed on oriented glass slides in both air-dried (AD) and glycolated (EG) states, and were scanned from 2.5 to 25° 2 θ with a time step of 0.02° 2 θ and a counting time of 5 s. Other chemical and thermal treatments were performed on some samples for detailed XRD analysis, e.g. K-saturation at room temperature with a 1 M KCl, followed by heating at 110, 330 and 550 °C.

3.3. Water balance index (WBI)

Assuming that only a part of the total rainfall is effective for weathering, it was necessary to proceed with water balance calculations to quantify the deep percolation into the weathering system, in order to further appreciate its possible influence on the spatial variations observed in soil-weathering facies as a function of climate. To achieve this, we used a water balance index (namely the “climatic drainage”) proposed by Bourgeon and Pédro (1992) who have shown its effectiveness to analyse the climatic control on weathering processes in tropical regions. According to these authors, the “climatic drainage” is an estimation of the amount of water which percolates through the soil profile beyond 1 m depth. The calculation of the water balance index (WBI) was based on a 1974–2004 time series of monthly climatic data according to the following formula:

$$WBI = \sum [(P-PET)_{\text{month}}] - 100, \text{ for } (P-PET)_{\text{month}} > 0,$$

where P is precipitation and PET is potential evapotranspiration calculated following the Thornthwaite formula. A deduction of 100 mm is conventionally applied to take into account the yearly water storage capacity of the upper soil horizons. The “climatic drainage” was computed for 18 stations of the study area, year by year, allowing frequency-domain calculations by establishing annual median values along with the magnitude of deviations from these values (1st and 3rd quartiles). Such a statistical approach allowed a better

appreciation of the water-balance interannual variability. Spatialisation of the WBI was made possible by the integration and interpolation of the climatic data set into a Geographic Information System (GIS) using ArcGIS 9.1 (Fig. 3). WBI envelopes represented on the map were accordingly defined to encompass the three main soil-landform units and related climatic zones: (i) the humid massif ($P > 1300 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$; $WBI > 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$); (ii) the subhumid transition area ($900 < P < 1300 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$; $50 < WBI < 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$) and (iii) the semiarid piedmont ($P < 900 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$; $0 < WBI < 50 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$).

4. Results

4.1. Soil and subsurface weathering facies of the humid massif ($WBI > 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$)

4.1.1. Profile morphology and chemistry

The LS1 soil profile is located at 6 km to the northwest of Guaramiranga, in the core of the multiconvex landscape extending on the humid massif (S 4°14.289', W 38°58.887'). The profile outcrops along a road cut at the top of a convex hill (or “half orange”) occupied by evergreen forest, at 900 m a.s.l. (Fig. 4a). Below the organic horizon A1 and the stone-line occurring at ~1 m depth, a Bt (argic) horizon, with clay coatings and high clay contents, suggests an active argillization process. A discontinuous BC horizon forms the transition with the red-coloured fine saprolite (C horizon) of sandy-clay texture and massive structure.

Soil pH indicates high levels of acidity, with H₂O pH values <5 in all soil horizons (Table 1). A low cation-exchange capacity (<24 cmol (+) kg⁻¹ of clay), combined with a low base saturation, indicates high degree of lixiviation and weathering in the soil horizons. Profile LS1 classifies as a Cutanic Acrisol (humic) (IUSS Working Group WRB, 2006).

4.1.2. Micromorphological characterization of weathering

Micromorphological observations of the fine saprolite (C horizon) show that the main primary rock-forming minerals of the gneiss (K-feldspars, plagioclases and biotites) are intensely weathered, with the exception of quartz and muscovite (Fig. 4b). The less resistant mineral species are entirely replaced by brown amorphous plasma responsible for the very friable dry consistence of the saprolite.

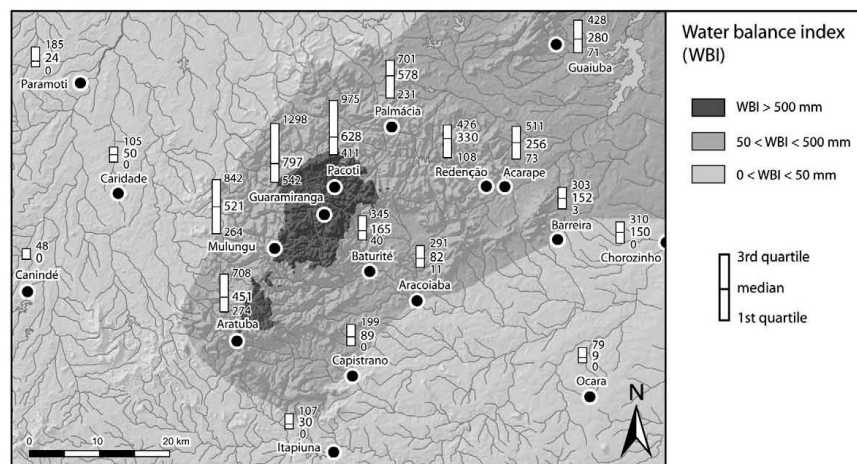


Fig. 3. Water balance index (WBI) map.

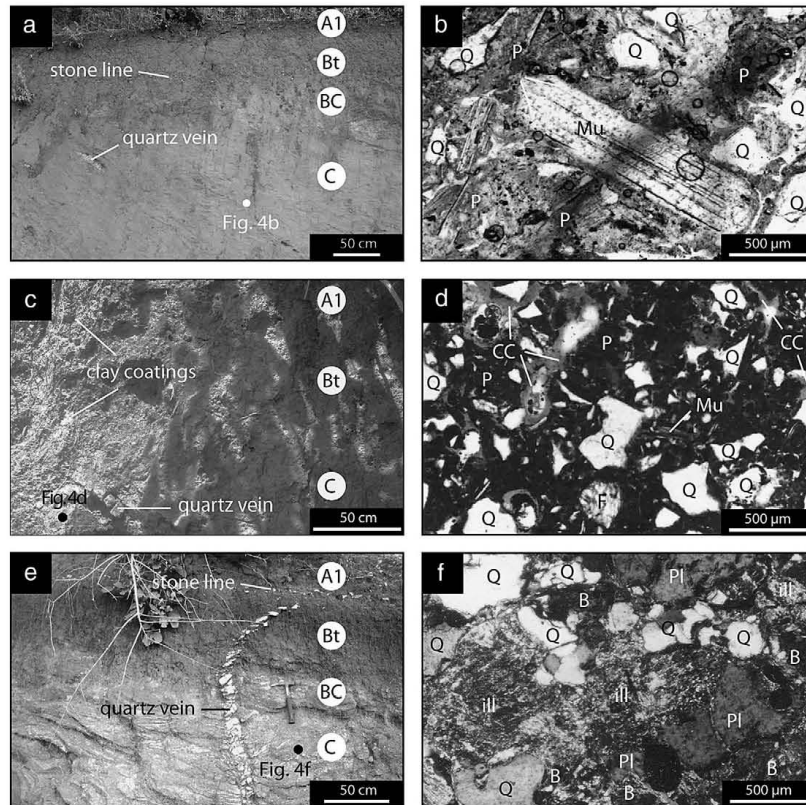


Fig. 4. Macro- and micromorphological features of selected soil profiles in the Baturité massif and associated piedmont: (a) macro-morphological features of profile LS1 (humid massif); (b) micromorphological features of profile PA1 at 260 cm depth; (c) macro-morphological features of profile PA1 (subhumid transitional area); (d) micromorphological features of profile PA1 at 150 cm depth; (e) macro-morphological features of profile CA1 (semi-arid piedmont); (f) micromorphological features of profile CA1 at 135 cm depth. Symbols on (b), (d) and (f): Q: quartz; Mu: muscovite; F: K-feldspar; Pl: plagioclase; B: biotite; CC: clay coating; P: amorphous plasma; ill: illite.

Table 1
Morphological and chemical characteristics of the investigated soil profiles.

Depth (cm)	Horizon	Color (moist)	Textural classes ^a	Structure	Clay (g.kg ⁻¹)	Org. C (g.kg ⁻¹)	pH H ₂ O	pH KCl	CEC ^b	Base sat. ratio
Profile LS1 – S 4°14.289', W 38°58.887' – humid massif										
0–24	A1	7.5YR 4/4	scl	Crumby	326	18.90	4.9	3.9	6.63	15
24–90	B argic	5YR 5/6	c	Subblocky	532	8.20	4.9	4.1	7.37	4
90–160	BC	5YR 6/8	scl	Massive	347	2.77	4.8	4.2	4.26	7
160–360+	C	10R 5/6	ls	Massive	138	3.01	4.8	4.2	2.42	8
Profile PA1 – S 4°08.380', W 38°50.784' – subhumid transitional area										
0–30	A1	5YR 4/3	scl	Massive	300	9.71	5.7	4.6	5.98	69
30–60	B argic	2.5YR 3/4	sc	Blocky	436	6.77	5.6	4.3	6.02	79
60–120	B argic	10R 4/8	c	Blocky	479	3.28	5.3	4.2	5.92	55
120–180+	C	10R 4/8	scl	Massive	289	2.23	5.4	4.4	8.21	34
Profile CA1 – S 4°22.301', W 39°18.271' – semiarid piedmont										
0–40	A1	7.5YR 4/4	ls	Massive	195	5.52	6.2	4.8	11.16	79
40–75	B argic	5YR 4/4	sc	Blocky	437	6.01	6.2	4.4	19.16	61
75–120	BC	2.5YR 4/6	scl	Massive	282	1.85	6.4	4.3	20.57	66
135	C	variegated	s	Massive	<50	0.86	6.7	4.3	n.d.	n.d.
215	C	variegated	s	Massive	<50	0.33	7.1	4.5	n.d.	n.d.

n.d.: no data.

^a Textural classes: s, sand; c, clay; ls, loamy sand; sc, sandy clay; scl, sandy clay loam.

^b Expressed in cmol (+) kg⁻¹ of fine earth.

Composed of fine debris of several mineral species mixed with neoformed clay minerals and Fe-oxides, the secondary plasma was observed in the fine saprolite as well as in the upper soil horizons, where the rock structure has been completely disintegrated. In BC and Bt horizons (not illustrated), clay coatings were detected in abundance around weathered crystals of quartz and muscovite, and within the plasmogenic matrix.

4.1.3. Geochemical characteristics and weathering intensity

Geochemical weathering proxies calculated from total element analyses indicate a progressive increase of weathering intensity from deeper saprolite to soil subsurface horizons. Samples collected from profile LS1 show high CIA values, ranging from 89 to 93 (Table 2). The high intensity of chemical weathering led to the removal of the more soluble elements, e.g., MgO, CaO and Na₂O. The relatively high K₂O content is symptomatic of unaltered muscovite crystals still present in the saprolite. CTR values are null in all horizons.

Selective dissolution data and ratios (Table 3) may also be considered as reliable proxies of weathering intensity, in evaluating the relative content of iron released during weathering. The content of DCB extractable Fe, which corresponds to the "free iron", is very high, reaching ~90% of the total Fe in the saprolitic layers. The content and proportion of well crystallized Fe oxides increase with depth, as shown by the difference (Fe_d – Fe_o) and the Fe_o/Fe_d ratio, respectively (Table 2), and are maximal in the fine saprolite.

4.1.4. Weathering product mineralogy

Powder XRD data from profile LS1 (not shown) indicate that the most abundant minerals in the fine saprolite are quartz, muscovite, kaolinite and iron oxo-hydroxides (goethite and haematite). X-ray diffractograms of the clay fraction (Fig. 5) confirm the strong prevalence of well crystallized kaolinite (WCK), with a typical elimination of the reflection at 0.715 nm after K-saturation and heating up to 550 °C. The XRD spectra for the same materials also show the presence of well crystallized illite (WCI) with narrow peaks at 1.0 and 0.5 nm, which correspond to the primary micaceous phase (muscovite) inherited from the gneiss parent rock. Gibbsite is only present in trace amounts.

XRD patterns of the <2 µm fraction from a secondary profile (GU1, not illustrated) confirm these mineralogical characteristics by revealing the prevalence of 1:1 minerals (WCK) formed in association with higher contents of gibbsite, whereas WCI was only detected in minute amounts.

Table 2
Geochemical characteristics (total analysis of the bulk material) of the investigated soil profiles.

Depth (cm)	SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	TiO ₂ (g kg ⁻¹)	MnO (g kg ⁻¹)	MgO (g kg ⁻¹)	CaO (g kg ⁻¹)	K ₂ O (g kg ⁻¹)	Na ₂ O (g kg ⁻¹)	P ₂ O ₅ (g kg ⁻¹)	CIA ^a	CTR ^b
Profile LS1 – S 4°14.289', W 38°58.887' – humid massif												
0–24	755.4	113.3	33.8	5.6	0.1	1.1	0.0	9.8	0.0	0.5	92.07	0.00
24–90	647.8	171.0	56.8	7.4	0.1	1.3	0.0	11.6	0.0	0.5	93.64	0.00
90–160	623.2	226.4	36.1	3.5	0.1	1.3	0.0	17.9	0.7	3.5	92.40	0.00
160–360+	637.4	180.5	79.4	12.2	0.2	1.9	0.0	20.4	0.9	1.3	89.44	0.00
Profile PA1 – S 4°08.380', W 38°50.784' – subhumid transitional area												
0–30	736.8	129.3	30.0	4.8	0.5	1.7	1.3	24.7	2.4	0.6	81.96	27.08
30–60	688.6	161.8	38.0	5.1	0.3	1.9	1.0	21.7	1.7	0.5	86.90	19.61
60–120	656.7	183.3	49.8	5.9	0.2	2.2	0.5	16.1	0.8	0.6	91.39	8.47
120–180+	702.3	143.6	60.3	7.6	0.1	3.3	0.4	11.5	0.0	0.7	92.38	5.13
Profile CA1 – S 4°22.301', W 39°18.271' – semiarid piedmont												
0–40	654.6	148.5	68.4	7.6	0.9	13.6	16.9	18.2	16.3	0.7	74.28	222.36
40–75	581.7	185.4	82.8	7.7	0.6	13.6	7.6	15.7	6.5	0.6	86.12	98.70
75–120	610.7	179.4	70.0	6.8	0.8	14.3	5.0	24.8	4.1	0.4	84.15	73.53
135	660.0	161.3	58.5	5.2	0.7	13.8	12.2	22.1	16.5	0.5	76.06	234.61
215	621.0	169.4	76.6	7.3	1.3	20.7	12.5	30.2	16.7	0.7	74.04	171.23

^a CIA (chemical index of alteration) = (100) [Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)].

^b CTR (calcium/titanium ratio) = (100) CaO/TiO₂.

Table 3

Selective dissolution data for the characterization of Fe in the investigated soil profiles.

Depth (cm)	Fe _t ^a (g kg ⁻¹)	Fe _d ^b (g kg ⁻¹)	Fe _o ^c (g kg ⁻¹)	Fe _d – Fe _o (g kg ⁻¹)	Fe _d /Fe _t (%)	Fe _o /Fe _t (%)	Fe _o /Fe _d (%)
Profile LS1 – S 4°14.289', W 38°58.887' – humid massif							
0–24	23.66	18.27	1.65	16.62	77.22	6.47	9.03
24–90	39.76	36.40	1.94	34.46	91.55	4.88	5.33
90–160	25.27	22.37	0.31	22.06	88.52	1.23	1.39
160–360+	55.58	49.66	0.16	49.50	89.35	0.29	0.32
Profile PA1 – S 4°08.380', W 38°50.784' – subhumid transitional area							
0–30	21.00	12.70	2.49	10.21	60.48	11.86	19.61
30–60	26.60	19.00	2.15	16.85	71.43	8.08	11.32
60–120	34.86	27.93	2.68	25.25	80.12	7.69	9.60
120–180+	42.21	36.64	2.10	34.54	86.80	4.98	5.73
Profile CA1 – S 4°22.301', W 39°18.271' – semiarid piedmont							
0–40	47.88	13.45	0.74	12.71	28.09	1.55	5.50
40–75	57.96	29.19	0.76	28.43	50.36	1.31	2.60
75–120	49.00	20.61	0.43	20.18	42.06	0.88	2.09
135	40.95	8.53	0.27	8.26	20.83	0.66	3.17
215	53.65	7.09	0.30	6.79	13.22	0.56	4.23

^a Total elemental Fe.

^b Dithionite-Citrate-Bicarbonate extractable Fe.

^c Oxalate extractable Fe.

4.2. Soil and subsurface weathering facies of the subhumid transitional area (50 < WBI < 500 mm·y⁻¹)

4.2.1. Profile morphology and chemistry

The PA1 soil profile has been described in a small quarry to the north of Palmacia, in the dissected landscape of the subhumid transitional area (S 4°08.380', W 38°50.784'). It is located at the upper part of a convexo-concave interfluvial at 400 m a.s.l., in a position preserved from active erosion and dissection. The profile comprises an organic horizon A1, an argic horizon (Bt) exhibiting clay coatings, and a fine-textured saprolite (C) with massive structure locally traversed by unaltered quartz veins (Fig. 4c).

In PA1 profile, soil pH is indicative of medium acidity, with H₂O pH values ranging from 5.4 to 5.7 (Table 1). As for profile LS1, the low exchange capacity (<24 cmol (+) kg⁻¹ of clay) indicates a predominance of low-activity clays, but the medium to high base saturation (>50) indicates the soil profile PA1 is a Cutanic Lixisol (rhodic) (IUSS Working Group WRB, 2006).

4.2.2. Micromorphological characterization of weathering

As for the soil profiles of the humid massif, the micromorphological features of the fine saprolite (C horizon) are characterized by a total decomposition of the less resistant rock-forming minerals (e.g.,

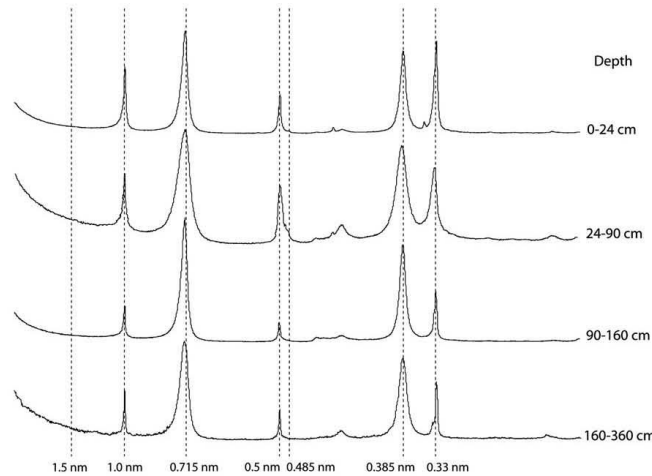


Fig. 5. XRD patterns (air-dried, oriented glass slides) of the $<2\ \mu\text{m}</math> fraction of the soil and upper saprolite horizons of profile LS1.$

plagioclases and biotites) incorporated into a secondary plasma rich in Fe-oxides (mainly released from the oxidation of structural iron in biotite) (Fig. 4d). Quartz and muscovite are unaltered; lithorelicts of K-feldspar are frequent throughout the plasmogenic matrix.

Micromorphological observations in upper Bt (argic) horizons (not illustrated) reveal the same characteristics as in the fine saprolite, but lithorelicts of K-feldspar and biotites are less common. The abundance of clay coatings, adjacent to the lithorelicts or incorporated into the secondary plasma, shows that illuviation is a significant pedogenic process in this interval.

4.2.3. Geochemical characteristics and weathering intensity

CIA values from profile PA1 (Table 2) indicate medium to high weathering intensity, from 81 in the top soil to 92 in the fine saprolite. The lower CIA values in the upper soil horizons are mainly ascribable to: (i) lower Al_2O_3 content, which itself is a consequence of clay

migration or “lessivage” process occurring in the soil profile; (ii) higher K_2O content, which is probably the consequence of the biological cycling of K through litter fall decomposition of semi-deciduous forest vegetation. CTR values are >0 in all horizons.

The results of selective dissolution procedures (Table 3) corroborate those of the total analysis: the content of extractable CBD Fe is medium to high, with Fe_o/Fe_T ratio $>60\%$, but in lower proportion than in the weathering profiles of the humid massif. Conversely, the amount of poorly crystallized Fe oxides, as deduced from oxalate extractant, here corresponds to higher proportion of the “free iron”, with Fe_o/Fe_d ratio increasing toward the soil surface.

4.2.4. Weathering product mineralogy

XRD patterns of the clay fraction in profile PA1 indicate homogeneous weathering product mineralogy from fine saprolite to upper soil horizons (Fig. 6). Well-crystallized kaolinite (WCK) was recorded

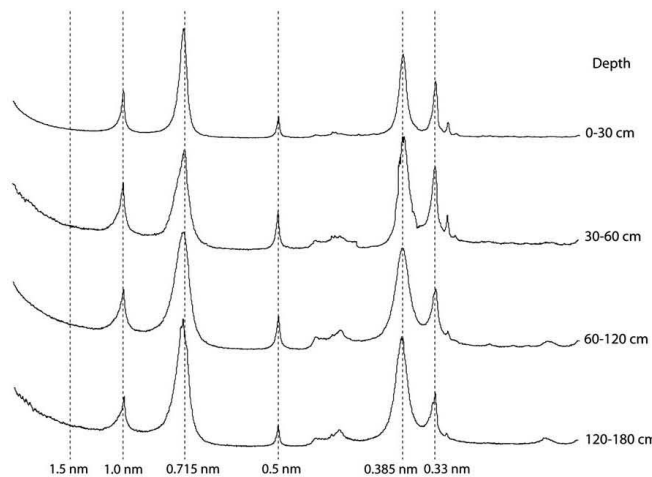


Fig. 6. XRD patterns (air-dried, oriented glass slides) of the $<2\ \mu\text{m}</math> fraction of the soil and upper saprolite horizons of profile PA1.$

as the dominant clay mineral, but high amounts of illite were also detected and consist of two populations: (i) well crystallized illite (WCI) with peaks at 1.00 and 0.50 nm, and (ii) poorly crystallized illite (PCI), indicated by the low-angle shoulder of the illite peak at 1.05 nm after decomposition of the XRD spectra.

According to Meunier and Velde (2004), the WCI would correspond to a detrital, mica-precursor primary phase which has been poorly altered (here: muscovite). PCI would represent the “illitic” secondary phase derived from the weathering of the primary rock-forming minerals – namely, biotites and feldspars – by transformation and/or neof ormation processes.

4.3. Soil and subsurface weathering facies of the semiarid piedmont ($0 < WBI < 50 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$)

4.3.1. Profile morphology and chemistry

The CA1 soil profile is located in a small quarry near Canindé, in the western part of the semi-arid erosional piedmont (S 4°22.301', W 39°18.271'). Situated at the top of a flat interfluvial at 200 m a.s.l., it comprises an organic horizon A1, a stone line, an argic horizon (Bt), and finally a transitional horizon (BC) with the gneissic grus (C) in which the dry consistence increases with depth (Fig. 4e)

H₂O pH values range from 6.2 to 7.1, with an increasing gradient with depth where soil pH is close to neutrality (Table 1). The moderate to high exchange capacity in all soil horizons (>24 cmol (+) kg⁻¹ of clay) indicates a predominance of high-activity clays. Soil profile CA1 classifies as a Haplic Luvisol (chromic) (IUSS Working Group WRB, 2006).

4.3.2. Micromorphological characterization of weathering

Micromorphological analyses from profile CA1 show that the grus preserves the rock structure despite the fact that biotite and plagioclase are partly weathered and filled with a primary plasma corresponding to their own alteration products (Fig. 4f). When present, K-feldspars and antiperthite patches are mostly unaltered. By contrast, plagioclase crystals exhibit numerous dissolution cavities partly filled with neoformed illite (Fig. 6d; verified by SEM-EDS analysis and X-ray element mapping; see Bétard et al., 2009 for more details).

Weathering of plagioclase and biotite gradually increases from the weathered gneiss to the soil surface. In BC and Bt horizons, K-feldspar and antiperthite are intensely weathered and incorporated into the

plasmogenic matrix. Amorphous plasma is absent in the grus material (C horizon).

4.3.3. Geochemical characteristics and weathering intensity

CIA values calculated from total element analysis in profile CA1 (Table 2) indicate low to medium weathering intensity, ranging between 74 and 76 at 135 and 215 cm depths, respectively. Such values are also in agreement with typical CIA values recorded in grus-type weathering mantles (Migoñ and Thomas, 2002). CTR values are highly positive in all horizons, with a slight decrease in Bt and BC horizons.

The lower weathering intensity is confirmed by selective dissolution data, which reveal much lower concentrations of free iron (Fe_d/Fe_t ratio ≤20%) in the grus material (Table 3). Unlike the fine saprolites of the humid and subhumid zones, structural Fe of the primary rock-forming (e.g., biotite, garnet) and secondary clay minerals (iron-rich clays) is the dominant form of Fe in the grus weathering mantles covering the semiarid piedmont. The proportion of “free iron” increases in subsurface samples, with a maximum of 50.36% in Bt horizon.

4.3.4. Weathering product mineralogy

XRD patterns from profile CA1 (Fig. 7) show that 2:1 minerals (smectite and illite) are the major components of the soil clay-mineral assemblage. However, diffraction patterns reveal that 1:1 minerals are also present and appear to be more prevalent toward the surface. In detail, the <2 μm fraction of soil and grus samples exhibits a paragenesis of clay minerals comprising: (i) smectite, with AD peaks at 1.50 and 0.70 nm that shift in EG state to 1.70 and 0.85 nm, respectively; (ii) WCI, with peaks at 1.00 and 0.50 nm; (iii) PCI, shown by a shoulder in the illite peak at 1.05 nm; (iv) well crystallized kaolinite (WCK), with peaks at 0.715 and 0.385 nm; and (v) poorly crystallized kaolinite (PCK), as shown by the low-angle shoulder of the kaolinite peak at 0.725 nm. A formamide test (Churchman et al., 1984) performed on these samples did not reveal any presence of halloysite.

The same paragenesis of clay minerals was found in profile RE1 (not illustrated), but mixed-layer illite-smectite (IS) was detected here in higher amounts. Vermiculite was also identified, with an AD peak at 1.4 nm that did not shift in EG state. It was formed in association with the dominant smectite-type clay minerals which predominantly result from the weathering of biotite.

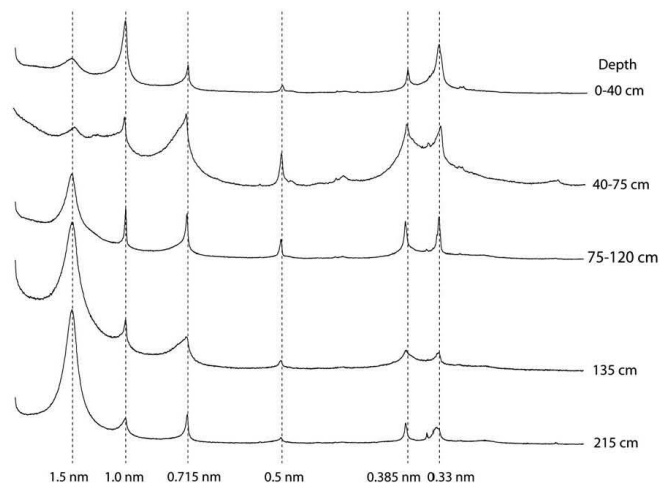


Fig. 7. XRD patterns (air-dried, oriented glass slides) of the <2 μm fraction of the soil and upper grus horizons of profile CA1.

5. Discussion

5.1. Soil-weathering system response to present-day water balance variations

With the combined help of field observations and laboratory results, a synthetic map showing the different types of soil weathering was drawn up for the Baturité massif and its piedmont (Fig. 8). The main WBI curves were traced on the same map to highlight the possible relationships between soil weathering processes and present-day water balance variations. The results clearly show a high spatial correlation between the distribution of hydrolytic weathering and the current pedoclimatic conditions: (i) in the humid massif ($WBI > 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), monosiallization is exclusive and leads to the neoformation of 1:1 clay minerals (kaolinite) with minor amounts of gibbsite; (ii) in the subhumid peripheral area of the massif ($50 < WBI < 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), monosiallization coexists with bisiallization, producing a mixture of 1:1 (kaolinite) and 2:1 (illite) clay minerals; (iii) in the semiarid piedmont ($0 < WBI < 50 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$), bisiallization becomes the dominant weathering pathway, with the most vulnerable primary minerals weathered into high-charge, 2:1 secondary clays (smectite and illite). This correlation between weathering types and water-balance variations is very similar to that observed in the gneissic uplands of Karnataka in peninsular India, between the kaolinite-dominated and smectite-dominated core areas of a well-characterized climosequence (Gunnell, 2000; Gunnell and Bourgeon, 1997).

In fact, it is mainly through the quantity of water which percolates into the weathering system ("climatic drainage") that the climatic control exercises its influence on weathering processes in tropical regions (Bourgeon and Pédro, 1992; Pédro, 1968). When hydrolysis is the prominent way of weathering as is the case in the study area, the development of a particular process (mono- or bi-siallization) depends on the rate of removal of silica and basic cations, which itself is influenced by the amount of water flowing into the weathering system. This explains the good spatial correlation between weathering types and WBI envelopes (Fig. 8). Indeed, the WBI curve of 500 mm corresponds exactly to the domain of exclusive monosiallization, with high values of deep drainage leading to fine saprolite formation and total dealkalination in the soil profiles. Below 50 mm of mean annual deep percolation, partial hydrolysis leads to bisiallization and

correlative grus formation conditioned by low, but irregular, deep drainage along with incomplete dealkalination. Above the grus weathering mantle, the red Luvisols covering the interfluvial of the semi-arid piedmont are typical of a fersiallitic pedogenesis, which involves high contents of "free iron" ($\geq 50\%$ in Bt horizon) and the prevalence of 2:1 clays in the soil mineral assemblage (Duchaufour, 1982). Finally, between 50 and 500 mm of deep drainage, the areas of mono- and bi-siallization overlap, that can be explained by intermediate conditions of weathering intensities. Such a progressive increase of weathering intensity from semiarid to humid conditions is also illustrated by the linear correlation between CIA values and the relative quantity of iron released during weathering (Fig. 9).

5.2. Soil-weathering system response to Quaternary paleoclimatic changes

Clearly, the formation of soils and weathering mantles is not an instantaneous phenomenon and requires long time periods to develop. According to Lageat and Gunnell (2001), tropical soils and weathering mantles may be considered as palimpsests reflecting "average" bioclimatic conditions that prevail at timescales of 1 to 10 Myr. Thus the duration of the Quaternary period appears to be an order of magnitude likely to control soil and saprolite development, given the propagation rates of weathering fronts estimated for tropical regions (1 to $10 \text{ m} \cdot \text{Ma}^{-1}$; Boeglin and Probst, 1998; Braun et al., 2005; Théveniaut and Freyssinet, 1999; Thomas, 1994).

Based on existing palaeoclimatic studies in northeastern Brazil, it seems that, here as in other areas of the tropics, several dry and wet phases have occurred since the Late Tertiary, although it is not currently possible to establish a precise chronology for the last ten million years. But three trends in the paleoclimate record have affected the northeast of Brazil during the Quaternary: (i) the existence of wet periods occurring on brief intervals over the past 200 kyr at least (Wang et al., 2004); (ii) the intervention of more arid phases during the Pleistocene, as evidenced by the widespread deposition of aeolian sand covers on the piedmont zones (Barreto et al., 2004; Bétard, 2007) (iii) the prevalence of climatic conditions similar to those of today throughout the Quaternary (Behling et al., 2000) and, more broadly, over the last 13 Myr (Harris and Mix, 2002).

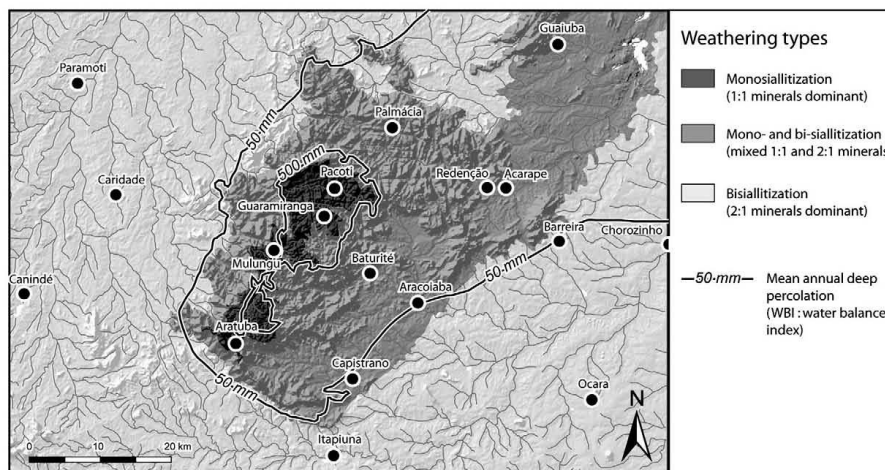


Fig. 8. Distribution of soil weathering processes in the study area.

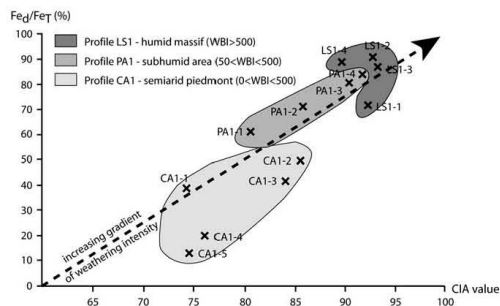


Fig. 9. Weathering intensity in the study area: highlight of correlation between CIA (Chemical Alteration Index) values and the Fe_0/Fe_T ratio, for the three selected profiles.

These considerations lead to the assumption that the geochemical pathways of soil weathering and their distribution in the study area are reflective of inevitable, long-term (Quaternary to Neogene) climatic fluctuations around statistical median values close to the present ones. Modelling the effects of such changes on the soil-weathering system is much more difficult, even if some features identified in the field may be a function of drier or wetter palaeoclimates. For example, the mid-slope plinthite identified in several soil profiles of the humid massif, as well as some terrace deposits rich in rounded quartz pebbles found 10–15 m above the present-day valley floor, are probably indicative of drier or more contrasted climates with distinct wet and dry seasons. Palaeoclimatic legacies of the Palaeogene lateritization event (Tardy and Roquin, 1998) are rare, but the archives of such a palaeoweathering stage seem mainly contained in the Neogene clastic sediments of the Barreiras Formation that underline the pre-littoral tablelands (Bétard, 2007; see below).

5.3. Soil-weathering system response to long-term denudation

In situ soil profile thickness and evolution depend on the balance between water–rock interaction processes at the weathering front and soil stripping processes at the surface by mechanical erosion, which itself is conditioned by tectonic activity and related denudation rates (Bourgeon and Gunnell, 1998). In the northern Brazilian “Nordeste”, tectonic regime is dominated since the Late Cretaceous by a large-scale flexural uplift with its crest situated at ~300 km from the coastline (Peulvast et al., 2008). Denudational response to post-rift crustal uplift corresponded to the progressive exhumation of a wide, shallow embayment on the northern flank of the flexure (the “sertaneja” depression), with mean erosion rates of 7 to 10 $m \cdot Ma^{-1}$ over post-Cenomanian times. Similar erosion rates were deduced for the Late Cenozoic from the measured thickness of the Neogene clastic sediments (onshore Barreiras and offshore Tibau formations) extending over the continental margin of Ceará (Peulvast et al., 2008).

The geomorphic consequence of that long-term uplift trend was to rejuvenate continuously the landsurface through climatically-controlled cycles of etching and stripping (Thomas, 1989). After a humid phase a chemical denudation leading to laterite formation in Early Tertiary times (Tardy and Roquin, 1998), a marked shift towards aridity began at ~13 Myr (Harris and Mix, 2002), favoring soil stripping and the development of a refreshed landsurface (Gunnell, 1998). Indeed, this period of increased aridity regionally coincides with the deposition of the Barreiras sediments, a detrital formation locally rich in quartz pebbles, inherited kaolinite and ferruginous gravels (Bétard, 2007). Combined with the presence of truncated weathering profiles and bare rock surfaces below the unconformable Barreiras sediments, there is strong sedimentological

evidence in the study area that the pre-Neogene palaeoweathering profiles were severely scoured to the lowermost regolith horizons in the erosional piedmont. Vestiges of Paleogene laterites have been observed at higher elevations in the landscape, mainly outside of the limits of the study area (Pereira massif, Araripe-Campos Sales area: Bétard et al., 2005). They remain currently scarce in the geomorphic environment of the Baturité massif because persistent epirogenic uplift and proximity to the base level have promoted the rapid mechanical erosion of most of the inherited kaolinite mantle and upper lateritic landforms. Stripping of the palaeoweathering mantle finally steered the landscape towards new forms of weathering and pedogenesis in the piedmont zone, with the newly established semi-arid conditions favouring grus formation and fersiallitic pedogenesis.

6. Conclusion

In the northern Brazilian “Nordeste”, the Baturité massif serves as a natural laboratory for analysing the morphological, geochemical and mineralogical variations experienced by soil and subsurface weathered materials in a tropical mountain characterized by a steep environmental gradient. By using different scales of observation, from field scale to micromorphology, this study gives some contributions to the understanding of spatial variations and co-evolutions of soil and subsurface weathering properties. Of particular relevance to the aim of this study, the results reveal a close spatial correlation between the distribution of soil weathering processes and present-day water balance (or pedoclimatic) variations, from monosiallitic weathering in the humid summit zone ($WBI > 500 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$) to bisiallitic weathering in the semi-arid piedmont ($WBI < 50 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$).

Beyond the question of spatial variability addressed in this paper, temporal variability of soil and weathering mantle formation is still poorly characterized, e.g. in obtaining constraints on the exact timing of weathering process and the propagation rate of weathering fronts. Further works in the study area will be dedicated to a better characterization of weathering-mantle-stratigraphy coupled with relative or absolute dating techniques, such as palaeomagnetism on hematite (Théveniaut and Freyssinet, 1999) and/or (U-Th)/He analysis of goethite (Shuster et al., 2005).

Acknowledgements

This study would not have been possible without the funding and material assistance by the LGP (Laboratoire de Géographie Physique, UMR CNRS 8591), the HydrASA laboratory (Hydrogéologie, Argiles, Sols et Alterations, UMR CNRS 6269) and the UFC (Universidade Federal do Ceará, Fortaleza). It has benefited from previous helpful discussions with Jean-Pierre Peulvast (Paris-Sorbonne University) and Yanni Gunnell (Paris-Diderot University). Help in the field work by Gérard Bourgeon (CIRAD) and in the laboratory by Laurent Caner (HydrASA) was also gratefully appreciated. We finally thank the two anonymous referees for their constructive comments on the submitted manuscript.

References

- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Bezerra, F.H.R., Tatum, S.H., Yee, M., Giannini, P.C.F., 2004. Geologia e geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo 4 (2), 1–12.
- 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. *Quaternary Science Reviews* 19, 981–994.
- Bétard, F., 2007. 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. Ph.D. thesis (unpublished), Paris-Sorbonne University, France.
- Bétard, F., Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., 2005. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area: consequences of uplift, erosion and climatic change. 6th International Conference on Geomorphology, Zaragoza, p. 69 (Abstracts Volume).

- Bétard, F., Caner, L., Gunnell, Y., Bourgeon, G., 2009. Illite neoformation in plagioclase during weathering: evidence from semi-arid Northeast Brazil. *Geoderma* 152, 53–62.
- Blakemore, L.C., Searle, P.L., Daly, B.K., 1987. Methods for Chemical Analysis of Soils. New Zealand Soil Bureau Scientific Report 80, Lower Hutt.
- Boeglin, J.L., Probst, J.L., 1998. Physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin. *Chemical Geology* 148, 137–156.
- Bourgeon, G., 2001. A survey of soil and weathering patterns through land system mapping in the Western Ghats region. In: Gunnell, Y., Radhakrishna, B.P. (Eds.), Sahyadri, the great escarpment of the Indian subcontinent. Patterns of landscape development in the Western Ghats. Geological Society of India, Gaviipuram, pp. 855–904.
- Bourgeon, G., Gunnell, Y., 1998. Rôle du régime tectonique et du taux de dénudation sur la répartition géographique et les propriétés des sols tropicaux. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 326, 167–172.
- Bourgeon, G., Pédro, G., 1992. Rôle majeur du drainage climatique dans la différenciation altéritique et pédologique des sols des régions chaudes. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 314, 717–725.
- Braun, J.J., Ngeoupayou, J.R.N., Viers, J., Dupré, B., Bedimo, J.P., Boeglin, J.L., Robain, H., Nyeck, B., Freydier, R., Nkamdjou, L.S., Rouiller, J., Müller, J.P., 2005. Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 357–387.
- Churchman, G.J., Whitton, J.S., Claridge, G.G.C., Theng, B.K.G., 1984. Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays and Clay Minerals* 32, 241–248.
- CPRM, 2003. Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil (CD-Rom).
- Duchaufour, Ph., 1982. *Pedology: pedogenesis and classification*. Allen & Unwin, London, Boston.
- Ehlen, J., 2005. Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathering mantle. *Geomorphology* 67, 7–21.
- Gunnell, Y., 1998. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change* 18, 47–57.
- Gunnell, Y., 2000. The characterization of steady state in Earth surface systems: findings from the gradient modelling of an Indian climosequence. *Geomorphology* 35, 11–20.
- Gunnell, Y., Bourgeon, G., 1997. Soils and climatic geomorphology on the Karnataka Plateau, peninsular India. *Catena* 29, 239–262.
- Harris, S.E., Mix, A.C., 2002. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology* 30, 447–450.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006, World Soil Resources Report No. 103, 2nd edition. FAO, Rome.
- Lageat, Y., Gunnell, Y., 2001. Landscape development in tropical shield environments. In: Godard, A., Lagasquie, J.J., Lageat, Y. (Eds.), *Basement regions*. Springer, Berlin, pp. 173–197.
- 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, 317–327.
- Meunier, A., Velde, B., 2004. *Illite: Origin, Evolution and Metamorphism*. Springer, New York.
- Migoň, P., Thomas, M.F., 2002. Grus weathering mantles – problems of interpretation. *Catena* 49, 5–24.
- Monié, P., Caby, R., Arthaud, M.H., 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in Northeast Brazil: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research* 81, 241–246.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* 97, 129–147.
- Pédro, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 10, 457–470.
- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology* 62, 89–122.
- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., Bétard, F., Gunnell, Y., 2008. Low post-Cenomanian denudation depths in the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change* 62, 39–60.
- Price, J.R., Velbel, M.A., 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* 202, 397–416.
- Projeto Radambrasil, 1981. Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal. Ministério das Minas e Energia-MME. Rio de Janeiro.
- Scarciglia, F., Le Pera, E., Critelli, S., 2005. Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology. *Catena* 61, 1–29.
- Shaw, R., 1997. Variations in sub-tropical deep weathering profiles over the Kowloon granite, Hong Kong. *Journal of the Geological Society* 154, 1077–1085.
- Shuster, D.L., Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., 2005. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 659–673.
- Tardy, Y., Roquin, C., 1998. *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. Éditions du BRGM, Orléans.
- 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, 209–231.
- Thomas, M.F., 1989. The role of etch processes in landform development: II. Etching and the formation of relief. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 257–274.
- Thomas, M.F., 1994. *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*. J. Wiley & Sons, Chichester.
- Wang, X.F., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 40–43.

3.3. Thème 3 : Géodiversité, biodiversité et patrimoines environnementaux

Ce troisième et dernier thème est central puisqu'il constitue la colonne vertébrale du Volume 1 de « position et projet scientifique » de cette HDR. S'il est présenté en dernier dans ce recueil de publications, c'est pour respecter un ordre chronologique car c'est le thème que j'ai investi le plus récemment des trois. Il regroupe des articles traitant de la géodiversité et du géopatrimoine [13, 15], de la biodiversité et du biopatrimoine [12] et des systèmes de relations entre ces deux sphères [11, 14]. J'ai donc repris une partie de ces travaux et d'autres (non sélectionnés ici), après mise à jour et effort de synthèse et de conceptualisation, pour alimenter les différents chapitres du Volume 1. Les angles abordés dans les articles rassemblés ici vont ainsi de la connaissance [11, 12, 15] à la conservation et la valorisation patrimoniale [13, 14].

Le volet « connaissance » est primordial et demeure un préalable indispensable aux applications et aux réflexions situées en aval, notamment dans le domaine de la géoconservation et du géotourisme. L'acquisition des connaissances se fait avant tout sur le terrain, selon une approche naturaliste, qui se traduit par la réalisation d'inventaires patrimoniaux et de cartographies inédites [12, 15]. Le traitement des données acquises sur le terrain doit ensuite pouvoir passer au filtre des analyses statistiques et des méthodes quantitatives à même de produire des indices pour mesurer la biodiversité [12] et la géodiversité (travaux en cours ; voir aussi le Chapitre 3 du Volume 1). Lorsque les travaux s'attachent à comprendre les processus de patrimonialisation, la démarche fait alors appel à des considérations historiques, socio-culturelles, juridiques et politiques nécessitant des entretiens ou des collaborations avec les gestionnaires et les acteurs territoriaux [13, 14]. Le liant entre tous ces travaux est la compréhension de la variabilité du monde abiotique, y compris dans ses relations avec le patrimoine vivant et les paramètres anthropiques/culturels, ainsi que leur opérationnalité plus ou moins directe pour la gestion conservatoire des milieux et la valorisation patrimoniale (muséologie, vulgarisation et médiation scientifique, géotourisme).

Les cinq articles présentés ci-après ont été rédigés entre 2013 et 2017 et témoignent de l'investissement récent dans cette thématique de recherche. Le champ de la géodiversité a ainsi alimenté une bonne partie de ma production scientifique depuis mon recrutement à l'université Paris-Diderot et occupe la quasi-exclusivité de mes travaux actuels et des développements méthodologiques en cours. Au total, c'est une cinquantaine de publications (tous types confondus) qui constitue la production scientifique rattachée à ce thème, incluant une dizaine d'articles dans des revues régionales et d'autres supports de valorisation nécessaires à la diffusion et à la vulgarisation scientifique. Les communications dans des colloques nationaux et internationaux (parfois publiées dans des actes) et les articles dans des revues nationales et internationales à comité de lecture, représentent toutefois la plus grande part des travaux publiés sur ce thème (~70 %). En témoignent les deux articles publiés dans la revue internationale *Geoheritage* [1, 5] ou encore la coordination d'un numéro thématique sur les géopatrimoines dans les *Annales de Géographie*, incluant un article inédit sur les trajectoires patrimoniales observées et analysées dans le Géoparc mondial UNESCO Araripe [4].

Mots-clés thématiques : géodiversité, géopatrimoine, biodiversité, biopatrimoine, géomorphosites, patrimoine géomorphologique.

Mots-clés géographiques : Nordeste brésilien, France de l'Ouest, Bassin de Paris.

[11] BÉTARD F. (2013) – Patch-scale relationships between geodiversity and biodiversity in hard rock quarries: Case study from a disused quartzite quarry in NW France. *Geoheritage*, 5, pp. 59-71.

Après un premier article publié en 2011 dans *PhysioGéo* portant sur les « *potentialités écologiques des carrières de quartzite après exploitation : l'exemple de la carrière de Cheffois (Vendée, France)* » – point de départ de nombreux inventaires naturalistes sur ce site –, j'ai voulu transformer l'essai pour un public international, en montrant les relations étroites qui existent entre géodiversité et biodiversité à l'échelle locale d'une ancienne carrière de roches massives. Ce nouvel objectif m'obligea à refaire du terrain pour inventorier, d'une part, les formes de relief anthropogéniques issues de l'exploitation de la carrière (à l'origine de la *géomorphodiversité* du site) et, d'autre part, de compléter et consolider les inventaires sur la faune et la flore à l'échelle stationnelle, en relation avec la trame d'habitats néoformés. Récemment converti à l'entomocénotique, j'utilisai les communautés d'orthoptères pour démontrer, données primaires à l'appui, le lien fort qui existe entre la création de nouvelles formes de relief (ou « néohabitats ») et les *patterns* de biodiversité. Ce travail s'inscrit donc dans une approche écogéomorphologique originale, visant à explorer les relations fécondes entre géomorphologie anthropogénique et écologie biocénotique.

Une nouvelle typologie des formes de relief anthropogéniques issues de l'exploitation des carrières est proposée dans l'article, opposant schématiquement des reliefs d'excavation (*excavated landforms*) et des reliefs construits (*accumulated landforms*). Les principaux assemblages floristiques et faunistiques sont décrits pour chaque type d'habitat, avant une étude de cas dédiée aux communautés d'orthoptères, avec rattachement à un système syntaxonomique mis au point pour le domaine paléarctique occidental. La discussion, qui touche à des questions d'éthique environnementale, porte d'abord sur l'apport écologique de la carrière après exploitation *versus* les pertes en biodiversité engendrées par l'ouverture d'un site d'extraction. Elle permet ensuite de discuter des ajustements des écosystèmes et des stratégies cénotiques en contexte de perpétuel changement, au moment de l'exploitation extractive. Elle offre enfin des passerelles avec les stratégies de conservation et de restauration à mener dans les anciennes carrières de roches massives, en tenant compte des écosystèmes de référence avant l'exploitation.

Au total, cet article doit être vu comme un travail exploratoire, dans l'appréhension plus générale des relations géodiversité-biodiversité à différentes échelles spatio-temporelles, qui pose quelques jalons et ouvre de nouvelles voies d'études possibles dans le domaine de l'éco- ou de la biogéomorphologie. L'alliage fécond des approches et des thématiques – entre géomorphologie anthropogénique et écologie biocénotique – m'a permis d'entreprendre plus récemment de nouvelles recherches sur d'autres objets similaires – les « technotopes » (voir Chapitre 1, § 1.2.3., du Volume 1) – et de co-encadrer une thèse, avec ce regard nouveau, sur les formes de relief anthropogéniques de la Grande Guerre et leurs potentialités écologiques en forêt de Verdun (thèse de Rémi de Matos-Machado, en cours).

Author's personal copy

Geoheritage
DOI 10.1007/s12371-013-0078-4

ORIGINAL ARTICLE

Patch-Scale Relationships Between Geodiversity and Biodiversity in Hard Rock Quarries: Case Study from a Disused Quartzite Quarry in NW France

François Bétard

Received: 13 July 2012 / Accepted: 28 February 2013
© The European Association for Conservation of the Geological Heritage 2013

Abstract While quarrying can cause significant negative impacts on geo- and biodiversity during the extractive operations, abandoned quarries can enhance biodiversity afterwards by acting as refuges for many plant and animal communities, including a range of rare and/or endangered species of high conservation value. Combination of exposed rock walls and bare surfaces, nutrient-poor soils, water bodies and associated wetlands are some of the abiotic factors that contribute to the wildlife potential of abandoned hard rock quarries. Focusing on the spatial relationships between geodiversity and biodiversity patterns, an eco-geomorphological survey carried out at a disused quartzite quarry, NW France, revealed a strong connection between quarrying landforms and biological assemblages at the patch scale. At this scale, geomorphological heterogeneity (or geomorphodiversity) induced by quarrying provides a diversity of ecological niches adapted to a wide range of plant and animal communities, including some rare taxa of high heritage value (rare, Red Data Book-listed and/or protected species, especially in vascular plant flora and invertebrate communities). Such dependence between geo- and biodiversity directly reflects the rapid adjustment of ecosystems—through primary ecological succession—to the new habitat conditions offered by individual quarrying landforms. This perspective deserves further attention in habitat conservation and landform replication strategies in other localities of hard rock disused quarries.

Keywords Quarrying · Anthropogenic landforms · Biological communities · Ecological succession · Armorican Massif

F. Bétard (✉)
Univ Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, Laboratoire PRODIG,
UMR 8586 CNRS, F-75205 Paris, France
e-mail: francois.betard@univ-paris-diderot.fr

Introduction

The extraction of building materials in open-pit quarries represents one of the major anthropogenic impacts on the Earth surface. The impacts of quarrying activities affect all aspects of the environment, including lithosphere (rock excavation and geomorphic changes of the landscape), atmosphere (dust and air pollution), hydrosphere (changes in ground- and surface water) and biosphere (destruction of habitats and loss of biodiversity). As a general rule, impacts of quarrying are classically regarded as threats and potentially damaging to the environment and, in particular, to biodiversity (e.g. Thornton 1996; Langer 2001; Lameed 2011): quarrying activities generally inflict heavy impact at both landscape and community levels, sometimes affecting habitats and species included in the European Habitat Directive (Martínez-Hernández et al 2011; Ballesteros et al 2012). Paradoxically, during the last decades, ecological and botanical studies of quarries in various geological and environmental settings have revealed the ecological potential and biological interest of post-quarrying sites after natural re-vegetation (e.g. Jefferson 1984; Frochot and Godreau 1995; Benes et al. 2003; UNICEM 2008). All these studies point to the positive effects of quarrying on biodiversity, because abandoned quarries act as refuges for many plant and animal communities, including a range of rare and/or endangered species of high heritage value.

The aim of this study is to analyse the relationships between geodiversity (i.e. diversity of exposed substrates, landforms and soils) and biodiversity (i.e. mosaic of plant and animal communities) at the patch scale of a quarry site. At this scale, geomorphological heterogeneity could be viewed as providing a diversity of potential niches for plants and animals (Bumett et al. 1998) that might explain biodiversity patterns and the bioheritage value of quarries. Following this perspective, an eco-geomorphological approach, integrating anthropogenic

Published online: 14 March 2013

 Springer

geomorphology and ecosystem ecology, was carried out at the Cheffois quarry site (Vendée, NW France; Fig. 1) serving as a 'natural laboratory'. Determination of the patch-scale relationships between geodiversity and biodiversity is a major issue with potential applications in quarry restoration and reclamation strategies. The main objectives of this study are: (1) to identify the different types of quarrying landforms and the patterns of geo(morpho)diversity at the site and (2) to characterize the biocenoses (i.e. plant and animal associations) occurring within them. A biocenotic analysis of Orthoptera communities serves as a special case study to illustrate the patch-scale relationships between biotic and abiotic components of the quarry. Including a comparative analysis of

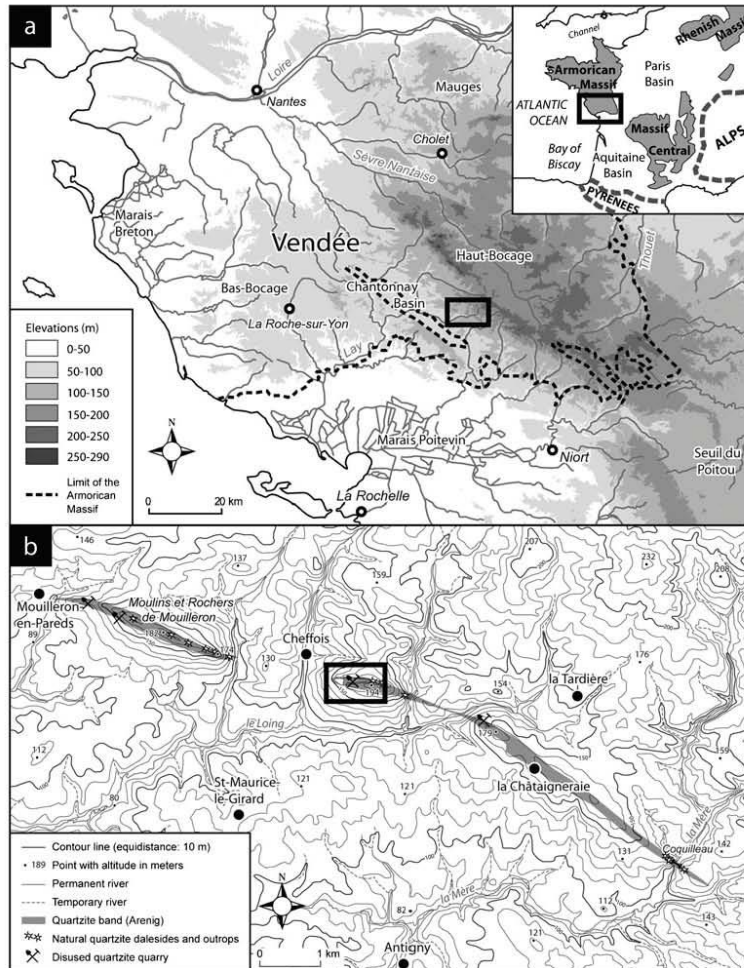
positive and negative effects of quarrying on biodiversity, this study finally proposes a discussion on the specific adaptation process of ecosystems to quarrying landforms and on the potential applications to restoration and landform replication within other disused quarries.

Materials and Methods

Study Site

The study site is a disused quartzite quarry within the commune of Cheffois (Vendée, NW France) in the southern

Fig. 1 a Location map of the study site in the southern Armorican Massif (Vendée, NW France); b simplified topographic map showing the situation of the studied quarry site along the Arenig quartzite band. The rectangle in b locates Fig. 2



Author's personal copy

Geoheritage

Armorican Massif (coordinates, 46°39'50 N, 0°46'50 W; Fig. 1). The site occurs at the top of a quartzite butte culminating at 194 m above sea level, with a temperate oceanic climate. Rainfall is typically 800–850 mm/year, and mean annual temperature is ca. 13 °C. The quarry was developed in a ca. 100-m thick, Ordovician quartzite unit of Arenig age on the southern flank of a NW–SE-trending Variscan anticline. The extraction site is 600 m long with a maximum width of 100 m, covering a total surface area of ca. 8 ha. Outside the limits of the quarry pit, the surrounding ecosystems and land covers are represented by a grove landscape matrix (*bocage*) where cultivated lands are delineated by discontinuous hedges or tree lines, with small patches of woodlands and copses. In this agriculture-dominated landscape, the soil cover is composed of leached brown soils developed on grey and black schists contrasting with the lithic soils and rock outcrops of the quartzite butte.

During the nineteenth century, i.e. prior to quarrying, the butte of Cheffois was covered by a mosaic of dry heathlands ('Atlantic moors') and siliceous grasslands developed on natural dalesides of quartzite associated with lithic soils. This vegetation cover and associated components make up the reference ecosystem. The earliest quarrying activities began in the late nineteenth century, primarily to meet the important needs of building roads and railways at the time. After an initial stage of artisanal (manual) quarrying between 1896 and 1920, the Cheffois quarry site experienced a second stage of industrial development between 1920 and 1953, with the intensification of production means and modernization of facilities (establishment of a mechanical crusher in a raised position, construction of an aerial ropeway, etc.). The quarry site was closed in 1953, leaving a large excavated pit progressively re-vegetating by natural colonization and primary autogenic succession. In addition, as extraction had proceeded below the water table, a large water body, or pit pond, developed in the deepest excavations of the quarry site to the west (Fig. 2). Because of its ecological potential and high biological interest (the site is classified as ZNIEFF type 1: *Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique, Floristique et Floristique*: MNHN 2003–2012), the disused quarry was partly acquired by the General Council of Vendée in 1993 for conversion as a protected natural area (ENS, *Espace Naturel Sensible*).

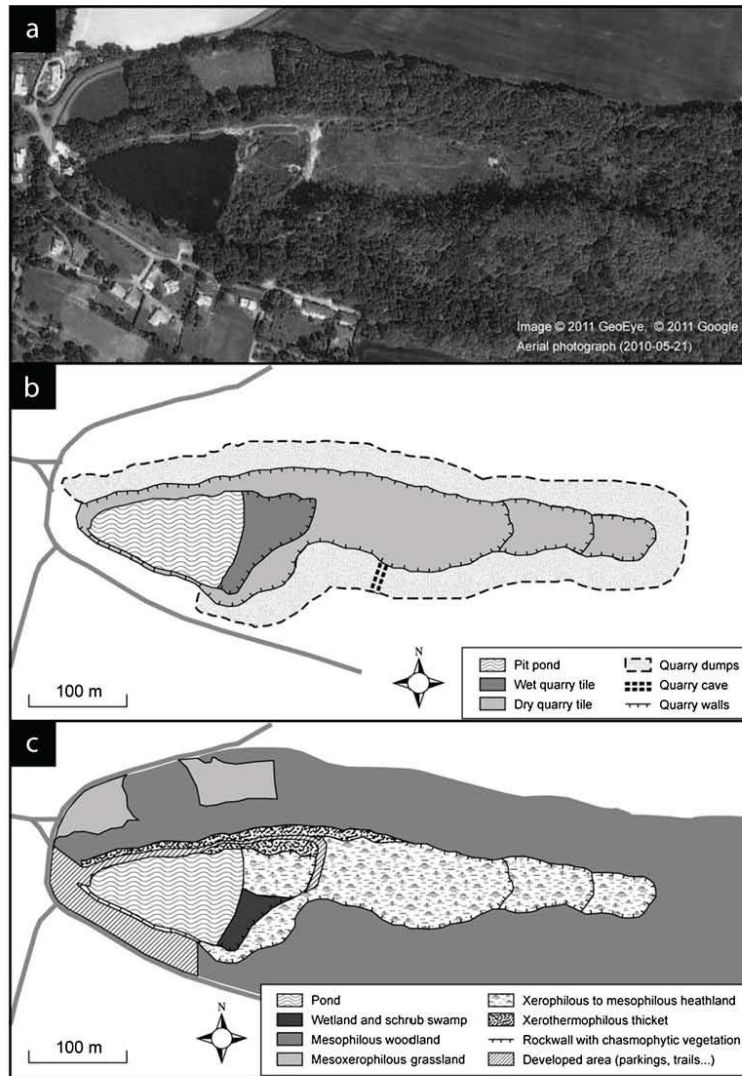
Methods and Data

To characterize landforms and patterns of geo(morpho)diversity in relation to quarrying features, a field-based geomorphological analysis was carried out in the study site, which included a systematic, multiscale description of quarrying landforms (macroforms, mesoforms and microforms), as well as observations on rockwall dynamics and evolution. The nomenclature used for quarrying landforms was adapted from the classification proposed by Dávid (2008). Descriptions of

plant and animal communities are based partly on the author's own observations and partly on previous inventories of vegetation patterns (Dupont 1992) and the regional natural heritage (ZNIEFF inventory: MNHN 2003–2012). The compiled and added materials depicting the current state of biological assemblages in the quarry site provide the basis for analysing the patch-scale relations between geodiversity and biodiversity patterns. Special attention was drawn on the heritage value of habitats and biological species (e.g. habitat types of community interest in the European Natura 2000 network, species listed in Red Data Books and Protection Lists) in order to better appreciate the ecological value and the bioheritage of the site.

To complete the analysis of patch-scale relationships between landform heterogeneity and biodiversity patterns, a biocenotic analysis of orthopteran communities (Caelifera: grasshoppers; Ensifera: crickets and bush crickets and the allied Orders: Mantoptera, Phasmoptera) serves as a special case study. Orthopteran communities were chosen because this faunal group presents several advantages and interests, as advocated by some authors (Andersen et al. 2001; Picaud and Petit 2007): (1) abundance and diversity, particularly in open landscapes such as quarries; (2) presence of functional groups and typical species assemblages, favouring the assessment of ecosystem complexity; (3) ease and reliability of sampling and identification; (4) sensitivity to environmental changes and anthropogenic disturbance (orthopteran communities are composed of pioneer species which closely follow plant succession during the natural re-vegetation process). In the study site, a survey of Orthoptera was conducted between 2010 and 2012, mainly during spring and summer months, focusing on the hottest hours of the day, between 1100 and 1800 hours GMT. This study was supplemented by crepuscular and nocturnal surveys that were useful to detect several species of Ensifera (e.g. *Oecanthus pellucens*). For each habitat with homogenous vegetation structure, adult individuals were sampled and identified *in natura* or after capture, using the determination key of Defaut (2001). For the smallest species (e.g. Tetrigidae), determination was verified in laboratory by examination under a $\times 30$ stereo-binocular microscope. Species of the genera *Phaneroptera* and *Calliptamus* were identified only from male specimens. In order to prevent the insects from escaping, the sampling strategy in the field was to move from the periphery toward the centre of each plot. An abundance index was assigned to each species encountered during field surveys in the different habitat types, using the following classes: (+) one to three individuals recorded after a half hour of survey (scarce species), (++) four to ten individuals recorded (fairly abundant species), (+++) more than ten individuals recorded (very abundant, dominant species). The species were finally grouped into synthetic records for each landform/habitat type, with reference to the syntaxonomic system developed by Defaut (1999).

Fig. 2 Environmental setting of the Cheffois quarry site. **a** Aerial view (Google Earth) of the study site; **b** simplified landform map, showing the distribution of the main quarrying features; **c** present-day habitat and vegetation patterns in and around the quarry site



Typology of Quarrying Landforms and Patterns of Geo(morpho)diversity

From a general perspective and as a parallel to biodiversity, geodiversity is defined as ‘the natural range (diversity) of geological (rocks, minerals, fossils), geomorphological (landforms and processes) and soil features, including their assemblages, relationships, properties and systems’ (Gray 2004). Focusing on the geomorphic component of the

abiotic nature, the term *geomorphodiversity* is ‘a critical and specific assessment of the geomorphological features of a territory, by comparing them in an extrinsic and in intrinsic way, taking into account the scale of investigation, the purpose of the research and the level of scientific quality’ (Panizza 2009).

Here, we describe the distribution pattern of geomorphodiversity at the Cheffois quarry site as a direct consequence of extraction activities. Indeed, the extraction

Author's personal copy

Geoheritage

of raw materials, or quarrying, may be considered as a geomorphic process since it produces an impact on geomorphological landscapes which undergo fundamental and visible changes (Dávid 2008; Prikryl 2009). Thus, involving artificial erosion (excavation of rocks) and subsequent deposition (accumulation of waste material), quarrying results in a range of new landforms that may be classified into two main categories: (1) excavated landforms, created by artificial erosion, and (2) accumulated landforms, originated by artificial deposition. Within these two categories, quarrying landforms are highly diversified as a function of size and origin, highlighting high levels of geomorphodiversity on a local scale.

Excavated Landforms

Quarry Tiles and Ponds The Cheffois quarry site belongs to a 'complex excavated type' (*sensu* Dávid 2008) resulting from multi-levelled horizon mining. The present-day multi-storeyed scenery is composed of four levels of quarry platforms—or tiles (Fig. 2)—each level representing an approximately flat ground surface, surrounded by quarry walls on three sides and including a range of microforms (sparse accumulations of quarry material in alternation with bare rock surfaces and associated protosoils). In the deeper excavations, a large pit pond occupies the western part of the quarry floor (Fig. 3a). It is ca. 1 ha in surface area and 9 m in mean depth (up to 12–13 m at maximum). The water level of the lake drops ca. 1 m during warm and drier summer months. The water body is bordered by steep rocky banks (5 to 10 m high), with the exception of its eastern shore which forms a smooth transition with a wet quarry level (Fig. 3b). The latter is occupied by small pools and temporary puddles caused by seasonal flooding, in relation to a rise in water table and pond level during winter months. The upper quarry levels are characterized by dry edaphic conditions (Fig. 3c), due to their position well above the water table and to the high permeability of quartzite.

Quarry Walls and Debris Aprons In the study site, quarry walls are steep rocky scarps, or subvertical quarry faces, shaped into steeply dipping quartzite. According to their orientation (E–W dominant) and slope exposition, they are characterized by contrasting microclimatic conditions (wet and shaded north-facing vs. dry and warm south-facing quarry walls). Artificial rockwalls include numerous microforms, such as rock counterforts, rock benches and weathered-out rocks. At the foot of the quarry walls, debris cones and debris aprons have accumulated with smaller angles as talus slopes (Fig. 3d), partly derived from extraction activities and partly from natural processes (rockfalls, dry debris flows). Although they may represent accumulated landforms, their origin is strictly connected to the formation

and evolution of quarry walls classified as excavated landforms. Two modes of rockwall dynamics were recognized in the study site: (1) a rockfall-dominated mode, in quarry faces shaped into compact quartzite beds (Fig. 3e), and (2) a debris-dominated mode, in quarry faces shaped into triturated quartzite facies (Fig. 3f).

Quarry Caves Quarry caves are artificial underground landforms or cavities that have been created by excavation during extraction activities. Several underground cavities of different sizes and origins were identified in the quarry site; some of them are old explosive warehouses or compartments. The main quarry cave at the site is a ca. 20-m-long subterranean gallery, located halfway up on the main north-facing quarry wall, 50 m east of the ruins of the crusher (Fig. 3g). It is characterized by a quasi-absence of light, a relatively stable temperature (10 to 15 °C all throughout the year) and high hygrometry levels (>80 %). This type of underground landform is almost unique in the non-karstic environment of Western France, where geological bedrock is dominated by Proterozoic–Paleozoic basement rocks of the Variscan belt (Armorican Massif). Public access to the main subterranean gallery has been prohibited since April 2010 on order of the Prefect, to avoid any disturbance to bats and to promote their conservation at the site.

Accumulated Landforms: Quarry Dumps

As opposed to excavated landforms carved by artificial erosion of quarrying origin, accumulated or depositional landforms can be distinguished in almost every extraction site. Often known as quarry dumps, they are built up by the movement and accumulation of waste materials which had no value from an economic viewpoint during extraction activities (Dávid 2008). In the study site, quarry dumps are distributed all around the excavation pit (Fig. 2b). Accumulation of waste was originated from the removal of overburden from above the fresh rock to be excavated, but also from the processing of the extractive material during grinding and crushing operations. The shape of the dumped material arranged in disordered groups defines here 'a complex accumulated type' (*sensu* Dávid 2008). As a consequence, chaotic topography formed by waste heaps predominates in the landscape (Fig. 3h). Shallow rills and gullies, formed by natural processes, are common microforms on spoil dumps, but the efficiency of linear erosion is today limited by forest vegetation developed on the soft soils of the dumps.

In summary, all these landforms contribute to the high level of *geomorphodiversity* of the quarry at different scales, both in *extrinsic* (rare landforms at the regional scale of the Armorican Massif) and *intrinsic* ways (varied landforms at the local scale of the quarry site).

Biodiversity Patterns in Relation to Quarrying Landforms

According to the 'Convention on Biological Diversity' (accepted during the 1992 United Nations Earth Summit in Rio de Janeiro), biodiversity is defined as 'the variability among living organisms from all sources, including terrestrial, marine and other aquatic ecosystems, and the ecological complexes of which they are part: this includes diversity within species, between species and of ecosystems'. One textbook's definition proposes a simplified definition where biodiversity is the 'variation of life at all levels of biological organization' (Gaston and Spicer 2004).

Here, we describe the biodiversity patterns of the Cheffois quarry site in a qualitative way, with reference to typical plant and animal associations in relation with the distribution pattern of quarrying landforms. Special attention is drawn on the heritage value of the habitats and biological species occurring within this pattern of geomorphodiversity. A measure of the health of ecosystems of the quarry is provided by the biocenotic study of Orthoptera communities, serving as potential bioindicators of landform heterogeneity at the patch scale.

Plant Communities

Due to the rich landform assemblage responsible for a mosaic of extremely diversified habitats, high diversity and richness of plant species occur in the quarry site. Vascular plant flora includes some rare taxa of high conservation value which found suitable ecological niches in the areas transformed by excavation activities. The plant communities occurring in the extraction site have very different ecological exigencies in relation to landform and habitat heterogeneity, depending on the nature of the exposed substrate (i.e. from compact rocks on quarry walls and tiles to soft soils on quarry dumps) and the hydro-edaphic conditions (i.e. from wet areas to dry conditions related to different levels of soil humidity or slope exposition) (Fig. 4).

In the lower parts of the quarry site, the pit pond has a poor and low diversified flora, due to the significant water depth and the steepness of the banks. However, in the immediate vicinity of the pit pond to the east, wet areas of the quarry floor are home to swamp hygrophilous species that contribute to the general increase in biodiversity of the area investigated. Annual-perennial herb communities (e.g. *Juncus effusus*, *Juncus bulbosus*, *Agrostis canina*, *Gnaphalium luteo-album*, *Holcus lanatus*, *Molinia caerulea*) develop in the periodically flooded area due to annual fluctuations of water table height.

At higher elevations in the multi-levelled quarry landscape, the plant associations of the dry quarry tile belong to European dry heaths, i.e. a habitat type of community interest that is very scarce and declining in northwestern France (European Commission 2007). More specifically, they correspond to

Fig. 3 Photographs of the Cheffois quarry site, showing the main quarrying features and landforms. **a** Overall view of the quarry site, with the pit pond at the foreground and multi-levelled quarry tiles at the background; **b** view of the wet quarry tile; **c** view of the dry quarry tile; **d** quarry wall and thicket-covered debris apron; **e** quarry face with traces of major rockfall and associated block fields; **f** quarry face with traces of dry debris flow accumulated in the form of debris cone; **g** entrance of the main quarry cave; **h** quarry dumps; Photos: F. Bétard

dry Atlantic moors rich in Fabaceae (*Ulex europaeus*, *Cytisus scoparius*) and Ericaceae (*Erica cinerea*, *Erica scoparia*, *Calluna vulgaris*) and include patches of lichenic (*Cladonia* sp.) and bryophytic (*Polytrichum* sp., *Hypnum* sp.) communities of great biological interest (Fig. 3c).

The exposed quartzite walls in the artificial scarps have the highest conservation value in terms of vascular plant flora and high species richness, despite the poorly developed soils and the sub-verticality of landforms. The great majority of these plants grow on microforms such as rock benches and ledges in sun-lit places, but also in the cracks and on the shaded walls, promoting the development of a chasmophytic vegetation typical of siliceous rocky slopes—another habitat type of community importance in the European Ecological Network, Natura 2000 (European Commission 2007). The community of *Asplenio billotti-Umbilicion rupestris* appears typical for the rockwalls of the quartzite quarry. In the south-facing quarry walls, rare or uncommon heliophilous, xerothermic plants develop on the rocky scarps: *Hypericum linariifolium*, *Micropyrum tenellum*, *Anthoxanthum aristatum*, *Sedum anglicum* and, very exceptionally, *Silene vulgaris* subsp. *bastardii*—this last being a subendemic taxa listed in the Red Book of French endangered flora as a species of special concern (Olivier et al. 1995). In the north-facing shaded walls, moss species and ferns (*Polypodium vulgare*, *Pteridium aquilinum*) appear and coexist with *Umbilicion rupestris*, a typical chasmophytic species colonising the cracks and fissures of rock faces.

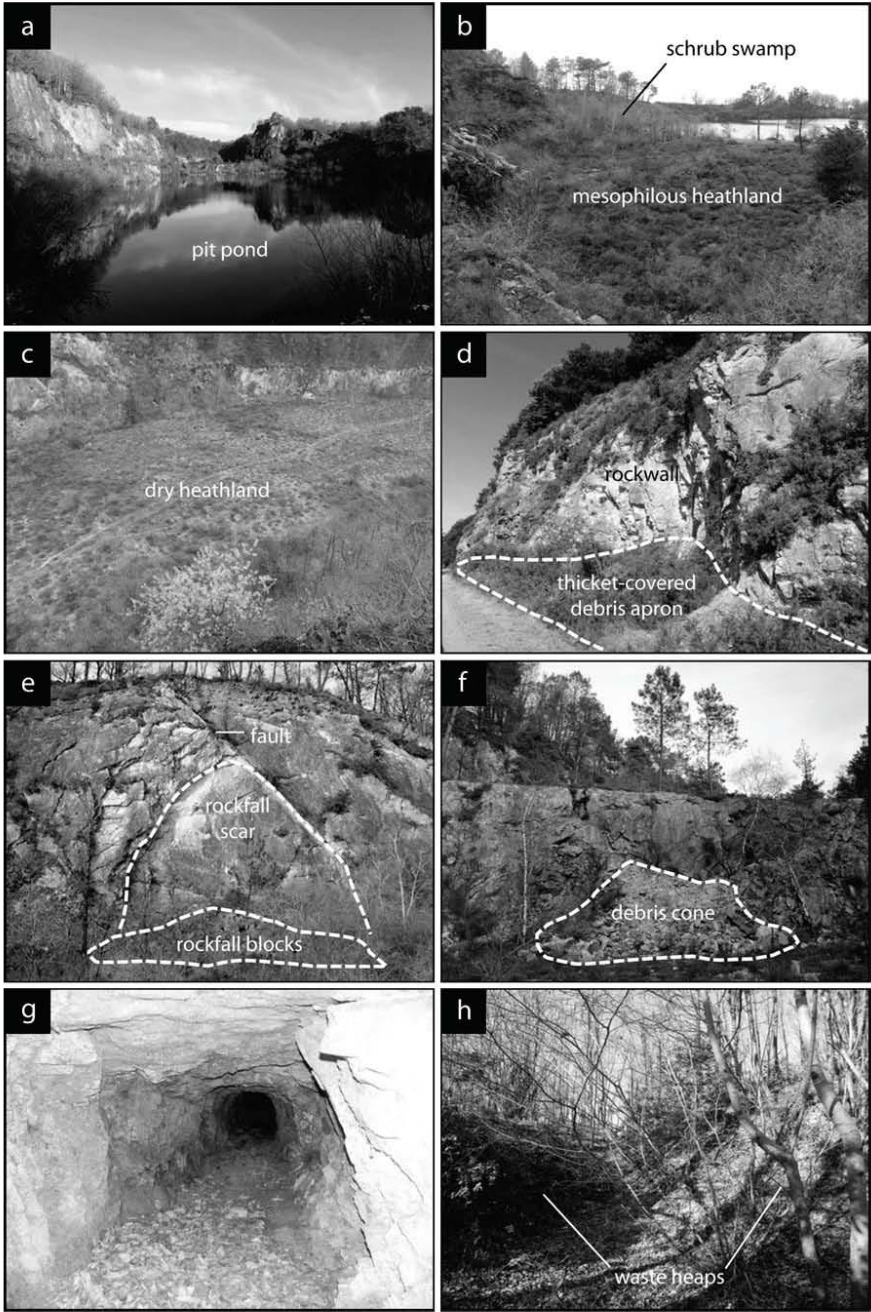
Contrary to habitats on compact rocks in the quarry floor and walls, quarry dumps are represented by forest communities developed on soft soils. An acidiphilic oak forest of high species diversity, in which *Quercus robur* dominates the tree layer, covers the waste heaps all around the quarry pit (Fig. 2c). The pedunculate oak species is accompanied by significant populations of *Castanea sativa*, *Pinus pinaster* and *Fraxinus excelsior* in places. The undergrowth layer is dominated by *Ilex aquifolium*, *Lonicera perichlymenum* and *Ruscus aculeatus*, but contains a very high diversity of shrub and herbaceous species. Two plants of higher conservation value were observed in the lower parts of the spoil dumps, to the north of the quarry: *Mycelis muralis* and *Orchis mascula* (Dupont 1992).

Animal Communities

Given that human pressure is lower than in surrounding cultivated and inhabited lands, abandoned or disused quarries

Author's personal copy

Geoheritage



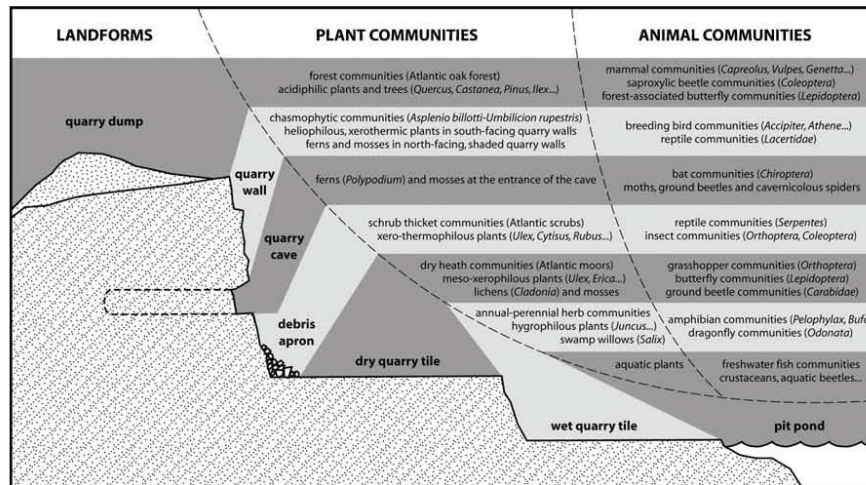


Fig. 4 Synthetic, schematic cross section of the quarry site, showing the distribution of landforms in relation to typical plant and animal communities

appear as areas of relative quiescence for wild animals after cessation of excavation activities. The varied landforms of the Cheffois quarry site, and the mosaic arrangement of biotopes occurring within them, constitute convenient living conditions for a wide range of animal communities (Fig. 4). In the area investigated, many endangered and/or protected species find shelter and ecological niches suitable to their maintenance and development within the quarry.

In the pit pond, aquatic fauna is still poorly known but probably highly diversified, including crustaceans, aquatic beetles and other limnophilous hexapods. A community of freshwater fishes, mainly introduced by man, inhabit the pond, with two species listed in national and international Red Data Books and Protection Lists: *Esox lucius* and *Anguilla anguilla* this last being considered at the risk of extinction by IUCN. The edges of the lake are breeding sites for amphibian communities, mainly represented by *Pelophylax kl. esculentus*, *Rana dalmatina* and *Bufo bufo*. Close to the pit pond, various insect species occupy the wet quarry tile, especially dragonflies (Odonata). The Cheffois quarry site is notably known to house the rare orange-spotted emerald *Oxygastra curtisii*, a nationally protected species of dragonfly also listed in Annex II of the EU's Habitat Directive.

Within the dry quarry tile, diversified insect communities occupy the miscellaneous micro-habitats and plants of the Atlantic moors, especially grasshoppers (Orthoptera), butterflies (Lepidoptera) and ground beetles (Coleoptera), with some species of high conservation value. Subserving to gorses (e.g. *U. europaeus*) represented in the moors and thickets of the quarry, the green head grasshopper *Chorthippus binotatus* is

an endangered species at risk of becoming extinct in the national territory (Sardet and Defaut 2004). Mammal communities are also well represented, with the notable presence of *Genetta genetta*.

Rocky environments of the quarry walls provide conducive niches for a wide range of animal communities, especially breeding birds. Avifauna species include raptors (*Accipiter gentilis*, *Accipiter nisus*, *Athene noctua*) as well as more common species (e.g. *Columba palumbus*) which find favourable conditions to nest in the rocky scarp. At the foot of quarry walls, thicket-covered debris aprons provide refuge for various reptile species (e.g. *Coluber viridiflavus*, *Lacerta bilineata*, *Podarcis muralis*) and diversified insect communities (Coleoptera, Orthoptera).

In the quarry caves, environmental conditions are highly favourable to bats (Chiroptera), which are largely classified as endangered species in Red Data Books. The main subterranean gallery of the quarry site serves as a hibernaculum for several species of Europe's protected bats (listed in Annex II of the EU's Habitat Directive): *Rhinolophus ferrumequinum*, *Rhinolophus hipposideros*, *Myotis mystacinus*, *Myotis nattereri*. A diversified 'cave' microfauna is also represented, including moths (e.g. *Mormo maura*, *Scoliopteryx libatrix*), ground beetles and cavernicolous spiders. In winter, some amphibian and butterfly species find shelter within the gallery, such as the European peacock, *Inachis io*.

On the unexploited quarry dumps, various groups of wildlife species today colonise the forest ecosystem, including mammals (e.g. *Capreolus capreolus*, *Vulpes vulpes*) and a wide range of insect communities. Among the numerous

Author's personal copy

Geoheritage

saproxylic beetles recorded at the site, *Cerambyx cerdo*, *Rosalia alpina* and *Lucanus cervus* are probably the most emblematic, because of their high conservation value and protection status in France and Europe. During the spring and summer months, the undergrowth is home to a diversified community of forest-associated butterfly species and to various arboricolous insects (Hemiptera, Coleoptera, Orthoptera).

Case Study: Orthoptera Communities in Relation to Quarrying Landforms

Orthoptera communities (bush crickets, crickets and grasshoppers) are very sensitive to environmental change and

anthropogenic disturbance, and are therefore useful bioindicators of landform heterogeneity and ecosystem health in post-mining areas and quarries (Andersen et al. 2001; Picaud and Petit 2007). A total number of 27 species of Orthoptera were recorded at the Cheffois quarry site (Table 1). This total species richness (γ -diversity) for the whole quarry landscape is relatively high when reported from the small area of the study site (8 ha in total) and when compared to the 60 species currently listed for the whole Vendée department (Defaut et al. 2009). The Orthoptera community was divided into four distinct groups corresponding to four types of quarrying landforms with different vegetal structure and levels of soil humidity (Table 1).

Table 1 Systematic list of Orthoptera species inventoried at the Cheffois quarry site

Family	Species	Abundance				Status		
		WQT	DQT	QW	QD	CI	RVI	NRL
Tettigoniidae	<i>Phaneroptera nana</i> (Fieber, 1853)		+	++	+	MA	NT	
	<i>Leptophyes punctatissima</i> (Bosc d'A., 1792)				++	EU	NT	
	<i>Meconema thalassinum</i> (De Geer, 1773)					+++	EU	NT
	<i>Cyrtaspis scutata</i> (Charpentier, 1825)					+	EM	RA/⚠
	<i>Tettigonia viridissima</i> (Linné, 1758)			++	++	EA	NT	
	<i>Platycleis albopunctata</i> (Goeze, 1778)		++			EU	NT	
	<i>Platycleis tessellata</i> (Charpentier, 1825)		+			EA	NT	
	<i>Pholidoptera griseoptera</i> (De Geer, 1773)			+	+	EU	NT	
	<i>Ephippiger diurnus</i> (Dufour, 1841)		+			HM	NT	
	<i>Uromenus rugosicollis</i> (Serville, 1839)		++	++	+	EUm	RA/⚠	
Gryllidae	<i>Nemobius sylvestris</i> (Bosc d'A., 1792)			++	+++	EM	NT	
Oecanthidae	<i>Oecanthus pellucens</i> (Scopoli., 1763)		++	++		EA	NT	
Tetrigidae	<i>Paratettix meridionalis</i> (Rambur, 1838)	+				EUm	RA/⚠	
	<i>Tetrix ceperoi</i> (Bolivar, 1887)	+++				EU	RA/⚠	
	<i>Tetrix undulata</i> (Sowerby, 1806)	++	++			EU	NT	
Acrididae	<i>Calliptamus barbarus</i> (Costa, 1836)			+++		EM	NT	
	<i>Oedipoda caerulescens</i> (Linné, 1758)		+++			EA	NT	
	<i>Aiolopus strepens</i> (Latreille, 1804)			+		MA	EN/⚠	
	<i>Omocestus rufipes</i> (Zetterstedt, 1821)		++	++		ES	NT	
	<i>Chorthippus albomarginatus</i> (De Geer, 1773)	++				ES	NT	
	<i>Chorthippus vagans</i> (Eversmann, 1848)		++	++		MA	NT	
	<i>Chorthippus brunneus</i> (Thunberg, 1815)		++			ES	NT	
	<i>Chorthippus biguttulus</i> (Linné, 1758)		++			EA	NT	
	<i>Chorthippus binotatus</i> (Charpentier, 1825)		++	++		EUm	VU/⚠	P2
	<i>Euchorthippus declivus</i> (Brisout de B., 1848)	++	+++	++		EUm	NT	
Mantidae	<i>Mantis religiosa</i> (Linné, 1758)	+	+	+		MA	NT	
	<i>Clonopsis gallica</i> (Pantel, 1915)			+		Eum	RA/⚠	
Phyllidae	Species richness per habitat (α -diversity)	6	16	14	8			

WQT wet quarry tile, DQT dry quarry tile, QW quarry walls and associated debris aprons, QD quarry dumps, + 1 to 3 individuals recorded after a half hour of survey (scarce species), ++ 4 to 10 individuals recorded after a half hour of survey (fairly abundant species), +++ more than 10 individuals recorded after a half hour of survey (very abundant, dominant species), CI chorological index, EA Eurasiatic, ES Eurosiberian, EU European (EUm south European), EM Euromaghreban, MA Méditerranéo-Asien, HM Holoméditerranéen, RVI regional vulnerability index, EN endangered, VU vulnerable, RA rare, NT non-threatened, ⚠ striking species (ZNIEFF species), NRL national red list (Sardet and Defaut 2004), P2 priority 2 (at risk of becoming extinct in the national territory)

In the wet quarry tile bordering the pit pond, the species group is typified by the exclusive presence of *Tetrix ceperoi* and *Paratettix meridionalis*, associated with *Tetrix undulata* during the spring season. This association of hygrophilous Tetrigidae is completed during summer months by the dictyopteran *Mantis religiosa* and by mesophilic species of Acrididae, especially *Chorthippus albomarginatus* and *Euchorthippus declivus* that benefit from morpho-edaphic conditions of moderate humidity. In the syntaxonomic system developed by Defaut (1999), the group identified here belongs to hygrophilous synusiae of the *Tetricion undulatae* alliance, in which *T. ceperoi*, *T. undulata* and *C. albomarginatus* are characteristic species.

The dry quarry tile has the highest species richness per habitat (α -diversity) in Orthoptera at the study site, with 16 different species recorded. The group is characterized by the exclusive presence of *Calliptamus barbarus* and *Oedipoda caerulescens*—two xerothermophilous species which are co-dominant in this biotope. They are completed at the shrub layer with abundant populations of *C. binotatus*, *Chorthippus vagans*, *Uromenus rugosicollis* and, more occasionally, *Platycleis albopunctata*, *Platycleis tessellata*, *Ephippiger diurnus* and *M. religiosa*. Given its faunal and synecological characteristics, this group unequivocally belongs to the *Chorthippion vagantis* alliance (Defaut 1999), bringing together the xerophilous synusiae of heaths and thickets in Western France.

At the foot of quarry walls, thicket-covered debris aprons are home to an orthopteran community substantially modified from that of the neighbouring heathlands. This group is characterized by the appearance of partial shade species, such as *Leptophyes punctatissima*, *Phaneroptera nana*, *Pholidoptera griseoptera*, *Nemobius sylvestris* and *Clonopsis gallica*. In addition to this community, a new species of grasshopper from Vendée—*Aiolopus strepens*—was discovered at the foot of quarry walls in February 2012 (Bétard 2012). From a synsystematic standpoint, this group also belongs to the *Chorthippion vagantis* alliance typical of woody xeric environments in Western France (at the exclusion of dense forests).

Behind the quarry faces, forested dumps are typified by a species group dominated by *N. sylvestris* in the soil litter. Frondicolous species are also well represented with *Meconema thalassinum* and *Cyrtaspis scutata*. Other Ensifera were regularly found at the shrub and tree layers, such as *Tettigonia viridissima*, *L. punctatissima* and *P. nana*. *P. griseoptera* is scarce in this habitat where it preferentially frequents forest edges. With the presence of characteristic species with southern affinities, this group belongs to submediterranean synusiae of the *Yersinelletali raymondii* alliance.

Discussion

Negative vs. Positive Effects of Quarrying on Biodiversity: a Preliminary Assessment

Like other man-made activities, quarrying originally causes significant impacts on the environment (noise, dust and air pollution, slope instability, changes in ground- and surface water, etc.). One of the biggest negative effects of quarrying is the potential damage to biodiversity. In the study site, the opening of the quarry led to the destruction of rare habitats of high ecological interest (natural dalesides of quartzite associated with dry siliceous grasslands). Consequently, one direct effect is a loss of biodiversity, particularly in vascular plant flora which contained some vulnerable species of high heritage value. Among these species, the rare *Romulea bulbocodium* was described in the late nineteenth century in the site which was at the time the only known location in the Armorican Massif (Marais 1891), before quarrying probably caused its regional extinction, as assumed by several authors (Abraham 1987; Dupont 1992). Since the end of quarrying activities, the plant has never been found and is now listed in Red Data Books as a 'species presumed extinct' in the Armorican Massif and in the Pays de la Loire region. In a similar way, the *Silene vulgaris* subsp. *bastardii*—a subendemic taxon of France with a few stations restricted to the southern Armorican Massif—was removed from the major part of the quartzite butte, with the exception of its central part where a small area of natural quartzite outcrops has been preserved. In combination with *Umbiculus rupestris*, it forms a rare plant community considered as a synendemic association of the Armorican Massif: *Umbilico rupestris-Silenetum vulgaris* subsp. *bastardii*. This plant community has never been observed in the quarry tiles and walls, with the exception of a unique quarry face located in the vicinity of relict natural dalesides.

While quarries can cause significant negative impacts on biodiversity, many positive effects can be observed and measured after cessation of quarrying activities, with the primary colonization of original plant and animal communities in relation to new landforms and habitats. Of particular relevance to the aim of this study, the results showed that the varied landforms of the disused quarry today act as refuges for many plant and animal species, some of which having high conservation value. The ecological gain is especially important since it occurs in a grove landscape matrix (*bocage*) where biodiversity is low and has been declining for several decades because of the intensification of agricultural practices (use of pesticides, removal of hedges, etc.). In detail, the ecological gain seems to be more important for fauna than flora: the diverse landforms of the quarry site, and the mosaic arrangement of new biotopes occurring within them (wetlands, dry heathlands, rockwalls

Author's personal copy

Geoheritage

and associated debris aprons, etc.), constitute suitable living conditions for a wide range of animal communities, especially insects, breeding birds, amphibians and reptiles. The presence of underground cavities also allowed the establishment of bat communities, which was not possible in the original geomorphic environment. Furthermore, much of the flora specific to natural quartzite dalesides retrieved the conditions of its original habitat on the quarry tiles and faces, except for a few more vulnerable species, such as *R. bulbocodium* and *S. vulgaris* subsp. *bastardii*. Finally, the structure and diversity of Orthoptera communities well reflect landform heterogeneity in the quarry site, as well as development and recovery of ecosystems after anthropogenic disturbance and cessation of extraction activities. As such, Orthoptera communities are good bioindicators of the overall biodiversity and ecosystem integrity at the study site. All things considered, the estimated biodiversity budget (gain–loss) at the site seems highly positive.

Adjustment of Ecosystems to the Neoformed Pattern of Quarrying Landforms

The process by which new biotopes and ecosystems are connected with the neoformation of quarrying landforms can be regarded as a remarkable example of adaptation of ecosystems to changing landforms (Corenblit et al. 2008; Reinhardt et al. 2010), where biological communities have adjusted to the new habitat conditions offered by the individual landforms produced by quarrying. The adjustment process by which biocenoses adapt to the new quarrying landforms is determined by primary ecological succession, i.e. successional dynamics beginning with the colonization of a newly exposed rock surface created by the excavation. In the study area, plant succession was naturally influenced by anteriority and the proximity of conservation-valuable habitats, e.g. dry siliceous heaths and grasslands which make up the reference ecosystem. In the quarry tiles and walls, the plant succession logically began with the colonization of newly exposed rocks by mosses, lichens and herbaceous plants typical of the above-mentioned dry siliceous grasslands. Since 1953 when the extraction site was closed and abandoned, natural plant succession in the quarry floor evolved toward a dynamics of progressive closing of the vegetation cover, with the development of heaths and thickets, and finally the installation of pioneer tree species (e.g. *Pinus sylvestris*, *Betula verrucosa*, *Populus tremula*). However, the capacity of wildlife to be adaptive to such environmental change varies within biological communities and individual species. Rare and endemic plants are poorly or non-adaptive, as shown by the locally extinct *R. bulbocodium* and the endangered, subendemic *S. vulgaris* subsp. *bastardii*. More common and highly productive species with high fecundity and/or dispersion potential are

more adaptive; examples of such species are found within the pioneer Orthoptera community colonising the quarry tile.

During extraction activities, the perpetual adjustment of biological communities to evolving, quarrying landforms is especially relevant. Constantly newly emerging succession zones due to the spatial and temporal changes of quarrying sections constitute typical ‘wanderbiotopes’ (Rademacher and Tränkle 2010). During excavation operations, quarrying landforms—especially quarry tiles and walls in large and complex sites—are continually renewed, promoting the ‘wandering’ or displacement of plants and animals from one part of the extraction site to another. Consequently, neoformed habitats of various age and structure coexist in the quarry site and are closely connected via ecological succession process: this is notably the case in the multi-stage quarry tiles of the study site. A typical example of autogenic succession in quarries and mines is also provided by Orthoptera communities which closely follow plant changes during succession process (Picaud and Petit 2007). Furthermore, wet areas occupied by ponds and temporary pools, which can appear within a short time during the extraction process, are often species-rich wanderbiotopes that are colonised very quickly by a range of plant and animal communities (e.g. amphibians, dragonflies). The same process occurs on spoil dumps that are constantly renewed by waste accumulation. All these wanderbiotopes and associated succession zones finally promote the development of high structural diversity, thus enabling rare plant and animal species to settle in the quarry.

Implications for Habitat and Nature Conservation in Hard Rock Quarries

The high conservation potential of the studied quarry site is illustrated by a high proportion of rare, red-listed or protected species among plant and animal communities. In our study, results showed that the neoformed pattern of quarrying landforms acts as refuges for many plant and animal species of high heritage value, especially among vascular plant flora and invertebrate communities. Here, as in other quarry and post-mining sites (Prach and Hobbs 2008; Takeuchi and Shimano 2009; Rufaut and Craw 2010; Tropek et al. 2010), spontaneous succession proves to be an effective restoration tool that enhances biodiversity and promotes the settlement of specialized and/or endangered species. In many cases, this restoration strategy should be preferred to technical reclamation, consisting of covering sites by topsoil or overburden, with the consequence of eliminating the original landforms created by quarrying. In addition to these biodiversity and conservation benefits, spontaneous succession is considerably cheaper and less restrictive, only involving minimal mechanical intervention

and maintenance of early successional stages. Obviously, each case is unique, and the best solution to recover a disused quarry depends on several variables related to the characteristics of the site and its surroundings. One alternative could consider that natural plant succession would be accelerated by human intervention, which must set a reference ecosystem in accordance with the ecological profile of the site. In addition, mining companies are today responsible for the restoration planning of disused quarries and mines. Compensatory measures are usually demanded, depending on the law in the country. In that context, planning authorities should also take into consideration the temporary habitats (wanderbiotopes) formed during the extraction process, because of the numerous endangered species that are able to adapt to these ephemeral environments. This confirms the need to manage biodiversity in relation to changing landforms and habitats in quarries, both during and after extraction activities.

One restoration technique in disused quarry sites, named 'landform replication', consists of creating landforms and ecosystems similar to those found on natural dalesides (Gagen et al. 1993). Reconciling anthropogenic landforms with their natural analogues is one of the objectives of this restoration technique that could enhance biodiversity conservation and ecosystem services in disused or abandoned quarries (Lundholm and Richardson 2010). For example, in the studied quarry site, artificial rockwalls mimic the natural dalesides of siliceous rocky slopes with chasmophytic vegetation found in the reference ecosystem—and classified as a habitat type of community importance in the European Ecological Network, Natura 2000 (European Commission 2007). Given the biodiversity patterns and conservation potential associated to quarrying landforms in the Cheffois quarry site, an alternative strategy of landform replication might consist of replicating the recognized anthropogenic landforms and habitats in other quartzite quarries characterized by lower geomorphological heterogeneity and biodiversity. In particular, special attention should be drawn to quarry walls and associated scree slope deposits (talus cones, debris aprons) whose ecological interest has been often neglected (Raska et al. 2011). Such uncommon habitats in non-mountainous regions are home to xerothermic stenocious species, both in flora and fauna, which can find convenient refuges for living or breeding.

Conclusion

In the broader scope of studying relationships between geodiversity and biodiversity in anthropogenic environments, the Cheffois quarry site serves as an ideal laboratory for integrating anthropogenic geomorphology and ecosystem ecology. From a methodological viewpoint, this study points out the valuable contribution of an eco-geomorphological approach to

analyse landform–ecosystem relations in hard rock quarries, whereas most studies in ecogeomorphology—or biogeomorphology—deal with the interactions between fluvial or tidal landforms and ecosystems in active sedimentary environments (e.g. Wheaton et al. 2011; Reinhardt et al. 2010; Corenblit et al. 2008; Fisher et al. 2007; Renschler et al. 2007). Of particular relevance to the aims of this study, the results showed that the diversified patterns of quarrying landforms strongly influenced the biological assemblages at the patch scale of the quarry site. In this case, quarrying acted as a geomorphic process responsible for creating a mosaic of new landforms and habitats, providing a diversity of ecological niches adapted to a wide range of plant and animal communities that enhance biodiversity. Such dependence between geo- and biodiversity directly reflects the rapid adjustment of biological communities to the new habitat conditions offered by individual quarrying landforms. As an environmental paradox, while quarrying activities have a negative effect on the conservation of ecologically valuable habitats and communities in Europe (Mota et al. 1996; Thornton 1996; Ballesteros et al. 2012), this man-made process of degradation can stimulate biodiversity at disused extractive sites owing to diversified landforms and habitats, as demonstrated with this case study of a quartzite quarry site. Comprehensive research in connecting geo- and biodiversity deserves further attention in habitat conservation and restoration strategies in post-quarrying sites, with the potential application of landform replication to enhance biodiversity in other disused hard rock quarries.

Acknowledgments I am grateful to Joël Gerbaud for his participation in field investigations, for helpful discussions and for the provision of original documents on the history of the quarry site. I would like to acknowledge Michel Clémot for assistance in identifying Orthoptera and Stéphane Charrier for personal communication on cavernicolous species inventoried in the main subterranean gallery. I thank the service for environment of the General Council of Vendée, for sending documentation and authorizing field investigations in the natural protected area ENS. Constructive comments by two anonymous referees finally helped to improve the articulation and the scientific message delivered in the final version of the manuscript.

References

- Abraham A (1987) The northernmost and related Romuleas. *Feddes Repertorium* 98:99–616
- Andersen AN, Ludwig JA, Lowe LM, Rentz DCF (2001) Grasshopper biodiversity and bioindicators in Australian tropical savannas: responses to disturbance in Kakadu National Park. *Aust Ecol* 26:213–222. doi:10.1046/j.1442-9993.2001.01106.x
- Ballesteros M, Cañadas EM, Foronda A, Fernandez-Ondoño E, Peñas J, Lorite J (2012) Vegetation recovery of gypsum quarries: short-term sowing response to different soil treatments. *Appl Veg Sci* 15:187–197
- Benes J, Kepka P, Koinvicka M (2003) Limestone quarries as refuges for European xerophilous butterflies. *Conserv Biol* 17:1058–1069. doi:10.1046/j.1523-1739.2003.02092.x

Author's personal copy

Geoheritage

- Bétard F (2012) Découverte d'*Aiolopus strepens* (Latreille, 1804), nouvelle espèce pour la Vendée (Orthoptera: Acrididae). *Le Nat Vendéen* 11(2011):45–47
- Burnett MR, August PV, Brown JH, Killingbeck KT (1998) The influence of geomorphological heterogeneity on biodiversity. I. A patch-scale perspective. *Conserv Biol* 12:363–370
- Corenblit D, Gurnell AM, Steiger J, Tabacchi E (2008) Reciprocal adjustments between landforms and living organisms: extended geomorphic evolutionary insights. *Catena* 73:261–273. doi:10.1016/j.catena.2007.11.002
- Dávid L (2008) Quarrying: an anthropogenic geomorphological approach. *Acta Montan Slov* 13:66–74
- Defaut B (1999) Synopsis des Orthoptères de France. *Mat Entom (h.s.)*, 2nd edition, pp 1–87
- Defaut B (2001) La détermination des Orthoptères de France. Edition à compte d'auteur, Bédailhac
- Defaut B, Sardet E, Braud Y (2009) Catalogue permanent de l'entomofaune, série nationale: orthoptera. Union de l'Entomologie Française, Dijon
- Dupont P (1992) La végétation du site de l'ancienne carrière de Cheffois. Rapport du Groupe d'Étude des Milieux Naturels, Université de Nantes
- European Commission (2007) Interpretation manual of European Union habitats. EUR 27-European Commission, DG Environment
- Fisher SG, Heffernan JB, Sponseller RA, Welter JR (2007) Functional ecomorphology: feedbacks between form and function in fluvial landscape ecosystems. *Geomorphology* 89:84–96. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.013
- Frochot B, Godreau V (1995) Intérêt écologique des carrières, terrils et mines. *Nat Sci Soc* 3:66–76
- Gagen PJ, Gunn J, Bailey DE (1993) Landform replication on quarried limestone rock slopes in the English Peak District. *Z Geomorph Suppl Bd* 87:163–170
- Gaston KJ, Spicer JJ (2004) Biodiversity: an introduction, 2nd edn. Blackwell Publishing, Oxford
- Gray M (2004) Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature. Wiley, Chichester
- Jefferson RG (1984) Quarries and wildlife conservation in the Yorkshire Wolds, England. *Biol Conserv* 29:363–380. doi:10.1016/0006-3207(84)90005-3
- Lameed GA (2011) Effect of quarrying activity on biodiversity: case study of Ogbere site, Ogun State Nigeria. *Afr J Environ Sci Technol* 11:740–750
- Langer W (2001) Potential environmental impacts of quarrying stone in karst: a literature review. U.S. Geological Survey, Open-File Report OF-01-0484
- Lundholm JT, Richardson PJ (2010) Habitat analogues for reconciliation ecology in urban and industrial environments. *J Appl Ecol* 47:966–975. doi:10.1111/j.1365-2664.2010.01857.x
- Marais E (1891) Contribution à la flore de Vendée: note sur la Romulea bulbocodium Sebast. et Mauri. *Bull Soc Sci Nat Ouest Fr (ns)* 1:236
- Martínez-Hernández F, Pérez-García FJ, Garrido-Becerra JA, Mendoza-Fernández AJ, Medina-Cazorla JM, Martínez-Nieto MI, Merlo Calvente ME, Mota Poveda JF (2011) The distribution of Iberian gypsophilous flora as a criterion for conservation policy. *Biodivers Conserv* 20:1353–1364
- MNHN (2003–2012) Inventaire National du Patrimoine Naturel. <http://inpn.mnhn.fr>. Accessed 13 July 2012
- Mota JF, Peñas J, Castro H, Cabello J, Guirado JS (1996) Agricultural development vs biodiversity conservation: the Mediterranean semiarid vegetation in El Ejido (Almería, southeastern Spain). *Biodivers Conserv* 5:1597–1617
- Olivier L, Galland JP, Maurin H (1995) Livre rouge de la flore menacée de France. Tome I: Espèces prioritaires. Muséum National d'Histoire Naturelle-I.E.G.B
- Panizza M (2009) The geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): a key of geoheritage assessment. *Geoheritage* 1:33–42. doi:10.1007/s12371-009-0003-z
- Picaud F, Petit DP (2007) Primary succession of Orthoptera on mine tailings: role of vegetation. *Ann soc entomol Fr (ns)* 43:69–79
- Prach K, Hobbs RJ (2008) Spontaneous succession versus technical reclamation in the restoration of disturbed sites. *Restor Ecol* 16:363–366. doi:10.1111/j.1526-100X.2008.00412.x
- Prikryl R (2009) Geomorphosites and quarries. In: Reynard E, Coratza P, Regolini-Bissig G (eds) Geomorphosites. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp 225–233
- Rademacher M, Tränkle U (eds) (2010) Promotion of biodiversity at the mineral extraction sites of HeidelbergCement, 1st Edition. HeidelbergCement Ed, Heidelberg
- Raska P, Baleja M, Raska M (2011) Differential evolution of rockwall and talus cones in abandoned basalt quarries and its implications for restoration management: case study from the Radobyl Hill, N Czech Republic. *Int J Min Recl Env* 25:297–312. doi:10.1080/17480930.2011.605547
- Reinhardt L, Jerolmack D, Cardinale BJ, Vanacker V, Wright J (2010) Dynamic interactions of life and its landscape: feedbacks at the interface of geomorphology and ecology. *Earth Surf Process Landforms* 35:78–101. doi:10.1002/esp.1912
- Renschler CS, Doyle MW, Thoms M (2007) Geomorphology and ecosystems: challenges and keys for success in bridging disciplines. *Geomorphology* 89:1–8. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.011
- Rufaut CG, Craw D (2010) Geoeology of ecosystem recovery at an inactive coal mine site, New Zealand. *Environ Earth Sci* 60:1425–1437. doi:10.1007/s12665-009-0278-z
- Sardet E, Defaut B (2004) Les orthoptères menacés en France. Liste rouge nationale et listes rouges par domaines biogéographiques. *Mat Orthopt Entom* 9:125–137
- Takeuchi K, Shimano K (2009) Vegetation succession at the abandoned Ogushi sulfur mine, central Japan. *Landsc Ecol Eng* 5:33–44. doi:10.1007/s11355-008-0057-0
- Thornton I (1996) Impacts of mining on the environment; some local, regional and global issues. *Appl Geochem* 11:355–361
- Tropek R, Kadlec T, Karesova P, Spitzer L, Kocarek P, Malenovsky I, Banar P, Tuf IH, Hejda M, Konvicka M (2010) Spontaneous succession in limestone quarries as an effective restoration tool for endangered arthropods and plants. *J Appl Ecol* 47:139–147. doi:10.1111/j.1365-2664.2009.01746.x
- UNICEM (2008) Carrières de roches massives: potentialités écologiques. Analyse bibliographique et réflexions. UNICEM/ENCEM, Paris
- Wheaton JM, Gibbins C, Wainwright J, Larsen L, McElroy B (2011) Preface: multiscale feedbacks in ecogeomorphology. *Geomorphology* 126:265–268. doi:10.1016/j.geomorph.2011.01.002

[12] **BÉTARD F. (2013) – Écologie et cénotique des peuplements d'Orthoptères des landes sèches du Haut-Bocage vendéen. *Matériaux Orthoptériques et Entomocénétiques*, 18, pp. 99-118.**

Comme géographe naturaliste et passionné d'entomologie, je participe activement depuis 2009 à l'inventaire et à la cartographie des Orthoptères (Sauterelles, Grillons et Criquets) de la Vendée, dont j'assure aujourd'hui la coordination départementale au sein de l'association des *Naturalistes Vendéens*, avec un rôle de relai pour la mise à jour de l'atlas national coordonné par l'ASCETE (Association pour la Caractérisation et l'Étude des Entomocénoses). Les nombreux inventaires orthoptériques menés dans ce département, où j'ai accumulé plus d'un millier de données de terrain, m'offraient la possibilité de franchir une étape supplémentaire en réalisant une « vraie » étude de biodiversité, avec le choix de focaliser sur les landes sèches relictuelles du Haut-Bocage vendéen, qui représentent des milieux de grand intérêt patrimonial pour l'entomofaune, mais aujourd'hui menacés de dégradation voire de disparition.

Afin de caractériser la biodiversité structurelle et fonctionnelle des peuplements d'Orthoptères des landes sèches, j'ai utilisé une méthode d'étude entomocénotique, inspirée de la phytosociologie sigmatiste (école zuricho-montpelliéraine) utilisée en écologie et biogéographie pour caractériser les associations végétales. La méthode est basée sur une analyse des relevés de terrain, couplant les listes d'espèces avec les principaux paramètres stationnels (pente, exposition, taux de couverture par les différentes strates végétales, % sol nu, humidité édaphique, etc.). Cette méthode permet d'aboutir à une caractérisation des associations ou assemblages d'espèces, appelés *synusies*, pouvant se rattacher ensuite au synsystème hiérarchisé mis au point pour le domaine paléarctique occidental par Bernard Default [1999]. À partir de l'ensemble des relevés, deux types d'indices sont calculés : (1) des indices *entomocénétiques*, qui reposent sur la seule présence/absence des espèces dans le synsystème (indices de similitude S' et d'originalité O') ; (2) des indices de *diversité*, qui prennent en compte à la fois le nombre d'espèces (richesse spécifique) et leur abondance relative (indices de diversité de Shannon H' et de régularité R). Outre la caractérisation du peuplement, ces indices sont employés pour évaluer et comparer l'état de santé des milieux et proposer des orientations de gestion, d'autant que les Orthoptères constituent de remarquables bio-indicateurs des changements environnementaux.

Cette étude a permis de décrire deux nouvelles synusies et d'apporter ainsi une contribution à l'entomocénotique fondamentale (enrichissement du synsystème), d'une part, et à la connaissance de la biodiversité des landes sèches du Haut-Bocage vendéen, d'autre part. Elle a aussi intégré une évaluation de la valeur patrimoniale des espèces, lesquelles participent – en complément des critères statistiques et des indices numériques – à l'appréciation de la qualité de la biodiversité. Au total, cette étude entomocénotique a permis d'affiner la connaissance des landes sèches atlantiques et de leurs peuplements orthoptériques, et de mettre en évidence les principaux enjeux de conservation et les problèmes de gestion qui se posent aujourd'hui, dans un contexte où les milieux « landeux » sont en forte régression, extrêmement fragmentés et globalement menacés par boisement spontané ou non (enrésinement).

Écologie et cénétique des peuplements d'Orthoptères des landes sèches du Haut-Bocage vendéen

François BÉTARD¹

¹ Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UFR GHSS, cc 7001, F 75205 Paris cedex 13
<francois.betard@univ-paris-diderot.fr>

Résumé. L'étude des peuplements d'Orthoptères dans les landes sèches du nord-est de la Vendée a permis de recenser un total de trente et une espèces, dont dix présentent une valeur patrimoniale. Une analyse cénétique du peuplement dans son ensemble a permis de séparer deux entités bien distinctes au plan synécologique, correspondant à deux nouvelles synusies : (i) le *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* (nov.), associé aux fruticées atlantiques de type lande à ajoncs et bruyères, à recouvrement graminéen rare ou absent ; (ii) l'*Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati* (nov.) qui caractérise les pelouses frutescentes (ou pelouses-landes) riches en graminées, i.e. une formation intermédiaire entre les pelouses sèches silicoles et les landes « vraies » dominées par les ligneux. Cette étude écologique et cénétique des peuplements d'Orthoptères apporte de nouvelles données sur la biodiversité des landes sèches atlantiques, utiles dans une perspective de gestion durable de ces milieux fragiles en régression.

Mots clés. Orthoptera, landes sèches européennes, entomocénétique, synusies orthoptériques, biodiversité, Vendée.

Abstract. The study of Orthoptera communities in dry heathlands of northeastern Vendée allowed inventorying a total of thirty one species, including ten species of high conservation value. A cenotic analysis of the orthopteran fauna led to distinguish two distinct groups, corresponding to new synusiae in the syntaxonomic system developed by B. Defaut: (i) the *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* (nov.), which characterizes the Atlantic dry heaths rich in *Fabacea* and *Ericacea*; (ii) the *Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati* (nov.), which characterizes shrubby grasslands (or turf-moors), i.e. an intermediate vegetation type between dry siliceous grasslands and “true” heaths dominated by ligneous plants. This ecological and cenotic study of Orthoptera communities finally brings new data on the biodiversity of Atlantic dry heaths, that are useful in a perspective of sustainable management of such declining, fragile environments.

Keywords. Orthoptera, European dry heaths, entomocenotics, orthopterical communities, biodiversity, Vendée.

oOo

INTRODUCTION

Reconnus comme étant des habitats d'intérêt communautaire (BENSETTITI & al. 2005), les landes sèches atlantiques constituent des milieux ouverts de grand intérêt écologique, dont la superficie est en forte régression dans l'Ouest de la France depuis environ un siècle. Elles représentent des formations végétales dont la physionomie générale est celle d'une fruticée, c'est-à-dire une formation où dominant les arbrisseaux et sous-arbrisseaux sempervirents de la famille des Fabacées (ajoncs, genêts) et des Éricacées (bruyères, callunes). Selon les conditions du milieu et le mode de gestion actuel ou passé, le recouvrement ligneux est plus ou moins dense, pouvant alterner avec un tapis graminéen discontinu, éventuellement pâturé par des bovins ou des ovins. Dans tous les cas, ces zones de landes se développent sur des sols pauvres, acides et superficiels, souvent sableux et toujours bien drainés.

En Vendée intérieure, où les landes sèches sont aujourd'hui réduites à des lambeaux relictuels dans le paysage de bocage, elles occupent généralement des collines et des versants tapissés d'arènes granitiques, et quelques crêtes rocheuses de quartzite. Du fait des conditions écologiques particulières liées à l'aridité du

sol et au caractère oligotrophe du milieu, ces habitats sont occupés par une flore et une faune spécialisées de fort intérêt écologique, dont la connaissance et l'inventaire demeurent encore très parcellaires.

Cet article a pour objectif d'apporter une contribution à la connaissance de la biodiversité des landes sèches du Haut-Bocage vendéen, en étudiant les peuplements d'Orthoptères qui occupent ces milieux d'intérêt patrimonial. S'appuyant sur une méthode entomocénétique développée par B. DEFAUT (2010a), ce travail vise également à définir des assemblages d'espèces, ou *synusies*, caractéristiques des landes sèches du nord-est de la Vendée.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

1. ZONE D'ÉTUDE ET STATIONS PROSPECTÉES

L'ensemble des stations prospectées dans le cadre de cette étude se localise dans le nord-est de la Vendée (figure 1), correspondant *pro parte* à la zone des collines Vendéennes et du Haut-Bocage qui regroupe les points culminants du département (St-Michel-Mont-Mercure : 290 m ; Puy Crapaud : 269 m ; mont des Alouettes : 232 m). Dans ce paysage bocager à caractère essentiellement agricole, les landes sèches repré-

sentent des habitats en forte régression depuis environ un siècle, principalement en lien avec l'abandon des pratiques agropastorales traditionnelles. Aujourd'hui, l'habitat n'occupe plus en Vendée que des stations relictuelles, généralement sur des surfaces réduites, et globalement menacées par la fermeture du milieu en l'absence de gestion appropriée. Seules quelques-unes de ces stations de landes sèches sont aujourd'hui gérées et protégées par maîtrise foncière, principalement au titre des espaces naturels sensibles du département (rocher de Cheffois, Moulins et rochers de Mouilleron-en-Pareds, bois des Jarries, mont des Alouettes, Vallée de la Tour).

Au total, ce sont trente et une stations qui ont été prospectées, entre fin juillet et fin août, au cours de deux années consécutives (2011 et 2012). Par station, il est entendu l'endroit précis sur le terrain où a été réalisé l'inventaire orthoptérique (ainsi, par exemple, nous avons pu échantillonner jusqu'à cinq stations sur le seul site des Rochers de Mouilleron-en-Pareds : cf. figure 1). Le choix des stations a été effectué en tenant compte de leur homogénéité apparente en termes de substrat, de topographie (pente et exposition), de structure de la végétation (recouvrements des différentes strates végétales) et d'humidité édaphique. L'ensemble de ces paramètres stationnels a donc été noté sur le terrain, en complément à d'autres informations. Ainsi, chaque station a été identifiée par les entrées suivantes :

- code de la station
- commune
- lieu-dit
- coordonnées géographiques (en degrés décimaux)
- date du relevé
- conditions météorologiques et température de l'air
- surface prospectée (superficie en m²)
- durée d'étude
- altitude
- pente (en degrés) et exposition
- nature du substrat
- humidité stationnelle (en été)
- recouvrement végétal total (en %)
- pourcentage de sol nu
- recouvrement cryptogamique
- recouvrement herbacé: bas, moyen, haut, très haut
- recouvrement arbustif : bas, moyen, haut
- recouvrement arboré
- physionomie végétale
- composition floristique (espèces principales)

La taille minimale de chaque station prospectée est d'environ 500 m². Cette valeur correspond à une surface sous laquelle B. DEFAUT (2010a) conseille de ne pas descendre pour obtenir des relevés significatifs et éviter d'inclure les espèces qui, par leur écologie, sont étrangères à la station. La durée d'étude pour chaque station s'est déroulée sur au moins 30 minutes, parfois jusqu'à 60 minutes lorsque la station était plus grande (≥ 1 000 m²) ou particulièrement riche en espèces.

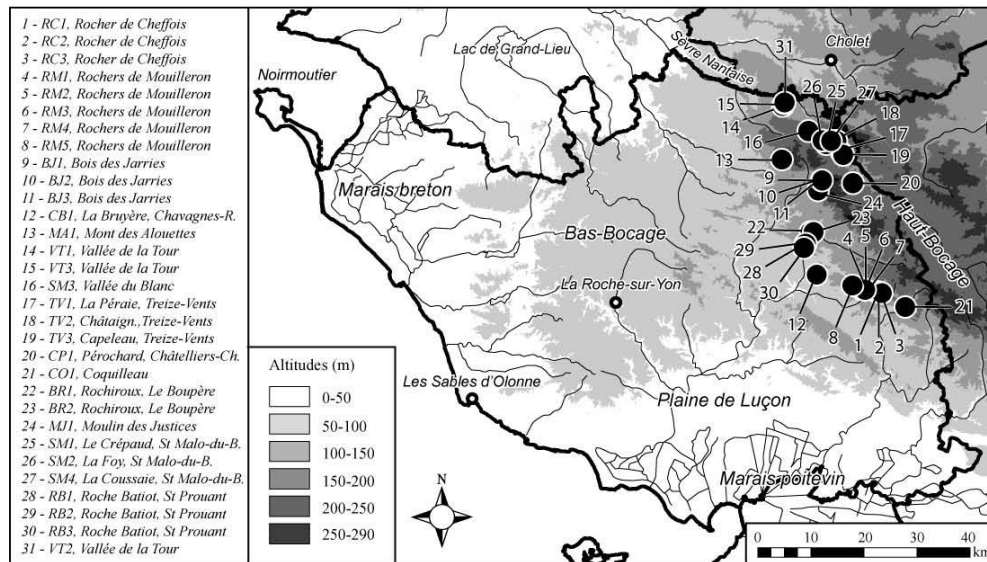


Figure 1 : Localisation des stations prospectées dans le Haut-Bocage vendéen

Topographie dérivée du SRTM 90 (v. 4). Les 31 stations (géolocalisées sous SIG) sont mises en correspondance avec leur code et le nom du lieu-dit.

2. IDENTIFICATION ET ABONDANCE DES ESPÈCES

L'identification des spécimens a été effectuée à vue et/ou à l'ouïe, *in natura*. Les espèces présentant des difficultés pour la détermination à vue ont été capturées à l'aide d'un filet à papillon pour une observation rapprochée (capture-relâché). Les espèces des genres *Phaneroptera* et *Calliptamus* ont été identifiées uniquement à partir d'exemplaires mâles ; celles du genre *Platycleis* (sous-genre *Platycleis*) l'ont été à partir d'exemplaires femelles par l'examen des plaques sous-génitales. L'identification de l'ensemble des espèces a été réalisée à partir des clés élaborées par B. DEFAUT (2001), BELL-MANN & LUQUET (2009) et M. CLÉMOT (2012).

L'abondance des espèces a été appréciée en procédant à des évaluations densitaires par comptage à vue, selon les préconisations fournies par B. DEFAUT (2010a). Il s'agit de noter, au fur et à mesure de déplacements libres dans la station, le nombre d'individus de chaque espèce. Les nombres obtenus sont rapportés à l'unité de temps (*i.e.* 1 heure), pour aboutir à un indice horaire d'abondance particulier à chaque espèce. Ces indices horaires sont finalement convertis en « densités vraies » (approximatives), au moyen de l'abaque de conversion élaborée par B. DEFAUT (2010a). Le résultat obtenu est exprimé en nombre d'individus par 100 m².

3. MÉTHODE ENTOMOCÉNOTIQUE ET INDICES

Afin de caractériser les peuplements orthoptériques sur le plan synécologique, nous avons utilisé une méthode d'étude *entomocénologique*, dérivée directement de celle utilisée en phytosociologie pour caractériser les associations végétales (DEFAUT, 1994, 2010a). La méthode est basée sur l'analyse des relevés de terrain, couplant les listes d'espèces avec les principaux paramètres stationnels. Elle a pour but de caractériser des associations ou assemblages d'espèces, appelés *synusies*, pouvant se rattacher ensuite au synsystème hiérarchisé mis en point pour le domaine paléarctique occidental (DEFAUT, 1999). Par définition, « la synusie orthoptérique (ou l'association végétale) est la collection de relevés de terrain qui se ressemblent plus entre eux qu'ils ne ressemblent aux autres » (DEFAUT, 2010a). D'une manière générale, une synusie doit donc apparaître nettement individualisée d'un point de vue faunistique, cénotique, bioclimatique, écologique et dynamique.

Pour chacun des relevés, il a été possible de calculer plusieurs indices en s'appuyant sur la seule présence / absence des espèces dans le synsystème (DEFAUT, 2010b). Ces paramètres purement *entomocénologiques* sont :

- L'*indice de similitude* (S') : il résulte lui-même de la moyenne de trois indices primaires S1, S2 et S3 (détails *in* DEFAUT, 2010b). Compris entre 0 et 1, S' traduit la richesse du relevé en espèces de haute fréquence. Le relevé-type de la synusie sera choisi parmi les relevés dont l'indice S' sera le plus élevé.
- L'*indice d'originalité* (O') : il est également la moyenne de trois indices primaires (O1, O2 et O3),

et il traduit la richesse en espèces de basse fréquence ; il varie également de 0 à 1 (détails *in* DEFAUT, 2010b). Comme pour l'indice S', son utilité réside surtout dans le repérage des relevés optimaux ou, au contraire, marginaux.

Par ailleurs, les évaluations densitaires effectuées à partir des comptages à vue permettent de calculer d'autres indices utiles pour mesurer la biodiversité des peuplements d'Orthoptères : la *densité cénotique*, c'est-à-dire la densité toutes espèces confondues, l'*indice de diversité de Shannon H'* et l'*indice de régularité R*.

L'*indice de diversité de Shannon H'* est très connu et très utilisé en écologie pour étudier la structure des peuplements et quantifier l'hétérogénéité de la biodiversité du milieu étudié. Il varie à la fois avec le nombre d'espèces et avec leurs proportions dans la station. La formule de l'indice H' est la suivante :

$$H' = - \sum ((N_i / N) \cdot \log_2 (N_i / N))$$

où N_i est le nombre d'individus de l'espèce i et N le nombre total d'individus.

L'*indice de régularité R* permet de mesurer l'équitabilité, appelée aussi régularité, au regard d'une équirépartition des espèces du peuplement par rapport à une répartition théorique égale pour l'ensemble des espèces. R varie entre 0 (une seule espèce domine) et 1 (toutes les espèces ont la même abondance). La formule de l'indice R est la suivante :

$$R = H' / H_{\max}, \text{ avec } H_{\max} = \log_2 S$$

La combinaison de ces indices issus des évaluations densitaires permet *in fine* de caractériser la proportion entre les effectifs des différentes espèces du peuplement ; l'autre aspect fondamental de la « diversité » étant indiqué par le nombre d'espèces du relevé (N), sur indice de *richesse spécifique*.

RÉSULTATS

1. ASPECTS FAUNISTIQUES ET AUTOÉCOLOGIQUES

1-1. Inventaire et fréquence des espèces

Les trente et un relevés de l'étude ont permis de recenser un total de trente et une espèces d'Orthoptères, incluant quinze espèces d'Ensifères, quinze espèces de Caelifères et un Mantoptère. Ce total de trente et une espèces est à comparer aux soixante taxons actuellement répertoriés pour l'ensemble du département de la Vendée (DEFAUT & *al.*, 2009), représentant ainsi la moitié des espèces appartenant à la faune départementale. Le *chiffre spécifique moyen* (ou richesse moyenne de tous les relevés) est de 13,3 ± 3,8 espèces (extrêmes 7–20). Le tableau I présente la liste systématique des espèces et la distribution de la richesse spécifique des relevés dans les trente et une stations. La fréquence des espèces, également reportée dans ce tableau, est représentée graphiquement et dans un ordre décroissant sur l'histogramme de la figure 2.

Les deux espèces les plus fréquentes dans les stations prospectées sont *Euchorthippus declivus* et *Oedipoda c. caeruleascens*, présentes dans 93,5 % des relevés, précédant *Calliptamus b. barbarus*, avec 90,3 %. Globalement, ces trois espèces sont très abondantes et apparaissent ainsi dominantes (ou co-dominantes) dans de nombreuses stations prospectées.

La fréquence élevée d'*Euchorthippus declivus* s'explique avant tout par son caractère euryèce, c'est-à-dire à large amplitude écologique. C'est d'ailleurs sans doute, avec *Chorthippus p. parallelus*, l'espèce la plus commune et la plus abondante au sein du département de la Vendée. *O. caeruleascens* et *C. barbarus* étant strictement xérothermophiles, il n'est pas surprenant de constater leur fréquence et leur abondance élevées dans les landes sèches du Haut-Bocage vendéen.

À l'opposé, plusieurs espèces sont faiblement représentées dans les relevés, pour des raisons qui peuvent être assez variées. *Phaneroptera falcata*, espèce très fréquente dans presque toute la France, a été contactée seulement lors d'un unique relevé (station du

Bois des Jarries, commune de Saint-Mars-la-Réorthe). Espèce très thermophile, *P. falcata* semble strictement inféodée aux zones de landes sèches du département (CLÉMOT, 2012). L'espèce est cependant difficile à contacter du fait de ses mœurs discrètes et est peut-être plus fréquente qu'il n'y paraît. Quoiqu'il en soit, elle demeure beaucoup plus localisée que *Phaneroptera n. nana*, à laquelle elle ressemble beaucoup, cette dernière étant présente dans 58,1 % des relevés.

Avec une autoécologie très proche de *P. falcata*, *Ephippiger d. diurnus*, présente dans 9,7 % des relevés, demeure également peu commune en Vendée, où elle affectionne surtout les milieux chauds et secs comme les landes (CLÉMOT, 2012). Ses mœurs discrètes et sa phénologie tardive (l'espèce est généralement adulte à la fin de l'été et en automne) peuvent aussi expliquer le faible nombre de contacts lors des relevés. Elle demeure de toute façon beaucoup moins fréquente que l'autre éphippigère recensée, *Uromemus rugosicollis*, présente dans 64,5 % des relevés et partout très abondante en Vendée.

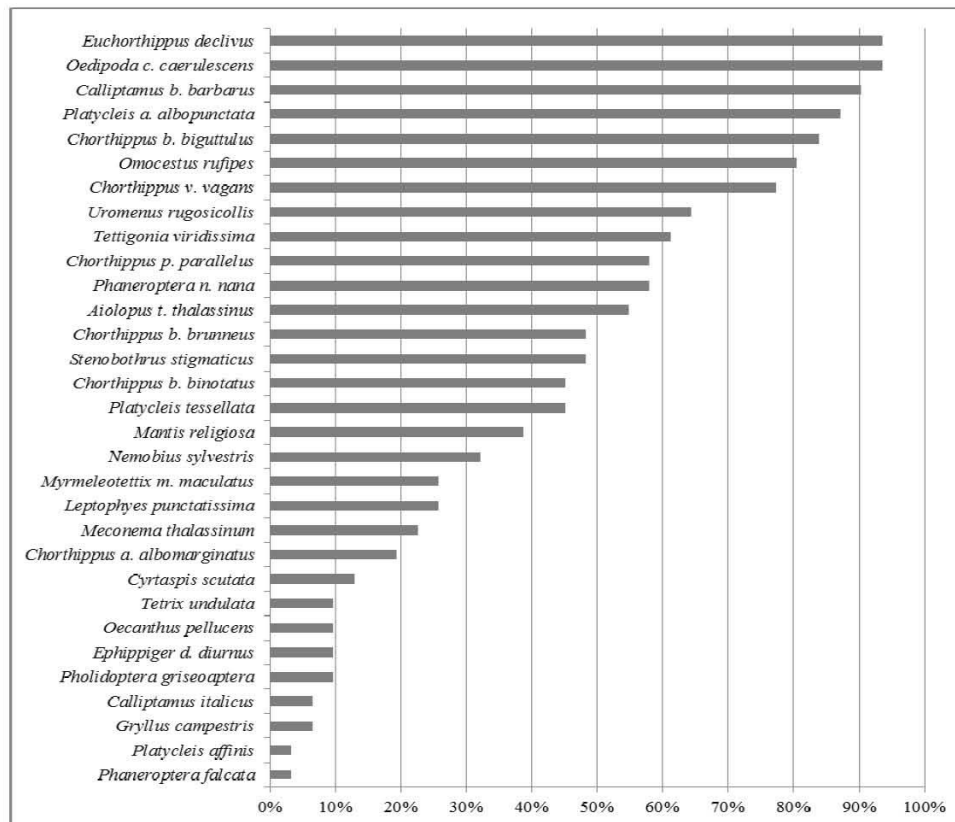


Figure 2 : Histogramme des fréquences des différentes espèces d'Orthoptères recensées

La période d'observation en été n'a pas permis de contacter d'individus adultes de *Gryllus campestris*, à la phénologie printanière ; seules quelques larves ont été relevées dans deux stations, dont le biotope correspond à des pelouses frutescentes. L'espèce semble ainsi logiquement absente des landes à bruyères, pauvres en graminées (dont l'espèce se nourrit principalement). La présence d'*Oecanthus pellucens*, recensée dans 9,7 % des relevés, a clairement aussi été sous-estimée, des prospections nocturnes n'ayant pas été réalisées (à l'exception d'une seule station). Espèce thermophile et eurypèce, *O. pellucens* est très commun en Vendée où il affectionne particulièrement les milieux chauds et secs pourvus d'une riche végétation buissonnante ou arbus-tive (CLÉMOT, 2012).

1-2. Les espèces à valeur patrimoniale

Sont considérées ici comme ayant une valeur patrimoniale, les espèces rares et/ou menacées, inscrites sur la Liste rouge nationale (SARDET & DEFAUT, 2004) et sur la liste régionale des espèces déterminantes de Znieff. Elles incluent également les espèces considérées comme « rares ou localisées » en Vendée (CLÉMOT, 2012), qui présentent un intérêt patrimonial et un enjeu de conservation au plan local.

Dix espèces sont considérées comme présentant ici une valeur patrimoniale (tableau II ; planche 1). Sur les trente et une espèces recensées dans les landes sèches du Haut-Bocage vendéen, huit sont classées espèces déterminantes de Znieff en région Pays de la Loire : *Cyrtaspis scutata*, *Platycleis affinis*, *Uromenus rugosicollis*, *Calliptamus italicus*, *Aiolopus t. thalassinus*, *Myrmeleotettix m. maculatus*, *Stenobothrus stigmaticus* et *Chorthippus b. binotatus*. Sur ces huit espèces, une seule est inscrite sur la Liste rouge nationale (SARDET & DEFAUT, 2004) et mérite ainsi le statut d'espèce à forte valeur patrimoniale : il s'agit de *Chorthippus b. binotatus*, le Criquet des ajoncs, considéré comme étant une espèce fortement menacée d'extinction à l'échelle du territoire national (priorité 2). C'est aussi l'un des six taxons d'Orthoptères retenus comme « espèces TVB » dans le cadre de l'élaboration des schémas régionaux de cohérence écologique (SRCE).

Dans les différentes stations vendéennes où l'espèce a été recensée, le Criquet des ajoncs est strictement inféodé aux landes sèches riches en Fabacées, et plus précisément à la présence de l'Ajonc d'Europe (*Ulex europaeus*) dont il se nourrit. Une autre espèce, étroitement associée à *Chorthippus b. binotatus*, mérite également une attention particulière : il s'agit d'*Ephippiger d. diurnus*, l'Éphippigère des vignes, qui constitue une rareté vendéenne et qui se maintient aujourd'hui quasi-exclusivement dans ces zones de landes sèches, devenues rares dans le département. Bien que n'étant inscrite sur aucune liste rouge, ni même sur la liste régionale des espèces déterminantes de ZNIEFF, son degré de rareté en fait une espèce fortement menacée à l'échelle départementale, au même titre que *Chorthippus b. binotatus* auquel l'espèce est cénotiquement associée. Un constat identique peut être dressé pour *Phaneroptera falcata*, dont le statut d'espèce déterminante pourrait pleinement se justifier, au moins pour le département de la Vendée.

Cyrtaspis scutata, classée dans la catégorie des « espèces menacées et à surveiller » (priorité 3) dans le domaine subméditerranéen aquitain (SARDET & DEFAUT, 2004), est également déterminante de Znieff en Pays de la Loire. Fréquemment associée à *Meconema thalassinum* dont elle partage ici l'habitat, cette saute-elle arboricole se rencontre parmi les strates arbustive et arborée, singulièrement sur les jeunes chênes isolés qui ponctuent les landes sèches.

La présence de *Platycleis affinis*, la Decticelle côtière, dans une station du Haut-Bocage, est une donnée intéressante parmi les espèces patrimoniales recensées dans ce travail. Espèce de distribution euryméditerranéenne et d'affinités littorales, elle fréquente occasionnellement les pelouses et landes sèches, parfois loin dans l'intérieur des terres. Associée à *Platycleis a. albopunctata* – très proche morphologiquement et aux exigences écologiques similaires – sur la station du Capeleau (commune de Treize-Vents), il s'agit de la donnée la plus « continentale » de l'espèce en Vendée (Clémot, comm. pers.).

Tableau II. Liste des espèces à valeur patrimoniale.

Espèces	Espèce rare ou localisée en Vendée (Clémot, 2012)	Espèce déterminante de Znieff en région Pays de la Loire	Espèce inscrite sur Liste rouge nationale (Sardet & Defaut, 2004)
<i>Chorthippus b. binotatus</i>	X	X	X
<i>Phaneroptera falcata</i>	X		
<i>Ephippiger d. diurnus</i>	X		
<i>Aiolopus t. thalassinus</i>	X	X	
<i>Myrmeleotettix m. maculatus</i>	X	X	
<i>Cyrtaspis scutata</i>		X	
<i>Platycleis affinis</i>		X	
<i>Uromenus rugosicollis</i>		X	
<i>Calliptamus italicus</i>		X	
<i>Stenobothrus stigmaticus</i>		X	



Planche 1. Les espèces à valeur patrimoniale dans les landes sèches du Haut-Bocage vendéen. Photos : F. Bétard.

Le classement d'*Uromenus rugosicollis*, l'Éphippigère carénée, parmi les espèces déterminantes de Znieff en Pays de la Loire se justifie seulement par sa situation en limite d'aire de répartition (limite nord pour cette espèce méridionale, de répartition atlantique et partiellement méditerranéenne). En Vendée où l'espèce est très abondante, elle se tient parmi les arbustes et les plantes herbacées à port élevé, tel le long des haies bocagères, dans des conditions d'humidité stationnelle variées. Elle n'est donc pas spécialement liée aux landes sèches, contrairement à *Ephippiger d. diurnus*, beaucoup plus sténocé.

Calliptamus italicus, le Caloptène italien, est un élément typiquement xérothermophile qui affectionne tout spécialement les landes sèches. Beaucoup moins fréquent que *Calliptamus b. barbarus* dans les stations prospectées, on le retrouve préférentiellement dans les stations rocailleuses et les pelouses-landes écorchées. Son statut d'espèce patrimoniale se trouve ici justifié par sa plus grande rareté à l'échelle régionale.

Aiolopus t. thalassinus, l'Aïolope émeraude, affectionne plutôt les pelouses rases et les sols dénudés. On la retrouve donc essentiellement dans les stations où la physionomie végétale se rapproche d'une pelouse-lande, ou pelouse frutescente. En Vendée où l'espèce fréquente aussi les prairies humides, notamment près du littoral (CLÉMOT, 2012), sa fréquence et son abondance dans les stations prospectées en font surtout une espèce indicatrice des pelouses et prairies maigres, qui reste peu exigeante vis-à-vis de l'humidité édaphique.

Myrmeleotettix m. maculatus, le Gomphocère tacheté, est un hôte régulier des milieux secs et pauvres en végétation, telles les landes sèches. Espèce d'affinités boréo-montagnardes, elle semble apprécier les versants et sommets ventés du Haut-Bocage vendéen, à condition de disposer de stations rocailleuses ou écorchées. Ce petit criquet reste rare et localisé en Vendée, en dehors des milieux dunaires du littoral.

Partageant les mêmes affinités boréo-montagnardes que le taxon précédent, *Stenobothrus stigmaticus* est une espèce fréquente sur les pâturages ras, chauds et secs du Haut-Bocage vendéen, incluant les pelouses-landes pâturées. L'abandon des pratiques agropastorales traditionnelles et la disparition des parcours à moutons et des biotopes similaires ont entraîné une régression importante de ses peuplements, justifiant son classement parmi les espèces déterminantes de ZNIEFF. Elle figure également, en raison de cette tendance régressive, parmi les « espèces menacées et à surveiller » (priorité 3) dans le domaine subméditerranéen aquitain (SARDET & DEFAUT, 2004).

Au total, les landes sèches constituent des habitats remarquables de fort intérêt écologique, dans un contexte actuel où ce type de milieu est en forte régression et très fragmenté. Cet intérêt se confirme pour les Orthoptères, avec pas moins de dix espèces de valeur patrimoniale recensées pendant cette étude.

2. ASPECTS CÉNOTIQUES ET SYNÉCOLOGIQUES

La signification cénotique et synécologique des peuplements d'Orthoptères s'apprécie en étudiant les communautés d'espèces (entomocénoses) dans leurs relations avec le biotope ou l'habitat, c'est-à-dire avec les facteurs du milieu physique. L'analyse de la composition cénotique du peuplement et son positionnement bioclimatique permettent de rattacher sans équivoque les trente et un relevés aux peuplements d'Orthoptères des milieux ouverts du domaine « eury-méditerranéen » (division des *Oecanthea pellucens*), dans le bioclimat subaxérique tempéré (classe/ordre des *Chorthippetea/etalia binotati*) (DEFAUT, 1999). Sur les trente et un relevés, deux groupements bien distincts peuvent ensuite être séparés (cf. tableau III, diagonalisé), correspondant même à deux nouvelles synusies : (i) *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* (nov.) qui caractérise les fruticées atlantiques de type lande à ajoncs et bruyères pauvres en graminées ; (ii) *Aiolopus thalassinus* – *Myrmeleotettigetum maculati* (nov.) qui caractérise les pelouses frutescentes (ou pelouses-landes) riches en graminées et au recouvrement ligneux moins dense.

2-1. *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* (nov.)

OECANTHEA PELLUCENTIS
CHORTHIPPETEAE BINOTATI
CHORTHIPPETALIA BINOTATI
CHORTHIPPION VAGANTIS

Situation des stations

- Code RC1 : fruticée, xérique, sur quartzite *Le Rocher de Cheffois*, Cheffois (85). x = W 0.78159, y = N 46.66399 (degrés déc.) ; altitude = 150 m. 21 VIII 2012.
- Code RC2 : fruticée, xérique, sur quartzite *Le Rocher de Cheffois*, Cheffois (85). x = W 0.77479, y = N 46.66331 (degrés déc.) ; altitude = 190 m. 21 VIII 2012.
- Code RC3 : fruticée, xérique, sur quartzite, *Le Rocher de Cheffois*, Cheffois (85). x = W 0.76923, y = N 46.66172 (degrés déc.) ; altitude = 150 m. 21 VIII 2012.
- Code RM1 : fruticée, xérique, sur quartzite, *Les Rochers de Mouilleron*, Mouilleron-en-Pareds (85). x = W 0.81967, y = N 46.66996 (degrés déc.) ; altitude = 175 m. 21 VIII 2012.
- Code RM2 : fruticée, xérique, sur quartzite, *Les Rochers de Mouilleron*, Mouilleron-en-Pareds (85). x = W 0.81568, y = N 46.66951 (degrés déc.) ; altitude = 175 m. 21 VIII 2012.
- Code RM3 : fruticée, xérique, sur quartzite, *Les Rochers de Mouilleron*, Mouilleron-en-Pareds (85). x = W 0.81378, y = N 46.66892 (degrés déc.) ; altitude = 175 m. 21 VIII 2012.
- Code RM4 : fruticée, xérique, sur quartzite, *Les Rochers de Mouilleron*, Cheffois (85). x = W 0.81106, y = N 46.66794 (degrés déc.) ; altitude = 170 m. 21 VIII 2012.
- Code RM5 : fruticée, xérique, sur quartzite, *Les Rochers de Mouilleron*, Mouilleron-en-Pareds (85). x = W 0.84112, y = N 46.67592 (degrés déc.) ; altitude = 170 m. 21 VIII 2012.

Tableau III. Relevés dans les landes sèches du Haut-Bocage vendéen et mise en relation avec les principaux paramètres stationnels : tableau diagonalisé

N° de la station	5	9	1	4	10	2	3	6	7	8	11	12	16	13	15	14	22	18	23	28	29	24	31	25	26	30	20	17	19	21	27			
% recouvrement ligneux	75	75	60	60	75	60	70	75	50	50	75	75	65	70	60	65	40	35	40	35	40	40	20	45	35	35	45	45	35	30	15			
% recouvrement herbacé	10	10	5	5	10	5	0	5	5	15	10	10	20	20	25	25	55	45	40	50	45	40	40	55	40	45	40	40	30	65				
% sol nu	10	10	20	20	10	25	20	10	30	20	10	5	10	5	10	5	5	15	15	10	5	10	20	10	5	10	5	10	15	30	25			
Physionomie végétale	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	fruit	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.			
<i>Ephippiger d. diurnus</i>	+	+																																
<i>Cyraspis scutata</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+												
<i>Leptophyes punctatissima</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Chorhippus b. binotatus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Nemobius sylvestrus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Mecconema thalassinum</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Pholidoptera griseoptera</i>																																		
<i>Phaneroptera falcata</i>																																		
<i>Oecanthus pellucens</i>																																		
<i>Phaneroptera n. nana</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Tettigonia viridissima</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Platycleis a. albopunctata</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Uromenus rugosicollis</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Calliptamus b. barbarus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Oedipoda c. caerulea</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Chorhippus v. vagans</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Mantis religiosa</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Euchorhippus declivus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Chorhippus b. biguttatus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Onocestus rufipes</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Chorhippus b. bruneus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Tetrix undulata</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+																		
<i>Platycleis tessellata</i>																																		
<i>Atalopus t. thalassinus</i>																																		
<i>Chorhippus p. parvulus</i>																																		
<i>Stenobolus stigmaticus</i>																																		
<i>Myrmecotettix m. maculatus</i>																																		
<i>Chorhippus a. albomarginatus</i>																																		
<i>Calliptamus italicus</i>																																		
<i>Platycleis affinis</i>																																		
<i>Gryllus campestris</i>																																		

9. Code BJ1 : fruticée, xérique, sur granite, *Le Bois des Jarries*, St-Mars-la-Réorthe (85). x = W 0.91005, y = N 46.85533 (degrés déc.); altitude = 215 m. 08 VIII 2012.

10. Code BJ2 : fruticée, xérique, sur granite, *Le Bois des Jarries*, St-Mars-la-Réorthe (85). x = W 0.90899, y = N 46.85519 (degrés déc.); altitude = 225 m. 08 VIII 2012.

11. Code BJ3 : fruticée, xérique, sur granite, *Le Bois des Jarries*, St-Mars-la-Réorthe (85). x = W 0.90838, y = N 46.85517 (degrés déc.); altitude = 230 m. 08 VIII 2012.

12. Code CB1 : fruticée, xérique, sur quartzite, *La Bruyère*, Chavagnes-les-Redoux (85). x = W 1.00677, y = N 46.69568 (degrés déc.); altitude = 80 m. 01 VIII 2012.

13. Code MA1 : fruticée, xérique, sur granite, *Le Mont des Alouettes*, Les Herbiers (85). x = W 1.00677, y = N 46.89198 (degrés déc.); altitude = 220 m. 11 VIII 2012.

14. Code VT1 : fruticée, xérique, sur granite, *Vallée de la Tour*, La Verrie (85). x = W 1.00135, y = N 46.98452 (degrés déc.); altitude = 120 m. 28 VII 2012.

15. Code VT3 : fruticée, xérique, sur granite, *Vallée de la Tour*, St-Aubin-des-Ormeaux (85). x = W 0.99772, y = N 46.98883 (degrés déc.); altitude = 100 m. 28 VII 2012.

16. Code SM3 : fruticée, xérique, sur granite, *Vallée du Blanc*, St-Malo-du-Bois (85). x = W 0.94009, y = N 46.93989 (degrés déc.); altitude = 175 m. 10 VIII 2012.

Répartition, écologie

Le *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* (nov.) se rattache sans conteste à l'alliance du *Chorthippion vagantis* rassemblant les synusies des landes, fourrés et bois clairs dans l'Ouest de la France (DEFAUT, 1999). Cette nouvelle synusie occupe plus particulièrement les fruticées atlantiques de type lande à ajoncs et bruyères, à recouvrement herbacé rare ou absent. La strate ligneuse (recouvrement > 50 %) est généralement dominée par l'Ajonc d'Europe (*Ulex europaeus*) et la Bruyère cendrée (*Erica cinerea*). Quelques arbres et arbustes hauts isolés (*Quercus robur*, *Pinus sylvestris*, *Betula pendula*) viennent régulièrement ponctuer ces landes sèches. Dans les variantes les plus rocailleuses, des lichens diversifiés (*Cladonia* sp.) peuvent former une strate cryptogamique sur des surfaces importantes entre les ajoncs et les bruyères. Le pourcentage de sol nu peut alors atteindre jusqu'à 30 %. Dans les 16 stations relevant de cette synusie, il s'agit d'affleurements de dalles de granite, plus ou moins arénisées en surface, ou de pointements de quartzite.

Composition faunistique et affinités

L'appartenance à la division *Oecanthea pellucens* est bien affirmée, avec cinq espèces (tableau IV). La classe *Chorthippetea binotati* est représentée par deux espèces de basse fréquence : *Chorthippus b. brunneus* et *Ephippiger d. diurnus*. L'alliance *Chorthippion vagantis* est clairement affirmée par *Chorthippus vagans*,

de fréquence maximale (100 %), et par *Nemobius sylvestris*, signalant des recouvrements ligneux de hauteur moyenne parfois assez denses (jusqu'à 75 %).

Le *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* est proche du *Chorthippetea binotati* Defaut (1994, emend 1997 et 1999) occupant les fourrés et pinèdes claires sur le littoral saintongeais. Il s'en distingue par l'absence remarquable de *Yersinella raymondi*, par la fréquence bien moindre d'*Ephippiger d. diurnus* et par l'existence d'une faunule beaucoup plus xéro-thermophile typique des milieux ouverts, notamment marquée par *Platycleis a. albopunctata*, de fréquence élevée (94 %). L'originalité de cette synusie dans le contexte régional demeure toutefois la coexistence entre *Chorthippus b. binotatus* et *Ephippiger d. diurnus* – deux espèces sténocènes inféodées aux landes sèches à ajoncs et bruyères du bocage vendéen – même si elles ne représentent pas des espèces « caractéristiques » de la synusie, d'un point de vue strictement entomocénétique (tableau IV). Par sa fréquence élevée dans au moins une autre synusie de l'alliance, *Chorthippus b. binotatus* doit être considérée ici comme une espèce « différentielle ».

Au sein de cette composition faunistique, il faut aussi souligner la présence importante d'espèces transgressives des *Nemobiea/etea sylvestris* (*Mecanema thalassinum*, *Cyrtaspis scutata*, *Lepiophyes punctatissima*, *Tetigonia viridissima*, *Pholidoptera griseoptera*), mais aussi celle de taxons relevant des peuplements des milieux ouverts en bioclimat eurosibérien (division des *Chorthippea paralleli*), et plus particulièrement de l'étage collinéen (classe/ordre des *Roeselianetea/etalia roeselii*). À ce titre, les stations 13, 14, 15 et 16 font figure de relevés atypiques, puisque ce sont les seuls relevés de la synusie dans lesquels ont été recensés *Chorthippus a. albomarginatus*, *Chorthippus p. parallelus*, *Stenobothrus stigmaticus*, *Myrmeleotettix m. maculatus* et *Aiolopus t. thalassinus*, avec une présence parfois marquée (tableau III). Ce « faciès » semble lié à l'existence d'une strate herbacée graminéenne assez développée (20-25 % de recouvrement sur ces stations), en parallèle d'un recouvrement ligneux qui reste important (60-70 %). Ces relevés marquent ainsi la transition avec l'autre synusie individualisée dans cette étude, caractérisant les pelouses frutescentes (voir *infra*).

Le test d'homogénéité est satisfaisant : il a une forme de J inversé (classe I dominante), bien creusé au niveau des classes médianes (II, III et IV).

Relevés optimaux

Le relevé 13 est celui qui présente l'indice de similitude S' le plus élevé (tableau V) ; toutefois, nous avons montré qu'il s'agissait là d'un relevé atypique au sein de la synusie. Avec un indice S' de 0,77 et l'indice d'originalité O' le plus élevé, le relevé 1 est désigné comme relevé-type. Ses indices sont bons car il possède toutes les espèces caractéristiques et différentielles de la synusie et une espèce caractéristique de l'alliance (*Chorthippus v. vagans*).

Tableau IV. Composition cénotique du *Chorhippigeretum diurni* (nov.)

Numéro de la station Code de la station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	RC1 150 m quartz. X	RC2 190 m quartz. X	RC3 150 m 30% E quartz. X	RM1 175 m 5% S quartz. X	RM2 175 m quartz. X	RM3 175 m quartz. X	RM4 170 m quartz. X	RM5 135 m quartz. X	BJ1 215 m 5% SE granite X	BJ2 225 m 5% SE granite X	BJ3 230 m 5% SE granite X	CB1 80 m 15% S quartz. X	MA1 220 m 20% S granite X	VT1 120 m 25% SE granite X	VT3 100 m 20% SE granite X	SM3 175 m 20% SO granite X
Altitude																
Pente et exposition																
Substrat																
Humidité stationnelle																
% recouvrement ligneux																
% recouvrement herbacé																
% sol nu																
Physionomie végétale	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.	frutic.
Caractéristiques de la syntaxe																
<i>Platycleis a. albopunctata</i>	02	00.5	01	02.5	00.5	00.25	02	03.5	03.5	03.5	03	01	01.5	01	00.5	00.75
<i>Uromenus rigoicollis</i>	02	00.25	00.5	00.5	01	00.5	00.5	00.5	00.5	00.5	05	01	00.75	01	00.5	00.25
<i>Enchorhippus declivus</i>	04	01		00.5			18	00.5	05	02.5	02.5	12	00.5	12	02.5	02.5
<i>Chorhippus b. biguttatus</i>	02			01	01	01	02	02.5				01.5	05	10	00.25	01.5
<i>Onocetis rufipes</i>	00.5	04		01			01				00.5	03	02	05	01.5	02
<i>Tettigonia viridissima</i>	01	01			00.5		00.5	01	01	01	00.5	00.5	00.25	01	01	00.5
<i>Mecanema thalassina</i>	00.5	00.5	00.5	00.5	00.5			00.5	02	01		00.5	00.25	00.25		
<i>Leptopygus punctatissima</i>	00.5	01	00.5	00.5	00.5			02		01						44
Différentielles de la syntaxe																
<i>Chorhippus b. binotatus</i>	11	10	08	12	04	10	12	04	18	05	05	01	05	01	01.5	09
<i>Phaneroptera n. nana</i>	01	00.25	00.5	02	02	00.5	00.5	01	01	01		00.5	01	00.25	00.25	81
Caractéristiques de l'alliance																
<i>Chorhippus v. vageans</i>	05	04	04	05	18	02	12	12	05	02.5	05	18	08	02.5	01.5	100
<i>Nemobius sylvesteri</i>	01				01		02.5	01	01		01	02.5	01.5	05	01.5	62
Caractéristiques de la classe																
<i>Chorhippus b. brunneus</i>	01		00.5		00.25			00.5				00.5	01.5	01	00.25	44
<i>Ephippiger d. diurnus</i>	00.5															19
Caractéristiques de la division																
<i>Calliptamus b. barbarus</i>	05	03	04	12	05	12	09	18	05	01	01	02	00.25	02	02	87
<i>Oedipoda c. caerulexens</i>	05		02	04	01.5	00.5	00.5	12	05	01	00.5	00.5	09	02.5	05	87
<i>Mantis religiosa</i>	00.5				00.5					01	01	00.5	00.5	00.25	00.5	44
<i>Platycleis tessellata</i>										01			00.5	00.75	00.25	31
<i>Oecanthus pellucens</i>	01			00.5									00.5	00.25	00.25	12
Autres espèces																
<i>Chorhippus p. parvulus</i>													01	05	01	25
<i>Atolopus t. thalassinus</i>													21	00.5	01.5	25
<i>Pholidoptera griseoaptera</i>									00.5					01.5		19
<i>Chorhippus a. albomarginatus</i>													00.25	00.5	00.5	19
<i>Stenobolhrus stigmatiscus</i>													00.5	01.5	01	19
<i>Myrmeleontiscus m. maculatus</i>													10	09	02	12
<i>Cyrtaspis scutata</i>					01			02	01							12
<i>Phaneroptera falcata</i>								00.5								6
<i>Tetrix undulata</i>	01															6
Nombre total d'espèces (N)	18	12	10	13	12	9	7	11	15	14	11	12	20	20	19	15
Dates des relevés	21 VIII 2012	21 VIII 2012	21 VIII 2012	21 VIII 2012	21 VIII 2012	21 VIII 2012	21 VIII 2012	21 VIII 2012	08 VIII 2012	08 VIII 2012	08 VIII 2012	01 VIII 2012	11 VIII 2012	28 VII 2012	28 VII 2012	10 VIII 2012

Tableau V. Indices du *Chorippo* binotati – *Ephippigeretum diurni*

Numéro de la station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	synysie
Code de la station	RC1	RC2	RC3	RM1	RM2	RM3	RM4	RM5	BJ1	BJ2	BJ3	CB1	MA1	VT1	VT3	SM3	
Nombre total d'espèces (N)	18	12	10	13	12	9	7	11	15	14	11	12	20	20	19	15	28
Classement	4	9	14	8	9	15	16	12	5	7	12	9	1	1	3	5	
Chiffre spécifique moyen	13,63
Indice de similitude (S')	0,77	0,52	0,56	0,58	0,57	0,48	0,47	0,57	0,63	0,65	0,57	0,62	0,80	0,66	0,74	0,62	
Classement	2	14	13	9	10	15	16	10	6	5	10	7	1	4	3	7	
Indice d'originalité (O')	0,81	0,45	0,33	0,49	0,43	0,27	0,13	0,18	0,55	0,48	0,34	0,43	0,68	0,72	0,61	0,58	
Classement	1	9	13	7	10	14	16	15	6	8	12	10	3	2	4	5	
Densité cénotique (D)	43,5	26,5	21,5	40	35,75	21,5	32,75	80,5	31	37,5	20,5	43	70	60,5	24,5	25,25	38,39
Classement	4	11	15	6	8	14	9	1	10	7	16	5	2	3	13	12	
Indice de Shannon (H')	3,503	2,767	2,589	2,785	2,473	2,077	1,895	2,785	3,418	2,701	2,929	2,472	3,243	3,520	3,806	3,211	
Classement	3	10	12	8	13	15	16	8	4	11	7	14	5	2	1	6	
Indice de régularité (R)	0,840	0,772	0,779	0,753	0,690	0,655	0,675	0,805	0,875	0,709	0,847	0,690	0,750	0,814	0,896	0,822	
Classement	4	9	8	10	13	16	15	7	2	12	3	13	11	6	1	5	

Espèces patrimoniales

Espèce différentielle de la synusie, *Chorthippus b. binotatus* est incontestablement l'espèce la plus intéressante, affichant la plus haute valeur patrimoniale (déterminante de ZNIEFF également inscrite sur la Liste rouge nationale en priorité 2 : SARDET & DEFAUT, 2004). *Ephippiger d. diurnus* et *Phaneroptera falcata*, qui constituent des raretés vendéennes, ont un intérêt patrimonial plus local. Les autres espèces de valeur patrimoniale sont pour la plupart des espèces transgressives des divisions *Chorthippea paralleli* et *Nemobicia sylvestris*, ou des espèces en limite d'aire (cas d'*Uromenus rugosicollis*, qui reste toutefois abondant en Vendée et au moins jusqu'à la vallée de la Loire).

Densité ; physionomie

La densité cénotique (toutes espèces confondues) est assez faible ($38,4 \pm 17,9$) et varie d'une vingtaine à moins d'une centaine d'individus par 100 m² (tableau V). La physionomie du groupement varie assez peu : *Chorthippus b. binotatus* y présente souvent des densités cénotiques assez élevées, avec plus de 10 individus par 100 m² dans au moins sept stations où elle se révèle également être l'espèce dominante (ou co-dominante). Elle manque seulement dans deux stations (relevés 12 et 14), pouvant faire figure de relevés appauvris.

Chorthippus v. vagans, espèce caractéristique de l'alliance, est partout très abondante et se révèle être l'espèce dominante dans cinq stations, avec des densités atteignant près de 20 individus par 100 m². Même constat pour *Calliptamus b. barbarus*, espèce co-dominante dans quatre relevés et dont la présence est fortement conditionnée par de larges plages de sol nu.

Indigénat des espèces (tableau VI)

On peut théoriquement douter de l'indigénat des cinq dernières espèces du tableau. Toutefois, *Stenobothrus stigmaticus* et *Myrmeleotettix m. maculatus*, qui sont localement assez abondantes, s'intègrent aux relevés atypiques qui définissent le « faciès » de transition vers les pelouses *frutescentes*. Quant à *Phaneroptera falcata*, c'est un hôte typique des landes sèches à bruyères et ajoncs, au moins en Vendée où il reste rare (CLÉMOT, 2012). En revanche, on peut légitimement douter de l'indigénat de *Chorthippus a. albomarginatus*, qui fréquente habituellement des prairies mésophiles à hygrophiles, et a toujours été contacté dans les stations avec un faible nombre d'individus. Un constat identique peut être fait pour *Tetrix undulata*, faiblement représenté dans les relevés, qui fréquente d'ailleurs les milieux humides. Cependant, cette dernière espèce est aussi géophile et peut se montrer assez euryèce, colonisant parfois des biotopes xériques.

Tableau VI. Indigénat des espèces dans le *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni*

	Inaptitude au vol	Larves âgées (nombre de stations)	Fréquence dans les stations	Dominance (nombre de stations)	Intégration syn-taxonomique
Espèces assurément indigènes					
<i>Uromenus rugosicollis</i>	+		81		synusie
<i>Ephippiger d. diurnus</i>	+		19		classe
<i>Leptophyes punctatissima</i>	+		44		synusie
<i>Nemobius sylvestris</i>	+		62		alliance
<i>Chorthippus p. parallelus</i>	+		25		.
<i>Pholidoptera griseoptera</i>	+		19		.
<i>Cyrtaspis scutata</i>	+	04	12		.
<i>Phaneroptera n. nana</i>		06	81		synusie
<i>Oedipoda c. caeruleascens</i>		03	87	02	division
<i>Tettigonia viridissima</i>		01	62		synusie
<i>Platycleis a. albopunctata</i>		01	94		synusie
<i>Oecanthus pellucens</i>		01	12		division
<i>Chorthippus v. vagans</i>			100	05	alliance
<i>Chorthippus b. binotatus</i>			87	07	synusie
<i>Calliptamus b. barbarus</i>			87	04	division
<i>Euchorthippus declivus</i>			81	02	synusie
<i>Chorthippus b. biguttulus</i>			68		synusie
<i>Omocestus rufipes</i>			62		synusie
<i>Meconema thalassinum</i>			50		synusie
<i>Mantis religiosa</i>			44		division
<i>Chorthippus b. brunneus</i>			44		classe
<i>Platycleis tessellata</i>			31		division
<i>Atolopus t. thalassinus</i>			25	01	.
Autres espèces					
<i>Tetrix undulata</i>			06		.
<i>Phaneroptera falcata</i>			06		.
<i>Stenobothrus stigmaticus</i>			19		.
<i>Myrmeleotettix m. maculatus</i>			19		.
<i>Chorthippus a. albomarginatus</i>			19		.

2-2. *Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati* (nov.)

OECANTHEA PELLUCENTIS
CHORTHIPPETEA BINOTATI
CHORTHIPPETALLA BINOTATI
PEZOTETTIGION GIORNAE

Situation des stations

17. Code TV1 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *La Péraie*, Treize-Vents (85). x = W 0.85909, y = N 46.90146 (degrés déc.); altitude = 150 m. 09 VIII 2011.

18. Code TV2 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *La Châtaigneraie*, Treize-Vents (85). x = W 0.87092, y = N 46.91561 (degrés déc.); altitude = 140 m. 10 VIII 2012.

19. Code TV3 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *Capelleau*, Treize-Vents (85). x = W 0.85488, y = N 46.89799 (degrés déc.); altitude = 100 m. 06 VIII 2012.

20. Code CP1 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *Le Pérochard*, Les Châtelliers-Châteaumur (85). x = W 0.83262, y = N 46.84925 (degrés déc.); altitude = 180 m. 02 VIII 2011.

21. Code CO1 : pelouse frutescente, xérique, sur quartzite, *Coquilleau*, La Châtaigneraie (85). x = W 0.71165, y = N 46.63679 (degrés déc.); altitude = 130 m. 24 VIII 2011.

22. Code BR1 : pelouse frutescente, xérique, sur schiste, *Rochiroux*, Le Boupère (85). x = W 0.94066, y = N 46.76864 (degrés déc.); altitude = 100 m. 25 VII 2012.

23. Code BR2 : pelouse frutescente, xérique, sur schiste, *Rochiroux*, Le Boupère (85). x = W 0.93317, y = N 46.76804 (degrés déc.); altitude = 100 m. 25 VII 2012.

24. Code MJ1 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *Le Moulin des Justices*, St-Michel-Mont-Mercure (85). x = W 0.91867, y = N 46.83891 (degrés déc.); altitude = 230 m. 23 VIII 2012.

25. Code SM1 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *Le Crépaud*, St-Malo-du-Bois (85). x = W 0.89575, y = N 46.91609 (degrés déc.); altitude = 170 m. 09 VIII 2011.

26. Code SM2 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *La Foy*, St-Malo-du-Bois (85). x = W 0.90428, y = N 46.92300 (degrés déc.); altitude = 170 m. 16 VIII 2012.

27. Code SM4 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *La Coussaie*, St-Malo-du-Bois (85). x = W 0.88415, y = N 46.92239 (degrés déc.); altitude = 170 m. 10 VIII 2012.

28. Code RB1 : pelouse frutescente, xérique, sur métabasalte, *La Roche Batiot*, St-Prouant (85). x = W 0.95638, y = N 46.74640 (degrés déc.); altitude = 75 m. 25 VII 2012.

29. Code RB2 : pelouse frutescente, xérique, sur métabasalte, *La Roche Batiot*, St-Prouant (85). x = W 0.95389, y = N 46.74873 (degrés déc.); altitude = 75 m. 25 VII 2012.

30. Code RB3 : pelouse frutescente, xérique, sur métabasalte, *La Roche Batiot*, St-Prouant (85). x = W 0.95815, y = N 46.74228 (degrés déc.); altitude = 75 m. 25 VII 2012.

31. Code VT2 : pelouse frutescente, xérique, sur granite, *Vallée de la Tour*, St-Aubin-des-Ormeaux (85). x = W 0.99634, y = N 46.99080 (degrés déc.); altitude = 85 m. 28 VII 2012.

Répartition, écologie

L'*Aiolopo thalassini*–*Myrmeleotettigetum maculati* (nov.) est une synusie des pelouses frutescentes ou landicoles du nord-est de la Vendée. Elle se rattache à l'alliance du *Pezotettigion giornae*, rassemblant les synusies des pelouses et fruticées ouvertes et relativement bien enherbées de l'étage SX3 (DEFAUT, 1999). En effet, le biotope a la particularité de présenter ici de vastes surfaces enherbées (40-50 % en moyenne), avec un recouvrement ligneux généralement plus faible que dans les landes du *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni*. Il s'agit donc de pelouses-landes, une formation végétale de type intermédiaire entre les pelouses sèches silicicoles et les landes « vraies » dominées par les ligneux. Les conditions stationnelles restent xérophiles, comme l'indique la présence de végétaux tels que le Genêt à balais (*Cytisus scoparius*) et l'Ajonc d'Europe (*Ulex europaeus*) pour la strate arborescente, ou encore la Jasionne des montagnes (*Jasionne montana*) et la Petite Oseille (*Rumex acetosella*) pour la strate herbacée. Des touffes de Bruyère cendrée (*Erica cinerea*) et d'Ajonc nain (*Ulex minor*) sont parfois présentes au sein de cet habitat qui reste globalement dominé par les graminées basses au niveau de la strate herbacée. Le substrat géologique est assez diversifié et se partage entre granites, schistes, quartzites et métabasaltes.

Composition faunistique et affinités

La division euryméditerranéenne *Oecanthea pellucens* et la classe subméditerranéenne *Chorthippetea binotati* sont très bien représentées, avec quatre espèces chacune (tableau VII). Le bioclimat subxérique tempéré (ordre *Chorthippetalia binotati*) ne l'est que par deux espèces, mais de fréquence très élevée (*Euchorthippus declivus*, 100 % ; *Omocestus rufipes*, 93 %). L'alliance du *Pezotettigion giornae* est clairement affirmée par *Platycleis tessellata* et *Gryllus campestris*, qui sont d'excellents marqueurs des biotopes bien enherbés et riches en graminées.

L'*Aiolopo thalassini*–*Myrmeleotettigetum maculati* est proche faunistiquement de l'*Euchorthippetum declivi*, du *Calliptametum italici* et du *Phaneropteretum falcatae*, voire du *Phaneroptero falcatae* – *Mantidetum religiosae* et de l'*Omocesto rufipedis* – *Mantidetum religiosae* (DEFAUT, 2010c). Mais elle se distingue de ces cinq synusies relevant de l'alliance du *Pezotettigion giornae* par la fréquence nettement plus élevée de *Chorthippus p. parallelus*, *Uromenus rugosicollis* et *Aiolopus t. thalassinus*, cette dernière espèce pouvant être considérée ici comme « caractéristique » de la synusie.

Tableau VII. Composition cénotique de l'*Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotetigetum maculati* (nov.)

Numéro de la station Code de la station	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	fréquence
Altitude	150 m	140 m	150 m	180 m	130 m	100 m	100 m	230 m	170 m	170 m	170 m	75 m	75 m	75 m	85 m	
Pente et exposition	20%O granite	25%SO granite	20%S granite	25%S granite	00 quartz.	20%S schiste	20%S schiste	20%S granite	20%O granite	20%SO granite	5%S granite	15%SE basalte	15%SE basalte	5%E basalte	10%SE granite	
Substrat	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Humidité stationnelle	45	35	35	45	30	40	40	40	45	35	15	35	40	35	20	
% recouvrement ligneux	40	45	40	45	30	55	40	45	40	55	65	50	50	40	40	
% recouvrement herbacé	10	15	15	5	30	5	15	10	10	5	25	10	5	10	20	
% sol nu																
Physionomie végétale	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	pel. fr.	
Caractéristiques de la synusie	02	00.5	09	02	00.5	03	01		10	18	03	01	00.5		02	87
<i>Aiolopus l. thalassinus</i>																V
Différentielles de la synusie	20	05	10	10	10	02	03	12	08	16	20	05	01.5	10	10	100
<i>Oedipoda c. caeruleascens</i>																V
<i>Chorhippus b. biguttatus</i>	10	05	10	08	02	08	05	12	03	18	20	05	10	10	02.5	100
<i>Chorhippus p. parvulus</i>	02	01	01	08	01	02	01	01	02	01	02.5	01	00.5	01	01	93
<i>Chorhippus b. barbarus</i>	01	02	08	00.5	08	01	02	12	05	02	00.5	02	01	01.5	01	80
<i>Stenobothrus stigmaticus</i>	02	00.5	01	02	02	00.25	00.5	05	02	00.5	00.5	02	00.25	03	03	73
<i>Testigonia viridissima</i>	01.5	00.5	00.5	01.5	01.5	00.25	00.5		01.5	00.25	03	00.25	00.25	03	03	53
<i>Uromenus rugosicollis</i>	02	00.5	00.5	01.5	01.5	00.25	00.5		00.25	03	04					40
<i>Myrmeleotetig. m. maculatus</i>	02	05	05	02	01.5	01	01		02	04				03	03	33
Caractéristiques de l'affiance	09			02	01.5	01	01		02			00.5	02		01	60
<i>Platycleis tessellata</i>					00.5						00.5					13
<i>Gryllus campestris</i>																1
Caractéristiques de l'ordre	10	05	05	10	02	30	20	12	10	20	20	08	15	15	10	100
<i>Euchorhippus declivus</i>	01.5	01	02.5	02	10	01.5	04	01.5	01.5	03	03	01	00.5	02	01	93
<i>Onocera rufipes</i>																V
Caractéristiques de la classe	10	01	01.5	02	02	00.5	02	01	01.5	01.5	02	00.75	01		01	80
<i>Platycleis a. albopunctata</i>	02	00.5	05	02	01.5	02	01	01	01.5	01.5	02	00.75	01		00.5	53
<i>Chorhippus b. brunneus</i>	01.5		10	02	09		01	01	02	02.5				01.5		53
<i>Chorhippus v. vagans</i>	02															13
<i>Calliptamus italicus</i>																I
Caractéristiques de la division	01.5	00.5	00.5	02	00.25	00.25	01	00.5						00.5		33
<i>Phaneroptera n. nana</i>	00.75		00.25	00.5	00.25	00.25										33
<i>Manis religiosa</i>																7
<i>Oecanthus pellucens</i>																7
<i>Platycleis affinis</i>			05													7
Autres espèces																
<i>Tetrix undulata</i>	00.75			01.5	05				02							20
<i>Chorhippus a. albomarginatus</i>	01.5															20
<i>Leptophyes punctatissima</i>																7
Nombre total d'espèces	20	10	17	13	18	14	11	11	14	11	8	11	10	8	13	
Dates des relevés	19 VIII 2011	10 VIII 2012	16 VIII 2012	02 VIII 2011	24 VIII 2011	25 VII 2012	25 VII 2012	23 VIII 2012	9 VIII 2011	16 VIII 2012	10 VIII 2012	25 VII 2012	25 VII 2012	25 VII 2012	28 VII 2012	

Tableau VIII. Indices de l'Atolop *thalassini* – *Myrmecotettigetum maculati*.

Numéro de la station	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	synsusc
Code de la station	TV1	TV2	TV3	CP1	CO1	BR1	BR2	MJ1	SM1	SM2	SM4	RB1	RB2	RB3	VT2	
Nombre total d'espèces (N)	20	10	17	13	18	14	11	11	14	11	8	11	10	8	13	24
Classement	1	12	3	6	2	4	8	8	4	8	14	8	12	14	6	
Chiffre spécifique moyen	12,60
Indice de similitude (S')	0,97	0,70	0,88	0,78	0,94	0,82	0,63	0,72	0,78	0,67	0,51	0,70	0,69	0,53	0,74	
Classement	1	9	3	5	2	4	13	8	5	12	15	9	11	14	7	
Indice d'originalité (O')	0,70	0,15	0,64	0,34	0,62	0,42	0,32	0,24	0,46	0,28	0,18	0,24	0,17	0,16	0,35	
Classement	1	15	2	7	3	5	8	10	4	9	12	10	13	14	6	
Densité cénotique (D)	83	21,5	74,75	51,5	60,5	52	39	59	47,75	87	68,5	25,5	33	43,5	37,5	52,27
Classement	2	15	3	9	5	7	11	6	8	1	4	14	13	10	12	
Indice de Shannon (H')	3,575	2,783	3,538	3,207	3,562	2,232	2,419	2,763	3,288	2,755	2,180	2,794	2,209	2,393	3,014	
Classement	1	8	3	5	2	13	11	9	4	10	15	7	14	12	6	
Indice de régularité (R)	0,827	0,838	0,865	0,867	0,854	0,586	0,699	0,799	0,864	0,796	0,727	0,808	0,665	0,798	0,814	
Classement	6	5	2	1	4	15	13	9	3	11	12	8	14	10	7	

Les relevés les plus complets comportent entre treize et vingt espèces (tableau VII). Avec seulement huit espèces, les stations 27 et 30 font figure de relevés incomplets ou appauvris. On notera la fréquence anormalement élevée, pour une synusie de l'ordre *Chorthippetalia binotati*, de l'espèce *Chorthippus p. parallelus*, présente dans 93 % des relevés, même si elle reste toujours peu abondante dans les stations. En Vendée, cette espèce très commune transgresse régulièrement dans l'étage SX3, où elle colonise localement des biotopes xériques, à condition d'y trouver des surfaces bien enherbées. Ces conditions stationnelles sont parfaitement remplies dans les pelouses frutescentes du Haut-Bocage vendéen, contrairement aux landes à ajoncs et bruyères pauvres en graminées qui caractérisent la première synusie décrite dans cette étude.

Par sa fréquence significativement plus élevée que dans tous les autres groupements de l'alliance (DEFAUT, 2010c), *Aiolopus t. thalassinus* est la seule espèce « caractéristique » de la synusie. À ce niveau du synsystème, huit espèces peuvent être définies comme « différentielles » de la synusie, en raison de leur fréquence élevée (ou relativement élevée) dans plusieurs autres unités de même rang : *Oedipoda c. caerulescens*, *Chorthippus b. biguttulus*, *Chorthippus p. parallelus*, *Calliptamus b. barbarus*, *Stenobothrus stigmaticus*, *Tetigonia viridissima*, *Uromenus rugosicollis* et *Myrmeleotettix m. maculatus*.

Le test d'homogénéité reste satisfaisant : il tend également vers une forme de J inversé (classe I dominante).

Relevés optimaux

On observe dans le tableau VIII que le relevé 17 présente les indices de similitude S' et d'originalité O' les plus élevés. C'est aussi la station qui présente le plus grand nombre d'espèces (N = 20) et l'indice de diversité de Shannon le plus élevé (H' = 3,575). Il paraît donc évident de le retenir comme relevé-type de la synusie. On notera que la station de la Péraie (commune de Treize-Vents), qui correspond à ce relevé, avait déjà fait l'objet d'un inventaire exhaustif par B. PERROTIN (2006). Celui-ci avait déjà conclu à la grande richesse orthoptérologique du site et à l'originalité de ses associations d'espèces. Parmi la vingtaine d'Orthoptères inventoriés sur cette station, deux espèces n'ont pas été revues lors de notre relevé effectué en 2011 : il s'agit de *Metrioptera roeselii* et de *Conocephalus fuscus*, deux espèces qui sont plutôt liées habituellement aux endroits humides. Leur présence ponctuelle au milieu de cette station xérique est vraisemblablement à mettre en relation avec la proximité des prairies humides situées à la base du coteau où coule la Sèvre nantaise. Il ne s'agit donc pas, à proprement parler, d'espèces relevant de la synusie.

Espèces patrimoniales

Les espèces les plus intéressantes sont sans doute *Myrmeleotettix m. maculatus* et *Platycleis affinis*, qui sont surtout représentées en Vendée dans la zone littorale. Leur présence est beaucoup plus rare et localisée dans l'intérieur des terres. Ces deux espèces sont d'ailleurs classées déterminantes de Znieff, au même titre que *Stenobothrus stigmaticus* et *Aiolopus t. thalassinus*. Dans cette synusie, la présence de *Calliptamus italicus* dans deux stations du Haut-Bocage, en mélange avec *Calliptamus b. barbarus*, est également intéressante à noter.

Densité ; physionomie

La densité cénotique est globalement plus élevée que dans le *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* (densité moyenne de $52,3 \pm 19,9$; tableau VIII), ce qui est sans doute lié à la plus grande ouverture du milieu et à un plus faible recouvrement ligneux.

Euchorthippus declivus est l'espèce dominante (ou co-dominante) dans treize des quinze stations (elle l'est très fortement dans la station 22, avec une densité cénotique d'environ 30 individus par 100 m²). *Oedipoda c. caerulescens* est co-dominant dans huit stations dans lesquelles le recouvrement herbacé est plus bas et/ou le pourcentage de sol nu plus élevé.

Aiolopus t. thalassinus, espèce caractéristique de la synusie, est co-dominante dans une station (relevé 25). Dans le relevé 26 qui présente la densité cénotique la plus élevée de la synusie, les effectifs d'*Aiolopus t. thalassinus* approchent les 20 individus par 100 m². Il s'agit visiblement d'une espèce en expansion dans la région, plus fréquente et plus abondante que dans les années passées sur ces biotopes xériques de pelouses-landes (Clénot, comm. pers.).

Indigénat des espèces (tableau IX)

L'indigénat des trois dernières espèces du tableau est douteux, plus particulièrement celui des deux dernières, lesquelles ne semblent pas s'intégrer au schéma syntaxonomique de la synusie. Comme pour la première synusie décrite dans cette étude, *Chorthippus a. albomarginatus* et *Tetrix undulata* – qui sont davantage liées aux biotopes mésoïques et humides – font partie de ces espèces à l'indigénat douteux, même si leur présence ponctuelle, et finalement assez régulière au milieu des landes sèches, est une réalité sur le terrain. L'indigénat de *Platycleis affinis*, récoltée lors d'un unique relevé, pourrait être mis en doute, dans la mesure où cette dactyle s'avère aussi être un très bon voilier. Cependant, en plus de bien s'intégrer au tableau syntaxonomique (division), elle n'a jamais été observée en dehors de cette synusie dans le Haut-Bocage vendéen (la plupart des mentions de cette espèce en Vendée étant localisées sur le littoral). On ne voit donc pas bien à partir de quelle autre synusie, proche biogéographiquement, elle aurait pu localement transgresser.

Tableau IX. Indigénat des espèces dans l'*Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati*

	Inaptitude au vol	Larves âgées (nombre de sta- tions)	Fréquence dans les stations	Dominance (nombre de stations)	Intégration syn- taxonomique
Espèces assurément indigènes					
<i>Uromenus rugosicollis</i>	+		40		synusie
<i>Leptophyes punctatissima</i>	+		07		.
<i>Chorthippus p. parallelus</i>	+		93		synusie
<i>Gryllus campestris</i>	+	02	13		alliance
<i>Oecanthus pellucens</i>		02	07		division
<i>Phaneroptera n. nana</i>		03	33		division
<i>Euchorthippus declivus</i>			100	13	ordre
<i>Chorthippus b. biguttulus</i>			100		synusie
<i>Oedipoda c. caeruleascens</i>			100	08	synusie
<i>Omocestus rufipes</i>			93	01	alliance
<i>Aiolopus t. thalassinus</i>			87	01	synusie
<i>Platycleis a. albopunctata</i>			80		classe
<i>Calliptamus b. barbarus</i>			80		synusie
<i>Stenobothrus stigmaticus</i>			73		synusie
<i>Platycleis tessellata</i>			60		alliance
<i>Chorthippus b. brunneus</i>			53		classe
<i>Chorthippus v. vagans</i>			53		classe
<i>Tettigonia viridissima</i>			53		synusie
<i>Myrmeleotettix m. maculatus</i>			33		synusie
<i>Mantis religiosa</i>			33		division
<i>Calliptamus italicus</i>			13	01	classe
Autres espèces					
<i>Platycleis affinis</i>			07		division
<i>Tetrix undulata</i>			20		.
<i>Chorthippus a. albomarginatus</i>			20		.

DISCUSSION

1. INFLUENCE DES PARAMÈTRES ENVIRONNEMENTAUX SUR LES PEUPELEMENTS ORTHOPTÉRIQUES

À l'échelle globale du peuplement, la latitude et le bioclimat sont les paramètres environnementaux les plus importants à prendre en compte pour expliquer la composition faunistique et la richesse spécifique totale observées dans les landes sèches vendéennes, en l'absence de forte amplitude altitudinale. Situées dans l'extrême nord du domaine subméditerranéen aquitain, les stations du Haut-Bocage abritent un peuplement d'Orthoptères composé essentiellement d'espèces paléarctiques de distribution euryméditerranéenne (e.g., *Phaneroptera n. nana*, *Cyrtaspis scutata*, *Uromenus rugosicollis*, *Oecanthus pellucens*, *Calliptamus italicus*, *Chorthippus b. binotatus*) en mélange avec quelques espèces typiquement eurosibériennes qui transgressent dans cet étage (*Stenobothrus stigmaticus*, *Chorthippus p. parallelus*, *Chorthippus a. albomarginatus*, *Chorthippus v. vagans*). La richesse spécifique globale du peuplement des landes sèches, avec un total de trente et une espèces recensées, résulte donc en partie de ces conditions bioclimatiques relativement privilégiées liées à la latitude de la région, à la limite entre les domaines subméditerranéen et néomoral. Elle est aussi à mettre en relation avec la diversité des microhabitats représentés à l'intérieur des landes sèches, eux-mêmes liés à la diversité des strates végétales qui composent la structure des fruticées atlantiques.

À l'échelle des deux synusies identifiées dans cette étude, plusieurs facteurs peuvent expliquer les différences de composition faunistique et de diversité spécifique. En présence de conditions d'humidité stationnelle identiques (xériques), la structure végétale demeure le principal paramètre expliquant les différences observées. En effet, les deux synusies identifiées sont en parfait recouvrement avec les deux types de formations végétales observés dans ces milieux landicoles : la première est liée aux fruticées atlantiques de type lande à ajoncs et bruyères pauvres en graminées (*Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni*), la seconde est associée aux pelouses frutescentes bien enherbées et riches en graminées (*Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati*). Ainsi, la proportion de recouvrement herbacé (de type graminéen) dans les stations semble être l'un des principaux facteurs de discrimination entre les deux synusies. C'est d'ailleurs ce paramètre qui explique l'existence d'un « faciès » de transition au sein de la première synusie (relevés 13 à 16 ; voir *supra*). Dans la seconde synusie, cela explique aussi la présence d'une faunule beaucoup plus herbicole, adepte des formations graminéennes, avec des espèces comme *Gryllus campestris*, *Platycleis tessellata* et *Chorthippus p. parallelus* qui sont globalement absentes de la première synusie. La plus grande ouverture du milieu observée dans les formations végétales de type pelouse-lande expliquerait quant à elle les valeurs

plus élevées de richesse spécifique et de densité cénotique dans la seconde synusie.

2. ENJEUX DE CONSERVATION ET PROBLÉMATIQUES DE GESTION

Les principaux enjeux de conservation sont liés à la présence d'espèces patrimoniales au sein des cortèges d'Orthoptères, eux-mêmes dépendants du maintien et de la qualité des milieux représentés dans les landes sèches. La préservation des landes à ajoncs et bruyères caractérisant le *Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni* constitue une priorité de conservation dans les stations relictuelles du Haut-Bocage, s'agissant de la synusie qui abrite *Chorthippus b. binotatus*, espèce à forte valeur patrimoniale. Son statut de rareté à l'échelle régionale et son statut de vulnérabilité (priorité 2 sur la Liste rouge nationale : SARDET & DEFAUT, 2004) en font une espèce à fort enjeu conservatoire. Du fait de son inféodation aux landes à ajoncs dont les unités sont morcelées dans le bocage vendéen et globalement menacées par boisement spontané ou non, cette espèce rare est particulièrement en danger et mériterait d'avoir un statut de protection (VOISIN, 2003). Étant plus particulièrement menacé par la dégradation et la fragmentation des landes à ajoncs dans lesquelles il vit, *Chorthippus b. binotatus* a très justement été proposé comme espèce pour la cohérence nationale de la Trame Verte et Bleue (MERLET & HOUARD, 2012).

Les menaces pesant globalement sur les landes sèches sont liées à la dynamique naturelle de fermeture du milieu, suite à l'abandon progressif des pratiques agropastorales traditionnelles, telles que le pâturage extensif. L'envahissement de certains secteurs de lande par la strate arborée, représentée par diverses essences de bouleau (*Betula sp.*), de pin (*Pinus sp.*) et de chêne (*Quercus sp.*), constitue la principale menace pour les communautés d'Orthoptères associées aux landes sèches atlantiques. Dans la pratique, il faudrait donc éviter que ces fruticées ne deviennent trop hautes et trop denses, en prenant des mesures conservatoires pour que la fermeture du milieu, actuellement en cours, ne fasse pas disparaître les espèces patrimoniales, d'une part, et ne réduise pas la diversité spécifique des synusies, d'autre part. Dans les fruticées de type lande à ajoncs et bruyères pauvres en graminées, des interventions ponctuelles (manuelles) sont souhaitables pour faire régresser le recouvrement arboré et maintenir ainsi une strate arbustive à ajoncs et genêts favorables à *Chorthippus b. binotatus* et à son cortège d'espèces associées (BÉTARD, 2013). Toutefois, ces interventions doivent rester compatibles avec le maintien d'arbres et arbustes isolés en milieu ouvert, dans la mesure où certaines essences comme le chêne, le bouleau ou le tremble sont favorables au développement de plusieurs espèces de Coléoptères et de Lépidoptères qui contribuent également à la biodiversité entomologique des landes sèches vendéennes. Enfin, dans les pelouses frutescentes de *Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati*, le maintien du pâturage qui entretient les pelouses rases et les zones écorchées paraît être la solu-

tion la plus simple et la plus efficace pour conserver la diversité spécifique de la synusie et favoriser le maintien de ses espèces patrimoniales, en particulier *Aiolopus t. thalassinus*, *Myrmeleotettix m. maculatus* et *Stenobothrus stigmaticus*.

CONCLUSION

Au terme de cette étude, il apparaît que les landes sèches du Haut-Bocage vendéen abritent, sur de faibles superficies, une orthoptérofaune particulièrement riche et diversifiée, en grande partie liée à la qualité des milieux représentés et à la variété des habitats et microhabitats présents dans ces milieux landicoles. L'analyse du peuplement dans son ensemble nous a permis d'inventorier un total de trente espèces appartenant à l'ordre des Orthoptères, auxquelles il faut ajouter une espèce de Mantoptère (*Mantis religiosa*). Le fort intérêt écologique des landes sèches atlantiques se confirme donc pour les Orthoptères, avec pas moins de dix espèces patrimoniales recensées pendant cette étude, incluant *Chorthippus b. binotatus*, l'un des Orthoptères les plus menacés actuellement à l'échelle du territoire national.

Du point de vue synécologique, cette étude apporte des résultats nouveaux sur les associations d'espèces qui caractérisent les landes sèches vendéennes. Deux nouvelles synusies ont clairement pu être identifiées, en parfait recouvrement avec les deux types de formations végétales observées dans ces milieux landicoles : la première est liée aux fruticées atlantiques de type lande à ajoncs et bruyères pauvres en graminées (*Chorthippo binotati* – *Ephippigeretum diurni*), la seconde est associée aux pelouses frutescentes bien enherbées et riches en graminées (*Aiolopo thalassini* – *Myrmeleotettigetum maculati*). Les indices entomocénologiques qui découlent de cette analyse, en combinaison avec les indices de diversité H' et de régularité R calculés pour chaque station, permettent à présent d'envisager un suivi pluriannuel de ces peuplements d'Orthoptères, dans une optique de gestion durable de ces milieux menacés que sont les landes sèches atlantiques.

Remerciements.

Je tiens particulièrement à remercier Michel Clémot, pour son aide précieuse apportée dans l'identification de certaines espèces et pour les nombreux échanges occasionnés par mes prospections orthoptériques en Vendée. Mes remerciements s'adressent également à Stéphane Barbier, Perrine Dulac, Benoît Perrotin et Patrick Trécul, pour les échanges et informations communiquées sur plusieurs stations de landes sèches du nord-est de la Vendée. Merci également à Etienne Grésillon, qui a accepté de relire une version préliminaire du manuscrit, pour ses suggestions qui ont permis d'améliorer l'article. Mes remerciements s'adressent enfin à Bernard Defaut, David Morichon et Benoît Duhazé, pour leur travail de relecture de l'article et leurs remarques constructives.

RÉFÉRENCES

- BELLMANN H. & LUQUET G., 2009 – *Guide des Sauterelles, Grillons et Criquets d'Europe occidentale*. Delachaux & Niestlé, Paris, 383 p.
- BENSETITI F., BOULLET V., CHAUDAUDRET-LABORIE C. & DENIAUD J. (coord.), 2005 – « Cahiers d'habitats » Natura 2000. *Connaissance et gestion des habitats et des espèces d'intérêt communautaire. Tome 4 - Habitats agropastoraux*. MEDD/MAAPAR/MNHN. Éd. La Documentation française, Paris, 2 volumes : 445 p. et 487 p. + cédérom.
- BÉTARD F., 2013 – Contribution à la connaissance des entomocénoses du Rocher de Cheffois (85). I. Orthoptères et ordres alliés (Orthoptera, Mantoptera, Phasmoptera). *Invertébrés Armoricaux, les Cahiers du GRETTA*, **9** : sous presse.
- CLÉMOT M., 2012 – *Identification des Orthoptères de Vendée*. Publication des Naturalistes Vendéens, version 05, 86 p.
- DEFAUT B., 1994 – *Les synusies orthoptériques en région paléarctique occidentale*. Publication de l'Association des Naturalistes de l'Ariège, La Bastide-de-Sérou (09240, France), 275 p.
- DEFAUT B., 1999 – Synopsis des Orthoptères de France. *Matériaux Entomocénologiques*, n° hors-série, deuxième édition, révisée et augmentée, 87 p.
- DEFAUT B., 2001 – *La détermination des Orthoptères de France*. Édition à compte d'auteur, Bédeilhac, 85 p.
- DEFAUT B., 2010a – La pratique de l'entomocénologie. 1. Elaboration du système syntaxonomique. *Matériaux orthoptériques et entomocénologiques*, **14** : 77-91.
- DEFAUT B., 2010b – La pratique de l'entomocénologie. 2. Application à la gestion des milieux. *Matériaux orthoptériques et entomocénologiques*, **14** : 95-103.
- DEFAUT B., 2010c – Présentation synthétique des synusies orthoptériques de France. 2. Les synusies du bioclimat subméditerranéen tempéré (Chorthippetalia binotati). *Matériaux orthoptériques et entomocénologiques*, **14** : 117-122.
- DEFAUT B., SARDET É. & BRAUD Y., 2009 – *Catalogue permanent de l'entomofaune, série nationale : Orthoptera*. Union de l'Entomologie Française, Dijon, 94 p.
- MERLET F. & HOUARD X., 2012 – *Synthèse bibliographique sur les traits de vie du Criquet des Ajoncs (Chorthippus binotatus binotatus (Charpentier, 1825)) relatifs à ses déplacements et à ses besoins de continuités écologiques*. Office pour les insectes et leur environnement & Service du patrimoine naturel du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 5 p.
- PERROTIN B., 2006 – Répartition des Orthoptères sur un coteau dominant la Sèvre nantaise en Vendée. *Le Naturaliste Vendéen*, **6** : 23-37.
- SARDET É. & DEFAUT B. (coord.), 2004 – Les Orthoptères menacés en France. Liste rouge nationale et listes rouges par domaines biogéographiques. *Matériaux orthoptériques et entomocénologiques*, **9** : 125-137.
- VOISIN J.-F. (coord.), 2003 – *Atlas des Orthoptères et des Mantides de France*. Patrimoines naturels 60, Paris, MNHN, 104 p.

[13] **BÉTARD F. (2015) – Protection et valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France (Bassin de Paris, France). État des lieux et perspectives. *VertigO – la revue électronique en sciences de l'environnement*, 15(1), URL : <http://vertigo.revues.org/16115>.**

Intervenu comme consultant-expert dans plusieurs plans de gestion et projets de valorisation de géosites et géomorphosites franciliens depuis 2011, je commençai à avoir une vision d'ensemble des enjeux en matière de protection et de promotion du patrimoine géomorphologique en Île-de-France, qui m'incita à produire un article synthétique sur la question en 2015, publié dans la revue *VertigO*. Parallèlement à cela, ma participation assidue aux activités de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG depuis 2010, et à différents colloques nationaux et internationaux sur le géopatrimoine, me permit de conforter mes connaissances et mes réseaux, dans l'investigation d'un nouveau champ de recherches que j'appliquai non seulement en France (Bassin de Paris, Causses du Quercy) mais aussi au Brésil (Géoparc UNESCO Araripe).

Cet article dresse un état des lieux de la protection et de la valorisation du patrimoine géomorphologique francilien, en examinant plus particulièrement (1) les outils qui ont été utilisés jusqu'à présent pour protéger les géomorphosites remarquables de la région (outils réglementaires et fonciers) et (2) les acteurs engagés dans des démarches de valorisation didactique et touristique du patrimoine géomorphologique (PNR, conservatoires d'espaces naturels, associations). Les exemples choisis dans l'article sont principalement issus des travaux d'expertise que j'ai menés en collaboration avec des bureaux d'étude et des gestionnaires, au sein d'espaces protégés tels que des réserves naturelles et des parcs naturels régionaux. Ils offrent ainsi des exemples concrets de recherche-action, sur des sites où les diagnostics et les expérimentations menées ont vocation à être transférées.

État des lieux à un instant t , l'article vise aussi dresser des perspectives pour le futur, dans un domaine d'application où beaucoup de choses restent à faire. En effet, le patrimoine géomorphologique, encore trop méconnu, est un patrimoine qui est non seulement menacé par l'urbanisation galopante en Île-de-France, mais qui souffre aussi de la méconnaissance d'une discipline – la géomorphologie – nécessitant de poursuivre les efforts en matière de vulgarisation scientifique en direction du grand public. En dépit de réalisations exemplaires – mais encore trop rares – sur plusieurs géomorphosites franciliens protégés, gérés et mis en valeur, la protection et la valorisation du patrimoine géomorphologique sont encore insuffisantes en région parisienne, malgré de fortes potentialités pour des usages éducatifs, culturels et géotouristiques, y compris en milieu urbain. Les initiatives récentes lancées à l'échelon national (INPG, SCAP) laissent entrevoir des issues très positives, qui devraient permettre de prioriser les actions de protection et de valorisation des géomorphosites les plus remarquables, à l'heure où l'inventaire régional du patrimoine géologique d'Île-de-France est sur le point d'être achevé (thèse d'Elise Auberger).

Protection et valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France (Bassin de Paris, France)

État des lieux et perspectives

Protection and promotion of geomorphological heritage in the Île-de-France region (Paris Basin, France): Overview and prospects

François Bétard

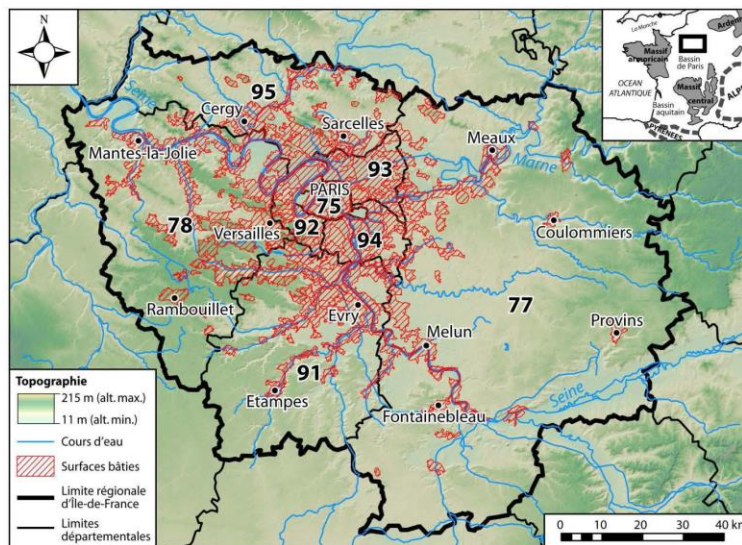
Introduction

- 1 Le « patrimoine géomorphologique » est un concept récent, qui commence tout juste à être reconnu au plan international et national (Panizza, 2001; Pereira et al., 2005; Reynard, 2008; Sellier, 2009; Portal, 2010). Il désigne l'ensemble des formes du relief – de l'échelle des microformes à celle des reliefs majeurs – qu'une société considère comme digne d'être conservé et transmis aux générations futures (André et al., 2013). Il est également défini comme une composante du « géopatrimoine », lequel doit être considéré comme un sous-ensemble du patrimoine naturel regroupant des biens à caractère géologique (roches, minéraux, fossiles), géomorphologique (formes de relief), pédologique (sols) et hydrologique (rivières, lacs, nappes...), autrement dit des objets appartenant au monde abiotique et relevant de la géodiversité (Gray, 2013). Les « géomorphosites » (ou sites d'intérêt géomorphologique) sont l'expression physique et territorialisée du patrimoine géomorphologique. Ils constituent un type particulier de « géosites » qui, à l'instar du géopatrimoine, regroupent l'ensemble des sites d'intérêt géologique (pétrographique, stratigraphique, minéralogique, paléontologique...), géomorphologique, pédologique et hydrologique, méritant d'être protégés et/ou mis en valeur (Panizza, 2001; Reynard et al., 2005, 2009; Giusti, 2013). La composante sitologique du patrimoine géomorphologique (*i.e.* les géomorphosites) représente un élément fondamental de l'évaluation patrimoniale, dans la mesure où s'y concentrent les

principaux enjeux de conservation et de valorisation de ce type de patrimoine, essentiellement *in situ*.

- 2 Située au cœur du Bassin de Paris (Figure 1), la région Île-de-France présente un relief varié, en dépit de faibles écarts d'altitudes (11-215 m), et abrite un patrimoine géomorphologique d'une grande richesse : coteaux calcaires et crayeux, platières gréseuses, chaos rocheux, marais tourbeux... sont autant de géomorphosites potentiels, auxquels il faut ajouter les nombreux héritages géomorphologiques (tertiaires et quaternaires) souvent visibles dans les multiples carrières souterraines et à ciel ouvert qui parsèment la région francilienne. Face à la pression démographique croissante qui affecte la métropole parisienne multimillionnaire (~12 M d'habitants), ce patrimoine géomorphologique s'avère particulièrement menacé, dans un contexte d'urbanisation croissante qui s'étend aujourd'hui jusqu'aux marges administratives de l'Île-de-France (Figure 1). Les enjeux de protection et de conservation du patrimoine géomorphologique sont donc particulièrement forts dans cette région qui regroupe environ 1/5^e de la population totale de la France métropolitaine. Les enjeux de valorisation et de sensibilisation auprès du grand public sont intimement liés aux enjeux de conservation quand il s'agit d'enjeux éducatifs (valorisation didactique, éducation à l'environnement); le patrimoine géomorphologique peut aussi constituer une ressource territoriale pouvant participer au développement local dans le cadre de la mise en valeur géotouristique des sites (Reynard, 2008; Hobléa et al., 2013).

Figure 1. Les grands traits du relief et l'extension des surfaces urbanisées en Île-de-France.



Topographie dérivée du SRTM DEM v4 (Shuttle Radar Topography Mission – Digital Elevation Model – version 4) ; surfaces bâties extraites de Corine Land Cover. Les numéros sur la carte sont ceux des départements franciliens : 75, Paris ; 77, Seine-et-Marne ; 78, Yvelines ; 91, Essonne ; 92, Hauts-de-Seine ; 93, Seine-Saint-Denis ; 94, Val-de-Marne ; 95, Val d'Oise.

- 3 L'objectif de cet article est de dresser un état des lieux de la protection et de la valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France, en examinant plus

particulièrement (i) les outils qui ont été utilisés jusqu'à présent pour protéger les géomorphosites remarquables de la région et (ii) les acteurs engagés dans des démarches de valorisation des géomorphosites. Des exemples choisis viendront illustrer de façon concrète les moyens qui ont été mis en œuvre sur les géomorphosites en matière de protection, de gestion et de mise en valeur. Des perspectives seront dégagées à l'issue de cette analyse, compte tenu des inventaires en cours, des stratégies nationales de création d'aires protégées et des volontés politiques locales de mettre en valeur le patrimoine géomorphologique de leur territoire.

Outils utilisés pour la protection du patrimoine géomorphologique en Île-de-France

- 4 Le dispositif juridique français de protection du patrimoine naturel offre un arsenal d'outils dont plusieurs s'avèrent particulièrement adaptés à la protection du patrimoine géomorphologique. En Île-de-France, les principaux outils de protection qui ont été utilisés pour préserver des sites géomorphologiques remarquables sont de deux types (Tableau 1) : des outils réglementaires (sites classés et réserves naturelles) et des outils fonciers (en particulier, les espaces naturels sensibles des départements, ENS). Si l'outil « site classé », le plus ancien, a rarement été utilisé spécifiquement pour protéger des géomorphosites sur la base de critères scientifiques, plusieurs réserves naturelles et ENS ont été récemment créés en Île-de-France sur le fondement d'un géopatrimoine remarquable, incluant un patrimoine géomorphologique de grande valeur scientifique et pédagogique.

Tableau 1. Les deux grands types d'outils juridiques utilisés pour la protection du patrimoine géomorphologique en Île-de-France, en fonction de l'encadrement politico-administratif.

Échelon politico-administratif	Outils de protection réglementaire	Outils de protection foncière
État	Sites classés <i>ex. : Site classé de la Vallée de Chevreuse</i>	
	Sites inscrits <i>ex. : Site inscrit du Vexin français</i>	
	Réserves naturelles nationales <i>ex. : RNN des sites géologiques de l'Essonne</i>	
Région	Réserves naturelles régionales <i>ex. : RNR du site géologique de Vigny-Longuesse</i>	Sites du Conservatoire régional d'espaces naturels (ProNaturaIdF) <i>ex. : Marais d'Arbonne</i>

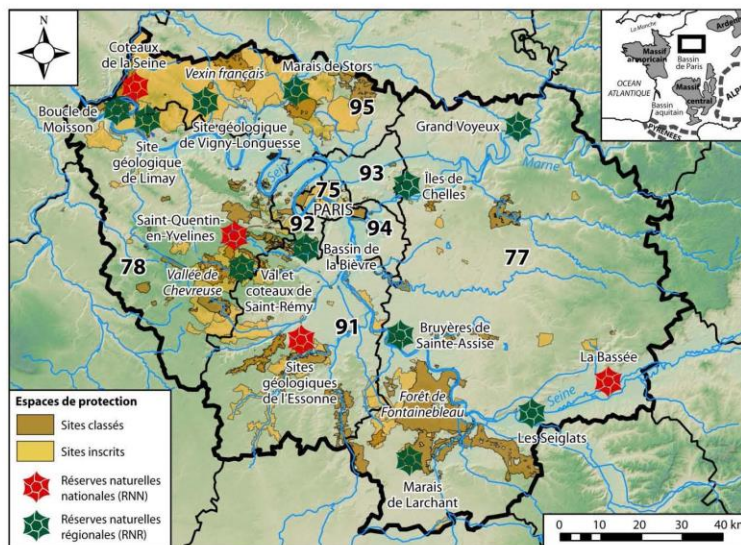
		Périmètres régionaux d'intervention foncière de l'Agence des Espaces Verts <i>ex. : Domaine régional de Flicourt</i>
Département	Arrêtés Préfectoraux de protection de géotope <i>En projet</i>	Espaces naturels sensibles des départements <i>ex. : ENS des Vaux de Cernay</i>
Communes et intercommunalités		Acquisition foncière de terrains par les communes, les communautés de communes ou d'agglomération, ou par des associations de protection de la nature <i>ex. : Marais de Maincourt (propriété de la commune de Dampierre-en-Yvelines)</i>

Les sites classés

- 5 L'outil « site classé » trouve ses fondations dans la loi du 21 avril 1906, instituant la protection des « sites et monuments naturels (...) dont la conservation peut avoir, d'un point de vue artistique ou pittoresque, un intérêt général » (Bergeal, 2008). Ce texte fondateur, qui porte les prémices de la protection de la nature en France, a été suivi et conforté par la loi du 2 mai 1930, en ce sens que le classement se fait désormais, et plus largement, sur le caractère « artistique, historique, scientifique, légendaire ou pittoresque », critères qui restent effectifs aujourd'hui encore et codifiés dans les articles L.341-1 à 22 du Code de l'environnement. Déjà utilisée par les philosophes des Lumières (Ellenberger, 1994), la notion ancienne de « monument naturel », qualifiant souvent un site géomorphologique remarquable (par exemple un chaos rocheux), demeure dans la loi de 1930, même si le livre III du Code de l'environnement lui préfère aujourd'hui la notion de « patrimoine naturel » (Jonin et Avoine, 2010). La loi de 1930 présente plusieurs autres évolutions notables par rapport à la loi de 1906, en particulier l'introduction de la notion de « site inscrit », statut moins contraignant, qui permet de reconnaître la qualité d'un site justifiant une surveillance de son évolution et nécessitant une consultation de l'architecte des Bâtiments de France sur les travaux qui y sont entrepris. Sur les sites classés, tous travaux et toute modification de l'état ou de l'aspect du site sont soumis à un régime d'autorisations spéciales auprès de l'administration en charge des sites (article L.341-10). Enfin, l'évolution de la politique des sites au fil des décennies fait que, progressivement, l'on est passé du classement de sites ponctuels à celui de grands ensembles paysagers – une évolution particulièrement visible en Île-de-France. L'ensemble de ces évolutions fait aujourd'hui du statut de site classé un outil réglementaire fort et parfaitement adapté à la protection des géomorphosites, quelle qu'en soit l'échelle (du « géotope » au « géosystème » : Giusti et Calvet, 2010 ; Giusti et al., 2013).
- 6 Fin 2013, l'Île-de-France comptait 258 sites classés, représentant environ 100 000 hectares, soit un peu plus de 8 % de la superficie de la région (Figure 2). Sur ces 258 sites, seuls deux d'entre eux ont été classés prioritairement pour leur intérêt scientifique (Tableau 1) : il s'agit des sites classés des « Carrières de craie souterraines » de Meudon et

des « Falaises de la Roche-Guyon et la Forêt de Moisson » (Figure 3). Pour le premier, la protection a été prononcée par arrêté du 7 mars 1986 pour son caractère scientifique et artistique; outre un intérêt historique et esthétique indéniable, le site a été classé principalement en raison de son intérêt géologique et géomorphologique, puisqu'une partie des carrières renferme un réseau karstique à remplissage d'argiles fossilifères dont la conservation est considérée comme prioritaire au niveau national. Pour le second, la protection du site a été décidée par décret du 16 juillet 1990 pour son caractère scientifique et pittoresque; il est en effet possible de lire dans le dossier d'archives : « La protection a pour but de préserver les éléments les plus remarquables de la Boucle de Moisson qui sont d'une part, les falaises et, d'autre part, la forêt de Moisson située en son centre et les berges de la Seine, des ouvertures successives de carrières ». En réalité, dans bien des cas où le classement a été établi au titre du seul critère pittoresque, il est remarquable de constater que la plupart de ces sites classés sont de véritables géomorphosites, tels les chaos de grès inclus dans les sites classés de la Forêt de Fontainebleau ou de la Vallée de Chevreuse et de ses affluents (Figure 2). En effet, au-delà d'un intérêt purement scientifique, de nombreux sites géomorphologiques sont souvent jugés remarquables par leur caractère « pittoresque », ou suffisamment singulier ou exceptionnel pour être « dignes d'être peints » (Bergeal, 2008). Ainsi, le patrimoine géomorphologique francilien aujourd'hui classé a-t-il inspiré de nombreux artistes et peintres, en particulier ceux des écoles naturalistes et paysagistes : chaos gréseux pour les écoles de Barbizon et de Cernay-la-Ville, falaises crayeuses des boucles de la Seine pour les impressionnistes au pays de Claude Monet (Peulvast et al., 2014).

Figure 2. Les espaces de protection réglementaire en Île-de-France, adaptés à la protection du patrimoine géomorphologique.



Source des données SIG : INPN, <http://inpn.mnhn.fr/>

Les réserves naturelles

- 7 C'est la loi du 10 juillet 1976 relative à la protection de la nature qui institue en France l'outil réglementaire qu'est la réserve naturelle. Codifiée dans les articles L.332-1 et suivant du Code de l'environnement, elle indique que « *la préservation de formations géologiques, géomorphologiques ou spéléologiques remarquables* » peut être prise en considération pour classer des réserves naturelles, avec l'objectif de les soustraire à toute intervention anthropique susceptible de les dégrader. Depuis cette loi, il est donc possible de créer une réserve naturelle sur le fondement d'un patrimoine géomorphologique remarquable. La loi du 27 février 2002 relative à la démocratie de proximité est venue renforcer la loi de 1976, faisant aujourd'hui du statut de réserve naturelle un outil réglementaire de protection forte, assorti d'une gestion conservatoire du milieu, permettant de préserver à long terme le patrimoine naturel, qu'il soit biotique ou abiotique (Avoine et Jonin, 2010). Selon les enjeux de conservation et les contextes locaux, la responsabilité et l'initiative du classement reviennent soit à l'État (réserves naturelles nationales, RNN), soit aux Régions (réserves naturelles régionales, RNR), soit encore à la Collectivité territoriale de Corse (réserves naturelles de Corse) (Avoine, 2012). Quel que soit leur statut, les réserves sont gérées autour d'une instance composée d'un comité consultatif, d'un conseil scientifique et d'un gestionnaire, ce dernier ayant pour mission d'élaborer et de mettre en œuvre le plan de gestion (Bergeal et Giron, 2013).

Tableau 2. Les espaces protégés d'Île-de-France créés sur le fondement scientifique principal d'un géopatrimoine remarquable, avec leurs années de classement.

Sites classés (2/258)	
1986	Carrières de craie souterraines de Meudon (Hauts-de-Seine)
1990	Falaises de la Roche-Guyon et la Forêt de Moisson (Yvelines)
Réserves naturelles (3/15)	
1989	Réserve naturelle nationale des sites géologiques de l'Essonne (Essonne)
2009	Réserve naturelle régionale du site géologique de Vigny-Longuesse (Val d'Oise)
2009	Réserve naturelle régionale du site géologique de Limay (Yvelines)

- 8 En Île-de-France, trois réserves naturelles ont été créées sur le fondement d'un géopatrimoine remarquable, incluant un patrimoine géomorphologique de grande valeur scientifique et pédagogique (Tableau 1) : la RNN des sites géologiques de l'Essonne, créée en 1989 par décret d'État, la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (Val d'Oise) et la RNR du site géologique de Limay (Yvelines), ces deux dernières ayant été créées en 2009 par délibération du Conseil régional d'Île-de-France (Figure 2). Outre ces trois réserves créées spécifiquement pour protéger des objets géologiques ou géomorphologiques remarquables, un examen attentif des autres réserves naturelles d'Île-de-France, créées sur le fondement d'un intérêt écologique/biologique, montre que celles-ci abritent souvent un patrimoine géomorphologique intéressant, voire exceptionnel, telles la RNN

des coteaux de la Seine et ses pinacles de craie à silex (Figure 3), ou encore la RNR du marais de Larchant et sa dune fossile quaternaire (voir *infra*). Cela renvoie à la notion de patrimoine « caché » ou « invisible », qui ne demande finalement qu'à être « révélé » (processus de « *révélation géopatrimoniale* » : Cayla et al., 2012).

Figure 3. Les « Falaises » de la Roche-Guyon (Yvelines), un géomorphosite emblématique de l'Île-de-France.



Légende : Le coteau crayeux, disséqué en pinacles et entonnoirs, domine la vallée de la Seine qui dessine à son pied un vaste méandre. Riche d'un patrimoine écologique, paysager et historique remarquable, avec le célèbre donjon de la Roche-Guyon dominant le fleuve, ce paysage d'exception en Île-de-France est protégé au titre des sites classés depuis 1990, et comme réserve naturelle nationale (RNN des Coteaux de la Seine) depuis 2009.

Source : Photo de F. Bétard.

La maîtrise foncière

- 9 La maîtrise foncière, qu'elle soit publique ou privée/associative, est un moyen simple et efficace pour assurer la préservation d'un site. À ce titre, on rappellera que tout site d'intérêt géologique ou géomorphologique est protégé par le régime général de propriété (Billet, 2002), sachant toutefois que la conservation effective du patrimoine d'un site dépend avant tout de la volonté de son propriétaire (Jonin, 2006; Avoine, 2012). Parmi les outils de protection foncière concernant plus particulièrement le patrimoine géomorphologique d'Île-de-France, on citera en premier lieu les espaces naturels sensibles des départements (ENS), un outil foncier mis en œuvre par les Conseils généraux qui s'appuient sur les compétences qui leur sont conférées par la loi du 18 juillet 1985 relative aux ENS. Transcrit dans le code de l'urbanisme, ce texte stipule que : « *Afin de préserver la qualité des sites, des paysages, des milieux naturels et des champs d'expansion des crues et d'assurer la sauvegarde des habitats naturels [...], le département est compétent pour élaborer et mettre en œuvre une politique de protection, de gestion et d'ouverture au public des espaces naturels sensibles, boisés ou non* ». Basé sur le droit de préemption ENS, qui donne une priorité sur les ventes de parcelles au sein de zonages définis, cet outil d'acquisition foncière est financé par la taxe départementale des espaces naturels sensibles (TDENS). D'autres possibilités d'acquisition foncière des terrains existent et peuvent être mises en œuvre par le Conservatoire régional d'espaces naturels (CREN) d'Île-de-France, par l'Agence des espaces verts (AEV) d'Île-de-France, par des associations de protection de l'environnement ou encore par certaines collectivités locales (communes, communautés

de communes ou d'agglomération). En tout état de cause, la protection foncière des sites sera d'autant plus efficace qu'elle sera complétée par un statut réglementaire de protection (Avoine, 2012).

- 10 En Île-de-France, les départements de l'Essonne, des Yvelines, de la Seine-et-Marne et du Val d'Oise ont utilisé la politique ENS pour acquérir et protéger plusieurs sites d'intérêt géomorphologique. Le Conseil Général de l'Essonne est le premier en Île-de-France à avoir développé une politique volontariste en faveur de la protection du géopatrimoine. Les actions du Conservatoire départemental des ENS de l'Essonne prennent parfaitement en compte le patrimoine géomorphologique des sites, en mettant une œuvre un politique de recensement, d'acquisition et de gestion des espaces naturels à forte valeur géopatrimoniale. Depuis 1988, de nombreuses actions ont été entreprises visant en premier lieu à maîtriser le foncier des sites du stratotype du Stampien. Grâce à l'action conjuguée de la maîtrise foncière au titre des ENS, de la protection réglementaire et d'une gestion adaptée offerte par le statut de réserve naturelle nationale (RNN des sites géologiques de l'Essonne), six sites sont aujourd'hui sauvegardés, dont au moins deux possèdent un intérêt géomorphologique majeur pour la région. Le Conseil général du Val d'Oise a introduit plus récemment le géopatrimoine dans sa politique ENS en faisant l'acquisition en 2002 de la célèbre carrière de Vigny, co-stratotype du Danien, qui possède un intérêt géomorphologique exceptionnel. La protection de ce site se trouve aujourd'hui renforcée par le classement depuis 2009 en réserve naturelle régionale par délibération du Conseil régional d'Île-de-France. Enfin, depuis décembre 2011, il faut noter que le Conseil Général de l'Essonne a adopté son nouveau schéma départemental des ENS, qui définit les orientations de la collectivité pour les 10 années à venir (Péquet, 2011). L'une des actions prévues, qui concerne spécifiquement le patrimoine géomorphologique, est de « *préserver les reliefs majeurs par le renforcement des périmètres ENS* » (ex : cuesta Briegâtinais, buttes-témoins, boucles de la Seine, Cirque de l'Essonne, Cirque d'Étréchy...).

Acteurs engagés dans la valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France

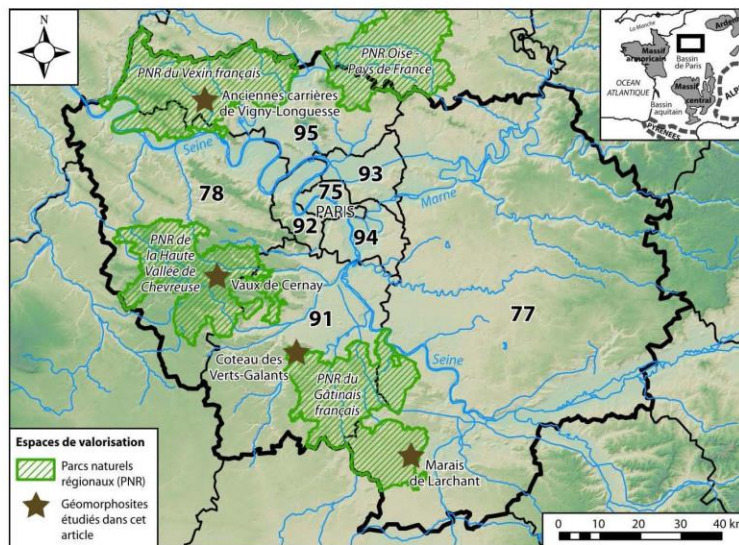
- 11 Parallèlement à la protection des géomorphosites, encore balbutiante en Île-de-France, des actions ponctuelles ont été menées pour valoriser le patrimoine géomorphologique et sensibiliser le grand public à la découverte de la géomorphologie locale ou régionale. Plusieurs acteurs (territoriaux et citoyens) se sont engagés dans cette démarche de valorisation à l'échelle du territoire francilien et peuvent être regroupés en trois catégories principales (non exclusives) : les parcs naturels régionaux (PNR), les conservatoires d'espaces naturels (CEN) et les associations naturalistes et scientifiques.

Le rôle des parcs naturels régionaux

- 12 En France, les parcs naturels régionaux (PNR) sont créés autour d'un projet concerté de développement durable, fondé sur la protection et la valorisation d'un patrimoine naturel et culturel remarquable. Contrairement aux parcs nationaux et aux réserves naturelles, un PNR ne dispose pas d'un pouvoir réglementaire spécifique. Cependant, en approuvant la charte, les collectivités qui y adhèrent s'engagent à mettre en œuvre les dispositions spécifiques prévues par la charte (par exemple, en matière de construction, de gestion de l'eau, de tourisme durable...). La valorisation du patrimoine, notamment par la

sensibilisation et l'éducation à l'environnement, constitue une mission fondamentale d'un PNR avec l'idée que l'on ne protège bien que ce que l'on connaît bien. De plus, la valorisation du géopatrimoine, incluant le patrimoine géomorphologique, participe au développement local du territoire en termes de culture, de pédagogie et de tourisme (Portal, 2010). Cette démarche de valorisation concerne à la fois la population résidente, le public scolaire local et hors territoire, les visiteurs du Parc, et s'inscrit dans une stratégie affichée de développement durable.

Figure 4. Les parcs naturels régionaux d'Île-de-France, des zones d'aménagement concerté adaptées à la valorisation culturelle et touristique du patrimoine géomorphologique.



Légende : La carte localise les quatre géomorphosites étudiés dans l'article, tous situés dans le périmètre d'un PNR.

Source des données SIG : INPN, <http://inpn.mnhn.fr/>

- 13 Quatre parcs naturels régionaux occupent 18 % du territoire francilien, soit une superficie de 2190 km² d'espaces essentiellement agricoles, boisés et naturels (Figure 4) : il s'agit du PNR de la Haute Vallée de Chevreuse, du PNR du Vexin Français, du PNR Oise-Pays de France et de PNR du Gâtinais Français. Si les premiers PNR d'Île-de-France ne sont apparus que dans le milieu des années 1980, soit bien plus tardivement que les parcs du Morvan, du Pilat, de la Camargue ou du Vercors, ils occupent aujourd'hui une place non négligeable sur le territoire régional, soulignant l'importance des espaces naturels et agricoles aux portes de la métropole, tout en constituant des espaces fortement habités, dans lesquels résident plus de 300 000 Franciliens. Les enjeux de valorisation du patrimoine via la sensibilisation du public ou la mise en tourisme sont donc forts et bien présents. Chacun des quatre PNR s'est engagé dans des actions de valorisation touchant spécifiquement le patrimoine géomorphologique. Un exemple récent d'action de valorisation d'un site d'intérêt géomorphologique, entrepris par le PNR de la Haute Vallée de Chevreuse, est la réalisation du sentier pédagogique du marais de Maincourt, achevée en décembre 2013 (Figure 5a et 5b). Situé dans la vallée encaissée de l'Yvette et bordé par

un versant boisé à chaos gréseux, le marais de Maincourt est une zone humide de grand intérêt écologique abritant l'une des plus grandes roselières du parc, et constitue également un patrimoine hydro-géomorphologique remarquable pour la région. Après d'importants travaux de restauration écologique du marais, le site a été entièrement réaménagé et repensé : il est dorénavant accessible aux personnes à mobilité réduite et ponctué de panneaux explicatifs sur la géomorphologie, l'hydrologie, la géologie, les plantes et leurs relations avec les sols... Le sentier se poursuit sur le versant boisé jonché de blocs de grès et longe ensuite le rebord du plateau, où un belvédère de lecture du paysage a été aménagé et accompagné d'un panneau interprétatif. D'autres exemples d'actions de ce type, qui restent toutefois ponctuels, se trouvent au sein des autres PNR d'Île-de-France, qui ont pour vocation de valoriser le riche patrimoine géomorphologique de leur territoire.

Figure 5. Le marais de Maincourt (Yvelines), un patrimoine hydro-géomorphologique valorisé au sein du PNR de la Haute Vallée de Chevreuse: a) aménagements en bois accessibles aux personnes à mobilité réduite dans la zone humide du géomorphosite, b) panneau interprétatif consacré au relief et à l'évolution géomorphologique du site, dans le secteur de chaos gréseux qui ceinture le marais.



Source : Photos : F. Bétard.

Le rôle des conservatoires d'espaces naturels

- 14 La vocation première des conservatoires d'espaces naturels (CEN) demeure la protection de sites naturels fragiles et/ou menacés par voie d'acquisition foncière, ces sites pouvant être des géomorphosites remarquables à préserver. Toutefois, leurs actions sont souvent multiples et se déclinent au moins à deux échelles : régionale (actions stratégiques : inventaires, stratégies de protection et de valorisation) et locale (actions opérationnelles : protection, gestion et mise en valeur de géosites remarquables) (Guyétant, 2012, 2013). Les Conservatoires tissent des relations partenariales et complémentaires avec l'ensemble des acteurs de la biodiversité et de la géodiversité dans l'animation de projets de territoire, notamment avec les autres gestionnaires d'espaces naturels. Ils participent également aux actions de sensibilisation et de valorisation du patrimoine naturel en développant des outils de communication et de pédagogie adaptés aux différents publics (sorties découvertes, conférences, animations pour les scolaires...). À ce titre, les CEN sont des acteurs du développement des territoires et de la mise en œuvre des politiques publiques environnementales, depuis la parcelle jusqu'à l'échelon régional, voire national, puisque les CEN sont regroupés en réseau au sein de la Fédération nationale des

Conservatoires d'espaces naturels (regroupant 21 conservatoires régionaux et 8 départementaux).

- 15 C'est le cas en Île-de-France du Conservatoire régional d'espaces naturels, ProNaturaIdF, dont le statut associatif (loi 1901) est commun à la plupart des CEN de France. Grâce à des financements bénévoles (essentiellement sous forme de dons), ProNaturaIdF est devenu propriétaire de plus de 200 hectares en Seine-et-Marne et dans l'Essonne – incluant plusieurs géomorphosites de vallées, de coteaux calcaires et de marais – et a pu mener en parallèle diverses actions de valorisation et de sensibilisation auprès du grand public. L'action bénévole du CEN d'Île-de-France n'est pas concurrente de celle menée par le Conseil Régional et les Conseils Généraux des départements, car elle participe d'une stratégie concertée. Par exemple en Essonne, le Conseil général a créé un service dédié aux ENS au sein de la Direction de l'Environnement, appelé Conservatoire départemental des espaces naturels sensibles (CDENS). Différent dans son fonctionnement des CEN à statut associatif, ce conservatoire départemental partage des objectifs communs en matière de protection et valorisation du patrimoine naturel. Des actions spécifiques de mise en valeur du géopatrimoine ont été conduites par le CDENS de l'Essonne sur les terrains acquis au titre des ENS, dont plusieurs intègrent pleinement la dimension géomorphologique des sites (Pécquet, 2013) : aménagements de belvédères et de panoramas géomorphologiques (ex. : Rocher de Saulx-lès-Chartreux), réhabilitation d'anciennes carrières révélant des héritages géomorphologiques tertiaires et/ou quaternaires (ex. : domaine départemental de la Justice à la Ferté-Alais). Pour répondre aux attentes fortes de la population francilienne en matière de connaissance et de découverte de son patrimoine naturel, le Conseil général de l'Essonne a récemment renforcé sa politique de valorisation du géopatrimoine par diverses actions de sensibilisation (animations culturelles et pédagogiques, expositions temporaires et permanentes...) et organise désormais chaque année la « *Journée départementale du patrimoine géologique* » où une place importante est accordée à la géomorphologie du département.
- 16 Enfin, l'Agence des espaces verts (AEV) d'Île-de-France, sans autre équivalent ailleurs sur le territoire français, est un établissement public qui s'apparente à un conservatoire d'espaces naturels, chargé de mettre en œuvre la politique environnementale de la région Île-de-France. Comme les CEN, et au-delà de l'objectif de protection foncière, l'AEV est engagée dans une vaste démarche de sensibilisation et de valorisation du patrimoine naturel, y compris géologique et géomorphologique, dans ses périmètres d'intervention foncière (Viette, 2005, 2007a). En témoigne, par exemple, la réhabilitation d'anciennes sablières dans la boucle de Guernes (Yvelines), où une coupe dans une terrasse alluvionnaire de la Seine a été restaurée et mise en valeur par un panneau interprétatif sur la géomorphologie quaternaire (Figure 6). Certes, le panneau véhicule le poncif des terrasses alluviales « étagées » qui ne s'applique guère au contexte local [voir le système particulier des nappes alluviales magnifiquement illustré dans la thèse de F. Lécolle (1986)] et contient quelques erreurs, comme la mention de blocs « erratiques » (alors qu'il s'agit en fait de blocs « glaciels » transportés par les radeaux de glace de la Seine au cours du Pléistocène). Au-delà donc de l'aspect positif que revêtent globalement ces actions de valorisation, l'exemple ci-dessus permet de montrer que la médiation effectuée par des agences ou des bureaux d'études, quand elle n'est pas contrôlée par un expert géomorphologue, peut aboutir à des discours erronés.

Figure 6. Le domaine régional de Flicourt (Yvelines), situé dans la boucle de Guernes, au cœur du PNR du Vexin français.



Légende : Dans cette ancienne sablière transformée en zone humide d'intérêt écologique et ornithologique, une coupe dans les alluvions de la Seine a été restaurée et mise en valeur. Géré par l'Agence des Espaces Verts d'Île-de-France, il s'agit d'un géomorphosite ponctuel permettant d'appréhender la géomorphologie quaternaire de la vallée de la Seine en aval de Paris, dans les temporalités de la préhistoire.

Photo : F. Bétard.

Le rôle des associations naturalistes et scientifiques

- 17 Aux côtés des acteurs institutionnels que sont les parcs naturels régionaux et les conservatoires d'espaces naturels, il est à prendre en compte le rôle important de toutes les actions associatives en matière de valorisation du patrimoine géomorphologique, de sensibilisation des publics à la fragilité de ce patrimoine et de vulgarisation de la géomorphologie en tant que science du relief. En Île-de-France, il existe une tradition ancienne de mouvements naturalistes et artistiques visant à sauvegarder et à valoriser le patrimoine naturel. Cela s'est d'abord manifesté par les premières actions de protection de la nature dès 1853 suite à la réunion d'une « Commission d'artistes et forestiers » qui retira de l'aménagement forestier 624 ha de terrains dans le massif de Fontainebleau (Tendron, 1983) ; 19 ans avant la création du célèbre Parc national de Yellowstone aux États-Unis (1872), on considère souvent cet acte précurseur comme la première décision au monde de protection d'un espace naturel, à partir de laquelle suivra au plan juridique le décret impérial du 13 avril 1861 créant les « séries artistiques » de la Forêt de Fontainebleau (Georgel, 2007). Dans la veine de ces mouvements naturalistes focalisés initialement sur le sud de l'Île-de-France, l'Association des naturalistes de la vallée du Loing et du massif de Fontainebleau (ANVL), créée en 1913, est l'une des plus anciennes associations naturalistes de la région et l'une des plus actives aujourd'hui encore sur le territoire francilien. Elle a pour « vocation de promouvoir le goût et l'étude des sciences naturelles et de contribuer par les observations, les recherches de ses membres, à l'élargissement des connaissances scientifiques sur son terrain d'étude » (site internet de l'association : <http://www.anvl.fr/>). Riche d'un patrimoine géomorphologique comprenant la vallée du Loing, la Bassée et le massif de Fontainebleau, l'ANLV s'est naturellement engagée depuis son origine dans des actions qui touchent de près ou de loin la préservation et la valorisation

des paysages géomorphologiques du sud de l'Île-de-France. Au-delà de son action militante pour préserver des espaces remarquables, en initiant par exemple des procédures de classement auprès de différentes instances, l'une des missions de l'association est de s'investir en matière de sensibilisation et d'éducation à l'environnement et aux milieux naturels. Principalement basées sur la découverte de la faune et de la flore, les animations que propose l'ANLV intègrent aussi parfois la dimension géomorphologique et paysagère des espaces concernés, les actions pouvant se faire sous différentes formes (sorties et excursions, conférences, chantiers de gestion des secteurs protégés, animations pour le grand public et les scolaires, projets pédagogiques pour les écoles...). Les associations naturalistes locales jouent un rôle important dans la vulgarisation des sciences, bien que la géomorphologie soit encore insuffisamment connue de la plupart des amateurs naturalistes.

- 18 Une autre démarche initiée par les associations concerne les actions de sensibilisation en vue de protéger un patrimoine naturel menacé : tel est le rôle, à l'échelle départementale de la Seine-et-Marne, de la Fédération des associations de protection de la vallée de la Seine Sud Seine-et-Marnais (FAPVS77). Selon l'article 2-1 de ses statuts, « *la Fédération a pour objet de rassembler les associations du Sud Seine-et-Marnais ayant pour but la sauvegarde du site de la vallée de la Seine en Seine-et-Marne, partie de notre patrimoine national, afin de lui conserver ou lui restaurer son caractère naturel et de la protéger contre l'urbanisation, les installations industrielles et commerciales, les pollutions et les nuisances, les infrastructures routières* » (site internet de la fédération : <http://fapvs77.blogspot.fr/>). En ce sens, elle contribue à la préservation des paysages géomorphologiques de la Vallée de la Seine, avec l'idée de sensibiliser les habitants et les décideurs, et d'aboutir à une prise de conscience pouvant faire émerger un besoin de protection. Enfin, on évoquera aussi le rôle des associations scientifiques impliquées spécifiquement dans la vulgarisation de la géomorphologie et la valorisation du patrimoine géomorphologique. Deux associations nationales, regroupant essentiellement des géographes-géomorphologues, se sont donné pour mission la diffusion des connaissances géomorphologiques vers un large public : le Groupe français de géomorphologie (GFG) et la commission « Patrimoine Géomorphologique » du Comité national français de géographie (CNFG). De ces groupes scientifiques peuvent en effet émerger des initiatives collectives ou individuelles d'enseignants-chercheurs, chercheurs ou géomorphologues professionnels, destinées à promouvoir la géomorphologie auprès du grand public ou participant à la valorisation de géomorphosites dans les régions (Sellier, 2009; Fort et André, 2013).
- 19 En définitive, les actions de valorisation en faveur du patrimoine géomorphologique francilien demeurent encore très ponctuelles, et sont souvent le fruit d'initiatives locales, parfois même individuelles, lesquelles sont ensuite relayées, soutenues et/ou mises en œuvre par un PNR, une association, le Conseil général ou encore la Région. De telles démarches commencent à se multiplier depuis plusieurs années, grâce à l'implication croissante des acteurs institutionnels et associatifs, et ont déjà conduit à des réalisations exemplaires sur plusieurs géomorphosites franciliens aujourd'hui protégés, gérés et mis en valeur.

Quelques exemples de géomorphosites protégés, gérés et valorisés en Île-de-France

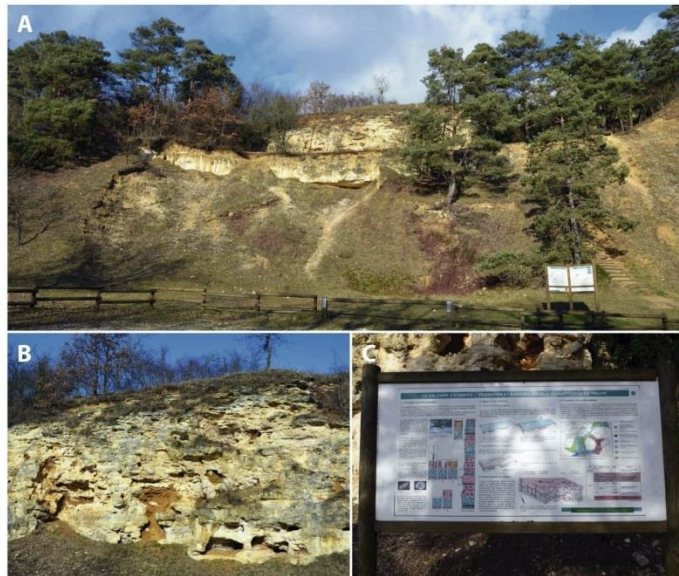
- 20 Quatre exemples choisis comme études de cas, parmi les géomorphosites les plus emblématiques d'Île-de-France, sont présentés ci-après pour illustrer à la fois la richesse du patrimoine géomorphologique francilien (coteaux calcaires et anciennes carrières, platières et chaos gréseux, marais tourbeux) et les moyens mis en œuvre sur les sites en matière de protection, de gestion et de mise en valeur : (1) le Coteau des Verts-Galants, l'un des sites majeurs de la RNN des sites géologiques de l'Essonne; (2) les anciennes carrières de Vigny-Longuesse, protégées et valorisées au titre des ENS du Val d'Oise et classées en RNR depuis 2009; (3) les Vaux de Cernay (Yvelines), géomorphosite culturel bénéficiant de la protection au titre des sites classés de la Vallée de Chevreuse; et enfin (4) le marais de Larchant (Seine-et-Marne), protégé, géré et valorisé en tant que RNR d'intérêt écologique dans le sud du massif de Fontainebleau.

Le Coteau des Verts-Galants (Essonne)

- 21 Le site du « Coteau des Verts-Galants » se localise sur la commune de Chauffour-lès-Etréchy, à 9 km au nord de la ville d'Etampes dans le département de l'Essonne (Figure 4). Classé ENS départemental, mais également site protégé et géré dans le cadre de la RNN des sites géologiques de l'Essonne, c'est un géosite majeur dont l'intérêt géomorphologique est remarquable pour la région Île-de-France (Viette, 2007 b). Ce coteau s'étend sur les flancs d'un vaste amphithéâtre naturel (le Cirque d'Etréchy) taillé dans le versant de rive droite de la Vallée de la Juine. Le géomorphosite, géré et aménagé pour recevoir du public, correspond en partie à une ancienne carrière de pierres à bâtir et de sablons, dont les fronts de taille permettent d'observer le calcaire lacustre d'Etampes qui se superpose à la partie supérieure des Sables de Fontainebleau, ce qui en fait l'une des localités de référence pour le stratotype du Stampien (Lozouet, 2012). Au-delà de son intérêt historique, stratigraphique et paléontologique (gisement de mollusques continentaux, stromatolithes), le site possède un intérêt géomorphologique remarquable, d'un point de vue scientifique et pédagogique, à plusieurs titres (Figure 7a, 7b et 7c) : (1) il permet d'observer le calcaire lacustre altéré et karstifié, avec des conduits et cavités karstiques comblés de matériaux détritiques attribués à la formation des « Sables de Lozère »; (2) il permet, grâce à la succession des dépôts sédimentaires observés, de reconstituer la paléogéographie de la région, qui était celle d'un environnement lacustre à dépôts saisonniers sous climat chaud, installé après le retrait de la mer stampienne; (3) par sa position en rebord de plateau, il offre un panorama géomorphologique remarquable sur la Vallée de la Juine et sur le Cirque d'Etréchy. Par ailleurs, l'exposition (sud-ouest) et la nature calcaire du coteau ont permis l'installation d'une flore calcicole thermophile de fort intérêt écologique (le site est classé ZNIEFF de type 1), avec une répartition des groupements végétaux intimement liée à la géomorphologie du coteau : pelouses xérophiles sur dalles calcaires en sommet de coteau, pré-bois calcicoles de chênes pubescents sur les replats calcaires intermédiaires, pelouses méso-xérophiles de pente sur éboulis et colluvions sablo-calcaires en bas de versant. Une telle mosaïque de modelés et d'habitats a favorisé l'installation de nombreuses espèces animales à forte

valeur patrimoniale, particulièrement au sein de communautés diversifiées d'insectes (orthoptères, lépidoptères, coléoptères...).

Figure 7. Le Coteau des Verts-Galants (Essonne): vue d'ensemble du géomorphosite aménagé ; a) un escalier permet l'accès aux différents niveaux étagés et aux plateformes d'observation, b) ancien front de taille montrant les cavités karstiques à remplissage argilo-sableux (« Sables de Lozère »), c) panneau interprétatif sur la formation et la karstification du calcaire d'Etampes.



Photos : F. Bétard.

- 22 Grâce à son statut de réserve naturelle nationale, le site bénéficie d'une protection forte assortie d'une gestion conservatoire du milieu, permettant la préservation des objets géologiques et géomorphologiques, ainsi que celle des habitats et des espèces floristiques et faunistiques qui y sont associées. Ouvert au public toute l'année, le site a été aménagé et mis en valeur grâce à la pose d'escaliers en bois et à la réalisation de plusieurs panneaux pédagogiques consacrés à la géologie, à la géomorphologie et aux richesses écologiques du site. Un projet d'extension de la maîtrise foncière (ENS) sur la zone de carrières située sur les parcelles limitrophes au périmètre actuel de la RNN (lieu-dit les « Dhuisis ») est actuellement envisagé, ce qui nécessitera des travaux importants de débroussaillage et la mise en place d'une gestion conservatoire pour limiter le risque de ravinement sur les formations sableuses et sablo-calcaires en pente forte.

Les anciennes carrières de Vigny-Longuesse (Val d'Oise)

- 23 Classées ENS en 2003, puis RNR d'intérêt géologique en 2009, les anciennes carrières de Vigny-Longuesse constituent l'un des géosites majeurs du Bassin de Paris (Montenat et Barrier, 2008). La réserve se localise sur les communes de Vigny et de Longuesse, à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de Cergy-Pontoise et à une quarantaine de Paris, dans le département du Val-d'Oise. Situé au cœur du Parc naturel régional du Vexin

français (Figure 4), le site s'inscrit dans la vallée de l'Aubette, au cœur de l'anticlinal de Vigny d'orientation NW-SE, qui forme ici une boutonnière faisant affleurer la craie campanienne ainsi que des affleurements réduits de calcaires daniens anciennement exploités en carrières à ciel ouvert. Tout comme le site du « Coteau des Verts-Galants », ce site possède un intérêt scientifique de niveau national et international, puisque la RNR permet de protéger, en premier lieu, l'un des 43 stratotypes français, celui du Danien (dont elle représente le co-stratotype historique), faisant de ce site une référence internationale en matière de stratigraphie (Montenat et Barrier, 2008). La réserve présente également un intérêt paléontologique majeur, de renommée nationale et internationale, puisque le site a livré la plus riche faune de mollusques fossiles du Danien en Europe (> 200 taxons) et la plus ancienne du Tertiaire français (Pacaud et al., 2000). C'est aussi le seul complexe récifal préservé et connu dans le Tertiaire du Bassin de Paris, permettant d'observer à l'affleurement un calcaire récifal à madrépores et un calcaire péri-récifal à algues roulées (le « calcaire pisolithique » des auteurs) mis en place dans un chenal sous-marin au pied de l'ancien récif corallien (Montenat et al., 2002). L'intérêt géomorphologique de la réserve est exceptionnel (Bétard, 2013; Figure 8a, 8b et 8c) : le site est un musée à ciel ouvert de paléformes variées, comprenant des paléoescapelements de faille à tectoglyphes conservés (stries, enduits), des paléoglissements sous-marins (slumping) à olistolithes de calcaire récifal, des paléosols quaternaires à figures de cryoturbation, etc. Dans le Bois des Roches, au-dessus des anciennes carrières, des puits d'exploration et des traces d'exploitation ancienne permettent d'observer le paléoplatier récifal en place, d'âge danien, formé de dalles horizontales de calcaires construits à coraux. En bordure de plateau, le démantèlement du paléoplatier a conduit à la formation d'un chaos rocheux, à mettre en relation avec le creusement de la vallée de l'Aubette au cours du Quaternaire.

Figure 8. Les anciennes carrières de Vigny-Longuesse (Val d'Oise): a) vue générale de la carrière de Vigny, depuis la plateforme d'observation principale équipée d'un panneau interprétatif et d'un bac à échantillons à usage pédagogique, b) paléoescapeement de faille mettant en contact le calcaire à algues et la craie faillée, c) paléo-glissement sous-marin à olistolithes de calcaire récifal.



Photos : F. Bétard.

- 24 Le site a été aménagé et sécurisé dès 2005 pour accueillir du public, au titre des ENS du département du Val d'Oise. Les équipements pédagogiques déployés sur le site sont nombreux et diversifiés et accordent une large place à la géomorphologie : (1) six panneaux d'interprétation (sur le contexte géologique, la mise en place des glissements sous-marins, la présence de figures de cryoturbation, etc.), (2) trois belvédères aménagés de lecture et d'interprétation du paysage (dont un, en projet, sera spécifiquement consacré à la géomorphologie du paléoplatier du Bois des Roches et du chaos rocheux : Bétard et al., 2014), (3) quatre sentiers thématiques, dont un dédié à la géomorphologie, (4) un bac à échantillons à usage pédagogique. Ce dispositif est complété par l'organisation régulière d'animations encadrées et de visites guidées, par la réalisation de brochures pédagogiques, d'un site web, de la publication d'articles de vulgarisation, etc. Le nouveau plan de gestion de la RNR (2013-2024) vise (1) à poursuivre la gestion conservatoire du géopatrimoine exposé, (2) à renforcer la pédagogie et à développer l'animation autour de la valorisation des patrimoines naturel et culturel et (3) à favoriser la recherche scientifique sur le territoire de la réserve, notamment sur les éléments de géodiversité à l'échelle du site (Bétard et al., 2014).

Les Vaux de Cernay (Yvelines)

- 25 Les Vaux de Cernay constituent un géomorphosite majeur de la région Île-de-France, qui s'étend sur les communes d'Auffargis, de Senlisse et de Cernay-la-Ville, dans le

département des Yvelines. Situés dans le périmètre du Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse (Figure 4), au cœur de la forêt domaniale de Rambouillet, les Vaux de Cernay représentent 1/5^e de la surface du site classé de la Vallée de Chevreuse et offrent un haut niveau de préservation de la nature et des paysages. En tant que géomorphosite, sa valeur scientifique centrale est associée à la présence d'un chaos gréseux très pittoresque (Figure 9A), dont l'existence est liée à une capture hydrographique par érosion régressive (MNHN, 2003-2013) : en effet, au cours du creusement quaternaire des vallées, le cours supérieur de la Prédecelle – un affluent de la Rémarde – a été capturé par un des rus formant le réseau amont de l'Yvette. Cela explique le tracé à angle droit du Ru des Vaux au niveau du chaos (coude de capture) et l'accélération de la pente longitudinale du lit du cours d'eau, formant plusieurs cascates appelées localement « Bouillons de Cernay ». Le géomorphosite présente de nombreuses valeurs « additionnelles » qui confèrent aux Vaux de Cernay un intérêt patrimonial de niveau national : (1) intérêt historique (ruines de l'ancienne abbaye cistercienne de Cernay, patrimoine hydraulique associé aux anciens moulins à eau de grand intérêt historique : canaux, déversoirs, ponts et ponceaux, mur médiéval permettant de lire la chaîne des moulins des Vaux de Cernay); (2) intérêt écologique (ZNIEFF de type 1, réserve biologique de l'ONF, site Natura 2000, forêt de protection), avec ses étangs, ses prairies humides, ses roselières, ses forêts marécageuses et ses tourbières, abritant de nombreuses espèces végétales et animales protégées (notamment des communautés bryophytiques exceptionnelles n'ayant pas d'équivalent ailleurs en Île-de-France : Bardat et Boudier, 2000); (3) intérêt culturel, en tant que haut-lieu d'inspiration des peintres paysagistes du XIX^e siècle (École de Cernay, dont le chef de file, Léon Germain Pelouse, a son statut et un monument dédié près de la digue de l'étang de Cernay).

Figure 9. Les Vaux de Cernay (Yvelines) : a) vue sur le chaos gréseux et le Ru des Vaux de Cernay, b) ancien front de taille dans la carrière des Maréchaux, permettant de visualiser sur une même coupe les différents faciès de l'argile d'altération et de la meulière de Montmorency, c) point de vue sur la vallée et l'abbaye des Vaux de Cernay, depuis le rebord de la platière gréseuse du Bois de Maréchaux.



Photos : F. Bétard.

- 26 Géré par l'ONF et le PNR de la Haute Vallée de Chevreuse, le site est soumis à une forte fréquentation touristique (VTT, promeneurs...) et présente de fortes potentialités en termes de pédagogie et de géotourisme. Un sentier pédagogique (le « Sentier des Maréchaux : Mémoire de la Terre, Mémoire des Hommes ») a été conçu et aménagé sur une boucle de 5 km, reliant le fond de vallée à chaos gréseux au sommet du plateau où sont localisées d'anciennes carrières de grès et de meulière ouvertes au cours du XIXe siècle. Des panneaux d'information ponctuent le parcours et apportent des indications sur la géologie, l'histoire, les techniques des carriers, la faune et la flore... Dans l'une des anciennes carrières, un front de taille a été plus spécialement mis en valeur en raison de son intérêt géologique et géomorphologique (Figure 9B) : la coupe permet d'observer un paléo-profil d'altération où se succèdent verticalement les différents faciès de la meulière (compacte, argileuse, caverneuse), roche siliceuse le plus souvent interprétée comme le produit de l'altération et de la décalcification du calcaire de Beauce sous climat chaud et sec (Ménillet, 1993 ; Thiry, 1999). Enfin, le sentier qui longe le rebord du plateau offre un panorama géomorphologique remarquable sur la vallée du Ru des Vaux et sur les ruines de l'abbaye de Cernay (Figure 9C). Conscient du fort potentiel du site et des menaces qui pèsent sur sa bonne préservation face à la forte fréquentation touristique, le département des Yvelines a acquis en 2012 une partie du site (3,25 ha) au titre des ENS et a confié au PNR la mission d'ouvrir un musée de site multithématique (histoire des moulins, peintres paysagistes de Cernay, patrimoine géologique/géomorphologique et formation du chaos gréseux). Des animations pédagogiques et culturelles et des visites guidées, en plus de

l'espace muséographique qui sera créé dans un ancien moulin à eau complètement restauré et réhabilité, font partie du projet de valorisation touristique et pédagogique du site.

Le Marais de Larchant (Seine-et-Marne)

- 27 Situé à l'extrémité sud du massif de Fontainebleau, en limite ouest de la forêt domaniale de la Commanderie, le marais de Larchant se localise dans le sud-ouest du département de la Seine-et-Marne, à 8 km environ de la ville de Nemours (Figure 4). Classé RNR en raison d'un intérêt biologique exceptionnel, tant du point de vue de la faune que de la flore, le site de Larchant représente un patrimoine hydro-géomorphologique remarquable et unique en Île-de-France. Le marais (110 ha) s'étend au fond d'un vaste amphithéâtre naturel (le « Golfe de Larchant »), limité à l'est par la vallée du Loing et à l'ouest par un coteau de 60 m de commandement marquant la terminaison du plateau calcaire du Gâtinais (Figure 10). Le Golfe de Larchant correspondrait à un ancien méandre du Loing, comme le suggère la présence d'une ancienne terrasse alluviale perchée à 65-70 m d'altitude, immédiatement à l'est du marais (Guillet, 2012). L'originalité de ce marais continental réside dans son caractère endoréique : véritable « fenêtre » sur la nappe phréatique de Beauce, dont l'aquifère principal est représenté par la formation des Sables de Fontainebleau, il occupe les points les plus bas de la dépression semi-circulaire du Golfe de Larchant (61 à 66 m), l'exutoire du marais se faisant à l'est au niveau d'un étroit gouffre karstique traversant un banc calcaire. Au cœur du marais, la « Fontaine Ronde » représente quant à elle la résurgence de la nappe phréatique. Ce fonctionnement hydrologique particulier, associé à de fortes variations interannuelles des niveaux d'eau du marais, constitue sans doute la plus grande singularité du géomorphosite, avec ses conséquences sur la faune et la flore : en période de hautes eaux, l'intérêt ornithologique domine, avec la présence d'espèces à forte valeur patrimoniale, tel le Butor étoilé (*Botaurus stellaris*); en période de basses eaux, les racines des « saules à disque » sont apparentes et l'intérêt botanique devient plus important. Sur sa marge ouest, le marais est bordé par une dune fossile quaternaire (Dune du Chalumeau) qui présente un intérêt paléogéomorphologique certain, mais aussi un fort intérêt écologique (pelouse sur sable à Canche blanchâtre, *Corynephorus canescens*).

Figure 10. Le Marais de Larchant (Seine-et-Marne): a) vue sur la partie centrale du marais et son réseau de canaux ; à l'arrière-plan, l'escarpement boisé délimitant le plateau du Gâtinais, b) coupe dans un niveau de paléosol mis à jour sur la Dune du Chalumeau, c) les rochers de la Dame Jouanne, l'un des plus célèbres chaos gréseux du massif de Fontainebleau, en bordure nord du Marais de Larchant.



Photos : F. Bétard

- 28 Actuellement, le plan de gestion de la réserve comporte trois axes principaux : (1) gestion des milieux, incluant la conservation des habitats et des espèces biologiques les plus remarquables; (2) accueil et information du public, associant valorisation *in-situ* (visites guidées) et *ex-situ* (site web, dépliants pédagogiques...); (3) connaissance scientifique du site, en effectuant des inventaires écologiques et des suivis d'espèces, mais aussi en développant des études spécifiques sur le fonctionnement original du marais. Dans chacun des trois axes, des actions concernent plus spécifiquement le patrimoine géomorphologique du site: (1) restauration de la dune du Chalumeau en 2008 (éclaircissement de la végétation arborée et arbustive, griffage du sol), suivie d'un entretien régulier par arrachage des ligneux non désirables; (2) intégration de la géomorphologie dans le discours du guide-animateur lors des visites encadrées (particulièrement sur la dune du Chalumeau et son niveau de paléosol); (3) développement des études géomorphologiques et hydrologiques, dans le cadre d'une convention signée avec l'Université Paris-Diderot, dans le but de contribuer à l'explication de l'origine et du fonctionnement du marais. Les potentialités en matière de valorisation et de vulgarisation du patrimoine géomorphologique peuvent être étendues aux environs immédiats du marais, lequel est encadré par les célèbres chaos gréseux de la Dame Jouanne, de l'Éléphant et de la Justice (Guillet, 2012). Outre le caractère pittoresque de ces amoncellements de grès, très prisés par les varappeurs, leur sommet forme de remarquables belvédères sur le marais et le village de Larchant.

Perspectives en matière de protection et valorisation des géomorphosites en Île-de-France

- 29 Si l'Île-de-France semble accuser un certain retard comparé à d'autres régions françaises et européennes en matière de protection et de valorisation des géomorphosites, elle abrite indéniablement un patrimoine géomorphologique d'une grande richesse, dont la réalité commence à s'affirmer grâce aux récents programmes nationaux portant sur la connaissance et la préservation du géopatrimoine, lesquels sont ensuite déclinés dans les régions. Trois types d'initiatives récentes pourraient avoir un impact décisif sur les politiques de protection et de valorisation du patrimoine géomorphologique francilien : (1) le lancement de l'inventaire du géopatrimoine en Île-de-France, (2) la création future des APPG (Arrêtés Préfectoraux de Protection de Géotopes) et (3) la mise en œuvre de la SCAP (Stratégie nationale de Création d'Aires Protégées métropolitaines). Ces initiatives nationales, visant une meilleure connaissance et protection du géopatrimoine français, pourraient avoir des répercussions favorables en matière de valorisation et de vulgarisation du patrimoine géomorphologique à l'échelle de l'Île-de-France, au-delà des initiatives locales et ponctuelles mises en œuvre par les collectivités au sein de chaque département.

Le lancement prochain de l'inventaire du géopatrimoine en Île-de-France

- 30 L'inventaire national du patrimoine géologique (INPG) a été officiellement lancé en 2007 par le ministère en charge de l'écologie, et s'inscrit dans le cadre de la loi du 27 février 2002 relative à la démocratie de proximité. Celle-ci précise (Code de l'environnement, Art. L. 411-5) que « l'État [...] assure la conception, l'animation et l'évaluation de l'inventaire du patrimoine naturel qui comprend les richesses écologiques, faunistiques, floristiques, géologiques, minéralogiques et paléontologiques ». Autrement dit, parallèlement à l'inventaire du biopatrimoine national correspondant à l'inventaire ZNIEFF (Zones naturelles d'intérêt écologique, floristique et faunistique), a été institué pour la première fois en France un inventaire du géopatrimoine national. Cet inventaire a pour objectifs principaux (1) d'identifier l'ensemble des géosites et objets d'intérêt géologique, *in situ* et *ex situ* (2) de collecter et saisir leurs caractéristiques sur des fiches standardisées dans une base de données informatique appelée « iGéotope », (3) de hiérarchiser et valider les sites selon leur niveau d'intérêt patrimonial (international, national, régional, local), et enfin (4) d'évaluer leur vulnérabilité et les besoins en matière de protection. De fait, outre sa vocation informative (l'INPG est un outil de connaissance, il n'est pas un statut de protection), l'inventaire doit permettre de définir et de mettre en place des politiques appropriées en matière de protection, de gestion et de valorisation du géopatrimoine (De Wever et al., 2006, 2014). La réalisation de l'inventaire se fait concrètement en région, sous la maîtrise d'ouvrage des directions régionales de l'environnement (DREAL), avec l'appui scientifique d'un groupe de travail – la commission régionale du patrimoine géologique (CRPG) – émanant directement du conseil scientifique régional du patrimoine naturel (CSRPN). Suivant une méthodologie élaborée au niveau national (« Vade-mecum pour l'inventaire du patrimoine géologique national » : De Wever et al., 2006, 2014), l'inventaire régional est confié à la DREAL (ou DRIEE en Île-de-France) ou à un prestataire

externe, et doit être validé par le CSRPN avant de remonter jusqu'au Muséum national d'histoire naturelle, lequel est en charge de la validation nationale de l'inventaire.

- 31 L'état d'avancement de l'INPG est très inégal selon les régions : si la plupart des régions ont déjà lancé leur programme d'inventaire, voire l'ont déjà validé, l'Île-de-France fait partie des trois régions françaises dont le programme d'inventaire n'a pas encore officiellement débuté. Paradoxalement, c'est en région parisienne qu'ont été lancés les tout premiers inventaires départementaux du géopatrimoine, avec celui de la Seine-et-Marne en 1997 et celui de l'Essonne en 1998, avec des actualisations récentes (voir notamment Viette, 2007b). En parallèle, à la demande de l'Agence régionale des Espaces Verts, un inventaire a été réalisé en 2005 sur le territoire des périmètres régionaux d'intervention foncière (Viette, 2005). De ces inventaires préliminaires, il ressort un nombre particulièrement élevé de géomorphosites : par exemple, sur les 117 géosites constituant l'inventaire actualisé du département de l'Essonne (Viette, 2007b), 82 présentent un intérêt géomorphologique, et pour 52 d'entre eux, la géomorphologie est même considérée comme l'intérêt principal du géosite. Il reste à systématiser et à coordonner l'inventaire du géopatrimoine à l'échelle de la région Île-de-France tout entière, ce qui devrait faire émerger un réseau de géomorphosites ponctuels à mettre en cohérence et à relier (par exemple à travers un projet de géoroute), mais aussi à classer et hiérarchiser en fonction des besoins de protection. D'un point de vue éducatif, les résultats de l'inventaire seront portés à connaissance auprès de tous les citoyens, grâce à la mise en ligne de l'ensemble des données validées sur le site de l'inventaire national du patrimoine naturel (INPN : <http://inpn.mnhn.fr/>).

Les futurs arrêtés préfectoraux de protection de géotopes et la mise en œuvre de la SCAP

- 32 La protection du patrimoine géomorphologique en est à ses balbutiements, aussi bien à l'échelle du territoire national qu'à celui de l'Île-de-France. À l'heure actuelle, les seuls outils réglementaires adaptés à la spécificité des géomorphosites sont les sites classés et les réserves naturelles (voir *supra*). Alors que l'outil « site classé » a rarement été utilisé pour protéger spécifiquement des géomorphosites sur la base de critères scientifiques, la réserve naturelle est un outil de protection et de gestion efficace, mais relativement long à mettre en place, avec une procédure administrative très lourde (enquête publique, consultations locales et nationales, décret...). Or, tous les sites d'intérêt géomorphologique ne nécessitent pas de mesures de gestion conservatoire, comme le permet la réserve naturelle. C'est pourquoi la loi Grenelle II prévoit la création d'un outil spécifique de protection réglementaire des géosites, pouvant être mis en place plus rapidement qu'une réserve naturelle : il s'agit de l'arrêté préfectoral de protection de géotope (APPG), conçu pour être l'exact équivalent de l'arrêté préfectoral de protection de biotope (APPB), utilisé de longue date pour préserver des stations botaniques ponctuelles, des sites de reproduction ou d'hivernage d'animaux ou encore des habitats remarquables. Traduite dans l'article L.411-1 du Code de l'Environnement, cette loi prévoit l'interdiction de détruire, altérer, dégrader un géosite (incluant les géomorphosites et les cavités souterraines, naturelles ou artificielles), ainsi que de prélever, détruire ou dégrader les fossiles, minéraux et concrétions présents sur ce site, « lorsqu'un intérêt scientifique particulier ou que les nécessités de la préservation du patrimoine naturel justifient la conservation [de celui-ci] » (Bergeal et Giron, 2013). L'acte de dégradation

d'un site constituera une infraction punie de six mois d'emprisonnement et de 15 000 euros d'amende (amende doublée en cas d'infraction commise dans une réserve naturelle ou en cœur de parc national). Un décret en cours de validation donnera les critères précis permettant d'établir la liste des sites et les objets de la réglementation et/ou de l'interdiction. Fixée par le Préfet, cette liste pourra être élaborée à partir des critères retenus par l'INPG ou en reprenant les sites de l'inventaire régional du géopatrimoine réalisé ou en cours.

- 33 Également issue du processus du Grenelle de l'environnement, la SCAP (Stratégie nationale de création d'aires protégées métropolitaines) s'inscrit dans une même dynamique récente visant à identifier les lacunes du réseau actuel des espaces protégés sur le territoire terrestre métropolitain (Monod, 2013). Pour la première fois, l'élaboration d'une telle stratégie nationale a donné à la protection de la géodiversité et du géopatrimoine une place similaire à celle de la biodiversité et du biopatrimoine. En attendant les résultats de l'INPG sur lesquels devrait reposer en grande partie l'élaboration de la SCAP, une expertise scientifique conduite par la Conférence permanente du patrimoine géologique (CPPG) a permis d'élaborer une première liste de 140 géosites remarquables pour lesquels la responsabilité de la France est forte en matière de protection et de conservation (Avoine, 2012). Cinq catégories d'espaces géopatrimoniaux ont été définis dans le cadre de la SCAP : (1) les « étalons internationaux » (notamment les stratotypes), (2) les « sites ponctuels de conservation » (ou *lagerstätten*) pour la connaissance de la paléobiodiversité et les reconstitutions paléoécologiques, (3) les « grands ensembles géologiques et tectoniques », (4) les « paysages géologiques », à l'interface entre géologie et géographie (autrement dit, les « paysages géomorphologiques » au sens de reliefs « *vus, perçus, et parfois exploités par l'Homme* » : Reynard et al., 2009), (5) les « cavités souterraines », incluant de nombreux géomorphosites karstiques. Le patrimoine géomorphologique est donc pleinement intégré à la SCAP, bien qu'il ne soit pas nommément inscrit comme tel, ce qui contribue à « l'invisibilité » de la géomorphologie (Giusti, 2012). La publication de la liste nationale des géosites éligibles à la SCAP a ensuite fait l'objet de « déclinaisons régionales », dans le cadre de démarches concertées entre les Préfets de Région, les collectivités territoriales et les différents acteurs du géopatrimoine (circulaire ministérielle du 13 août 2010 relative aux déclinaisons régionales de la SCAP : Monod, 2013). Une première liste d'une vingtaine de géosites prioritaires à l'échelle de l'Île-de-France a été élaborée en 2011 par un groupe d'experts. Cette liste contient essentiellement des « étalons internationaux » (coupes stratotypiques du Lutétien, de l'Auvervien, du Marinésien, etc.) et devra être étendue aux géomorphosites majeurs de la région nécessitant la mise en place d'outils de protection forte préconisés par la SCAP.

Perspectives de valorisation du patrimoine géomorphologique francilien

- 34 Les initiatives récentes en matière d'inventaire et de protection du géopatrimoine devraient insuffler une nouvelle dynamique de diffusion des connaissances et de valorisation de ce patrimoine encore trop méconnu, particulièrement concernant le patrimoine géomorphologique. En réalité, un tel mouvement de sensibilisation est en cours en Île-de-France depuis les années 1990, avec le lancement de manifestations grand public visant à promouvoir le géopatrimoine francilien. Dès 1995, une journée régionale

des associations pour la valorisation du patrimoine géologique et souterrain était organisée par la région Île-de-France. Cette première manifestation était suivie, deux ans plus tard et à un échelon supérieur, par les premières journées nationales du patrimoine géologique (JNPG) qui, depuis, se poursuivent tous les deux ans (les dernières JNPG ayant eu lieu à Caen en octobre 2013). Cette dynamique de sensibilisation et de valorisation est également très active dans les départements franciliens, avec par exemple l'organisation de versions déclinées des JNPG, ou journées départementales du patrimoine géologique (manifestation de fréquence annuelle en Essonne). Ces journées sont l'occasion de faire découvrir au grand public les géosites majeurs du patrimoine francilien, et notamment la gamme variée de géomorphosites, qui se prêtent particulièrement à des démarches de valorisation culturelle et géotouristique grâce à leur situation d'interface entre nature et culture (Giusti, 2013, 2014).

- 35 Au-delà des événements ponctuels qui visent à promouvoir le géopatrimoine dans son ensemble, des stratégies à long terme commencent également à se mettre en place et concernent parfois spécifiquement la mise en valeur du patrimoine géomorphologique. Par exemple, dans le cadre du nouveau schéma départemental des ENS de l'Essonne adopté en 2011, l'un des cinq axes stratégiques vise à « Valoriser la géodiversité comme élément d'identité territoriale » (Pécquet, 2011). La géomorphologie de l'Essonne y est pointée comme un élément de la géodiversité à mieux connaître et à valoriser, que ce soit dans l'offre pédagogique proposée sur les sites (valorisation in situ) ou dans la création d'un espace muséographique hors-site dédié au géopatrimoine essonnien (valorisation ex situ). Les paysages gréseux du Sud de l'Île-de-France, ou encore les paysages crayeux des boucles de la Seine en aval de Paris constituent des traits identitaires très forts qui méritent d'être mieux valorisés au titre du patrimoine géomorphologique, en mettant davantage en exergue ses liens avec d'autres types de patrimoine : patrimoine souterrain (cavités souterraines), patrimoine historique (sites géomorphologiques de défense), patrimoine artistique (écoles des peintres paysagistes du XIXe siècle), patrimoine biologique (relations reliefs-biodiversité), patrimoine culturel (relations reliefs-terroirs). Cela passe par le renforcement des partenariats et des interactions entre les acteurs territoriaux (PNR, DREAL, conseils régionaux et généraux, communautés de communes et d'agglomération, etc.), les associations et réseaux (CEN, fédérations d'associations naturalistes et géoscientifiques, etc.), le monde enseignant et scientifique (enseignants du Primaire et du Secondaire, universitaires et chercheurs), et enfin les acteurs du tourisme (comité régional du tourisme Paris – Île-de-France, offices de tourisme, opérateurs privés, prestataires d'activités de pleine nature, etc.).

Conclusion

- 36 Cet article a permis de dresser un état des lieux de la protection et de la valorisation – encore balbutiantes – du patrimoine géomorphologique en Île-de-France. Si les menaces sur ce patrimoine sont nombreuses face à l'urbanisation accélérée qui caractérise la région depuis plusieurs décennies, la forte pression démographique offre en même temps un potentiel d'action éco- et géo-citoyenne plus important, qui permet de mieux prévenir les menaces sur les sites et d'engager éventuellement des procédures de classement, souvent initiées ou soutenues par des associations. Par ailleurs, la France dispose d'un arsenal varié d'outils juridiques de protection, dont plusieurs ont été mis en œuvre pour protéger spécifiquement des éléments du patrimoine géomorphologique francilien. Parmi

les outils de protection qui s'avèrent les plus adaptés à la spécificité des géomorphosites, l'outil « réserve naturelle » doit être privilégié comme moyen de protection juridique et de gestion conservatoire du patrimoine géomorphologique. Il offre en outre des possibilités de valorisation didactique des géomorphosites, surtout lorsque les actions sont soutenues par des catégories d'acteurs spécialisées dans la médiation scientifique et la valorisation patrimoniale, tels les parcs naturels régionaux. En revanche, il est souhaitable de privilégier l'outil « site classé » lorsque le géomorphosite ne nécessite pas de gestion régulière, mais seulement une protection juridique sous forme de réglementation ou d'interdiction. Alors que l'outil « site classé » a souvent été utilisé jusqu'ici dans une vision très anthropocentrique des formes de relief et des paysages, avec une large place accordée à l'esthétique et à l'artistique, peut-être faudra-t-il lui préférer dans les années à venir les arrêtés préfectoraux de protection de géotope, spécifiquement dédiés aux géosites et aux géomorphosites.

- 37 En dépit de réalisations exemplaires – mais encore trop rares – sur plusieurs géomorphosites franciliens protégés, gérés et mis en valeur, la protection et la valorisation du patrimoine géomorphologique sont encore insuffisantes en Île-de-France, malgré de fortes potentialités pour des usages éducatifs, culturels et géotouristiques, y compris en milieu urbain (voir les géomorphosites urbains potentiels de Paris *intra-muros* : exemple des buttes-témoin gypseuses de Montmartre et des Buttes Chaumont). Les initiatives récentes lancées à l'échelon national (INPG, SCAP...) laissent entrevoir des perspectives intéressantes de valorisation des géomorphosites les plus remarquables, à condition que l'intérêt géomorphologique des sites soit reconnu à juste titre au moment des inventaires géopatrimoniaux, et que des géographes-géomorphologues puissent intégrer les groupes de travail et les commissions expertes dans les différentes instances consultatives (CPPG, CRPG, conseils scientifiques des parcs naturels et des réserves, etc.).

Remerciements

- 38 L'auteur tient à remercier les membres de la Commission patrimoine géomorphologique du CNFG, pour les échanges et discussions fort instructives occasionnées par les réunions annuelles de la Commission. Il remercie également les trois relecteurs anonymes qui, par leurs suggestions et leurs remarques constructives, ont permis d'améliorer l'article.

BIBLIOGRAPHIE

André, M.-F., M. Ambert, J.-J. Delannoy, F. Hobléa et E. Reynard, 2013, Géomorphologie et patrimoine, dans D. Mercier (dir.) *Géomorphologie de la France*, Dunod, Paris, pp. 201-214.

Avoine, J., 2012, La protection du patrimoine géologique en France : bilan et perspectives, *Actes du Forum GéoReg 2011, Annales de la Société Géologique du Nord*, 19, pp. 67-74.

Avoine, J. et M. Jonin, 2010, Réserves naturelles et patrimoine géologique, *Géologie de la France*, 1, pp. 1-17.

- Bardat, J. et P. Boudier, 2000, Les bryocénoses du chaos gréseux du Moulin des Roches / (communes de Senlis, Yvelines, Île-de-France), *Cryptogamie, Bryol.*, 21(3), pp. 187-221.
- Bergeal, C., 2008, Géologie, paysages et sites classés, *Géosciences*, 7/8, pp. 10-17.
- Bergeal, C. et M. Giron, 2013, Quelques outils réglementaires adaptés à la protection du patrimoine géologique, dans G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever et A. Lalanne (eds.), *Actes du colloque « Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France »*. 10-12 octobre 2012, Digne-les-Bains, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr., 13, pp. 88-97.
- Bétard, F., 2013, Conservation, management and valorization of geomorphological heritage in 'geological' nature reserves: the case of the Vigny quarry (Vexin, France). *8th International Conference on Geomorphology*, Paris, Abstracts Volume, p. 541.
- Bétard, F., S. Girard, O. Roger et N. Vargas, 2015, Pour une conservation intégrée du patrimoine géologique et biologique dans les réserves naturelles. Exemple du plan de gestion (2013-2024) de la RNR du site géologique de Vigny-Longuesse (Val-d'Oise), dans J. Avoine, L. Baillet (eds.), *Actes des 5e Journées Nationales du Patrimoine Géologique*, 15-18 octobre 2013, Caen, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr., sous presse.
- Billet, P., 2002, La protection du patrimoine géologique. Guide juridique, *Cahiers techniques de l'ATEN*, 76, 148 p.
- Cayla, N., F. Hobléa, V. Biot, M. Delamette et A. Guyomard, 2012, De l'invisibilité des géomorphosites à la révélation géopatrimoniale, *Géocarrefour*, 87(3-4), pp. 171-186.
- De Wever, P., Y. Le Néchet et A. Cornée, 2006, Vade-mecum pour l'inventaire du patrimoine géologique national, *Mémoire hors-série de la Société Géologique de France*, 12, 162 p.
- De Wever, P., Y. Le Néchet et A. Cornée, 2014, Géopatrimoine en France, *Mémoire hors-série de la Société Géologique de France*, 14, 180 p.
- Ellenberger, F., 1994, *Histoire de la Géologie, tome 2*, Éditions Lavoisier, Technique et Documentation, Paris, 381 p.
- Fort M. et M.-F. André (eds.), 2014. *Landscapes and Landforms of France*, Springer, Series "World Geomorphological Landscapes", Dordrecht, 274 p.
- Georgel, C., 2007, *La forêt de Fontainebleau, un atelier grandeur nature*, Musée d'Orsay, Éditions de la Réunion des musées nationaux, Paris, 207 p.
- Giusti, C., 2012, Les sites d'intérêt géomorphologique : un patrimoine invisible? *Géocarrefour*, 87 (3-4), pp. 151-156.
- Giusti, C., 2013, Les géosites d'intérêt géomorphologique ou géomorphosites dans l'inventaire du géopatrimoine, dans G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever, A. Lalanne (eds.), *Actes du colloque « Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France »*. 10-12 octobre 2012, Digne-les-Bains, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr., 13, pp. 22-29.
- Giusti, C., 2014, Deux dimensions du beau en géomorphologie. Essai sur le critère esthétique dans les sciences du relief, *L'Information géographique*, 78(3), pp. 80-102.
- Giusti, C. et M. Calvet, 2010, L'inventaire des géomorphosites en France et le problème de la complexité scalaire, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 223-244.
- Giusti, C., M. Calvet et Y. Gunnell, 2013, Géotope, géofaciès, géosystème : comment éveiller le public aux paysages géomorphologiques grâce aux géomorphosites? Le cas de la réserve naturelle nationale des Aiguilles Rouges, Chamonix-Mont-Blanc (Haute-Savoie, France), dans F. Hobléa, N.

- Cayla, E. Reynard (coord.) *Gestion des géosites dans les espaces protégés*, Collection EDYTEM, n° 15, pp. 17-32.
- Guillet, L., 2012, *Le marais de Larchant et son environnement géomorphologique (Seine-et-Marne, France). Contribution à la connaissance de l'histoire du relief et perspectives de valorisation du patrimoine géomorphologique dans le cadre de la RNR du marais de Larchant*, Mémoire de master 2 EDMR, Université Paris-Diderot, 85 p.
- Gray, M., 2013, *Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature, 2nd Edition*, Wiley-Blackwell, Chichester, 508 p.
- Guyétant, G., 2012, Rôle des conservatoires d'espaces naturels dans la protection du patrimoine géologique – exemple de la réserve naturelle régionale des anciennes carrières de Cléty (Pas-de-Calais), *Actes du Forum GéoReg 2011, Annales de la Société Géologique du Nord*, 19, pp. 100-104.
- Guyétant, G., 2013, Rôle des conservatoires d'espaces naturels (CEN) dans la protection du patrimoine géologique. Exemple du Nord – Pas-de-Calais, dans G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever, A. Lalanne (eds.), *Actes du colloque « Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France »*. 10-12 octobre 2012, Digne-les-Bains, *Mém. H.S. Soc. Géol. Fr.*, 13, pp. 114-123.
- Hobléa, F., N. Cayla et E. Reynard, 2013, *Gestion des géosites dans les espaces protégés*, Collection Edytem, n°15, Chambéry, 175 p.
- Jonin, M., 2006, *Mémoire de la Terre. Patrimoine géologique français*, Delachaux et Niestlé, Paris, 191 p.
- Jonin, M. et J. Avoine, 2010, Sites classés et patrimoine géologique, *Géologie de la France*, 1, pp. 19-23.
- Lozouet, P. (coord.), 2012, *Stratotype Stampien*, Biotope Editions, coll. Patrimoine Géologique, 460 p.
- Ménillet, F., 1993, *Les meulière du Bassin de Paris et les faciès associés. Rôle des altérations supergènes néogènes à quaternaire ancien dans leur genèse*. Document du BRGM 222, 435 p.
- Muséum national d'Histoire naturelle (MNHN) (ed.), 2003-2015, *Inventaire national du patrimoine naturel*, [en ligne] URL: <http://inpn.mnhn.fr>
- Monod, K., 2013, Stratégie de création d'aires protégées sur le territoire terrestre métropolitain, dans G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever, A. Lalanne (eds.), *Actes du colloque « Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France »*. 10-12 octobre 2012, Digne-les-Bains, *Mém. H.S. Soc. Géol. Fr.*, 13, pp. 98-101.
- Montenat, C. et P. Barrier, 2008, Les anciennes carrières de Vigny (Vexin). Valorisation d'un site géologique majeur, *Géosciences*, 7/8, pp. 64-69.
- Montenat, C., P. Barrier et Ott d'Estevou, 2002, The Vigny limestones: a record of Palaeocene (Danian) tectonic-sedimentary events in the Paris Basin, *Sedimentology*, 49, pp. 421-440.
- Pacaud, J.-M., Merle et D. Meyer, J.-C., 2000, La faune danienne de Vigny (Val-d'Oise, France) : importance pour l'étude de la diversification des mollusques au début du Tertiaire. *C.R. Acad. Sci., sér. IIa*, 330(12), pp. 867-873.
- Panizza, M., 2001, Geomorphosites: concepts, methods and example of geomorphological survey, *Chinese Science Bulletin*, 46, Suppl. Bd, pp. 4-6.
- Peulvast, J.-P., F. Bétard et C. Giusti, 2014, The Seine River from Île-de-France to Normandy: geomorphological and cultural landscapes of a large meandering valley, dans M. Fort, M-F. André

(eds.) *Landscapes and landforms of France*, Springer, Series "World Geomorphological Landscapes", Dordrecht, pp. 17-28.

Péquet, D., 2011, *Schéma départemental des Espaces Naturels Sensibles*. Conseil général de l'Essonne, Conservatoire départemental des ENS, Evry, 214 p.

Péquet, D., 2013, Valorisation de l'inventaire du patrimoine géologique dans les Espaces naturels sensibles, dans G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever, A. Lalanne (eds.), *Actes du colloque « Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France »*. 10-12 octobre 2012, Digne-les-Bains, Mém. H.S. Soc. Géol. Fr., 13, pp. 124-127.

Pereira, P., D.I. Pereira, M.I. Alves et J.B. Caetano Brilha, 2005, Geology, landscape and geomorphology: finding the place of geomorphological heritage, *IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage*, Abstracts Volume, Braga, University of Minho, Earth Science Centre, p. 10.

Portal, C., 2010, *Reliefs et patrimoine géomorphologique. Applications aux parcs naturels de la façade atlantique européenne*, Thèse de doctorat, université de Nantes, 436 p.

Reynard, E., 2008, Scientific research and tourist promotion of geomorphological heritage, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 31, pp. 225-230

Reynard, E., P. Coratza et G. Regolini-Bissig (eds.), 2009, *Geomorphosites*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 240 p.

Reynard, E. et M. Panizza, 2005, Géomorphosites : définition, évaluation et cartographie. Une introduction, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 177-180.

Sellier, D., 2009, La vulgarisation du patrimoine géomorphologique : objets, moyens et perspectives, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 86, 1, pp. 67-81.

Tendron, G., 1983, *La forêt de Fontainebleau : de l'écologie à la sylviculture*, Office National des Forêts, Fontainebleau, 96 p.

Thiry, M., 1999, Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement, dans M. Thiry, R. Simon-Coinçon (eds.) *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*, Spec. Publ. Intern. Ass. Sed. 27, pp. 87-128.

Viette, P., 2005, *Inventaire du patrimoine géologique des périmètres d'intervention foncière de la Région d'Île-de-France*, Agence des espaces verts d'Île-de-France, InSitu, Paris, 201 p.

Viette, P., 2007a, *Le patrimoine géologique des domaines régionaux de Roissy - Moisson - La Roche-Guyon. Principes d'aménagement et de mise en valeur du patrimoine géologique*, Agence des espaces verts d'Île-de-France, InSitu, Paris, 95 p.

Viette, P. 2007 b, *Inventaire du patrimoine géologique de l'Essonne - mise à jour et compléments de l'inventaire*, Conseil Général de l'Essonne, InSitu, 125 p.

RÉSUMÉS

Reconnu depuis une dizaine d'années seulement, le patrimoine géomorphologique fait l'objet d'une attention accrue de la part des scientifiques et des acteurs du territoire, en raison des menaces grandissantes qui pèsent sur la préservation des reliefs et des paysages, mais aussi compte tenu des potentialités qu'offre la valorisation culturelle et touristique des sites d'intérêt géomorphologique (ou géomorphosites) pour le développement local. En France métropolitaine,

la région Île-de-France concentre des enjeux forts en matière de conservation et de valorisation du patrimoine géomorphologique, surtout face à l'urbanisation croissante qui le menace directement, alors que les habitants et les visiteurs représentent un public de plus en plus demandeur pour connaître et découvrir ce nouveau type de géopatrimoine sous un angle culturel ou touristique. Cet article propose de dresser un état des lieux de la protection et de la valorisation du patrimoine géomorphologique francilien, en examinant plus particulièrement (i) les outils qui ont été utilisés jusqu'à présent pour protéger les géomorphosites remarquables de la région et (ii) les acteurs engagés dans des démarches de valorisation didactique et touristique du patrimoine géomorphologique. Des exemples choisis viennent illustrer de façon concrète les moyens qui ont été mis en œuvre sur les géomorphosites en matière de protection, de gestion et de mise en valeur. Des perspectives sont dégagées à l'issue de cette analyse, compte tenu des inventaires en cours, des stratégies nationales de création d'aires protégées et des volontés politiques locales de mettre en valeur le patrimoine géomorphologique de leur territoire.

Only recognized for about ten years, geomorphological heritage has recently received greater attention from scientists and stakeholders, due to the growing threats to the preservation of landforms and landscapes, but also given the potential offered by the cultural and tourism value of geomorphological sites (or geomorphosites) for local development. In France, the Ile-de-France region concentrates high stakes in terms of conservation and valorization of geomorphological heritage, especially facing rapid urbanization that threaten to degrade it; moreover, residents and visitors represent a public increasingly interested to know and discover this new type of geoh heritage from a cultural or tourism viewpoint. This article attempts to draw up an overview of the protection and promotion of geomorphological heritage in the Paris region, by examining (i) the tools that have been used so far to protect the striking geomorphosites of the region and (ii) the stakeholders involved in the process of educational and tourism development based on geomorphological heritage. Selected examples illustrate in the field the means that have been implemented on geomorphosites for the protection, management and educational/tourism development. Perspectives are presented at the end of this analysis, given the current inventories, the national strategies for creating protected areas and the local political will to showcase the geomorphological heritage of their territory.

INDEX

Index géographique : Europe

Mots-clés : patrimoine géomorphologique, géomorphosites, aires protégées, valorisation pédagogique, géotourisme, France

Keywords : geomorphological heritage, protected areas, educational promotion, geotourism

AUTEUR

FRANÇOIS BÉTARD

Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, Laboratoire PRODIG, UMR CNRS 8586, case courrier 7001, 75 205 Paris cedex 13, France, courriel : francois.betard@univ-paris-diderot.fr

[14] BÉTARD F., PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O., FREITAS F.I. (2017) – Géopatrimoine et biopatrimoine, à la croisée entre conservation et développement. Une approche des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará (Nordeste brésilien). *Annales de Géographie*, sous presse.

Fruit de mes recherches bio- et géopatrimoniales récentes dans le Cariri du Ceará, avec la collaboration de Jean-Pierre Peulvast, Alexandra de Oliveira Magalhães (dont j'assure la co-direction de thèse depuis 2011) et de Francisco Idalecio Freitas (coordinateur exécutif du Géoparc Araripe), cet article s'intègre dans un numéro thématique des *Annales de Géographie* publié en 2017 et dont j'ai assuré la coordination avec le concours de Fabien Hobléa (Université Savoie Mont-Blanc) et Claire Portal (Université de Poitiers), tous deux spécialistes des questions géopatrimoniales. La genèse de ce projet remonte à décembre 2014, au cours de la réunion annuelle de la Commission Patrimoine Géomorphologique du CNFG, où j'avais proposé que soit soumis un numéro spécial « Géopatrimoines » à la revue des *Annales de Géographie* dont je venais de rejoindre le comité de rédaction, dans le but de valoriser les travaux de la Commission.

La proposition éditoriale de numéro thématique, acceptée par le comité de rédaction en septembre 2015, a permis de réfléchir aux différentes contributions qui pourraient l'alimenter, dans une variété d'approches et une diversité géographique propres à donner sens au numéro. Dans cette volonté d'équilibre, la proposition d'un article sur le géopatrimoine du Cariri permettait d'élargir géographiquement à des terrains situés hors Europe, tout en montrant les liens (et les tensions existantes) avec la sphère biopatrimoniale – des relations trop peu étudiées qu'il me tenait d'aborder ici. Le choix d'une approche par les trajectoires patrimoniales s'est rapidement imposé à nous, dans un objectif de mettre en évidence des tendances, des temps forts, voire des changements de paradigme, dans le processus de patrimonialisation de la nature, avec l'intérêt d'une perspective comparative (patrimoines biotique/abiotique).

La fine connaissance du terrain et des acteurs par J.-P. Peulvast et A.O. Magalhães, alliée à l'ancrage institutionnel de F.I. Freitas qui nous a permis de recueillir des indicateurs chiffrés, permettait de construire un article cohérent, appuyé par des données de première main, dans lequel il nous était possible de mettre en lumière la tension existant entre conservation et développement dans la gestion des ressources bio- et géopatrimoniales. Dans la zone étudiée, l'entremêlement des problématiques de conservation et de développement se retrouve à la fois dans le Géoparc UNESCO Araripe, qui vise à protéger et à promouvoir le géopatrimoine exceptionnel de la région, et dans les périmètres de classement et de labellisation des paysages végétaux (Forêt Nationale, Réserve de Biosphère), en raison d'une biodiversité et d'un biopatrimoine tout aussi exceptionnels. La reconstitution des trajectoires patrimoniales, quant à elle, a révélé une reconnaissance institutionnelle précoce – à l'échelle du continent sud-américain – des patrimoines biotiques et abiotiques de cette région reculée du Nordeste. Cet exemple sonne surtout comme un message annonciateur de trajectoires nouvelles qui se mettent en place au Brésil et, plus largement, dans les pays émergents et en développement, avec la montée en puissance des géopatrimoines et du géotourisme depuis quelques années.

Géopatrimoine et biopatrimoine, à la croisée entre conservation et développement. Une approche des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará (Nordeste brésilien)

Geoheritage and bioheritage, at the crossroads between conservation and development. Reconstruction of natural heritage trajectories in the Cariri of Ceará (Northeastern Brazil)

Résumé

D'abord reconnue pour son biopatrimoine, avec le classement juridique de la première Forêt Nationale du Brésil dès 1946, la région du Cariri, située dans l'intérieur du Nordeste, est aujourd'hui mondialement reconnue pour son géopatrimoine et ses richesses paléontologiques, qui ont donné lieu à la labellisation par l'UNESCO du premier Géoparc des Amériques en 2006 (Géoparc Araripe). En choisissant une entrée par les trajectoires patrimoniales, cet article analyse de façon diachronique les processus de patrimonialisation de la nature et le glissement qui a fait passer de logiques conservacionnistes limitées au patrimoine vivant, à l'émergence du géopatrimoine comme ressource territoriale au service du développement (promotion du géotourisme). Si les trajectoires diffèrent notablement selon la composante – biotique ou abiotique – de la nature, l'article montre aussi la tension complexe qui existe entre conservation et développement dans la gestion des ressources bio- et géopatrimoniales, singulièrement dans un pays émergent comme le Brésil. Malgré les difficultés de gestion territoriale et les problèmes environnementaux auxquels doivent faire face les municipalités du Cariri, les perspectives d'un développement territorial durable devraient aujourd'hui pouvoir s'appuyer sur la structure de Géoparc afin de développer les actions d'éducation à l'environnement, aussi bien dans la lutte contre le pillage des fossiles ou la pollution des sites, que dans le domaine de la prévention de risques naturels largement ignorés jusqu'ici.

Abstract

Firstly recognized for its bioheritage value, with the legal classification of the first National Forest of Brazil in 1946, the Cariri region, located in the interior of Northeast Brazil, today has a worldwide recognition due to its famous geoheritage and associated palaeontological diversity, promoting the area to the rank of first UNESCO Geopark of the Americas (Araripe Geopark, labelled in 2006). By choosing an entry from the heritage trajectories, this article analyzes the patrimonialization process in a diachronic way, and the shift from conservationism restricted to biotic heritage, to the emergence of geoheritage as a territorial resource that enhances local development (e.g., through the promotion of geotourism). While trajectories notably differ according to the biotic or abiotic component of nature, the article also shows the complex tension between conservation and development in the management of biological and geological resources, particularly in an emerging country such as Brazil. Despite the challenges of territorial management and environmental problems facing the municipalities of Cariri, new forms of sustainable territorial development might rely on the Geopark structure to develop actions of environmental education, both on the awareness of the importance of preserving fossils from destruction or pillage and limiting site pollution, and on the prevention of natural hazards so far ignored by the local population and authorities.

Mots-clefs patrimonialisation de la nature, géoparc, tourisme durable, éducation à l'environnement, Brésil.

Keywords dynamics of natural heritage, geopark, sustainable tourism, environmental education, Brazil.

Introduction

Au Brésil, les politiques de protection de la nature ont cherché depuis longtemps à concilier objectifs de conservation et de développement, même si cette tendance s'est surtout renforcée dans les années 1990 avec l'émergence du concept de « développement durable » sur la scène internationale. En même temps que la vision utilitariste a gagné du terrain tout au long du XXe siècle un peu partout dans le monde (Blandin, 2009 ; Maris, 2014), l'idée de

protection de la nature a progressivement cédé la place à celle, plus restrictive, d'une gestion des ressources vivantes et de la biodiversité. Si les premières formes de reconnaissance institutionnelle de la nature comme patrimoine au Brésil remontent aux années 1930-1940, avec la création des premiers parcs nationaux (le Parc National de Itatiaia, dans le Sud-Est du Brésil, est créé dès 1937), les trajectoires patrimoniales montrent des bifurcations importantes selon la composante – biotique ou abiotique – de la nature. D'abord focalisées sur le patrimoine biologique (ou biopatrimoine), les politiques brésiliennes de protection de la nature permettent d'assister – ici comme ailleurs dans le monde – à une première vague de patrimonialisation à partir du milieu du XXe siècle, marquée par la constitution progressive d'un réseau d'aires protégées spécialement destinées à la conservation des ressources biologiques (Conto, 2004).

Un autre mouvement patrimonial de fond, beaucoup plus récent (fin du XXe siècle – début du XXIe siècle), reconnaît désormais le patrimoine abiotique (ou géopatrimoine) pour ses valeurs scientifiques autant que pour ses valeurs culturelles et ses fonctions socio-économiques. Cette reconnaissance institutionnelle plus tardive a d'abord été marquée, au niveau international, par l'inscription de plusieurs sites géologiques sur la liste du Patrimoine Mondial de l'UNESCO (à partir des années 1980), puis par la création des premiers « Géoparcs mondiaux », un label international officiellement soutenu par l'UNESCO depuis 2004 (Martini et Zouros, 2008). Mêlant objectifs de conservation et de développement, les Géoparcs ont permis une reconnaissance institutionnelle du géopatrimoine au plan international, tout en incitant les acteurs du territoire labellisé à utiliser cette nouvelle ressource patrimoniale comme levier de développement socio-économique (Farsani *et al.*, 2011). Au Brésil, le premier et unique Géoparc mondial UNESCO est situé dans le Cariri du Ceará (Géoparc Araripe), dans l'intérieur semi-aride de la région Nordeste. Ce Géoparc est aujourd'hui mondialement reconnu pour son patrimoine paléontologique d'exception, constitué par des assemblages diversifiés et remarquablement conservés de paléofaunes et paléoflores fossiles du Crétacé ayant leur pendant en Afrique (Martill *et al.*, 2007 ; Herzog *et al.*, 2008). Riche d'une biodiversité et d'un biopatrimoine tout aussi exceptionnels, la région du Cariri concentre ainsi des enjeux forts, tant en matière de conservation que de développement, autour de ses ressources bio- et géopatrimoniales.

Cet article propose d'analyser les processus de patrimonialisation de la nature dans le Cariri du Ceará en choisissant une entrée par les « trajectoires patrimoniales » (Portal, 2013 ; Gauchon, 2002). L'approche trajectorielle permet en effet de saisir les processus d'appropriation patrimoniale au cours du temps – reconnaissance sociétale, protection, valorisation, labellisation – et offre la possibilité de mettre en perspective des tendances, des temps forts, voire des crises, dans le processus de patrimonialisation. Après avoir décrit les étapes-clé qui ont conduit à une reconnaissance institutionnelle précoce – à l'échelle du Brésil – des patrimoines biotiques et abiotiques dans la région du Cariri, l'article insiste sur l'émergence d'une nouvelle forme de patrimonialisation, désormais centrée sur la valorisation du géopatrimoine à travers une promotion commençante du géotourisme. Devant les nombreuses difficultés et les enjeux que représentent la gestion de cette ressource patrimoniale, à la croisée entre conservation et développement, des perspectives futures sont dégagées et mettent en avant le rôle moteur que pourrait avoir la structure de Géoparc en matière d'éducation à l'environnement et au territoire, aussi bien dans la lutte contre le pillage des fossiles ou la pollution des sites, que dans le domaine de la prévention de risques naturels largement ignorés jusqu'ici.

1 Une reconnaissance institutionnelle précoce des patrimoines biotiques et abiotiques

La reconnaissance institutionnelle d'un patrimoine se caractérise par la décision d'institutions (gouvernementales ou non) participant d'un processus sélectif d'un espace ou d'un objet qui s'opère selon deux modes principaux, juridique (protection, législation) ou symbolique (distinction, labellisation). Si le biopatrimoine du Cariri a été reconnu précocement par le classement juridique de la première Forêt Nationale du Brésil dans la première moitié du XXe siècle, la reconnaissance institutionnelle du géopatrimoine est beaucoup plus récente (années 2000), au Brésil comme

dans le reste du monde, et s'est concrétisée dans le Cariri par la labellisation par l'UNESCO du premier Géoparc des Amériques et de l'hémisphère sud.

1.1 Du classement de la première Forêt Nationale du Brésil...

La Forêt Nationale d'Araripe (*Floresta Nacional do Araripe* - FLONA) est la première du genre à être créée sur le territoire brésilien, par décret/loi N°9.226 du 2 juin 1946. Situé sur le rebord escarpé de la Chapada do Araripe, au cœur du Cariri cearense (Fig. 1), cet espace protégé de 383 km² couvre ici l'une des forêts du Nordeste les plus riches en biodiversité à tous niveaux – génétique, spécifique et écosystémique – grâce à sa position de « carrefour » entre les domaines phytogéographiques de la *caatinga*, du *cerrado* et de la *mata atlântica*. La formation végétale dominante est le *cerradão*, une forêt claire tropophile, de transition entre la savane arborée (*cerrado*) et la forêt humide semi-caducifoliée (*mata úmida*). Les espaces recouverts de savane secondaire et de forêt semi-décidue sont également bien représentés à l'intérieur de la zone protégée, où ils côtoient un faciès particulier de la brousse épineuse de la *caatinga* – le *carrasco* – propre aux substrats sableux oligotrophes qui forment le sommet de la Chapada do Araripe. Considérée comme l'une des zones de conservation prioritaires à l'échelle du Brésil, la Forêt Nationale d'Araripe protège aussi l'un des derniers bastions préservés de *mata atlântica* ou forêt atlantique, laquelle est considérée comme l'un des 35 « points chauds » de la planète pour la conservation de la biodiversité (Myers *et al.*, 2000).

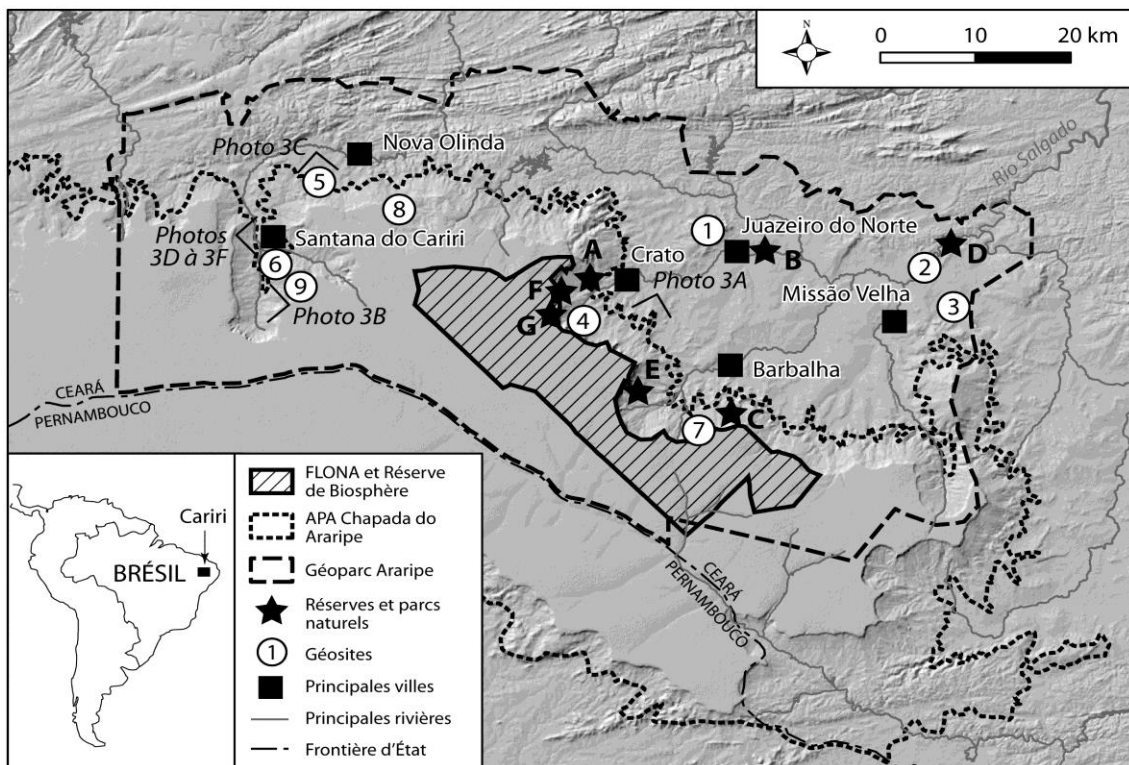


Fig. 1 Carte de localisation indiquant les principaux périmètres de protection et de labellisation du patrimoine naturel dans le Cariri du Ceará, Nordeste du Brésil. A : Parque Estadual Sítio Fundão ; B : Parque Ecológico das Timbaúbas ; C : Parque Ecológico do Riacho do Meio ; D : Parque Natural Municipal da Cachoeira de Missão Velha ; E : Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) Arajara Park ; F : RPPN Oásis Araripe ; G : RPPN Araçá. Les numéros des géosites renvoient au tableau 2 (ceux dont les noms sont soulignés bénéficient d'une protection intégrale par le classement en *Monumento Natural*) : 1 : Colina do Horto ; 2 : Cachoeira de Missão Velha ; 3 : Floresta Petrificada do Cariri ; 4 : Batateiras ; 5 : Pedra do Cariri ; 6 : Parque dos Pterossauros ; 7 : Riacho do Meio ; 8 : Ponte de Pedra ; 9 : Pontal da Santa Cruz.

Fig. 1 Location map with the main perimeters of natural heritage protection and labeling in the Cariri of Ceará, Northeastern Brazil. A : Parque Estadual Sítio Fundão ; B : Parque Ecológico das Timbaúbas ; C : Parque Ecológico do Riacho do Meio ; D : Parque Natural Municipal da Cachoeira de Missão Velha ; E : Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) Arajara Park ; F : RPPN Oásis Araripe ; G : RPPN Araçá. Numbers of geosites refer to table 2 (underlined names of geosites are those protected by a classification as "Monumento Natural"): 1 : Colina do Horto ; 2 : Cachoeira de Missão Velha ; 3 : Floresta Petrificada do Cariri ; 4 : Batateiras ; 5 : Pedra do Cariri ; 6 : Parque dos Pterossauros ; 7 : Riacho do Meio ; 8 : Ponte de Pedra ; 9 : Pontal da Santa Cruz.

Si la décision institutionnelle de classer cette forêt exceptionnelle paraît aujourd’hui aisément justifiée à la lumière des débats récents (post-Convention de Rio 1992) sur les objectifs mondiaux de conservation de la biodiversité, son accession précoce au statut de biopatrimoine correspond à une construction sociale complexe, à l’interface d’une connaissance naturaliste et d’une décision politique, dans une temporalité et un territoire bien spécifiques. Les premières observations sur la flore du Cariri et de la Chapada do Araripe furent réalisées par le naturaliste écossais Georges Gardner entre les années 1836 et 1841. Il collecta et décrivit de nombreuses espèces nouvelles de plantes (*e.g.*, *Allamanda violacea* Gardner, *Mouriri pusa* Gardner), préfigurant le haut degré d’endémisme de la forêt que l’on connaît aujourd’hui (Cavalcante, 2005 ; Bétard *et al.*, 2011). Sur le plan faunistique, c’est l’intérêt ornithologique de la forêt qui attira très tôt l’attention des naturalistes européens, et ce dès le XVIIIe siècle, avant que le zoologiste Werner Panzer, de l’Université de Fribourg, n’étudiât en détail les oiseaux collectés dans la Forêt d’Araripe dans les années 1930 (Mello Leitão, 1941 ; Fig. 2).

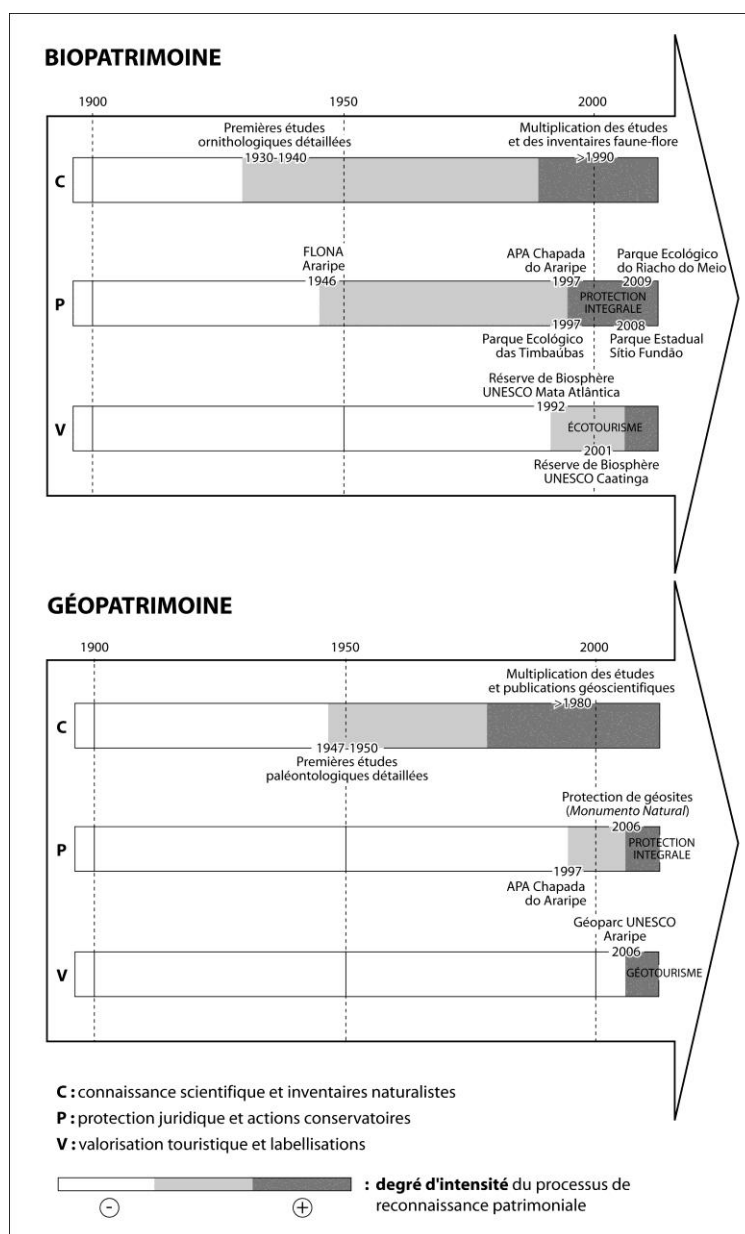


Fig. 2 Reconstitution simplifiée et comparée des trajectoires patrimoniales de la nature biotique (biopatrimoine) et abiotique (géopatrimoine) depuis le début du XXe siècle dans le Cariri du Ceará.

Fig. 2 Simplified reconstruction of natural heritage trajectories for both biotic (bioheritage) and abiotic (geoheritage) components since the early 20th century in the Cariri of Ceará.

Tab. 1 Unités de conservation sur le territoire du Géoparc Araripe**Tab. 1** Conservation units in the territory of Araripe Geopark.

Échelon politico-administratif	Nom de l'unité*	Type d'unité	Superficie (ha)	Municipalité(s)	Acte de classement
Fédéral	APA Chapada do Araripe	Gestion durable	1042495,74	Barbalha, Crato, Missão Velha, Nova Olinda, Santana do Cariri et 29 autres municipalités	Décret n° sn du 04/08/1997
	Floresta Nacional (FLONA) do Araripe-Apodi	Gestion durable	38330,52	Barbalha, Crato, Jardim, Missão Velha, Nova Olinda, Santana do Cariri	Décret-Loi n° 9.226 du 02/05/1946
Étatique	Parque Estadual Sítio Fundão	Protection intégrale	93,52	Crato, Juazeiro do Norte	Décret n° 29.307 du 05/06/2008
	Monumento Natural Pontal da Santa Cruz	Protection intégrale	200034,24	Santana do Cariri	Décret n° 28.506 du 01/12/2006
	Monumento Natural Sítio Cana Brava	Protection intégrale	181500,00	Santana do Cariri	Décret n° 28.506 du 01/12/2006
	Monumento Natural Riacho do Meio	Protection intégrale	173207,09	Barbalha	Décret n° 28.506 du 01/12/2006
	Monumento Natural Cachoeira do Rio Batateira	Protection intégrale	75332,98	Missão Velha	Décret n° 28.506 du 01/12/2006
Municipal	Parque Ecológico das Timbaúbas	Protection intégrale	634,50	Juazeiro do Norte	Décret n° 1.183 du 16/06/1997
	Parque Ecológico do Riacho do Meio	Protection intégrale	15,81	Barbalha	Décret n° 048/2009 du 28/09/2009
	Parque Natural Municipal da Cachoeira de Missão Velha	Protection intégrale	120,00	Missão Velha	Loi n° 002 de 15/02/2002 et loi compl. n°17 du 18/11/2002
Privé	RPPN Arajara Park	Gestion durable	27,81	Barbalha	Ordonnance n° 24 du 29/02/1999
	RPPN Oásis Araripe	Gestion durable	50,00	Crato	Ordonnance n° 32 du 26/04/2016
	RPPN Araçá	Gestion durable	11,73	Crato	Ordonnance n° 113 du 22/10/2014

* APA : Area de Proteção Ambiental ; RPPN : Reserva Particular do Patrimônio Natural

S'appuyant sur des connaissances naturalistes nécessairement fragmentaires, la décision institutionnelle donnant acte de classement en 1946 reposait avant tout sur une volonté politique de l'époque ne répondant pas aux canons actuels de la conservation de la biodiversité. L'objectif était alors de conserver le manteau forestier – tout en permettant son exploitation économique – dans le but précis de favoriser l'infiltration des eaux et permettre la recharge des aquifères à l'origine des sources pérennes qui irriguent les vallées agricoles et densément peuplées du Cariri.

Aujourd'hui, si les objectifs de conciliation entre conservation biologique et développement économique restent inchangés sur le territoire de la forêt classée, les connaissances naturalistes ont fortement progressé, surtout au cours des décennies 1990 et 2000 (Fig. 2), donnant à l'espace protégé une dimension éthico-écologique plus forte qu'elle ne l'était à l'origine. La multiplication récente des inventaires faune-flore dans le Cariri a en effet révélé

l'existence de nombreuses espèces endémiques, tel le Manakin d'Araripe (*Antilophia bokermanni*), une nouvelle espèce de passereau découverte en 1996 et actuellement considérée comme étant en danger critique d'extinction par l'UICN (Union Internationale pour la Conservation de la Nature). La responsabilité de ce territoire est donc forte pour la conservation des communautés vivantes – ou biocénoses – à l'échelle nationale et internationale. Cette patrimonialité biologique actuelle correspond à un « instantané » dans une trajectoire patrimoniale singulière qui reste dominée par des logiques conservationnistes largement promues par l'État brésilien.

Suite au classement en Forêt Nationale en 1946, et après un hiatus de 40 ans dans les politiques de conservation, une importante vague de patrimonialisation apparaît à partir du milieu des années 1990, notamment grâce à l'impulsion donnée par l'adoption récente de la Convention sur la Diversité Biologique lors du Sommet de la Terre de Rio en 1992. Elle se traduit en 1997 par la création de l'APA (*Area de Proteção Ambiental*) de la Chapada do Araripe, une unité de conservation couvrant un large territoire (>9000 km² ; Tab. 1), reconnue au niveau fédéral pour sa forte valeur patrimoniale et paysagère, et qui s'organise autour d'un projet concerté de développement durable. Le degré d'intensité croissante de la reconnaissance patrimoniale, au cours de cette période, est aussi marqué par l'apparition des premiers périmètres de protection intégrale dans le Cariri, avec la création de plusieurs parcs et réserves de superficies plus réduites, gérés à l'échelon étatique (États fédérés) ou municipal (Tab. 1 ; Fig. 2). Ces initiatives publiques ont été relayées localement par des initiatives privées – par exemple la création en 2008 d'une « Réserve Particulière du Patrimoine Naturel » dans le Parc Arajara – qui sont le reflet d'une diffusion accrue des connaissances naturalistes et d'une prise de conscience patrimoniale nouvelle, par la population comme par les acteurs locaux.

1.2 ... à la labellisation du premier Géoparc des Amériques

Si l'appropriation sociale du patrimoine naturel dans le Cariri s'effectue à un rythme très lent jusqu'à l'aube du XXI^e siècle, une nouvelle forme de reconnaissance institutionnelle s'est surimposée à la protection juridique avec la montée en puissance, depuis une quinzaine d'années, des labellisations. Basée sur des logiques de distinction institutionnelle avec une forte dimension normative (Bénos et Milian, 2013), la labellisation alimente le processus de patrimonialisation en structurant de nouvelles formes d'actions territoriales comme la promotion et le développement du tourisme durable, dont l'écotourisme est une des déclinaisons.

Les premières formes de labellisation du patrimoine naturel au Brésil apparaissent dès 1992 avec l'inscription par l'UNESCO de la *mata atlântica* comme « Réserve de Biosphère », dans le cadre du Programme sur l'Homme et la Biosphère (MAB). La Forêt Nationale d'Araripe, qui abrite l'un des derniers bastions préservés de la forêt atlantique dans le Nord-Est du Brésil, bénéficie directement du label puisqu'elle est entièrement intégrée dans le périmètre de la réserve, avec une zone « cœur » restreinte à la partie escarpée où persistent les derniers vestiges de *mata atlântica*, et une zone « tampon » étendue à l'ensemble de la forêt classée. La totalité de la région du Cariri est également inscrite dans le périmètre éclaté de la Réserve de Biosphère de la *Caatinga*, approuvée par l'UNESCO en 2001 : l'inscription plus tardive de ce biome résulte d'une mutation récente des représentations de la nature dans le *Sertão* brésilien, longtemps stigmatisé dans l'imaginaire géographique national comme un milieu inhospitalier soumis à des sécheresses catastrophiques (Maciel, 2013). Il s'avère que, depuis le milieu des années 1990, la pression sociale croissante des mouvements environnementaux d'une part, et les préoccupations naissantes autour du changement climatique, de la désertification et de l'agriculture durable d'autre part, ont contribué à déconstruire les préjugés sur la *Caatinga* et, plus largement, à favoriser les processus d'appropriation patrimoniale de la nature par les populations et les autorités locales, sous couvert de développement durable.

Toutefois, dans le cas de ces deux Réserves de Biosphère dont les trames territoriales se superposent dans la région du Cariri, la démarche de labellisation se trouve détachée de l'action territoriale et des acteurs locaux, notamment du fait qu'elle s'applique à de très vastes territoires (plusieurs dizaines de millions d'hectares dans les deux cas, répartis sur plusieurs États brésiliens). Si la reconnaissance internationale liée à l'obtention du label

« Réserve de Biosphère » a, certes, contribué à la prise de conscience patrimoniale de l'importance de ces deux biomes, force est de constater qu'elle n'a pas produit les effets escomptés en termes d'amélioration des conditions sociales, économiques et culturelles essentielles à la viabilité d'un développement local soutenable, singulièrement dans une région comme le Nordeste brésilien où de profondes difficultés socio-économiques s'ajoutent à de fortes contraintes environnementales et climatiques.

Apparu plus récemment au début des années 2000, le label « Géoparc » soutenu par l'UNESCO permet de distinguer un territoire internationalement reconnu pour son géopatrimoine, avec l'objectif de le préserver et de le valoriser dans une perspective de développement durable (Martini et Zouros, 2008). Complémentaire du label « Réserve de Biosphère » en couvrant le patrimoine abiotique, ce label trouve ses origines lors du premier symposium sur le patrimoine géologique qui s'est tenu en 1991 à Digne-les-Bains (France), et au cours duquel fut signée la « Déclaration internationale des droits de la mémoire de la Terre ». La reconnaissance scientifique du géopatrimoine au niveau international, sur un même plan que celle du biopatrimoine, a permis que s'établissent au cours de la décennie 1990 des coopérations transnationales envisageant la valorisation de ce nouveau type de patrimoine, en particulier à travers la promotion du géotourisme (Cayla, 2013). De ces coopérations est née progressivement l'idée de constituer un réseau de territoires labellisés, d'abord au niveau européen (*European Geoparks Network*, EGN, créé en 2000) puis rapidement étendu à l'échelle mondiale avec le soutien de l'UNESCO (*Global Geoparks Network*, GGN, créé en 2004). Depuis septembre 2015, le réseau mondial des Géoparcs regroupe 120 membres répartis dans 33 pays. À cette date, le Brésil ne compte qu'un seul représentant – le Géoparc Araripe, dans le Cariri du Ceará – et affiche de nombreux territoires prétendants (*Aspiring Geoparks*), un peu partout dans le reste du pays (Irazábal *et al.*, 2015).

Selon les critères établis par le GGN (UNESCO, 2014), un Géoparc doit être « *un territoire aux limites bien définies mais suffisamment étendu pour contribuer au développement économique local* ». Il doit comprendre « *un certain nombre de géosites* » présentant « *une importance particulière pour leur valeur scientifique, pour leur rareté, leur beauté ou leur valeur éducative* ». Pour candidater à l'obtention du label, l'importance du géopatrimoine doit être reconnue par les autorités scientifiques du territoire compétentes en la matière, et le projet de Géoparc doit être basé sur une forte implication des communautés locales. Dans la région du Cariri, la candidature du Géoparc Araripe (officiellement déposée en décembre 2005 auprès des instances de l'UNESCO) a été portée politiquement par le gouvernement de l'État du Ceará, tandis que la coordination scientifique du projet a été assurée par l'Université régionale du Cariri (URCA). Grâce à une mobilisation collective importante impliquant l'ensemble des acteurs locaux, la labellisation est devenue un objectif commun associé à un véritable projet de territoire autour de la valorisation de son géopatrimoine. Ainsi, le Géoparc Araripe est devenu membre officiel du GGN en 2006, ce qui en fait le premier Géoparc labellisé par l'UNESCO de tout le continent américain et sur l'ensemble de l'hémisphère sud.

2 Géopatrimoine et géotourisme : l'émergence d'un nouveau paradigme au service du développement régional

Après une importante vague de patrimonialisation de la nature vivante basée sur des politiques conservatoires durant toute la seconde moitié du XXe siècle, une nouvelle approche patrimoniale de la nature se dessine au tournant du XXIe siècle, qui prend désormais en compte la nature abiotique aussi bien pour ses valeurs scientifiques que pour ses fonctions économiques et socio-culturelles, en lien avec l'émergence des concepts de géopatrimoine et de géodiversité sur la scène internationale (Gray, 2004, 2008). Cette évolution est parfaitement perceptible au Brésil, et singulièrement dans le Cariri du Ceará, où le Géoparc Araripe constitue un exemple emblématique de cette nouvelle dialectique des rapports nature-sociétés, dans laquelle le géopatrimoine est désormais considéré comme une ressource territoriale à part entière pouvant contribuer directement au développement régional.

2.1 Le Géoparc Araripe et ses ressources géopatrimoniales : un réseau de géosites et de musées

Officiellement labellisé par l'UNESCO en septembre 2006 lors de la 2^{ème} Conférence Internationale des Géoparcs qui s'est tenue à Belfast (Irlande du Nord), le Géoparc Araripe est un territoire de 3441 km², situé dans le sud du Ceará au voisinage de la frontière avec l'État du Pernambuco (Fig. 1), dans un des bassins sédimentaires mésozoïques qui jalonnent la zone de rifting intracontinental Cariri-Potiguar (Matos, 1992). Il correspond aux territoires de six communes – Barbalha, Crato, Juazeiro do Norte, Missão Velha, Nova Olinda et Santana do Cariri – et a la particularité d'englober une aire urbaine de 450000 habitants à la croissance rapide (conurbation Crato-Juazeiro do Norte-Barbalha – triangle CRAJUBAR). Le géopatrimoine remarquable qui fait la renommée internationale de cette région est formé à la fois d'éléments *in situ* (i.e. géosites) et d'éléments *ex situ* (i.e. collections muséographiques ; Fig. 3). Avec une collection de plus de 6000 spécimens de fossiles et minéraux remarquables (troncs silicifiés, fossiles de plantes, insectes, poissons, dinosaures, ptérosaures...), le musée paléontologique de Santana do Cariri constitue le principal fonds patrimonial *ex situ* et ouvert au public, avec une moyenne de 2500 visiteurs/mois. Inauguré en 1988 et géré par l'Université régionale du Cariri, le musée a bénéficié d'importants travaux de rénovation entre 2008 et 2010, grâce aux soutiens financiers générés par l'obtention du label « Géoparc ». Il existe dans le Cariri d'autres musées de paléontologie, abritant des collections publiques ou privées de matériaux en provenance du Bassin Araripe : il s'agit du musée des fossiles de Crato (DNPM), qui sert aussi au stockage des saisies de contrebande avant redistribution à diverses institutions brésiliennes, du musée municipal de Jardim ou encore du musée privé de Casa Lima Botelho. Ensemble, ils constituent l'une des principales ressources géopatrimoniales du Cariri que le public peut venir visiter et découvrir, avec les géosites formant le patrimoine *in situ*.

Le projet de candidature au label « Géoparc » a engagé très tôt le territoire dans une démarche d'inventaire patrimonial (identification, évaluation et hiérarchisation des géosites), ayant conduit à un pré-inventaire de 59 sites choisis avant tout pour leur valeur scientifique (intérêt paléontologique, stratigraphique, hydrogéologique, géomorphologique, etc.). De cet inventaire initial coordonné par l'Université régionale du Cariri, une sélection de neuf géosites a finalement été retenue sur la base de critères complémentaires (intégrité du site, intérêt pédagogique, accessibilité, etc.) mais aussi en prenant en compte un certain nombre de valeurs patrimoniales dites « additionnelles » (Reynard *et al.*, 2007) dans une perspective d'aménagement et de mise en valeur pour le géotourisme (Tab. 2). Parmi ces attributs « additionnels », la valeur *esthétique* tient une importance primordiale dans la sélection des sites à potentiel géotouristique (part accordée à la contemplation à côté d'une nécessaire interprétation didactique). Sur les sites sélectionnés, la valeur *écologique* est souvent présente, singulièrement dans les secteurs du Géoparc classés en Forêt Nationale (Fig. 1), où les sites du géopatrimoine sont aussi des milieux remarquables pour la faune et la flore patrimoniales qu'ils abritent (ex : géosite « Riacho do Meio »). Enfin, une forte valeur *culturelle* (religieuse, historique ou préhistorique) est présente sur la plupart des géosites qui ont été sélectionnés pour une mise en valeur touristique, car elle constitue souvent un biais indirect permettant d'introduire au géopatrimoine. En effet, les liens sont nombreux entre patrimoine naturel abiotique et patrimoine culturel matériel ou immatériel, particulièrement sur les sites archéologiques (peintures rupestres, abris sous roche) et ceux empreints de mythes et de légendes indigènes associées aux reliefs pittoresques ou aux sources fertiles (en lien ici avec la civilisation disparue des Indiens Kariri). Le lien est également fort avec la religiosité contemporaine, comme en témoigne le géosite « Colina do Horto ». Censé représenter les roches les plus anciennes affleurant dans l'étendue du Géoparc (des granites du socle, âgés de 650 Ma), celui-ci a surtout été choisi parce qu'il est le lieu de grands pèlerinages annuels sur le sanctuaire dédié au Padre Cícero, alors même que son intérêt, d'ailleurs plus paysager et géomorphologique que géologique, reste peu évident, comme en témoigne l'absence d'indications précises à ce propos dans le récent livre consacré au Géoparc (Governo do Estado do Ceará, 2012, p.72-81).

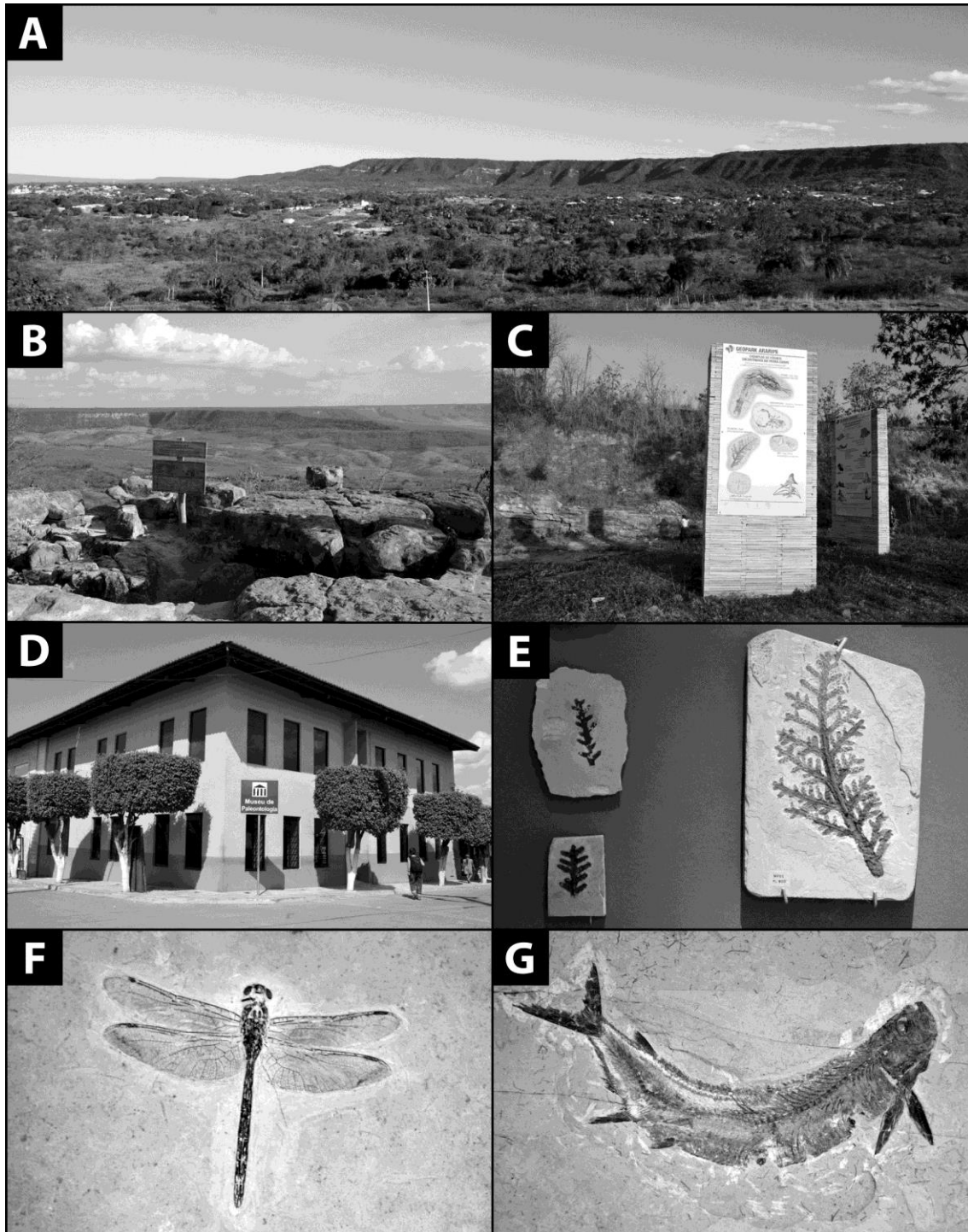


Fig. 3 Le Géoparc Araripe et ses ressources géopatrimoniales *in situ* et *ex situ*. A : vue panoramique sur l'escarpement oriental de la Chapada do Araripe au-dessus de Crato ; B : le géosite « Pontal de Santa Cruz » et son belvédère naturel (corniche de grès) au-dessus de de Santana do Cariri ; C : le géosite « Pedra do Cariri », une ancienne carrière de calcaire à plaquettes réhabilitée et équipée de panneaux d'interprétation didactique ; D : le Musée Paléontologique de Santana de Cariri (MPSC), abritant une collection de 6000 spécimens de fossiles et minéraux d'âge jurassique à crétacé ; E : plantes fossiles (*Brachyphyllum obesum* Heer, 1881), collection MPSC ; F : libellule fossile (*Cordulagomphus fenestratus* Carle & Wighton, 1990), collection MPSC ; G : poisson fossile d'eau douce (*Cladocyclus gardneri* Agassiz, 1841), collection MPSC. Photos : auteur.

Fig. 3 *In situ* and *ex situ* geoheritage in the Araripe Geopark. A: panoramic view on the eastern scarp of the Chapada do Araripe above the city of Crato; B: the "Pontal de Santa Cruz" geosite with its natural belvedere (sandstone cornice) above the depression of Santana do Cariri; C: the "Pedra do Cariri" geosite, a former limestone quarry recovered for geotouristic use; D: the Palaeontological Museum of Santana de Cariri (PMSC), housing of collection of 6,000 specimens of fossils and minerals of Jurassic to Cretaceous age; E: fossil plants (*Brachyphyllum obesum* Heer, 1881), collection PMSC; F: fossil dragonfly (*Cordulagomphus fenestratus* Carle & Wighton, 1990), collection PMSC; G: fossil fish (*Cladocyclus gardneri* Agassiz, 1841), collection PMSC. Photos: author.

Tab. 2 Valeurs scientifiques et additionnelles des géosites du Géoparc Araripe.*Tab. 2 Scientific and additional values of geosites in the Araripe Geopark.*

N°	Géosite	Municipalité	Valeur(s) scientifique(s)	Valeur(s) additionnelle(s)
1	Colina do Horto	Juazeiro do Norte	Intérêts <i>pétrographique</i> (affleurements granitiques) et <i>géomorphologique</i> (point de vue remarquable)	Valeurs <i>culturelle / religieuse</i> (site de pèlerinage : statue et musée du Padre Cícero) et <i>esthétique</i>
2	Cachoeira de Missão Velha	Missão Velha	Intérêts <i>hydrologique</i> (chute d'eau spectaculaire de 12 m) et <i>stratigraphique</i> (sédiments paléozoïques)	Valeurs <i>culturelle / historique</i> (site archéologique majeur : peintures rupestres) et <i>esthétique</i>
3	Floresta Petrificada do Cariri	Missão Velha	Intérêts <i>paléontologique</i> (forêt pétrifiée : troncs silicifiés de conifères) et <i>géomorphologique</i> (badlands)	Valeur <i>pédagogique</i> (site visité par les scolaires, sensibilisation et éducation aux géosciences)
4	Batateiras	Crato	Intérêts <i>paléontologique</i> (argiles bitumeuses fossilifères : ostracodes, poissons...) et <i>hydrologique</i> (cascades)	Valeurs <i>culturelle / historique</i> (légendes indigènes) et <i>écologique</i> (Parque Estadual Sítio Fundão)
5	Pedra do Cariri	Nova Olinda	Intérêt <i>paléontologique</i> (calcaires à plaquettes fossilifères : insectes, poissons d'eau douce, plantes...)	Valeur <i>pédagogique</i> (site visité par les scolaires, sensibilisation et éducation aux géosciences)
6	Parque dos Pterossauros	Nova Olinda	Intérêt <i>paléontologique</i> (concrétions carbonatées à contenu fossilifère : poissons d'eau douce, ptérosaures...)	Valeur <i>pédagogique</i> (site visité par les scolaires, sensibilisation et éducation aux géosciences)
7	Riacho do Meio	Barbalha	Intérêts <i>hydrogéologique</i> (sources karstiques) et <i>stratigraphique</i> (contact entre deux unités sédimentaires)	Valeurs <i>écologique</i> (Parque Ecológico : vestiges de <i>mata atlântica</i> , espèces endémiques) et <i>esthétique</i>
8	Ponte de Pedra	Nova Olinda	Intérêt <i>géomorphologique</i> (arche naturelle de grès dans un canyon façonné par des dynamiques fluviales)	Valeurs <i>culturelle / historique</i> (légendes indigènes ; site archéologique : peintures rupestres) et <i>esthétique</i>
9	Pontal da Santa Cruz	Santana do Cariri	Intérêt <i>géomorphologique</i> (point de vue remarquable) et <i>sédimentologique</i> (stratifications entrecroisées)	Valeurs <i>culturelle / religieuse</i> (chapelle São Bom Jesus das Oliveiras) et <i>esthétique</i>

Outre les objectifs de valorisation géotouristique, la reconnaissance et l'évaluation patrimoniale des sites, telles qu'effectuées par expertise scientifique au moment de l'inventaire, avaient aussi pour objectif d'identifier les besoins de protection, compte tenu de la vulnérabilité des sites et des menaces anthropiques internes ou externes auxquelles ils sont directement exposés. La conservation demeure ainsi un enjeu fort de la labellisation « Géoparc », et les autorités gérant le territoire et demandant le label doivent faire preuve d'exemplarité en matière de mesures de protection et de gestion conservatoire sur les géosites. C'est ainsi que, l'année même de l'obtention du label, le décret n°28.506 du 01/12/2006 a permis la protection intégrale de quatre géosites « sensibles » par le classement en *Monumento Natural*, le seul outil juridique permettant actuellement de protéger le patrimoine naturel abiotique par la loi au Brésil (Tab. 1). En complément de la protection réglementaire, des moyens de protection physique ont été mis en place sur certains sites, afin de protéger les affleurements fossilifères des intempéries et de l'érosion naturelle (cas du géosite « Parque dos Pterossauros », équipé d'une infrastructure partiellement couverte). Enfin, une autre forme de protection s'inscrit dans le processus même d'appropriation collective du patrimoine, à travers les actions éducatives menées par le Géoparc, visant à sensibiliser les citoyens et les décideurs sur l'importance de préserver cet héritage commun (voir section 3.2).

2.2 D'un écotourisme « réducteur » à un géotourisme « intégrateur » ?

Si les différentes politiques de protection et de conservation peuvent être utilisées comme de bons marqueurs des processus de reconnaissance (institutionnelle) des patrimoines biotiques et abiotiques, les stratégies et les étapes de la mise en tourisme constituent un autre indicateur pertinent pour analyser les processus d'appropriation patrimoniale par la population et les acteurs locaux. Dans le Cariri du Ceará comme dans le reste du Brésil, c'est d'abord l'écotourisme qui a été encouragé dans la foulée des mouvements environnementaux qui ont pris forme au milieu des années 1990 avec la vogue du développement durable (Fig. 2). Considéré comme une forme de « tourisme vert » consacrée à la découverte d'espaces protégés et à l'observation privilégiée de la faune et de la flore, dans des conditions respectueuses de l'environnement (Da Lage et Métaillé, 2015), l'écotourisme, et les stratégies locales de promotion du biopatrimoine, ont surtout émergé avec la création en 1997 de l'APA de la Chapada do Araripe, dont les principes de durabilité s'accordent parfaitement avec les fondements et les pratiques de l'écotourisme (Buckley, 2009). Ces dernières se sont concrétisées par la mise en place et l'aménagement de *trails* ou *trilhas* écologiques, pédestres ou cyclables (273 km au total : la plus grande longueur de ce type d'équipement au Brésil) et de sentiers d'interprétation botanique, dans les parcs et réserves d'initiatives publiques et privées, accompagnés ou non de visites guidées. La pratique de l'écotourisme demeure également adaptée dans l'aire protégée de la Forêt Nationale d'Araripe, au sein de laquelle les activités touristiques sont autorisées à condition de respecter les équilibres naturels et la durabilité des ressources forestières. Malgré les prémices d'une offre écotouristique organisée dans le Cariri du Ceará, ce type de pratique est longtemps resté et reste encore largement – face à l'attraction des sites littoraux de tourisme de masse – un tourisme de niche, presque confidentiel, et centré exclusivement sur la valorisation du biopatrimoine et de la biodiversité.

Le changement majeur dans le processus de valorisation patrimoniale intervient en 2006 avec la labellisation du Géoparc, qui promeut désormais le géotourisme dans une vision holistique intégrant non seulement la nature abiotique, mais aussi les éléments biotiques et culturels. En effet, bien que centrée sur la valorisation du géopatrimoine, le géotourisme apparaît comme une forme de tourisme durable et une composante du tourisme culturel, que certains auteurs considèrent comme plus large et plus englobante que l'écotourisme (Dowling, 2013). Loin de se limiter à un tourisme de nature, il intègre aussi des formes de valorisation patrimoniale et culturelle autour de sites urbains (cas du géosite « Colina do Horto », dans un hameau de Juazeiro do Norte), de sites anthropiques (cas du géosite « Pedra do Cariri », une ancienne carrière de calcaire à plaquettes réaménagée) ainsi que d'objets *ex situ* (musées de paléontologie). Sur chacun des géosites, des panneaux interprétatifs ont été installés et fournissent des explications didactiques tant sur la géologie et la formation des paysages, que sur les aspects biologiques (faune-flore) et culturels (passés et actuels) des sites (Fig. 3). Les guides-animateurs touristiques du Géoparc (une douzaine actuellement) ont reçu des formations en sciences de la Terre dans le cadre des missions de la SENAC (*Serviço Nacional de Aprendizagem Comercial do Ceará*) et un manuel opérationnel – ou guide de bonnes pratiques – a été rédigé sur le géotourisme et la médiation en géosciences dans le Cariri (Lacerda, 2011).

Depuis déjà 10 ans, l'établissement d'une stratégie de développement géotouristique, partagée par l'ensemble des acteurs locaux et ancrée sur le territoire du Géoparc, a servi de levier de développement régional, grâce aux partenariats noués avec les entreprises locales et à un mouvement encore peu chiffrable de création d'emplois dans les domaines de l'écotourisme ou du tourisme d'aventure (trois entreprises ou associations de guides), de l'hôtellerie et du logement chez l'habitant (établissements partenaires du Géoparc : IU-A, à Juazeiro do Norte ; Brisa da Serra, à Crato ; Arajara Park, à Barbalha ; Fondation Casa Grande, à Nova Olinda), de la restauration, de la location de vélos (cinq boutiques à Crato), de l'artisanat (avec la vente de produits locaux : deux artisans à Nova Olinda, dont l'artisan du cuir Selero Espedito, de réputation nationale, devenu un véritable emblème du Géoparc), etc.

Les effets économiques et sociologiques de ce développement géotouristique restent toutefois à mesurer précisément, bien qu'on puisse déjà disposer de quelques indicateurs chiffrés. Ainsi, en 2015, le siège du Géoparc a reçu la visite de 7000 personnes environ, et le CIA (*Centro de Interpretação e educação Ambiental*), plus de 10000.

Sur ce nombre, on compte une forte proportion de public scolaire venu de tout le Ceará mais aussi d'autres États brésiliens, comme c'est également le cas pour le Musée paléontologique de Santana do Cariri, qui a reçu 29571 personnes en 2015, dont 115 étrangers. Trois expositions réalisées à Juazeiro do Norte la même année ont attiré 15000 visiteurs au total, dont 8000 pour celle du Shopping Cariri. Quant à la fréquentation des géosites, elle est encore mal quantifiée.

Quoi qu'il en soit, l'intégration du Cariri dans certains circuits touristiques du Ceará et du Nordeste fait aujourd'hui du Géoparc Araripe une destination géotouristique majeure à l'échelle du Brésil, dont la visibilité est garantie par le label de l'UNESCO récemment reconduit (revalidation en 2014). Toutefois, elle reste minoritaire et encore assez confidentielle à l'échelle de la région Nordeste, où le tourisme est avant tout balnéaire.

3 Difficultés, enjeux et perspectives d'un développement territorial durable dans le Cariri du Ceará

3.1 Difficultés de gestion territoriale et problèmes environnementaux

Malgré les bénéfices socio-économiques – encore discrets – engendrés par la labellisation « Géoparc », plusieurs difficultés structurelles semblent persistantes et pourraient remettre en cause, à court ou moyen terme, le maintien du label, et donc la durabilité du développement régional. L'une des principales difficultés réside dans l'absence de contrôle du respect de la réglementation et des aires de protection environnementale. Bien qu'il existe au Brésil une législation portant sur la protection des fossiles, force est de constater que la collecte illégale et le pillage des spécimens sur les géosites se poursuivent aujourd'hui encore et constituent un facteur majeur de dégradation et de destruction du patrimoine paléontologique dans le Cariri (Vilas-Boas *et al.*, 2012). Le DNPM (Département National de la Production Minérale) est l'institution fédérale chargée de contrôler l'application de la réglementation sur les sites fossilifères, de délivrer des autorisations spéciales pour la collecte de fossiles dans le cadre de recherches scientifiques et de gérer (stockage, répartition) le produit des saisies effectuées dans le cadre de la répression des trafics. Néanmoins, en raison du manque de personnel et d'une zone d'intervention étendue à l'ensemble du Brésil (8,5 millions de km², deux fois l'Union Européenne), les actions du DNPM s'avèrent bien souvent insuffisantes pour empêcher la collecte illégale de fossiles.

Outre le pillage et le trafic des fossiles, de nombreux problèmes environnementaux découlent de l'absence de contrôle et de respect des normes environnementales, dans le Géoparc comme dans l'ensemble des aires protégées. La réalité des déboisements dans l'escarpement et son piémont, et la destruction de la forêt ripicole (*mata ciliar*) le long des cours d'eau, concourent non seulement à des pertes significatives de biodiversité, mais seraient aussi responsables de phénomènes localisés de ravinements et de mouvements de terrain affectant les infrastructures urbaines et rurales de la région (Magalhães et Peulvast, 2013). L'absence de planification urbaine et environnementale à l'échelle métropolitaine a également conduit à des formes d'occupation illégale de l'espace et à une exploitation anarchique des ressources hydriques (captage illégal de sources pour l'irrigation ou la consommation individuelle), dans une région où l'urbanisation galopante conduit à une augmentation rapide du taux d'imperméabilisation des sols aux dépens d'espaces ruraux et naturels. Parmi les trois villes principales de la région du Cariri (Crato, Juazeiro do Norte, Barbalha), la ville de Crato (120000 habitants) est celle dont l'expansion urbaine en direction de l'escarpement menace le plus directement le biopatrimoine remarquable associé aux derniers vestiges de *mata atlântica* présents dans la région. S'y ajoute aujourd'hui l'impact de la construction du canal de transposition des eaux du São Francisco vers le bassin du Rio Salgado, qui a déjà traversé la commune de Barbalha et atteint actuellement celle de Crato.

Enfin, la pollution des sites et les problèmes de contamination des sols et des eaux constituent sans doute l'un des dommages environnementaux les plus manifestes et les plus préjudiciables en termes d'image pour le Géoparc.

Les rejets d'eaux usées et de résidus solides (domestiques, industriels) dans les cours d'eau causent non seulement une grave pollution à l'origine du mauvais état écologique des rivières, mais peuvent aussi avoir des conséquences très graves pour la santé humaine, justifiant par exemple l'abandon d'anciennes installations balnéaires comme celles qui avaient jadis été construites sur le Rio Salgado, immédiatement à l'amont de la cascade de Missão Velha. De nombreux efforts restent à faire, qui passent notamment par des actions de sensibilisation et d'éducation à l'environnement auprès des différentes catégories de la population et des acteurs locaux.

3.2 Enjeux et perspectives en matière d'éducation à l'environnement

L'une des clés d'un développement territorial durable dans le Cariri du Ceará passe probablement par le renforcement et l'élargissement des actions éducatives, visant à aider le grand public et la population locale, encore inégalement sensibilisée (voir les résultats de l'enquête récemment réalisée sur ce thème à Santana do Cariri : Castro *et al.*, 2015) à prendre conscience de l'importance de préserver le géopatrimoine et, plus largement, le patrimoine naturel et culturel de la région. Considérée comme l'un des trois piliers de la démarche Géoparc avec les objectifs de conservation et de développement du géotourisme (Martini et Zouros, 2008), la composante éducative s'adresse à tous les types de publics, des enfants scolarisés aux enseignants, et des acteurs économiques ou politiques aux habitants.

Pour accomplir cet objectif, le Géoparc Araripe dispose depuis 2010 d'un centre permanent d'éducation et d'interprétation environnementales (CIA), basé à Crato à proximité du siège du Géoparc. Dans ce centre, des activités pédagogiques sont notamment proposées pour les scolaires à tous les niveaux, et des visites sont organisées en collaboration avec les enseignants sur les géosites. Une mallette pédagogique à base de moulages de fossiles a été conçue et réalisée en partenariat avec le DNPM, pour une mise à disposition des enseignants. L'un des objectifs de ces opérations consiste à sensibiliser les plus jeunes à l'importance de préserver le patrimoine paléontologique, notamment dans la lutte contre le pillage et le trafic marchand des fossiles. Des actions de sensibilisation sont également menées auprès des compagnies minières et des professionnels de l'industrie des carrières, toujours en partenariat avec le DNPM, car de nombreux gisements fossilifères sont directement détruits par l'activité extractive, quand ce ne sont pas les ouvriers des carrières qui récupèrent les fossiles pour alimenter le trafic marchand illégal (Vilas-Boas *et al.*, 2012). Ces actions sont d'autant plus importantes que l'exploitation artisanale et industrielle des carrières reste une activité traditionnelle de première importance pour l'économie locale (carrières d'argile pour les industries céramiques, carrières de calcaire et de gypse pour l'industrie du bâtiment), nécessitant la recherche constante de compromis entre conservation patrimoniale et développement économique.

Parallèlement à un effort important de sensibilisation aux géosciences à travers les objectifs de préservation du patrimoine paléontologique, le Géoparc est aussi impliqué dans des actions plus larges d'éducation socio-environnementale, ciblées sur la conservation de la biodiversité et du riche patrimoine culturel de la région (notamment le patrimoine archéologique, lié aux traces d'occupation ancienne des Indiens Kariri). Grâce au rôle pivot joué par la structure du Géoparc dans ce domaine, aux côtés de fondations privées comme la Fondation Casa Grande (Nova Olinda), il nous semble que les perspectives en matière d'éducation à l'environnement pourraient aujourd'hui être étendues à des actions de sensibilisation autour de deux questions socio-environnementales de premier plan dans le Cariri du Ceará : (1) la question de la pollution des sols et des eaux, compte tenu des conséquences très graves que les problèmes de contamination liés aux polluants d'origine domestique ou industrielle engendrent sur l'environnement et la santé humaine ; (2) la question des aléas et risques naturels, du fait de l'absence de culture locale du risque, alors que plusieurs aléas menacent directement les zones urbanisées et que des catastrophes liées aux crues soudaines affectent régulièrement les villes du piémont, comme cela a été montré sur la première décennie du XXI^e siècle (Magalhães et Peulvast, 2013).

Sur ce dernier point, l'enjeu est particulièrement important car la faible conscience du risque, chez les habitants comme parmi les acteurs locaux (Magalhães, 2014), rend le territoire fortement vulnérable face au risque de

catastrophe naturelle, alors que la protection des biens et des personnes devrait constituer une priorité de l'action territoriale. Bien qu'aucune catastrophe meurtrière ou de grande ampleur n'ait été recensée au cours de la période récente ou même historique, plusieurs crues dévastatrices ont affecté les quartiers bas des villes de Crato et Barbalha, presque tous les ans depuis 2002 (Magalhães et Peulvast, 2013). À l'amont, les quartiers proches de la Chapada sont exposés aux risques liés aux grands mouvements de masse (glissements de terrain, coulées de débris), plus rares mais potentiellement plus dangereux encore, pouvant affecter l'escarpement et son piémont de plus en plus urbanisé (Peulvast *et al.*, 2011).

La structure de Géoparc pourrait jouer là un rôle moteur dans le domaine de la prévention de ces risques naturels largement négligés quand ils ne sont pas totalement ignorés par la population comme par les autorités locales. Ce type d'action serait d'autant plus pertinent que le GGN (*Global Geoparks Network*) encourage depuis quelques années les membres de son réseau à utiliser les Géoparks pour sensibiliser les populations à la réduction des risques naturels. Alors que les mesures techniques de réponse aux crises de type *top-down* ont rarement prouvé leur efficacité dans le cas des inondations récurrentes qui affectent la région (cf. travaux de réparation inefficaces ou malencontreux du canal de béton après chaque crue dans le centre-ville de Crato : Magalhães, 2014), une démarche participative de type *bottom-up*, impliquant davantage les communautés locales à travers les actions éducatives menées par le Géoparc, pourrait contribuer à donner des éléments concrets pour développer une culture ou une conscience du risque.

Conclusion

La reconstitution des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará a révélé une reconnaissance institutionnelle précoce – à l'échelle du continent sud-américain – des patrimoines biotiques et abiotiques, ce qui en fait un territoire pionnier et d'expérimentation dans ces domaines au Brésil. Comme de nombreux Géoparks mondiaux, celui d'Araripe s'est appuyé sur des espaces protégés préexistants (Forêt Nationale, APA) et initialement basés sur la gestion durable des ressources vivantes, ce qui a nécessité *a posteriori* le renforcement du dispositif juridique avec la création de plusieurs périmètres de protection intégrale adaptés à la conservation du patrimoine géologique. Annonceur de trajectoires nouvelles qui se mettent en place au Brésil, comme le montrent les nombreuses déclarations de candidature récentes à l'obtention du label Géoparc (Irazábal *et al.*, 2015), l'exemple du Cariri permet aussi d'illustrer la tension complexe qui existe entre conservation et développement dans la gestion des ressources bio- et géopatrimoniales. En témoignent les difficultés patentes de gestion territoriale depuis l'obtention du label en 2006, et les graves problèmes environnementaux (pollution, déforestation, exploitation anarchique des ressources hydriques, urbanisation incontrôlée, etc.) qui menacent la durabilité des ressources patrimoniales à moyen terme, et la reconduction du label de l'UNESCO à plus court terme. Face à de tels enjeux, la poursuite et l'élargissement des actions en matière d'éducation à l'environnement semblent pouvoir apporter des réponses concrètes, aussi bien dans la lutte contre le pillage et le trafic des fossiles, que dans la prévention de risques naturels et sanitaires largement négligés ou ignorés jusqu'ici.

Bibliographie

- Bénos, R., Milian, J. (2013), « Conservation, valorisation, labellisation : la mise en patrimoine des hauts-lieux pyrénéens et les recompositions de l'action territoriale », *VertigO* [en ligne], Hors-série 16, URL : <http://vertigo.revues.org/13631>
- Bétard, F., Peulvast, J.-P., Magalhães, A.O. (2011), « Biodiversité, géodiversité et enjeux de leur conservation dans les montagnes humides du Nordeste brésilien », *Bulletin de l'Association de Géographes Français – Géographies*, vol. 88, n°1, p. 17-26.

- Blandin, P. (2009), *De la protection de la nature au pilotage de la biodiversité*. Ed. Quae, Versailles, 124 p.
- Buckley, R. (2009), *Ecotourism: Principles and practices*. Cambridge University Press, Cambridge, 384 p.
- Castro, A.R.S.F., Mansur, K.L., Carvalho, I.S. (2015), « Diagnóstico da relação da comunidade com o patrimônio geológico por meio do instrumento de coleta de dados », *Terræ Didactica*, 11(3), p. 162-172.
- Cavalcante, A. (2005), « Jardins suspensos no Sertão », *Scientific American Brasil*, n°32, p. 69-73.
- Cayla, N. (2013), « Des géopatrimoines au géotourisme. La constitution d'une offre spécialisée », *Espaces*, n°315, p. 72-79.
- Conto, R.G. (2004), *Atlas de conservação da natureza brasileira. Unidades federais*. Metalivros, São Paulo, 336 p.
- Da Lage A., Métaillé G. (coord) (2015), *Dictionnaire de biogéographie végétale. Nouvelle édition encyclopédique et critique*, Paris, CNRS Editions, 962 p.
- Dowling, R.K. (2011), « Geotourism's Global Growth », *Geoheritage*, n°3, p. 1-13.
- Farsani, N.B., Coelho, C., Costa, C. (2011), « Geotourism and geoparks as novel strategies for socio-economic development in rural areas », *International Journal of Tourism Research*, vol. 13 p. 8-81.
- Gauchon, C. (2002), « Les sites naturels classés entre 1906 et 1930 dans les Alpes du Nord : entre tourisme et protection, bilan et actualité », *Revue de Géographie Alpine*, vol. 90, n°2, p. 15-31.
- Governo do Estado do Ceará (2012), *Geopark Araripe: Historias da Terra, do meio ambiente e da cultura*. Governo do Estado do Ceará, Secretaria das Cidades, Projeto Cidades do Ceará-Cariri Central, Crato, 167 p.
- Gray, J.M. (2004), *Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature*, Wiley, Chichester, 434 p.
- Gray, J.M. (2008), « Geoheritage 1. Geodiversity: a new paradigm for valuing and conserving geoheritage », *Geoscience Canada*, vol. 35, n°2, p. 51-59.
- Herzog, H., Sales, A., Hillmer, G. (2008), *The UNESCO Araripe Geopark: A Short Story of the Evolution of Life, Rocks and Continents*, Fortaleza, Expressão Gráfica e Editora, 71 p.
- Irazábal, D., Gorfinkiel, D., Rivas, P. (2015), *Towards the Latin American and the Caribbean Geoparks Network. Preliminary document*. 1st Geoparks Symposium, Arequipa, 14-15 juillet 2015, 16 p.
- Lacerda, L.S. (2011), *Manual Operacional - Geoturismo - Ecoturismo - Turismo Cultural*. Geopark Araripe, Crato.
- Maciel, C.A.A. (2013), « Patrimonialisation du biome de la Caatinga : imaginaires paysagers en changement dans le semi-aride brésilien », *Vertigo* [En ligne], Hors-série 16, URL : <http://vertigo.revues.org/13660>
- Magalhães, A.O. (2014), « Crues éclair et inondations urbaines dans le sertão du Nordeste brésilien (Rio Grangeiro, Crato, Ceará) : perception et gestion d'un risque naturel méconnu », *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, vol. 91, n°3, p. 257-275.
- Magalhães, A.O., Peulvast, J.P. (2013), « Aléas et risques naturels dans l'intérieur semi-aride du Nordeste brésilien : la crue-éclair du Rio Grangeiro (Crato, Ceará) du 28 janvier 2011 », *EchoGéo* [En ligne], vol. 26, URL : <http://echogeo.revues.org/13596>
- Marchese, C. (2015), « Biodiversity hotspots: A shortcut for a more complicated concept », *Global Ecology and Conservation*, vol. 3, p. 297-309.
- Maris, V. (2014), *Nature à vendre. Les limites des services écosystémiques*. Ed. Quae, Versailles, 96 p.

Martill, D.M., Bechly, G., Loveridge, R.F. (2007), *The Crato Fossil Beds of Brazil: Window into an Ancient World*, Cambridge, Cambridge University Press, 624 p.

Martini, G., Zouros, N. (2008), « Geoparks... A vision for the future », *Géosciences*, n° 7-8, p. 182-189.

Matos, R.M.D. (1992), « The Northeast Brazilian rift system », *Tectonics*, vol. 11, p. 766-791.

Mello Leitão, C. (1941), *História das explorações científicas no Brasil*. São Paulo, Rio de Janeiro, Recife e Porto Alegre, Companhia Editora Nacional, 360 p.

Myers, N., Mittermeier, R.A., Mittermeier, C.G., da Fonseca, G.A.B., Kent, J. (2000), « Biodiversity hotspots for conservation priorities », *Nature*, vol. 403, p. 853-858

Peulvast, J.P., Bétard, F., Magalhães, A.O. (2011), « Scarp morphology and identification of large-scale mass movements in tropical tablelands: the eastern Araripe basin (Ceará, Brazil) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°1, p. 33-52.

Portal, C. (2013), « Trajectoires culturelles des géomorphosites ou comment rendre visible le « relief-géogramme ». Réflexions méthodologiques pour une géomorphologie culturelle des sites géomorphologiques », *Géocarrefour*, vol. 87, n°3-4, p. 187-198.

Reynard, E., Fontanta, G., Kozlik, L., Scapozza, C. (2007), « A method for assessing “scientific” and “additional values” of geomorphosites », *Geographica Helvetica*, vol. 62, n°3, p. 148-158.

UNESCO (2014), *Guidelines and criteria for national geoparks seeking UNESCO's assistance to join the Global Geoparks Network (GGN)*. UNESCO/GGN, Paris, 13 p.

Vilas-Boas, M., Lima, F., Brilha, J. (2012), « Conservation of the palaeontological heritage of Araripe Geopark (Ceará, Brazil): threats and possible solutions », *Geologia dell'Ambiente*, n°3, p. 87-88.

Article soumis le 8 avril 2016, accepté le 30 janvier 2017.

[15] **BÉTARD F., PEULVAST J.-P., MAGALHÃES A.O., CARVALHO NETA M.L., FREITAS F.I. (2017) – Araripe Basin: A Major Geodiversity Hotspot in Brazil. *Geoheritage*, DOI: 10.1007/s12371-017-0232-5.**

Cet article s'insère dans un numéro spécial de la revue internationale *Geoheritage*, intitulé "*Geodiversity and Geoheritage: Crossing Disciplines and Approaches*", où sont rassemblées diverses contributions de la session éponyme de l'EGU 2016 organisée par les Working Groups IAG "*Geomorphosites*" et "*Landform assessment for Geodiversity*", avec le soutien de ProGEO (Association Européenne pour la Conservation du Patrimoine Géologique). L'origine de cette publication remonte donc à avril 2016, lorsque je décidai de participer au congrès EGU de Vienne pour y présenter le concept de *Geodiversity Hotspot* (« zone critique » de la géodiversité) et son application possible dans le domaine de la géoconservation. Lors de cette présentation orale, le cas particulier du Bassin Araripe fut largement développé comme exemple démonstratif de ce qui doit être considéré comme un « hotspot », c'est-à-dire une zone où le croisement entre de fortes valeurs de géodiversité et une pression anthropique croissante à l'origine de dégradations et de menaces sérieuses conduit à définir des enjeux de conservation prioritaires.

Les développements méthodologiques par approche SIG pour quantifier et cartographier les « hotspots » étant réservés à une autre publication en chantier [Bétard et Peulvast, en préparation], le choix a donc été fait de soumettre un article centré sur le Bassin Araripe où nous pouvions nous appuyer sur de nombreuses données et observations de terrain, en proposant une évaluation qualitative de la géodiversité et de ses menaces comme prérequis indispensable à une évaluation quantitative ultérieure. Dans cette perspective, l'analyse spatiale et purement qualitative de la géodiversité a été effectuée selon une partition en quatre composantes principales, à savoir les diversités *géologique*, *géomorphologique*, *pédologique* et *hydrologique*. Si le développement sur la diversité géologique (roches, minéraux, fossiles) résulte pour l'essentiel d'une compilation des travaux géoscientifiques les plus récents, la description originale (*i.e.* inédite) des trois autres composantes dérive directement des résultats de nos recherches de fond dans cette région.

Travail collaboratif, l'article associe chercheurs français et brésiliens actuellement investis dans la recherche fondamentale et appliquée en géosciences sur le Bassin Araripe. Aux co-auteurs déjà cités dans l'article précédent [14] s'ajoute le nom de Maria de Lourdes Carvalho Neta (Université Régionale du Cariri), qui a débuté en 2015 une thèse sur le Géoparc Araripe, en développant une approche géomorphologique du paysage appliquée à des problématiques de conservation de la géodiversité (doctorat « sandwich » entre l'Université Fédérale du Pernambouco et l'Université Paris Diderot où je suis le co-encadrant). Compte tenu des dégradations effectives et des menaces qui pèsent sur les différentes composantes de la géodiversité, l'article explore les pistes d'amélioration possible et les solutions durables, tant dans le domaine de la géoconservation que dans celui de l'éducation à l'environnement. Sur ce dernier point, l'un des principaux défis demeure l'intégration d'une politique préventive des risques naturels (crues-éclair, glissements de terrain) et sanitaires (pollution des sols et des eaux) dans le champ des actions éducatives menées par le Géoparc, une démarche à laquelle contribue directement la thèse d'A.O. Magalhães.



Araripe Basin: A Major Geodiversity Hotspot in Brazil

François Bétard¹ · Jean-Pierre Peulvast² · Alexandra de Oliveira Magalhães³ · Maria de Lourdes Carvalho Neta³ · Francisco Idalecio de Freitas⁴

Received: 28 September 2016 / Accepted: 3 May 2017
© The European Association for Conservation of the Geological Heritage 2017

Abstract In addition to a Fossil-Lagerstätte of international significance for the Lower Cretaceous, the Araripe basin is one of the richest and most threatened reservoirs of geodiversity in Brazil. Far from being limited to its palaeontological heritage, the major importance of geodiversity in the Araripe region is also related to high levels of geomorphodiversity, pedodiversity, and hydrodiversity, as evidenced by recent research. However, numerous threats and severe damages were identified in the field, affecting all the components of the abiotic nature. As a major geodiversity hotspot, the Araripe basin requires greater attention along with an urgent need for conservation in areas without adapted protection tools. The creation of the Araripe UNESCO

Global Geopark in 2006 was a crucial step toward geodiversity conservation, but its present borders are far from covering the Araripe basin as a whole. This implies the search for new solutions or alternatives, mainly in the field of geoeducation, to raise geodiversity awareness among the municipal authorities as well as the local population, in a predominantly rural region today affected by rapid and poorly planned urban growth.

Keywords Geodiversity · Geomorphodiversity · Pedodiversity · Hydrodiversity · Geopark · Araripe · Brazil

Introduction

Situated at the border between the states of Ceará, Pernambuco, and Piauí (northeastern Brazil), the Araripe basin is world famous for its palaeontological heritage that exhibits abundant and diverse fossil records of Early Cretaceous age (Martill et al. 2007), promoting a part of the basin as the first UNESCO Geopark of the Americas and the Southern Hemisphere (Araripe Geopark; Herzog et al. 2008). Its worldwide recognition is mainly due to the exceptional state of preservation of faunal and floral fossil assemblages occurring in the Crato and Romualdo members of the Santana Formation (108–92 Myr), a stratigraphic unit internationally designated as a Conservation Lagerstätte of high significance for the Lower Cretaceous (Martill 1993, 2007). Such a rich palaeontological heritage and associated palaeobiodiversity makes the Araripe basin a high place of Brazilian geodiversity (Silva 2008). However, recent studies on landforms, soils, and landscape evolution of the Araripe basin and surroundings (Bétard et al. 2005; Magalhães et al. 2010; Peulvast et al. 2011; Peulvast and Bétard 2015a, 2015b) have revealed that the regional geodiversity is far from being limited to its palaeontological portion. According to the commonly used definition by Gray (2013), geodiversity

✉ François Bétard
francois.betard@univ-paris-diderot.fr

Jean-Pierre Peulvast
jean-pierre.peulvast@wanadoo.fr

Alexandra de Oliveira Magalhães
alexandra_oliveiramagalhaes@yahoo.com.br

Maria de Lourdes Carvalho Neta
carvalhoneta@gmail.com

Francisco Idalecio de Freitas
idaleciocrato@gmail.com

¹ Université Paris-Diderot, UMR CNRS 8586 PRODIG, case courrier 7001, 75205 Paris cedex 13, France

² Université Paris-Sorbonne, 191 rue Saint-Jacques, 75005 Paris, France

³ Universidade Regional do Cariri (URCA), Laboratório de Análise Geoambiental, LAGEO, Rua Coronel Antônio Luiz 1161, Crato, Ceará 63105-000, Brazil

⁴ Araripe UNESCO Global Geopark, Carolino Sucupira, s/n - Pimenta, Crato, Ceará 63105-000, Brazil

encompasses “the natural range (diversity) of geological (rocks, minerals, fossils), geomorphological (landforms, topography, physical processes), soil and hydrological features,” thus extending the geodiversity concept to the whole abiotic nature. In fact, the great diversity of landforms (morphostructural patterns, palaeolandforms, landslide deposits and processes...), soils (diversity of pedotaxa, palaeosoils, and pedogenic processes), and hydrological features (karstic springs, waterfalls, etc.) contribute to the high geodiversity of the Araripe region, both intrinsically and extrinsically.

Considering the numerous threats that today affect geodiversity in this developing region, and as a parallel to biodiversity hotspots (Myers et al. 2000), we consider in this paper the Araripe basin as a major “geodiversity hotspot” at a global scale—i.e., a geographic area that harbors very high levels of geodiversity while being threatened by human activities (Bétard 2016). The different threats identified in the area do not only affect the palaeontological heritage (Vilas-Boas et al. 2012), but all the elements of geodiversity (e.g., landforms, soils, and waters), and makes necessary to carry out an integrated assessment of geodiversity and a precise identification of the threats that endanger it, for a further integration into geoconservation strategies. With these issues and challenges in mind, the aims of this paper are (1) to reevaluate the geodiversity in the Araripe basin beyond the perimeter of the Geopark by taking into account all the components of abiotic nature, in the light of recent geomorphological, pedological, and hydrological data; and (2) to identify the current and potential threats to regional geodiversity and to propose sustainable solutions adapted to the economic and socio-educational context of interior northeast Brazil.

The Araripe Basin: A World Geoheritage Area

Geographical and Geological Setting

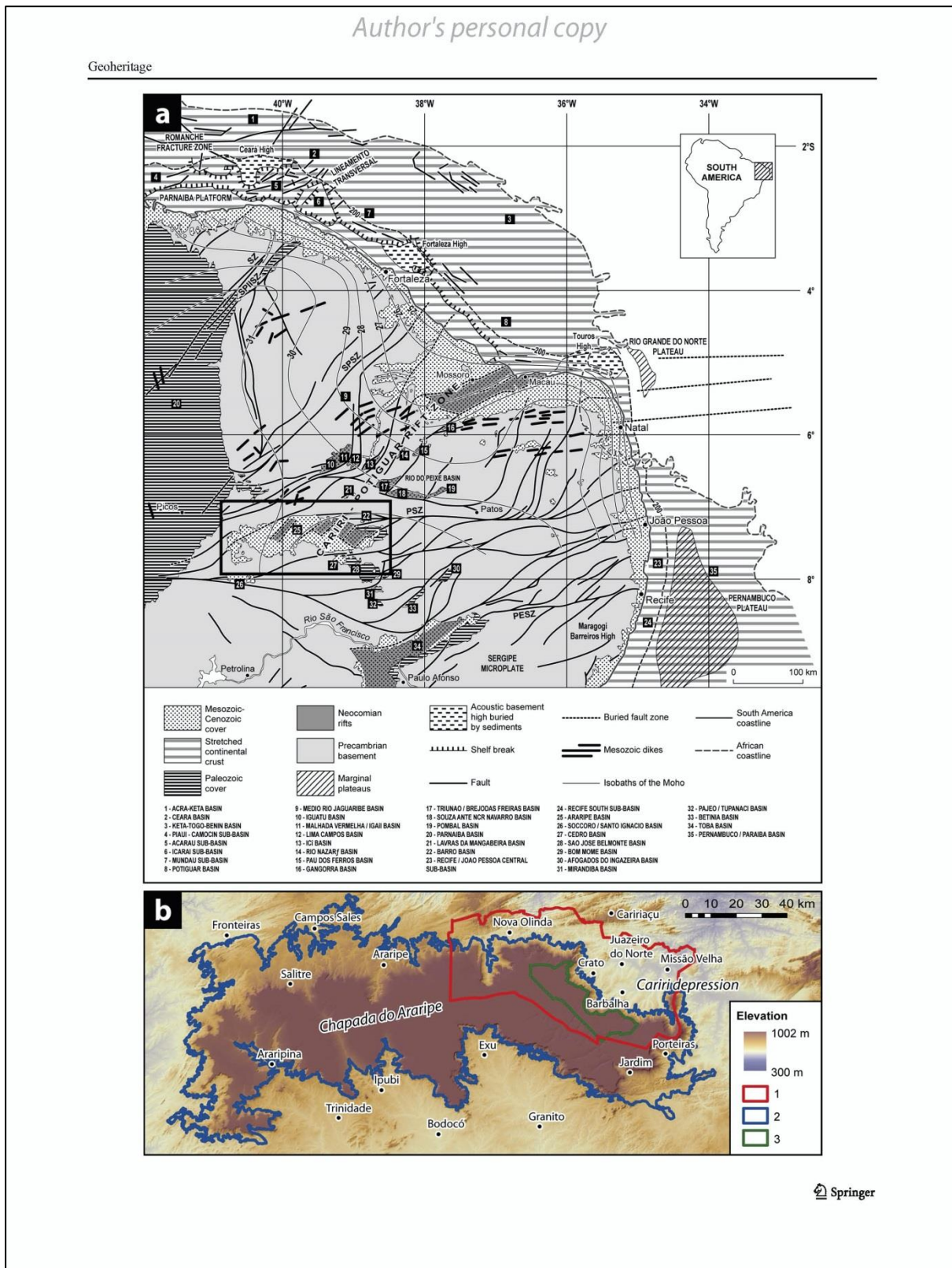
Together with other basins of northeast Brazil (Potiguar, Tucano–Jatobá–Reconçavo), the Araripe sedimentary basin belongs to a system of intracratonic rift structures formed during the Early Cretaceous as a result of the separation process between Africa and South America (Matos 1992; Valença et al. 2003; Fig. 1a). More precisely, the Araripe basin lies at the SW end of the Cariri–Potiguar rift zone which forms a wide and discontinuous series of NE–SW basins and half-grabens locally buried by remains of a post-rift sedimentary cover and intersected to the NE by the Equatorial Atlantic transform margin (Matos 2000; Nemčok 2016). Situated at the boundary between the Jaguaribe, Parnaíba, and São Francisco watersheds, the Araripe basin topographically straddles a high plateau (900–1000 m a.s.l.)—the Chapada do Araripe—overlooking the peripheral depressions of the Cariri Valley and the wider Sertão plain via a scalloped pattern

Fig. 1 Location of the Araripe basin geodiversity hotspot in northeastern Brazil. **a** Structural map of the Borborema province, showing the pre-, syn-, and post-rift structures along the Cariri–Potiguar rift zone. Compiled from Matos (1992, 2000) and Valença et al. (2003). *Rectangle* locates **(b)**. **b** SRTM-derived relief map of the Araripe basin, showing the main perimeters of protection areas. 1 Araripe UNESCO Global Geopark, 2 APA (Área de Proteção Ambiental da Chapada do Araripe), 3 FLONA (Floresta Nacional do Araripe)

of high cuesta-like scarps and glints (Peulvast and Bétard 2015a; Fig. 1b). Drawing a flat topographic surface gently inclined westward, the Chapada is capped by a slab of massive red sandstones of Albian/Cenomanian age (Exu Formation) which represent the final post-rift depositional stages of the basin (Baudin and Berthou 1996).

At the base of the sedimentary basin, the Araripe rift is divided into two sub-basins separated by a large crystalline horst. Inside, numerous NE–SW grabens filled by rift sediments are separated by minor horsts, transfer faults, and/or accommodation zones formed along preexisting Neoproterozoic shear zones (Corsini et al. 1991; Matos 1992). Initiated during the Late Jurassic–Early Cretaceous rifting stage, these faulted units are overlain by unconformable series which were deposited in the whole basin and beyond its present outlines during a post-rift phase of regional subsidence. Called the Araripe Group (Ponte and Ponte-Filho 1996), this series corresponds to fluvial, lacustrine, lagoonal, and marine sediments of Late Aptian to Albian/Cenomanian age, forming the Rio da Batateira, Santana (including the fossiliferous Crato, Ipubi, and Romualdo members), Arajara, and Exu formations (Fig. 2). Recently (Assine 2014), the post-rift series were re-defined as divided in a Late-Aptian to early-Albian Santana group (Barbalha Formation, the equivalent of the Rio da Batateira Formation, Crato, Ipubi, and Romualdo formations), and a mid-Cretaceous Araripe Group (Araripina and Exu formations).

The pre-Mesozoic basement, which underlies the basin and crops out on its margins, also protrudes as isolated hills within the eastern part of the basin (Serra de Juá, Horto). It is composed of sequences of schist, phyllite, gneiss, and migmatite intruded by calc-alkaline granites and granitoids with trondhjemitic affinities (Ferreira et al. 1998). Before and during rifting, fluvial and lacustrine deposits of Jurassic and early Cretaceous age (Vale do Cariri Group) were deposited over the Palaeozoic sandstone cover of the basement (Mauriti Formation; Da Rosa and Garcia 2000; Assine 2007; Martill et al. 2007). Unconformably covering the crystalline basement and/or the pre- and syn-rift layers, the post-rift sediment pile reaches its maximum thickness in the Cariri Valley where it comprises 250–280 m of mainly soft rocks (e.g., marls, shales, evaporites) overlain by the 150–250-m-thick Exu sandstone caprock. Because of the topographic inversion that has taken



Author's personal copy

Geoheritage

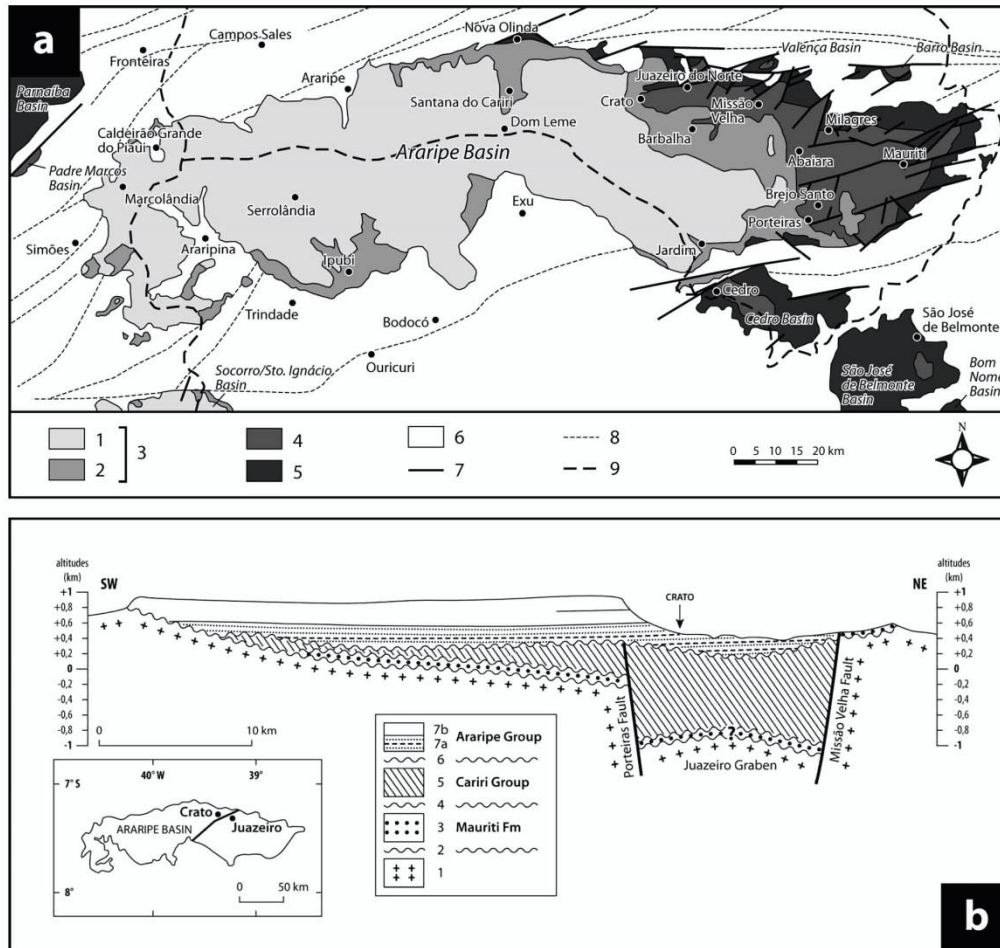


Fig. 2 Simplified geological map and cross-section of the Araripe basin. **a** Map modified from Ponte and Ponte-Filho (1996) and Assine (1994). **1** Exu Formation; **2** Arajara, Santana, Rio da Batateira formations; **3** Araripe Group; **4** Cariri Group; **5** Mauriti Formation; **6** basement complex; **7** fault; **8** lineament; **9** state border. **b** Geological profile through the Crato area, modified from Ponte and Ponte-Filho (1996). *1*

Precambrian basement; **2** pre-Phanerozoic unconformity; **3** Silurian/Devonian: post-orogenic tectono-sequence; **4** pre-Mesozoic unconformity; **5** Late-Jurassic-Early Cretaceous: pre- and syn-rift tectono-sequence (undivided); **6** Pre-Aptian unconformity; **7** post-rift tectono-sequence (**a** Rio da Batateira Formation; **b** Santana, Arajara, and Exu formations)

place since the Late Cretaceous in response to large-scale flexural uplift (Peulvast et al. 2008; Peulvast and Bétard 2015a), the former basin floor now forms the plateau surface (or Chapada) as a direct result of differential erosion owing to the mechanical resistance of the Exu sandstones and to their high permeability which prevents them from deep erosion and dissection. Such a complex geological setting is particularly prone to high geodiversity, with some elements of high conservation or heritage values.

From Geodiversity to Geoheritage: The Araripe UNESCO Global Geopark

Whereas geodiversity refers to the variety of abiotic nature (Gray 2013), geoheritage is the set of the most relevant geodiversity elements with particular importance for science, education, or tourism (Pereira et al. 2012). In the study area, the societal recognition of geodiversity elements as geoheritage was favored inside the perimeter of the Araripe

Author's personal copy

Geoheritage

Table 1 List of geosites in the Araripe UNESCO Global Geopark

Number	Geosite	Municipality	Scientific value	Additional values
1	Cólnia do Horto	Juazeiro do Norte	<i>Petrography</i> (granites, diorites) and <i>geomorphology</i> (exhumed palaeorelief with panoramic view above the Cariri Valley)	<i>Cultural</i> value of religious concerns (Christian pilgrimage site, with the Cicero Priest statue and museum)
2	Cachoeira de Missão Velha	Missão Velha	<i>Hydrology</i> (spectacular waterfall of 12 m high) and <i>stratigraphy</i> (Silurian/Devonian sandstones of the Mauriti Formation)	<i>Cultural</i> value associated with an important archaeological site exhibiting prehistorical paintings ("Letreiro Stone")
3	Floresta Petrificada do Cariri	Missão Velha	<i>Palaeontology</i> (petrified forest—silicified trunks of conifers from the Missão Velha Formation) and <i>geomorphology</i> (badlands)	<i>Educational</i> value (school visits for environmental education with outdoor activities)
4	Batateiras	Crato	<i>Palaeontology</i> (bituminous clays rich in fossils—ostracods, plants, algae, fishes...) and <i>hydrology</i> (waterfalls)	<i>Cultural</i> (Kariri Indian legends) and <i>ecological</i> values ("Parque Estadual Sítio Fundão")
5	Pedra do Cariri	Nova Olinda	<i>Palaeontology</i> (fossiliferous laminated limestone from the Crato Member of the Santana Formation—insects, fishes...)	<i>Educational</i> value (school visits for environmental education with outdoor activities)
6	Parque dos Pterossauros	Nova Olinda	<i>Palaeontology</i> (fossiliferous carbonate concretions from the Romualdo Member of the Santana Formation—fishes, pterosaurs...)	<i>Educational</i> value (school visits for environmental education with outdoor activities)
7	Riacho do Meio	Barbalha	<i>Hydrology</i> (karstic springs) and <i>stratigraphy</i> (contact between the Exu and Arajara formations)	<i>Ecological</i> value ("Parque Ecológico"—remnants of Atlantic rainforest with some endemic species)
8	Ponte de Pedra	Nova Olinda	<i>Geomorphology</i> (sandstone arch above a narrow canyon carved by fluvial processes into the Exu Formation)	<i>Cultural</i> value (Kariri Indian legends, prehistorical paintings—Olho d'Água archaeological site)
9	Pontal da Santa Cruz	Santana do Cariri	<i>Geomorphology</i> (natural beehive on the Exu sandstone cornice above the Santana do Cariri box canyon)	<i>Cultural</i> (chapal São Bom Jesus das Oliveiras) and <i>ecological</i> values (botanical trail)

UNESCO Global Geopark, in the Ceará State, where the fossiliferous Santana Formation largely outcrops in the scarps and associated box canyons surrounding the Cariri Valley (Fig. 1b). The Geopark territory (3441 km²) covers the municipalities of Barbalha, Crato, Juazeiro do Norte, Missão Velha, Nova Olinda, and Santana do Cariri, and encompasses a fast-growing conurbation of ~450,000 inhabitants (the Crato-Juazeiro do Norte-Barbalha urban area, or CRAJUBAR triangle). The Geopark project was politically initiated by the Government of Ceará State and scientifically coordinated by the Regional University of Cariri (URCA) in order to become a member of the Global Geoparks Network (GGN), officially claimed in 2006. Therefore, the Araripe Geopark was the first UNESCO Geopark of the American continent to be included in the GGN. The significance of the natural heritage of the area and hence its protection is also demonstrated by the National Araripe Forest (FLONA), already established in 1946, which protects an isolated area of Atlantic rainforest (Bétard et al. 2017).

In the Araripe Geopark, geoheritage includes both in situ elements (i.e., geosites) and ex situ objects (i.e., museum collections). In situ geoheritage is currently represented by a selection of 9 geosites—extracted from a first inventory of 59 geosites—which were effectively conserved and managed in order to support geotourism and educational uses (Table 1, Fig. 3). The selection of geosites was primarily made to encompass the geological diversity of the area and was based both on scientific and additional values (e.g., cultural, aesthetic, historical, ecological, etc.; see Mochiutti et al. 2012 for a complete analysis of geodiversity values of each geosite). Besides the existence of this network of geosites forming the in situ geoheritage, ex situ objects are mainly represented by specimens and fossil collections of the Palaeontological Museum of Santana do Cariri (PMSC) and smaller public or private museums (Crato, Jardim). With more than 6000 exhibited specimens, the PMSC houses various collections of minerals and fossils (silicified trunks, angiosperms, ferns, arthropods, fishes, reptiles including pterosaurs and dinosaurs...) mainly from the Santana and Missão Velha formations of the Araripe basin (Fig. 4).

Superimposed Patterns of Geodiversity in the Araripe Basin

Although geodiversity is often equated to geological diversity and thus mainly associated with solid rocks and fossils, it can comprise all the abiotic forms, materials, and processes that constitute the range of non-living nature (sensu Gray 2013). In that sense, we propose a qualitative reappraisal of geodiversity in the Araripe basin, well beyond the present boundaries of the Geopark, by examining successively the diversity of (1) rocks, minerals, and fossils

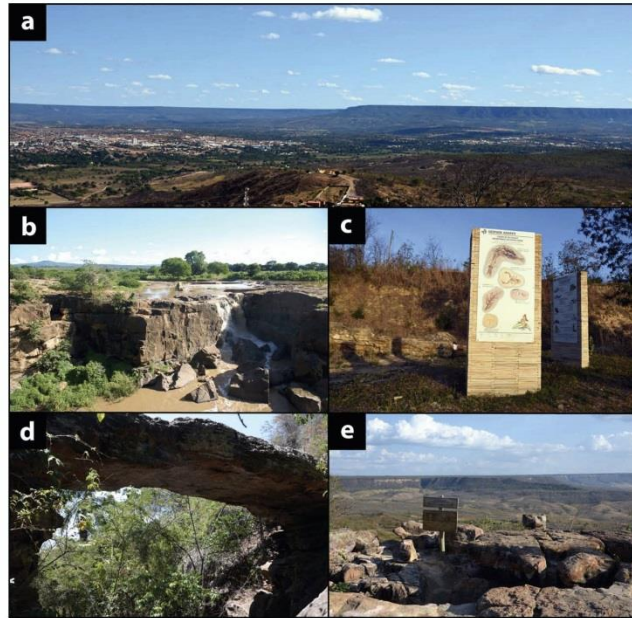


Fig. 3 In situ geoheritage: managed geosites in the Araripe UNESCO Global Geopark. **a** Panoramic view on the Chapada do Araripe and the sandstone scarp overlooking the Cariri depression, as seen from the belvedere of the Horto granitic hill geosite. **b** The Missão Velha waterfall geosite: Palaeozoic sandstone (Mauriti Formation), constituting a resistant threshold to regressive erosion (background—Serra da Mãozinha outlier). **c** The Pedra do Cariri geosite: rehabilitated

quarry in Albian laminated limestone (Crato Member of the Santana Formation) exhibiting abundant and well-preserved fossils (insects, fishes, algae, plants...). **d** The Ponte de Pedra geosite: natural arch shaped by fluvial processes into the Cenomanian Exu sandstone. **e** The Pontal de Santa Cruz geosite: natural belvedere on the Exu sandstone cornice above the Santana do Cariri box canyon. Photographs: F. Bétard and J.P. Peulvast

(i.e., geological diversity); (2) landforms and processes (i.e., geomorphodiversity); (3) soils and processes (i.e., pedodiversity); and (4) surface and groundwaters (i.e., hydrodiversity). Both components are regarded in intrinsic (i.e., complexity inside the study area) and extrinsic ways (i.e., compared with other areas). Figure 5 provides a synoptic view of the Araripe basin according to the four main components of geodiversity.

Geological Diversity

Geological diversity (*sensu stricto*) addresses the variation of rocks, minerals, and fossils, including their complex assemblages and the geological processes that shape them (Gray 2013). Petrographically, the three rock categories of the Earth's crust are represented in the Araripe region: igneous, metamorphic, and sedimentary. Plutonic and metamorphic rocks form the crystalline basement at the base and periphery of the sedimentary basin (GU1—Fig. 5). When exposed, this basement of Proterozoic–Paleozoic age appears as a complex assemblage of metasedimentary (schists,

phyllites, quartzites, paragneisses...), metaplutonic (orthogneisses, amphibolites), and metavolcanic rocks (metabasalts, “green belt” rocks) intruded by syn- and post-tectonic granitoids of varied compositions (granitic, dioritic, tonalitic, trondhjemitic...; CPRM 2001, 2003). All these rocks are affected by intense deformations (folding and/or faulting) with mylonitic and migmatitic facies along major Neoproterozoic shear zones as, for example, along the EW trending Patos dextral shear zone that fringes the basin to the North (Santos et al. 2008; Neves 2015). Inside the Araripe basin, a wide range of sedimentary rocks form the successive, mainly horizontal strata of the pre-, syn-, and post-rift units, ranging from the Silurian/Devonian (Mauriti Formation) to the Albian/Cenomanian (Exu Formation), with several hiatus and unconformities (Ponte and Ponte-Filho 1996; Assine 2007; Fig. 2). Sandstones and conglomerates (silicified or not) are the dominant rock types of the basin, with numerous intercalations of limestones, marls, evaporites, shales, and siltstones (e.g., GU6—Fig. 5). Such a lithological complexity contributes to high intrinsic geodiversity.

Author's personal copy

Geoheritage

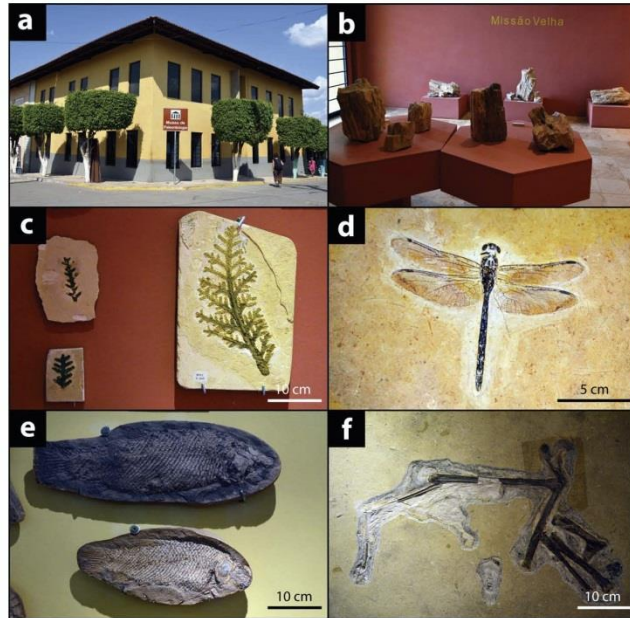


Fig. 4 Ex situ geoheritage: fossil collections from the Palaeontological Museum of Santana do Cariri (PMSC). **a** The PMSC (outdoor), one of the most comprehensive collections of Lower Cretaceous fossils in the world. **b** Silicified trunks of conifers from the Missão Velha Formation, collection PMSC. **c** Fossil plants (*Brachyphyllum obesum* Heer, 1881) from the Crato Member of the Santana Formation, collection PMSC. **d** Fossil dragonfly (*Cordulagonphus fenestratus* Carle & Wighton, 1990)

from the Crato Member of the Santana Formation, collection PMSC. **e** Fossil fish (*Araripelepidotes temnurus* (Agassiz, 1841)) from the Romualdo Member of the Santana Formation, collection PMSC. **f** Pterosaur skeleton (Family: *Anhanguaridae*) from the Romualdo Member of the Santana Formation, collection PMSC. Photographs: F. Bétard

A huge diversity of minerals characterizes the complex geological environment of the Araripe region, corresponding to various contexts of formation by a wide variety of mineralization processes: magma cooling, low- to high-grade metamorphism, hydrothermal precipitation, supergene weathering, evaporation of saline water, transport sorting by erosional agents, chemical precipitation in oxic and anoxic waters, etc. The crystalline basement exhibits the highest richness of gemstones due to its great petrological heterogeneity which also participates in the high intrinsic geodiversity of the Araripe region: amethyst, baryte, beryl, rock crystal, garnet, gold, pyrite, rutile, tourmaline... (GU1—Fig. 5). A range of mineral occurrences is also referenced on geological maps (CPRM 2001, 2003) in the sedimentary units of the basin because of their economic exploitation for artisanal or industrial uses (iron ores, kaolinite, montmorillonite, calcite, gypsum...).

Last but not least, many rocks of the Araripe sedimentary basin include fossils that provide direct evidence of ancient life and past environments of high significance for the history

of the Earth. These have led to the worldwide recognition of this region of interior Northeast Brazil among geologists and palaeontologists (Martill 1993, 2007). In the Araripe basin, the high palaeontological diversity (or palaeobiodiversity) is well illustrated by the ~6000 specimens exposed in the Palaeontological Museum of Santana do Cariri (Fig. 4) as well as in smaller public or private museums inside and outside the UNESCO Geopark. Many fossil species are unique or “endemic” to the Araripe basin with no equivalent elsewhere (Carvalho et al. 2015), contributing to its high extrinsic geodiversity. Most of the fossil record comes from the Crato and Romualdo members of the Santana Formation Konservat Lagerstätte (GU6—Fig. 5). The limestone fossil beds of the Crato Member show exceptional states of preservation for entomofauna (>200 species of insects) and flora (>50 species of plants) of high significance for the development of angiosperm in the Lower Cretaceous, whereas the Romualdo Member contains carbonate concretions with very diverse and well-preserved fossils of fishes (22 species), reptiles (including dinosaurs and 23 species of pterosaurs), invertebrates, and plants (Schobbenhaus et al. 2002; Martill et al. 2007). The

Author's personal copy

Geoheritage



Geodiversity units	Geological diversity	Geomorphodiversity	Pedodiversity	Hydrodiversity
Alluvium geodiversity unit GU8	Rocks: alluvial sediments of Quaternary age, including sands, gravels, clay sands and clayey beds in large valleys. Minerals: clay minerals (smectite, kaolinite) for artisanal brickyard/tileery.	Structural landforms: water gaps in appalachian-type landforms. Erosional landforms and processes: alluvial plains and terraces, braided systems, fluvial fans at confluence.	Soil types: Fluvisols, Planosols, Vertisols. Soil processes: incipient pedogenesis in recent alluvium; planosolization in large valleys and vertisolization in some confined hollow systems.	Surficial waters: intermittent or semipermanent streams, with single or multiple channels. Subterranean waters: alluvial aquifer with a water table dependant to the stream level.
Exu geodiversity unit GU7	Rocks: sandstones and conglomerates of Albian/Cenomanian age (Exu Fm), locally silicified and cross-bedded. Fossils: pterosaur remains, branched trace fossils of plants.	Structural landforms: near-structural surface (Chapada). Erosional landforms and processes: shallow fluvial and dry valley systems above deeper box canyons at the periphery of the Chapada.	Soil types: Ferralsols. Soil processes: ferrallitization and kaolinitic weathering, mainly inherited from more humid climates than the present-day conditions of the Chapada.	Surficial waters: ephemeral flows at the top of the sandstone Chapada. Subterranean waters: granular aquifer system with a true karstic network (e.g. cave systems and exurgences)
Santana geodiversity unit GU6	Rocks: laminated limestone, gypsum, marls, clays of Aptian /Albian age (Santana Fm). Minerals: gypsum. Fossils: diverse and abundant faunal and floral fossil assemblages (K-Lagerstätte).	Structural landforms: cuesta-like scarps and box canyons. Erosional landforms and processes: spring sapping, landslides, debris flows, debris avalanche, pediment remnants with colluvial cover.	Soil types: Vertisols, Leptosols. Soil processes: vertisolization on marls and clays (litho-vertisols); leptosolization on steep slopes due to intense erosional processes (sapping, sheet/rill erosion, landslides).	Surficial waters: karstic springs and perennial streams in wide box canyons and funnels. Subterranean waters: confining unit (Romualdo/Ipubi aquiclude) above a karstic aquifer (Crato limestone aquifer).
Missão Velha geodiversity unit GU5	Rocks: clays, silts and sandstones of Tithonian to Barremian age (Missão Velha and Abalara Fm). Fossils: silicified trunks of conifers (petrified forest), vertebrate fossil assemblages.	Structural landforms: peripheral depression shaped by differential erosion. Erosional landforms and processes: pediment remnants with colluvial cover, gulying in the softer sandstones.	Soil types: Lixisols. Soil processes: ferrallitization with moderate desaturation (lixiviation) and intense leaching conducive to the accumulation of low-activity clays in a B (argic) horizon.	Surficial waters: dense network of perennial streams of the Salgado river watershed. Subterranean waters: the most voluminous and productive aquifer of the Araripe basin (Missão Velha aquifer).
Brejo Santo geodiversity unit GU4	Rocks: calciferous shales, siltstones and sandstones of Oxfordian/Kimmeridgian age (Brejo Santo Fm). Minerals: aragonite. Fossils: non-marine ostracods, conchostacheans.	Structural landforms: peripheral depression shaped by differential erosion. Erosional landforms and processes: pediment remnants with colluvial cover, fluvial dissection.	Soil types: Vertisols, Lixisols. Soil processes: vertisolization on shales (lithovertisols) and valley bottoms (topoverisols); ferrallitization with moderate desaturation (lixiviation) on siltstones and sandstones.	Surficial waters: dense network of perennial streams of the Salgado river watershed. Subterranean waters: granular aquifer with poor productivity below an upper confining unit (Brejo Santo aquiclude).
Mauriti geodiversity unit GU3	Rocks: massive and partly silicified sandstones (coarse to conglomeratic, with cross-bedding features) of Silurian/Devonian age (Mauriti Fm). Fossils: a few ichnofossils (traces of bioturbation).	Structural landforms: near-structural surface (on resistant sandstones) and depression shaped into softer sandstones. Erosional landforms and processes: fluvial dissection with knickpoint retreat.	Soil types: Leptosols, Lixisols. Soil processes: leptosolization on structural surfaces of resistant sandstones; incipient ferrallitization with moderate desaturation in topographic depressions with softer rocks.	Surficial waters: waterfall and rapids of the Salgado river (Missão Velha waterfall). Subterranean waters: granular and/or fractured aquifer with moderate productivity (Mauriti sandstone aquifer).
Campos Sales geodiversity unit GU2	Rocks: granites and gneisses of Proterozoic age, locally covered by thin sandstones and conglomerates of Paleogene age or older. Minerals: goethite, haematite, kaolinite.	Structural landforms: lateritic mesas and buttes, above etch surfaces strewn with rocky knobs and tors at periphery. Erosional landforms and processes: gulying on the slopes of lateritic mesas.	Soil types: Plinthosols. Soil processes: lateritization involving the formation of Fe-rich duricrust horizons of carapace- or cuirasse-type above a kaolinitic saprolite formed during the Paleogene.	Surficial waters: dense network of intermittent streams dissecting the lateritic paleosurface. Subterranean waters: weathered mantle aquifer and fractured aquifer of the parent crystalline rocks.
Basement geodiversity unit GU1	Rocks: granitoids (a) and meta-sedimentary rocks (b) of Proterozoic age with a wide diversity of lithotypes (schists, quartzites, marbles...). Minerals: amethyst, baryte, rock crystal, garnet, pyrite...	Structural landforms: inselbergs (in granitoids), crests and hogbacks (in metasedimentary rocks). Erosional landforms and processes: fluvial dissection, shallow landslides on slopes.	Soil types: Luvisols, Cambisols. Soil processes: fersiallization (chromic Luvisols), involving high contents of free iron and the neoformation of 2:1 clays; brunification (Cambisols) on eroding steep slopes.	Surficial waters: dense network of intermittent streams; constellation of hill lakes/reservoirs ("açudes"). Subterranean waters: fractured aquifer in the crystalline rocks and related grus mantle.

Fig. 5 Geodiversity map of the Araripe basin

Geoheritage

fossiliferous Santana Formation largely outcrops in the Ceará State, inside the Geopark (to the northeast), as well as in the Pernambuco and Piauí States, outside the Geopark (to the south and west—Fig. 5; Barreto et al. 2012). Other geological formations also participate in the high levels of palaeontological diversity of the Araripe basin, particularly the Missão Velha Formation with its petrified forest (Herzog et al. 2008; GU5—Fig. 5).

Geomorphodiversity

According to the definition by Panizza (2009), geomorphodiversity (or geomorphological diversity) is “*a critical and specific assessment of the geomorphological features of a territory, by comparing them in an extrinsic and in intrinsic way, taking into account the scale of investigation, the purpose of the research and the level of scientific quality.*” As a subset of the wider concept of geodiversity, geomorphic features contribute to the high levels of geodiversity of the Araripe basin at various scales, as highlighted by recent geomorphological works (Magalhães et al. 2010; Peulvast et al. 2011; Peulvast and Bétard 2015a, b).

On a regional scale and in relation to morphostructural patterns, those studies revealed the great variety of structural landforms in different geological contexts (sedimentary, metamorphic, granitic...) that points out a high degree of extrinsic geomorphodiversity compared to nearby platform regions (e.g., the monotonous flat landforms and landscapes of the inner Parnaíba basin, in the Piauí State). A weakly dissected structural surface of Cenomanian age characterizes the top of the Chapada (GU7—Fig. 5) and is separated from the peripheral depressions by a complex set of cuesta-like landforms, glints, and outliers (Peulvast and Bétard 2015a). Moreover, the coexistence of typical granitic landforms (inselbergs, bornhardts, tors, and microforms of the southern border of the Chapada of glint type—Fig. 6a), karstic landforms on limestone and sandstone caprocks (canyons, caves, karren, etc.—Fig. 6b), and Appalachian-type landforms on metamorphic rocks (schist, marble and quartzite crests and hogbacks) make this region an open-air museum of lithology-dependent landforms. The identification of a stepped pattern of palaeolandforms of various ages (e.g., the exhumed infra-Paleozoic and Albian palaeosurfaces that fringe the Araripe basin to the northwest and to the south, respectively) greatly accentuates extrinsic geomorphodiversity. Indeed, the present relief of the Chapada reflects a juxtaposition of highly contrasted elements of varied ages, partly exhumed or still buried by the sedimentary cover, in a context of basin inversion initiated in the Late Cretaceous (Peulvast et al. 2008; Peulvast and Bétard 2015a).

From the morphoclimatic viewpoint, the present-day climatic conditions, highly contrasted in the Araripe region, are factors of intrinsic geomorphodiversity: the humid east and

northeast sides, which are exposed to the trade winds, strongly differ from the drier central and western parts. Whereas humid to subhumid forests cover the plateau and the scarp above the Cariri depression, forming one of the “brejos de altitude” enclaves in the semiarid “sertão” (Cavalcante 2005; Bétard 2007), less dense “cerradão,” “cerrado,” and “caatinga” vegetation covers, often degraded by agro-pastoral activity, are found to the west and on the lower plateaus and depressions that necessarily influence the morphodynamics. This bioclimatic pattern typically opposes two types of climatic landforms in the regional setting: a multiconvex topography in humid and subhumid areas (e.g., north of the Cariri depression, where a tread of convex hills is shaped into weathered micascists) and a multiconcave topography formed by mantled pediments and inselbergs in the semiarid areas of the “Sertão” (e.g., the monumented semiarid landscapes of sandstone buttes and pediments at Ipubi; Fig. 6c).

At a smaller scale (i.e., local scale), many geomorphological features contribute to increase the intrinsic geomorphodiversity of the area as, for example, the great variety of landslides and other mass movements recently discovered in the rims of the Chapada do Araripe (Peulvast et al. 2011). Various types of mass movements were recognized and measured, ranging from slumps to composite types of landslides and debris flows of pluri-kilometric scale, including one avalanche debris or sturzstrom with a volume $>10^8$ m³ of debris (Carretão, south of Crato). Some of the most spectacular sets of gravitational landforms occur along the western rim of the Chapada, near Araripina (Piauí), where wide tilted sandstone blocks have slid along listric faults parallel to the plateau rim (Fig. 6d). Degraded landslide scars and pediment covers with weathered block deposits also indicate the involvement of large-scale mass movements in older stages of scarp evolution and retreat of the sandstone plateau (Peulvast and Bétard 2015a). Between the smooth and concave segments of the scarp interpreted as landslide scars, highly scalloped segments display “spur-and-funnel” topography (Peulvast et al. 2011). Each funnel contains one or more springs and corresponds to a valley head incised in the lower pediments. This sapping process, related to the numerous springs distributed at the base of the sandstone cap, is one of the most spectacular processes involved in scarp retreat and dismantling of the upper plateau, together with the large-scale mass movements. It has also produced the large box canyons that indent the rim of the Chapada on its north side. The largest of them—10 km long, up to 6 km wide—is that of Santana do Cariri, in the bottom of which the fossiliferous sediments of the Santana Formation largely outcrop (GU6—Fig. 5).

Pedodiversity

Like the concept of geomorphodiversity, pedodiversity (or soil diversity) may be considered as a subset of geodiversity. It is

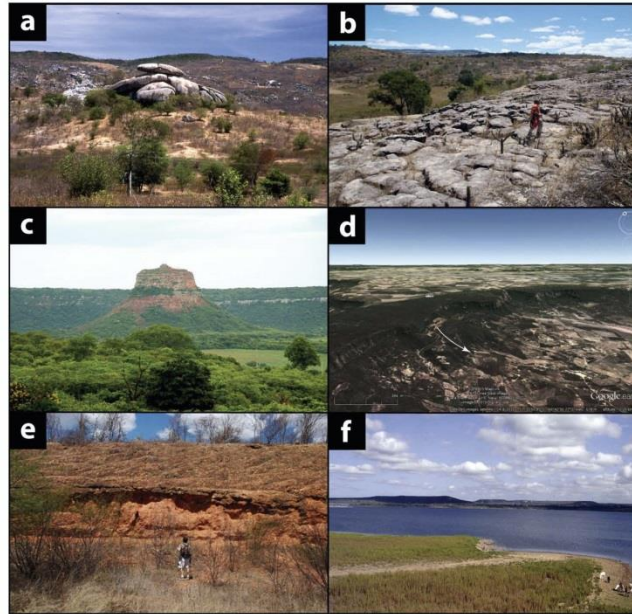


Fig. 6 Relevant geodiversity features of the Araripe basin outside the perimeter of the UNESCO Geopark. **a** Granitic tor and ruiniform features in front of a glint segment of the Chapada do Araripe, Timorante (Bodocó, Pernambuco). **b** Sandstone karren near Abaíara (Ceará): exokarst features developed on the resistant sandstones of the Missão Velha Formation. **c** Torre Viva (Ipubi, Pernambuco): narrow and spectacular sandstone butte in front of the cuesta-like scarp of the

Chapada do Araripe. **d** Rotational landslide (slump) near Araripina (Piauí), as seen by Google Earth. **e** Thick laterite profile west of Campos Sales (Ceará): duricrusted horizons of *cuirasse*-type over a kaolinitic saprolite developed from granite parent rock. **f** Hill dam (“açude”) in a landscape of etch topography near Campos Sales (background—lateritic mesas). *Photographs:* J.P. Peulvast and F. Bétard

conceptually defined as “an inventory of the various discrete pedological entities (e.g. soil taxa) and the analysis of their spatial and temporal patterns” (Ibáñez et al. 2012). The temporal dimension means that it implicitly includes the inventory of pedological legacies (i.e., palaeosoils) of past climates and the pedogenic processes that originate them.

Soil diversity estimates can be based on existing soil maps and surveys over the region (Guichard 1970; Projeto Radambrasil 1981; IPECE 2007). According to the World Reference Base soil classification system (IUSS Working Group WRB 2015), 14 pedotaxa at the Reference Soil Group level are represented in the Araripe region: Arenosols, Anthrosols, Cambisols, Ferralsols, Fluvisols, Leptosols, Lixisols, Luvisols, Nitisols, Planosols, Plinthosols, Regosols, Technosols, and Vertisols. Pedodiversity values are logically much higher if the hierarchical level used in the reference taxonomy integrates one or more “qualifiers” (e.g., Rhodic Lixisol). Such a huge diversity of soil properties reflects a wide variety of pedogenic processes acting in the different geological, geomorphological, and bioclimatic settings that characterize the Araripe basin and

surroundings (see sections above). Whereas ferrallitic pedogenesis prevails on the highly weathered sandstone plateau under conditions of humid climates, an original pathway of fersiallitic pedogenesis, which involves high contents of “free iron” and the prevalence of 2:1 clays in the soil mineral assemblage, typifies the wash divides on the crystalline, semiarid piedmont (Bétard 2007). In the regional setting, the red fersiallitic soils (i.e., Chromic Luvisols) typically formed above shallow, *grus*-type weathering mantles developed from crystalline parent rocks, under pedoclimatic conditions of low, but irregular, deep drainage (Bétard 2012). They are very different from the ferrallitic and ferruginous soils (Ferralsols, Acrisols, and Lixisols) which cover large tracts of tropical America and Africa. In that sense, such soils, quite rare in tropical environments, are factors of high extrinsic pedodiversity.

On a local scale, other soil types appear as regionally sparse pedotaxa and greatly participate in the high intrinsic pedodiversity. This is particularly the case of Vertisols, which are surprisingly rare in semiarid Northeast Brazil, whereas they occupy large areas of the Araripe basin. Their existence

Author's personal copy

Geoheritage

is mainly associated with marls and shales of the Santana Formation (Guichard 1970), i.e., parent rocks that have high contents of smectitic clays capable to produce vertic properties (GU6—Fig. 5). Another rare soil type, given the pedogeography of Northeast Brazil, is found close to the north of the Araripe basin (NW of Nova Olinda), where large Nitisol areas cover the basement unit. Corresponding to the “Terra Roxa estruturada” of the former Brazilian soil classification system, Nitisols are deep red, strongly weathered and well-drained soils with high contents of halloysite, contrasting with the thin, brown, and lithic soils of nearby areas (Leptosols, Cambisols). Today situated in a semiarid region with precipitations $<800 \text{ mm year}^{-1}$, their formation is probably inherited from more humid palaeoclimates.

Because of their high significance for reconstructing past climates and geomorphic evolution, palaeosols of the Araripe region have been systemically mapped, inventoried, and interpreted (Bétard et al. 2005; Peulvast and Bétard 2015a, b). Special attention was paid to the distribution and properties of laterites (i.e., Plinthosols), which are commonly considered as reliable markers in the reconstruction of denudation histories and can be easily correlated with regional palaeoclimates (Tardy and Roquin 1998). Most of the laterites, of probable Palaeogene age, cover the northwestern fringe of the Araripe basin (GU2—Fig. 5) in the plane of the exhumed infra-Palaeozoic and Pre-Cenomanian palaeosurfaces. Many of them are true autochthonous laterites, directly developed from the Precambrian crystalline rocks of the basement, as indicated by the observation of preserved quartz veins through the duricrusted horizons. With thicknesses exceeding 20–30 m, the laterite profiles comprise an upper lateritized horizon of carapace- or cuirasse-type above a friable, kaolinitic saprolite (Fig. 6e). Delimiting a series of laterite-capped plateaus easily discerned on satellite Landsat and Radar imageries, the area of lateritization is now largely eroded and dissected by the present entrenched drainage system and the ancient weathering front is often exposed (i.e., exhumed etch surface, strewn with rocky knobs, tors, and bornhardts). This recent exhumation by mechanical erosion allows the initiation of a new, primary pedogenesis by brunification and fersiallitization under the present-day semiarid conditions that prevail in the northwestern Araripe region.

Hydrodiversity

Hydrodiversity (or hydrological diversity), as a component of geodiversity, refers to the variety of both surface water and groundwater resources (Winter et al. 1998; Lazzarini 2015). As fundamental agents of geological and biological processes and evolution on Earth, water features are key elements of geodiversity and biodiversity and, in some cases, may be part of geoheritage when exhibiting a scientific, educational, and/or touristic value (Simić 2011; Cruz et al. 2014). The

assessment of hydrodiversity—either qualitative or quantitative—is thus of major concern in the scope of a broader geodiversity assessment and may integrate an analysis of rainfall and runoff data, drainage density, stream ordering, aquifer productivity, and natural and artificial water reservoir occurrences (Pereira et al. 2015).

At the intersection between the Jaguaribe (north), São Francisco (south), and Parnaíba watersheds (west), the Araripe basin displays contrasted elements of surface waters owing to varied geological, geomorphological, and climatic conditions, contributing to its high intrinsic geodiversity. Whereas only ephemeral flows run through the sandstone plateau (Chapada), including its northeastern edge with more humid climate ($>1000 \text{ mm year}^{-1}$), many rivers of the Cariri depression (Salgado subwatershed) are perennial or semiperennial streams fed by the numerous karstic springs located at the base of the sandstone cliff. This hydrographic pattern results in strong differences in terms of drainage densities between the porous sandstone cover and the less permeable rocks of the sedimentary basin and the crystalline basement, where a dense network of intermittent rivers characterizes all stream orders. Picturesque valleys locally exhibit impressive waterscapes, such as the waterfalls of Batateiras and Missão Velha (Fig. 3b), the natural bridge over an intermittent creek at Ponte de Pedra (Fig. 3d), or the active microcanyons of the upstream branches of the Salamanca river (southwest of Barbalha, Ceará). Because of the rarity of these hydrological features in northeast Brazil, they may be considered to be elements of extrinsic hydrodiversity.

Two aquifers with moderate productivity outcrop in the highest scarp zone of the Chapada (northeast), corresponding to the Arajara and Exu sandstones, and to the Crato limestone, respectively (Costa 1999). Below the first of them, the clays, marls, and gypsum of the Romualdo and Ipubi members form an aquiclude (“Santana aquiclude”) as well as a thick plastic level prone to small- to large-scale mass movements (see “Geomorphodiversity” section). The most voluminous and productive aquifer of the Araripe basin is the “Missão Velha aquifer” (GU5—Fig. 5), which represents the main source of groundwater for the densely populated Cariri region. By contrast, the fractured aquifers of the crystalline basement have a very low productivity, locally completed by the alluvial zones acting as reservoirs with higher recharge potential. In this semiarid environment with low and irregular rainfall ($400\text{--}800 \text{ mm year}^{-1}$), the multiplication of small artificial reservoirs, or “açudes” (Fig. 6f), is a human factor of increasing hydrodiversity in an intrinsic way. Designed as water harvesting strategies to mitigate the effects on agriculture of recurring droughts, this multi-thousand network of hill dams has been part of the traditional landscape scenery of interior Northeast Brazil for two centuries and is thus inseparable from its current geodiversity.

Threats to, and Solutions for, Geodiversity Conservation in a Developing Region

The Araripe basin, viewed as a reservoir of high geodiversity in Brazil, is also an endangered place given the numerous threats and human disturbance that affect all the components of abiotic nature. In that sense, it may qualify as a “geodiversity hotspot” (Bétard 2016). Because many elements of geodiversity are nonrenewable and threatened with destruction, there is an urgent need for conservation with tools adapted to the regional and local contexts. The Araripe UNESCO Global Geopark is one of the tools well suited to geodiversity conservation and education, but its present perimeter is far from covering the entire Araripe basin (Fig. 1b), a situation which involves the search for new solutions or alternatives to the present one.

Main Threats to Geodiversity in the Araripe Basin Hotspot

The types of human activities that may degrade geodiversity depend on the component affected (geological, geomorphological, pedological, or hydrological) and on the types of objects impacted, with respect to their “sensitivity.” As already stressed by several authors (Vilas-Boas et al. 2012; Barreto et al. 2012), the palaeontological diversity and heritage of the Araripe basin is primarily threatened by illegal collecting of fossils, both inside and outside the UNESCO Geopark. Despite the existence of a national legislation dedicated to fossil protection and the prevention made by the Geopark authorities, illegal collecting of specimens constitutes a major pressure on the paleontological component of geological diversity, particularly in those areas of the basin where the fossiliferous Santana Formation crops out (GU6—Fig. 5).

Another damaging activity of major importance in the local context is mineral extraction, with the Rio da Batateiras and Santana formations industrially exploited for clay (ceramic factories), gypsum (Ipubi Member; Fig. 7a), and laminated limestone (ornament rocks, pavement, cement making; Crato Member). Besides the removal of geological specimens and fossils (Vilas-Boas et al. 2012), quarrying or mining also results in partial or total degradation of landforms, with some visual impacts and geomorphic changes on the landscapes. In post-mining sites, infilling of excavation pits or technical reclamation, consisting of covering sites by topsoil or overburden, may also cause significant negative impacts, such as a loss of geological exposures and/or palaeoenvironmental information (Gray 2013). That is the case of many clay pits or gypsum quarries locally used for storage of inert waste after exploitation. However, in cases of restoration with the aim to conserve quarrying landforms and geological exposures, the quarry may be viewed as a factor of increasing geodiversity because of the new

landforms and the geological window created by quarrying (Dávid 2008; Prikryl 2009; Bétard 2013). In the Araripe Geopark, for instance, the site locally known as “Mina Triunfo” is a former quarry of fossiliferous laminated limestone (Crato Member of the Santana Formation) which was suitably restored and now belongs to the network of geotouristic sites of the UNESCO Geopark (Pedra do Cariri geosite; Fig. 3c).

The threats to pedodiversity are of major concern as well. Several human activities (e.g., deforestation, intensive agriculture) are responsible for the degradation of soil profiles and structure, including compaction and loss of organic matter, and may result in soil acidification and accelerated erosion processes (see, for instance, the rapid formation of deep “voçorocas” in recently deforested hillslopes of the Chapada; Fig. 7b). More substantial threats are probably posed by the accelerated urban development of the CRAJUBAR (Crato–Juazeiro do Norte–Barbalha) conurbation in the Ceará part of the basin (Fig. 7c). With this fast-growing urban area of >450,000 inhabitants, deforestation and soil sealing are rapidly increasing in all geomorphological units, including the lower slopes of the escarpment highly prone to surface runoff, with the effect of accentuating hazards such as flash floods at the origin of more and more damages in the cities of Crato and Barbalha (Magalhães and Peulvast 2013). While rapid urbanization is taking place toward the Chapada around Crato, geodiversity features are progressively destroyed due to the absence of urban or environmental planning taking into account the values of geodiversity elements. These facts point out a certain inadequate legislation in terms of integrating geodiversity into protected area management.

In the study area, pollution remains one of the major problems with dramatic consequences on soil and water resources. Open refuse dumps are still frequent in the Cariri region—in spite of recent projects of confined, engineered landfill sites at a metropolitan scale—and often cause significant contamination of soil, surface water, and groundwater through leaching and percolation of waste pollutants at depth (Fig. 7d). Contamination of water bodies and rivers by domestic and industrial sewage is a general phenomenon in the absence of an efficient system of wastewater collection and treatment by the municipalities (Fig. 7e). Private appropriation of sites and water resources (illegal pumping and direct connection to springs; Fig. 7f) finally reveals a relative inefficiency of local authorities to enforce environmental regulation and to protect hydrodiversity. In this last case, the result is that originally semi-permanent creeks and rivers, including the Salgado river which collects all the water of the Cariri depression, are now completely dry during the major part of the year or replaced by small streams of polluted and stinking water.

of laminated limestone and gypsum for construction geomaterials). As a compromise between in situ conservation and socio-economic development, two strategies might be adopted according to the geographical scale of political intervention: (1) at the regional scale, we may recommend extending the perimeter of the APA Chapada do Araripe—a protected area based on sustainable use of natural resources (Conto 2004)—because its present borders are defined by elevation-based contour lines (>500 m a.s.l. in the Ceará, >640 m a.s.l. in the Pernambuco, >480 m a.s.l. in the Piauí) whereas a major part of threatened geodiversity is located below these altitudes (Fig. 1b); inside this perimeter, quarrying or mining would be tolerated and legally controlled; (2) at the local scale, another recommendation would be to create strictly protected areas (e.g., natural monuments and reserves) on the most sensible and threatened geosites located outside the Araripe Geopark; in this type of integral protection, quarrying or mining would be prohibited as would any human activity having impacts on local geodiversity. As a complementary method to in situ conservation, another strategy to preserve fossils from illegal collecting is the ex situ creation of palaeontological museums, as proposed by Barreto et al. (2016) in some of the Araripe municipalities within the Pernambuco state. Beyond their efficiency as geoconservation tools, these museums might also support sustainable local development through geotourism (Farsani et al. 2011) in a rural area with persistent socio-economic difficulties.

In such a context, the power of geoeducation for public awareness on the values of geodiversity appears as an alternative, promising way in this developing region. Because geoeducation is one of the objectives of UNESCO's Geopark strategies, many geoeducational activities are already organized in the Araripe Geopark for scholars and also for the general public (seminars, school class excursions, educational workshops...), mainly to raise local community awareness on the importance of protecting the environment and the palaeontological heritage (e.g., actions to prevent illegal collecting of fossils). Interpretative centers of the Crato office, the PMSC and the "Casa de Pedra" at Santana do Cariri provide logistic support to communicate geoscientific knowledge to the public. Given their potential for public awareness on the importance to preserve geodiversity, geoeducational purposes should be improved in the Geopark itself (for example on the Horto Geosite, where mainly cultural and religious information is given, whereas the geological and geomorphological explanations remain hardly evoked) and extended to areas outside the Geopark (e.g., south of the basin) and to other environmental problems that affect geodiversity as the pollution of soils and waters.

A major challenge in geoeducation in the Araripe region concerns the prevention of natural hazards and risks (e.g., floods, landslides). This new challenge is meaningful since

the Shimabara Declaration (approved during the 5th International UNESCO Conference on Geoparks, 2012, Japan) has alerted Geoparks on the need to address these issues, particularly in high vulnerable and geohazard-prone areas. In the Cariri region, the notion of natural risk remains poorly pregnant in the mentalities and behaviors of the inhabitants as well as the local actors, and it does not feature in management and urban planning, except in the form of more or less isolated technical measures responding to successive crises (Magalhães et al. 2010; Magalhães and Peulvast 2013). Inside the Araripe Geopark, the catastrophic floods of the Grangeiro River, which regularly damaged the city of Crato, are a good example of the sudden events which threaten properties, infrastructures, and lives in the region. Being more frequent than the large-scale mass movements recently discovered in the rim of the Chapada do Araripe (Peulvast et al. 2011), the floods, particularly flash floods, remain poorly studied and treated, in spite of the numerous political announcements repeated after each flood. Because landslides and floods are natural hazards related to geomorphological and hydrological processes, a new mission of the Araripe Geopark should be to develop educational actions on georisks that directly threaten the local population. In our opinion, this is a powerful way of improving communications on geosciences and on the importance of taking into account geodiversity in land-use planning.

Conclusion

By focusing on the Araripe basin and immediate surroundings, this study refers to one of the most significant and most threatened reservoirs of geodiversity in Brazil. According to its varied geodiversity attributes and to the numerous threats we identified both inside and outside the UNESCO Geopark, the Araripe basin undoubtedly belongs to the category of "global geodiversity hotspots" (Bétard 2016), notably because of its high extrinsic geodiversity (e.g., fossil endemism) which, in particular, is threatened. Of particular relevance to the aim of this study, we have demonstrated that the regional geodiversity is far from being limited to its palaeontological component which gives a worldwide recognition and includes high levels of geomorphodiversity, pedodiversity, and hydrodiversity, which have been inventoried and identified both in intrinsic and extrinsic ways. By assessing all the components of geodiversity, this study provides qualitative support for the establishment of geoconservation strategies at the scale of the whole Araripe basin, going beyond administrative boundaries such as state borders or Geopark boundaries. Further works should apply complementary, numerical methods in order to quantify geodiversity and its loss in the Araripe region and, thus, guide novel geoconservation strategies with respect to the legal framework and local contexts.

Geoheritage

This study has already highlighted that geoeeducation efforts are still needed both inside and outside the Araripe Geopark, in the field of geodiversity and geoheritage awareness as well as on the prevention of geohazards which directly threaten the vulnerable population of this interior area of northeastern Brazil.

References

- Assine ML (1994) Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 24:223–232
- Assine ML (2007) Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15(2):371–389
- Assine ML (2014) Sequências deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *B Geoci Petrobras* 22(1):3–28
- Barreto AMF, Brilha JB, Cavalcanti RR, Carvalho RA, Ghilardi AMA (2016) Criação de Museus como Estratégia para Preservação do Patrimônio Fossilífero da Bacia Sedimentar do Araripe em Pernambuco, NE do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências—UFRJ* 39(2):36–42
- Barreto AMF, Brilha JB, Sales AMF, Almeida JAC (2012) Patrimônio paleontológico e geoconservação da Formação Santana (Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, Pernambuco e Piauí: Nordeste do Brasil). In: *I Congresso Internacional Geociências na CPLP: 240 anos de Geociências na CPLP*. Centro de Geociências e Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, 311–320
- Baudin F, Berthou PY (1996) Environnement de dépôt de la matière organique des sédiments aptiens-albiens du bassin d'Araripe (NE du Brésil). *Bull Centres Rech Explor Prod Elf-Aquitaine* 20:213–227
- Bétard F (2007) 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*. PhD thesis (unpublished), Univ Paris-Sorbonne
- Bétard F (2012) Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). *Catena* 93:18–28
- Bétard F (2013) Patch-scale relationships between geodiversity and biodiversity in hard rock quarries: case study from a disused quartzite quarry in NW France. *Geoheritage* 5:59–71
- Bétard F (2016) Geodiversity hotspots: a proposed conceptual and methodological framework for defining geoconservation priorities. *European Geoscience Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts* 18:1825
- Bétard F, Peulvast JP, Claudino Sales V (2005) Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area: consequences of uplift, erosion and climatic change. *6th International Conference on Geomorphology, Zaragoza, Abstracts Volume*, 69
- Bétard F, Peulvast JP, Magalhães AO, Freitas FI (2017) Géopatrimoine et biopatrimoine, à la croisée entre conservation et développement. *Une approche des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará (Nordeste brésilien)*. *Annales de Géographie*, in press
- Carvalho IDS, Novas FE, Agnolín FL, Isasi MP, Freitas FI, Andrade JA (2015) A new genus and species of enantiornithine bird from the early Cretaceous of Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45(2):161–171
- Cavalcante A (2005) Jardins suspensos no Sertão. *Scientific American Brasil* 32:69–73
- Conto RG (2004) Atlas de conservação da natureza brasileira. Unidades federais, Metalivros, São Paulo
- Corsini M, Vauchez A, Archanjo CJ, Jardim de Sá EF (1991) Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos–Seridó system, northeastern Brazil. *Geology* 19:586–589
- Costa VD (1999) Recursos hídricos. In: Gervaiseau P (Ed.) *Projeto Araripe*, vol. 5. MMA, FUNDETEC, URCA, Crato, pp 622–713
- CPRM-Serviço Geológico do Brasil (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-Serviço Geológico do Brasil (2003) *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom
- Cruz R, Goy JL, Zazo C (2014) Hydrological patrimony in the mountainous areas of Spain: geodiversity inventory and cataloguing of the sierras de Béjar and del Barco (in the sierra de Gredos of the central system). *Environ Earth Sci* 71(1):85–97
- Dávid L (2008) Quarrying: an anthropogenic geomorphological approach. *Acta Montan Slov* 13:66–74
- Da Rosa AAS, Garcia AJV (2000) Palaeobiogeographic aspects of north-east Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. *Cretac Res* 21:221–239
- Farsani NB, Coelho C, Costa C (2011) Geotourism and geoparks as novel strategies for socio-economic development in rural areas. *Int J Tour Res* 13:8–81. doi:10.1002/jtr.800
- Ferreira VP, Sial AN, Jardim de Sa EF (1998) Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J S Am Earth Sci* 11(5): 439–455
- Guichard E (1970) *Les sols du Bassin du Rio Jaguaribe*. Mémoire ORSTOM 40, Paris
- Gray M (2013) *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*, 2nd edition. Wiley-Blackwell
- Herzog H, Sales A, Hillmer G (2008) *The UNESCO Araripe Geopark: a short story of the evolution of life, rocks and continents*. Expressão Gráfica e Editora, Fortaleza
- Ibáñez JJ, Krasilnikov PV, Saldaña A (2012) Archive and refugia of soil organisms: applying a pedodiversity framework for the conservation of biological and non-biological heritages. *J Appl Ecol* 49(6):1267–1277
- IPECE (2007) *Classes de Solos*. Ceará em Mapas, IPECE—Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará
- IUSS Working Group WRB (2015) *World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015*. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. *World Soil Resources Reports No. 106*. FAO, Rome
- Lazzerini FT (2015) *Hydrodiversity: concept and contract propose*. Congresso Internacional del Agua—Termalismo y Calidad de Vida. Campus da Auga, Ourense, Ip
- Magalhães AO, Peulvast JP (2013) Aléas et risques naturels dans l'intérieur semi-aride du Nordeste brésilien: la crue-éclair du Rio Grangeiro (Crato, Ceará) du 28 janvier 2011. *EchoGéo* 26: <http://echogeo.revues.org/13596>
- Magalhães AO, Peulvast JP, Bétard F (2010) Geodinâmica, perigos e riscos ambientais nas margens úmidas de planaltos tropicais: levantamento preliminar na região do Cariri oriental (Ceará, Brasil). *Anais do IV Seminário Latino-Americano de Geografia Física*, Coimbra, pp 1–12
- Martill DM (1993) Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. In: Jarzembowski EA (Ed.) *Palaeontol. Ass. Field Guides to fossils* 5, pp 9–50
- Martill DM (2007) The age of the Cretaceous Santana formation fossil Konservat Lagerstätte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biostratigraphic utility of its palaeobiota. *Cretac Res* 28(6):895–920

- Martill DM, Bechly G, Loveridge RF (2007) The Crato fossil beds of Brazil: window into an ancient world. Cambridge University Press, Cambridge
- Matos RMD (1992) The northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11: 766–791
- Matos RMD (2000) Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W, Taiwani M (eds) Atlantic rifts and continental margins. *Geophys Monograph* 115, Am Geophys Union, pp 331–354
- Mochiutti NF, Guimarães GB, Moreira JC, Lima FF, Freitas FI (2012) Os Valores da Geodiversidade: Geossítios do Geopark Araripe/CE. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ* 35(1):173–189
- Myers N, Mittermeier RA, Mittermeier CG, da Fonseca GAB, Kent J (2000) Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature* 403:853–858
- Nascimento MAL, Ruchkys UA, Mantesso-Neto V (2008) Geodiversidade, geoconservação e geoturismo. Trinômio importante para a proteção do patrimônio geológico. *Soc Bras Geol, São Paulo*
- Nemčok M (2016) Rifts and passive margins: structural architecture, thermal regimes, and petroleum systems. Cambridge University Press.
- Neves SP (2015) Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *J S Am Earth Sci* 58:150–164
- Panizza M (2009) The geomorphodiversity of the dolomites (Italy): a key of geoheritage assessment. *Geoheritage* 1(1):33–42
- Pereira P, Pereira D, Santos L, Silva J (2015) Quantification of a new water diversity index for large areas using GIS. Examples in Paraná State, Xingu river basin (Brazil) and Portugal. XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada, 4 p
- Pereira DI, Santos L, Silva J, Pereira P, Brilha JB, Silva J, Rodrigues C (2012) Mapping regional geodiversity in Brazil and Portugal. *Geologia dell'Ambiente, Suppl* 3:107–108
- Peulvast JP, Bétard F (2015a) A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Ararape Basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology* 233:20–40. doi:10.1016/j.geomorph.2014.10.009
- Peulvast JP, Bétard F (2015b) Landforms and landscape evolution of the Equatorial margin of Northeast Brazil. An overview, Springer, Earth System Sciences Series
- Peulvast JP, Bétard F, Magalhães AO (2011) Scarp morphology and identification of large-scale mass movements in tropical tablelands: the eastern Ararape basin (Ceará, Brazil). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1:33–52
- Peulvast JP, Claudino Sales V, Bétard F, Gunnell Y (2008) Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Glob Planet Chang* 62:39–60
- Ponte FC, Ponte-Filho FC (1996) Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Ararape. MME/DNPM, Recife
- Prikryl R (2009) Geomorphosites and quarries. In: Reynard E, Coratza P, Regolini-Bissig G (eds) *Geomorphosites*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp 225–233
- RadamBrasil P (1981) Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal. Ministério das Minas e Energia-MME, Brasília
- Simić S (2011) Hydrological heritage within protection of geodiversity in Serbia—legislation history. *Journal of the Geographical Institute Jovan Cvčić* 61(3):17–32
- Santos TJS, Fetter AH, Hackspacher PC, Van Schmus WR, Neto JN (2008) Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of western Gondwana. *J S Am Earth Sci* 25(3):271–284
- Schobbenhaus C, Campos DA, Queiroz ET, Winge M, Berbert-Born MLC (Ed.) (2002) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Vol. 1. DNPM/CPRM—Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), Brasília
- Silva CR (2008) Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro. CPRM, Serviço Geológico do Brasil
- Tardy Y, Roquin C (1998) Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales. Ed BRGM, Orléans
- Valença LMM, Neumann VH, Mabesoone JM (2003) An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: on-shore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. *Geol Acta* 1:261–275
- Vieira BC, Salgado A, Santos L (Eds) (2015) Landscapes and landforms of Brazil. Springer, World Geomorphological Landscapes Series
- Vilas-Boas M, Lima F, Brilha J (2012) Conservation of the palaeontological heritage of Ararape Geopark (Ceará, Brazil): threats and possible solutions. *Geologia dell'Ambiente, Suppl* 3:87–88
- Winter T, Harvey J, Franke O, Alley W (1998) Ground water and surface water: a single resource. U.S. Geological Survey Circular 1139

Table des matières

1. Parcours – curriculum vitae détaillé	5
1.1. PARCOURS UNIVERSITAIRE	5
1.2. PARCOURS PROFESSIONNEL	6
1.3. PRIX, DISTINCTION	6
1.4. ACTIVITES SCIENTIFIQUES ET ANIMATION DE LA RECHERCHE	6
<i>Thèmes de recherche / domaines d'expertise.....</i>	<i>6</i>
<i>Direction et participation à des programmes de recherche internationaux.....</i>	<i>6</i>
<i>Organisation de colloques et manifestations scientifiques.....</i>	<i>7</i>
<i>Réseaux de recherche et sociétés savantes</i>	<i>7</i>
1.5. RESPONSABILITES ADMINISTRATIVES ET SCIENTIFIQUES	8
<i>Responsabilités administratives et fonctions électives</i>	<i>8</i>
<i>Responsabilités scientifiques et activités d'intérêt collectif.....</i>	<i>8</i>
<i>Activités de relecture / expertise d'articles</i>	<i>9</i>
1.6. ACTIVITES D'ENCADREMENT.....	9
<i>Co-direction de thèses</i>	<i>9</i>
<i>Comité de suivi de thèse.....</i>	<i>10</i>
<i>Direction de mémoires de recherche en Master.....</i>	<i>10</i>
<i>Suivi pédagogique de stages de Master réalisés dans une structure extérieure à l'Université.....</i>	<i>12</i>
1.7. ACTIVITES D'ENSEIGNEMENT ET PEDAGOGIE	14
<i>Activités d'enseignement avant 2010 en tant qu'agent contractuel.....</i>	<i>14</i>
<i>Activités d'enseignement depuis 2010 en tant que Maître de conférences</i>	<i>15</i>
<i>Participations à des projets pédagogiques USPC financés par l'Idex.....</i>	<i>17</i>
1.8. PARTICIPATIONS A DES JURYS	17
<i>Participations à des jurys de prix de thèse.....</i>	<i>17</i>
<i>Participations à des jurys de recrutement.....</i>	<i>17</i>
<i>Participations à des jurys de VAE.....</i>	<i>18</i>
1.9. RELATIONS AVEC LA SOCIETE CIVILE	18
<i>Consultations / expertises.....</i>	<i>18</i>
<i>Conventions de partenariat.....</i>	<i>18</i>
1.10. RELATIONS ET COLLABORATIONS INTERNATIONALES	19
<i>Collaborations avec des institutions et laboratoires brésiliens</i>	<i>19</i>
<i>Collaborations avec des institutions et laboratoires argentins</i>	<i>19</i>
2. Production scientifique et académique.....	21
2.1. PUBLICATIONS DANS DES REVUES ET OUVRAGES.....	21
<i>Coordination de numéros spéciaux de revues à comité de lecture</i>	<i>21</i>
<i>Articles dans des revues internationales indexées à comité de lecture</i>	<i>21</i>
<i>Articles dans des revues nationales à comité de lecture.....</i>	<i>22</i>
<i>Articles dans d'autres revues</i>	<i>24</i>
<i>Articles dans des actes de colloque avec comité de lecture.....</i>	<i>24</i>
<i>Ouvrages.....</i>	<i>25</i>
<i>Chapitres d'ouvrages collectifs.....</i>	<i>25</i>

<i>Mémoires universitaires (non publiés)</i>	26
<i>Littérature grise (rapports, livrets-guides)</i>	26
<i>Comptes rendus d'ouvrage</i>	26
2.2. COMMUNICATIONS ORALES ET PAR POSTER	27
<i>Communications dans des congrès internationaux</i>	27
<i>Communications dans des colloques nationaux</i>	30
2.3. VULGARISATION SCIENTIFIQUE ET VALORISATION GRAND PUBLIC	32
3. Sélection et recueil de publications	33
3.1. THEME 1 : GEOMORPHOLOGIE ET EVOLUTION DES PAYSAGES A LONG TERME	37
[1] 2006 – <i>Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil</i> . Geodinamica Acta.	38
[2] 2008 – <i>Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin</i> . Global and Planetary Change.	60
[3] 2010 – <i>Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin</i> . C.R. Geoscience.	80
[4] 2014 – <i>Meso-Cenozoic paleotopographies and paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz province, Argentina)</i> . In : Gondwana Landscapes in southern South America.	90
[5] 2015 – <i>A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil</i> . Geomorphology.	116
3.2. THEME 2 : SOLS ET ZONE CRITIQUE : DE LA CARACTERISATION A LA GESTION	139
[6] 2009 – <i>Illite neoformation in plagioclase during weathering: Evidence from semi-arid Northeast Brazil</i> . Geoderma.	140
[7] 2009 – <i>Cartographie morphopédologique : de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie</i> . Géomorphologie : relief, processus, environnement.	152
[8] 2011 – <i>Systèmes morphopédologiques et gestion de l'eau dans le nord-est du Brésil et le Sud de l'Inde : une analyse comparative et multi-échelles</i> . In: Natures tropicales : enjeux actuels et perspectives.	166
[9] 2011 – <i>De la gestion traditionnelle des terres à la gestion agroécologique des sols dans le Sertão brésilien : la clé d'un développement agricole durable ?</i> Norois.	182
[10] 2012 – <i>Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil)</i> . Catena.	198
3.3. THEME 3 : GEODIVERSITE, BIODIVERSITE ET PATRIMOINES ENVIRONNEMENTAUX	211
[11] 2013 – <i>Patch-scale relationships between geodiversity and biodiversity in hard rock quarries: Case study from a disused quartzite quarry in NW France</i> . Geohéritage.	212
[12] 2013 – <i>Écologie et cénotique des peuplements d'Orthoptères des landes sèches du Haut-Bocage vendéen</i> . Matériaux Orthoptériques et Entomocénotiques.	226
[13] 2015 – <i>Protection et valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France (Bassin de Paris, France)</i> . État des lieux et perspectives. VertigO.	248
[14] 2017 – <i>Géopatrimoine et biopatrimoine, à la croisée entre conservation et développement. Une approche des trajectoires patrimoniales dans le Cariri du Ceará (Nordeste brésilien)</i> . Annales de Géographie.	280
[15] 2017 – <i>Araripe Basin: A Major Geodiversity Hotspot in Brazil</i> . Geohéritage.	298
TABLE DES MATIERES	315

Géodiversité, biodiversité et patrimoines environnementaux

De la connaissance à la conservation et à la valorisation – *Volume 2*

Forgé sur le modèle de biodiversité, le concept de géodiversité sert à désigner la variabilité du monde abiotique dans ses composantes géologique (roches, minéraux, fossiles), géomorphologique (formes du relief), pédologique (sols) et hydrologique (eaux de surface et souterraines), ainsi que l'ensemble des processus naturels et anthropogéniques qui en sont à l'origine. Apparu il y a une vingtaine d'années dans le monde anglo-saxon et aujourd'hui admis et reconnu par la communauté scientifique internationale, le concept de géodiversité émerge comme un nouveau paradigme sous-tendant l'élaboration des politiques de conservation et de valorisation appliquées à la composante abiotique de la nature. Construit autour du triptyque connaissance – conservation – valorisation, ce mémoire d'HDR explore les liens conceptuels et fonctionnels entre géodiversité et biodiversité jusque dans la sphère patrimoniale, où géopatrimoine et biopatrimoine sont intégrés dans un ensemble plus vaste, celui des patrimoines environnementaux. Le volet *connaissance* (production de données primaires et de savoirs fondamentaux) demeure le pilier initial sur lequel asseoir les stratégies intégrées de conservation de la nature (biotique et abiotique) et les actions de valorisation patrimoniale. Tirant les leçons de l'expérience menée dans le champ voisin de la biologie de la conservation, les problématiques de *conservation* de la géodiversité (ou géoconservation) sont abordées en profondeur, de l'évaluation des enjeux (cartographie des *hotspots* de géodiversité à l'échelle régionale) jusqu'à l'expérimentation des pratiques de gestion intégrée du géopatrimoine et du biopatrimoine dans les espaces protégés (France, Brésil). Enfin, la *valorisation* de la géodiversité, incluant ses relations avec la biodiversité et le patrimoine culturel, est aujourd'hui un objectif partagé par de nombreux acteurs territoriaux qui sollicitent de plus en plus l'expertise des géoscientifiques et des géographes pour concevoir des projets innovants, dans une perspective éducative et/ou touristique, allant dans le sens d'un rapprochement entre l'Université et la société civile.

Mots-clés : géodiversité – géopatrimoine – biodiversité – biopatrimoine – conservation de la nature – valorisation patrimoniale – France – Brésil.

