



HAL
open science

Provenance du matériel à l'origine des formations pédologiques quaternaires des archipels des Bermudes et des Bahamas

François Prognon

► **To cite this version:**

François Prognon. Provenance du matériel à l'origine des formations pédologiques quaternaires des archipels des Bermudes et des Bahamas. Sciences of the Universe [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2006. English. NNT: . pastel-00003287

HAL Id: pastel-00003287

<https://pastel.hal.science/pastel-00003287>

Submitted on 15 Jan 2008

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

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



Collège doctoral

Ecole Doctorale n° **398** : "Géosciences et Ressources Naturelles"

N° attribué par la bibliothèque

_____/_____/_____/_____/_____/_____/_____/_____/_____/_____/

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

François PROGNON

le 30 novembre 2006

<p>PROVENANCE DU MATERIEL A L'ORIGINE DES FORMATIONS PEDOLOGIQUES QUATERNAIRES DES ARCHIPELS DES BERMUDES ET DES BAHAMAS</p>

Jury

Bernard	BEAUDOIN	Examineur
Marie Madeleine	BLANC-VALLERON	Rapporteur
Gilbert	CAMOIN	Rapporteur
Isabelle	COJAN	Directrice
Pascal	KINDLER	Examineur

Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier **Isabelle Cojan** ma directrice de thèse de m'avoir accueilli au sein du centre des Géosciences de l'Ecole des Mines dès mon DEA. Au cours de ces quatre ans, elle n'a eu de cesse de partager sa connaissance des milieux continentaux, de me guider et de me conseiller.

Je remercie particulièrement **Pascal Kindler** pour son soutien et l'intérêt constant qu'il a porté à mon travail. Sa grande connaissance de la géologie des deux archipels des Bermudes et des Bahamas fut des plus précieuses. Je le remercie d'avoir accepté d'être examinateur de cette thèse. Je tiens à exprimer mes remerciements sincères à **Bernard Beaudoin** pour avoir toujours su m'écouter et pour avoir accepté de présider mon jury de thèse. Je remercie tout particulièrement **Gilbert Camoin** et **Marie-Madeleine Blanc-Valleron** qui ont accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Ce manuscrit a grandement bénéficié de leur nombreuses corrections et remarques.

Je dois beaucoup à **Médard Thiry**. Son analyse critique des spectres RX a permis de très vite orienter mon travail. Par la suite j'ai beaucoup progressé à son contact. Nos entrevues ont toujours été très instructives. Comment ne pas remercier **Michel Demange** pour l'incalculable aide qu'il m'a apportée, moi qui ai fait une thèse en sédimentologie pour ne plus avoir à faire de pétrologie.... Je suis extrêmement reconnaissant envers **Jean-Michel Schmitt** qui a accepté de me recevoir, de m'écouter, de réaliser des modélisations géochimiques et de me guider dans leur interprétation. Mes remerciements s'adressent également à **Anne-Marie Karpoff** pour son accueil, les analyses réalisées et pour les discussions que nous avons eues sur les sédiments bahamiens. Je tiens à exprimer toute ma gratitude à **Annie Gaudichet** et **Sandrine Caquineau** qui ont éclairé ce travail de leurs connaissances sur les poussières sahariennes. Je remercie également **Michel Picard** et **Eric Robin** d'avoir accepté de discuter des problèmes minéralogiques ainsi que **Wolfgang Sterrer** pour son accueil chaleureux et le sacrifice de son précieux échantillon de lave.

Je remercie **Carole Nawratil-De Bono** qui a accepté de me transmettre ses échantillons et ses carnets de note des Bermudes ainsi que ses résultats d'analyses minéralogiques des paléosols des Bahamas.

Merci aux indispensables **Philippe, Sylvie, Dom, Catherine** et **Monique** sans qui la vie au labo aurait été beaucoup moins agréable.

Je tiens tout particulièrement à remercier **Nicole Forette** pour les centaines d'analyses, de tests et d'interprétations de spectres qu'elle a réalisées au cours de ces trois années. J'ai toujours pu compter sur sa gentillesse, sa patience et sa compréhension. Ce travail a également grandement bénéficié de l'aide de **Lin-Thy**, de **Pierre Bachelet**, de **Frédéric Couffignal** et de **Dédé**.

Un clin d'œil à **Hugo**, ami de tous les jours, trublion du laboratoire aux géo-blagues douteuses. Un grand merci aux nombreux thésards du centre : les anciens (**Anne, David, Julien, Simon, Nghia**), les filles (**Rosalie, Aurélie, Sunsea**), les nouveaux (**Pierre-Yves, Cyril-Cedric**) ainsi qu'aux foteux et aux thésards du **CMM** (**Romain, Timothée, Raffi, Thomas, Costin**). Les séances d'exorcisme au Martin's me manqueront. A special thanks to **Terry** et un grand merci à **Mozi** ainsi qu'aux membres de la **COGIP**.

Mes pensées se tournent vers ma famille pour son soutien inconditionnel et ses encouragements. C'est à elle, et en particulier à mon père, que je souhaite dédier ce mémoire.

Les mots ne sauraient exprimer ma reconnaissance envers **Caroline**. Merci pour ton soutien, ta confiance, tes encouragements et ta compréhension.

RESUME

Les îles des archipels des Bermudes et des Bahamas sont caractérisées par l'alternance de dépôts carbonatés et de paléosols. Les formations pédologiques présentent une composition minéralogique complexe et riche en minéraux argileux qui contraste avec la monotonie de l'encaissant quasi exclusivement carbonaté. L'origine de la formation des sols et paléosols des Bahamas et des Bermudes a classiquement été rapportée à l'accumulation puis à l'altération des poussières sahariennes dans les profils.

Les paléosols des Bermudes sont des formations pédologiques particulièrement homogènes, épaisses, de couleur rouge et de texture sablo-argileuse. Leur minéralogie est principalement composée de carbonates, de minéraux argileux, de minéraux phosphatés et d'oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium. Le cortège argileux est composé de kaolinite, de chlorite et d'interstratifiés chlorite/vermiculite. L'analyse détaillée du cortège argileux a permis de mettre en évidence que le matériel à l'origine des paléosols des Bermudes provient de l'édifice volcanique sous-jacent. L'apport volcanique est renforcé lors des périodes de bas niveau marin pendant lesquelles l'édifice volcanique est découvert. Le matériel est soufflé sur l'île et incorporé dans les sols où il subit alors les phénomènes d'altération pédologique. Le taux d'accumulation du matériel volcanique était probablement supérieur au taux d'altération par pédogenèse. Ce phénomène explique la relative homogénéité de la minéralogie des paléosols des Bermudes dans le temps et dans l'espace. Le flux de particules atmosphériques d'origine saharienne est dilué sous l'importance du flux de matériel volcanique.

Les formations pédologiques de l'île d'Eleuthera (Bahamas) sont formées de niveaux peu épais de couleur rouge. Leur minéralogie est dominée par les carbonates. La nature des minéraux carbonatés diffère en fonction de l'âge et de la durée d'exposition des formations : les formations récentes contiennent de la kutnahorite ; les formations anciennes, qui ont bénéficié d'une période d'exposition plus importante, contiennent de l'hydrotalcite. La durée d'exposition semble être le principal facteur de contrôle de la minéralogie de ces formations. L'étude comparative de la minéralogie des paléosols des îles de San Salvador et d'Eleuthera montre que l'évolution des unités pédologiques est liée à leur capacité à lessiver l'intégralité de leur contenu carbonaté. Ce facteur peut être en partie contrôlé par la structure de la plate-forme sous-jacente et en partie lié à la nature du substratum carbonaté (aragonitique ou calcitique).

Le cortège argileux des paléosols des Bahamas est directement hérité d'un apport éolien allochtone. Ce cortège est retrouvé dans les sédiments marins (leg ODP 166-site1006). La forte teneur en illite et la présence de palygorskite témoignent de l'origine nord-saharienne d'une partie du matériel à l'origine de ce cortège. La teneur élevée en chlorite et les fluctuations de la teneur en dolomite au sein de l'enregistrement marin laissent supposer la contribution d'une seconde source de matériel, probablement les loess nord-américains.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1. CONTEXTE DE L'ETUDE	3
1.1. Les Bermudes	5
1.1.1. Localisation	5
1.1.2. Climatologie des Bermudes	5
1.1.3. Contexte géologique	5
1.1.4. Le substratum volcanique	8
1.1.4.1. Présence à l'affleurement	8
1.1.4.2. Datation de l'activité volcanique	9
1.1.4.3. Minéralogie de l'édifice volcanique	10
1.1.4.4. Un volcanisme de point chaud	12
1.1.5. Les dépôts sédimentaires	12
1.1.5.1. Modèle de dépôt	13
1.1.5.2. Stratigraphie des dépôts quaternaires	14
1.1.5.3. Les dépôts carbonatés	18
1.1.5.4. Les karsts	21
1.1.5.5. Les formations pédologiques	21
1.1.6. Conclusions	28
1.2. Les Bahamas	30
1.2.1. Localisation	30
1.2.2. Climatologie des Bahamas	30
1.2.3. Contexte géologique	31
1.2.3.1. Hypothèses de formation des Bahamas	31
1.2.3.2. Mouvements tectoniques	32
1.2.3.3. Evolution quaternaire de la plate-forme	32
1.2.4. Les dépôts sédimentaires	33
1.2.4.1. Modèle de dépôt	33
1.2.4.2. Stratigraphie des Bahamas	34
1.2.4.3. Les dépôts carbonatés	38
1.2.4.4. Les karsts	39
1.2.4.5. Les formations pédologiques	40
1.2.5. Conclusions	43
1.3. Conclusions du chapitre	45

CHAPITRE 2.	UN APPORT EXTERIEUR DE MATERIEL	47
2.1.	Le régime climatique actuel	49
2.1.1.	Caractéristiques des vents et poussières troposphériques	49
2.1.1.1.	La circulation générale	49
2.1.1.2.	Les vents troposphériques dominants au-dessus des Bahamas et des Bermudes	50
2.1.1.3.	Les poussières sahariennes	51
2.1.1.4.	Les poussières nord-américaines	58
2.1.2.	Vents stratosphériques et influence des sources volcaniques	60
2.1.2.1.	Direction des vents au-dessus de l'Atlantique Nord	60
2.1.2.2.	Le volcanisme des Basses Antilles	60
2.1.2.3.	Le volcanisme d'Amérique Centrale	61
2.2.	Le régime climatique en période glaciaire	63
2.2.1.	Modification des trajectoires des vents dominants	63
2.2.1.1.	Les vents atmosphériques	63
2.2.1.2.	Les vents stratosphériques	65
2.2.2.	Variations du taux d'accumulation des poussières atmosphériques	66
2.2.2.1.	Intensification du panache hivernal de poussières	66
2.2.2.2.	Fluctuation du panache estival de poussières	66
2.2.2.3.	Causes de l'augmentation du flux de poussières atmosphériques pendant les périodes glaciaires	67
2.3.	Les différentes zones sources possibles de matériel	69
2.4.	Un matériel d'origine saharienne ?	70
2.4.1.	Les paléosols des Bermudes	70
2.4.2.	Les paléosols des Bahamas	71
2.4.3.	Paradoxes climatiques	72
2.5.	Conclusions du chapitre	74
CHAPITRE 3.	LES PALEOSOLS DES BERMUDES	75
3.1.	Introduction	77
3.2.	Les sites étudiés	78
3.3.	Méthodes d'étude des paléosols	80
3.3.1.	Echantillonnage	80
3.3.2.	Etude de la micromorphologie des paléosols	80
3.3.3.	La diffractométrie aux rayons X	81

3.3.4. Les analyses à la microsonde	82
3.3.5. Analyses ICP sur matrice pédologique	82
3.4. Description des formations pédologiques des Bermudes	83
3.4.1. Description macroscopique	83
3.4.1.1. Relations entre les profils et leur substratum	83
3.4.1.2. La partie des sols préservée dans les paléosols	87
3.4.2. Description microscopique	92
3.4.2.1. Les paléosols	92
3.4.2.2. Les dépôts de colluvion	95
3.4.3. Interprétation des structures	96
3.4.3.1. La maturité des sols en fonction de l'âge	96
3.4.3.2. La décarbonatation	97
3.4.3.3. Le rôle de la catena	97
3.4.3.4. Interprétations climatiques	98
3.4.3.5. La préservation des sols	100
3.5. Minéralogie des paléosols des Bermudes	101
3.5.1. Distinction entre les minéraux de la famille des chlorites et de la famille des H.I.C.	101
3.5.2. Description et minéralogie des profils étudiés	103
3.5.2.1. Le profil GBRT « Grape Bay Railway Track ».	103
3.5.2.2. Le profil BQ « Bierman's Quarry »	105
3.5.2.3. Le profil HSB « Horse Shoe Bay »	108
3.5.2.4. Le profil PBC « Pink Beach Club »	111
3.5.2.5. Discussion	111
3.5.3. Evolution du cortège argileux en fonction de l'âge des paléosols	113
3.5.4. Les grains noirs présents au sein des paléosols	117
3.5.4.1. Description et répartition	117
3.5.4.2. Observation microscopique	122
3.5.4.3. Détermination du cortège minéralogique	122
3.5.4.4. Conclusions	123
3.5.5. Discussion sur la minéralogie des paléosols des Bermudes	123
3.5.5.1. Cohabitation de minéraux frais et de minéraux évolués	123
3.5.5.2. La présence de minéraux volcaniques au sein des paléosols	124
3.5.5.3. Importance de la composante allochtone	124
3.5.5.4. Une minéralogie incompatible avec celle des poussières sahariennes	125
3.5.6. Conclusions	126
3.6. Comparaison minéralogique et géochimique du piton volcanique et des paléosols des Bermudes	127
3.6.1. Etude minéralogique	127
3.6.1.1. Comparaison des cortèges minéralogiques	127

3.6.1.2.	Une origine locale des grains volcaniques	128
3.6.1.3.	Influence du matériel volcanique sur la minéralogie des paléosols	129
3.6.2.	Les rapports en éléments majeurs	135
3.6.3.	Conclusions	136
3.7.	Les facteurs contrôlant la formation et le développement des paléosols des Bermudes	137
3.7.1.	La nature du matériel source	137
3.7.1.1.	Un matériel préalablement altéré	137
3.7.1.2.	Un apport de matériel volcanique plus lointain ?	138
3.7.2.	Les variations eustatiques	140
3.7.2.1.	La proximité du matériel volcanique	140
3.7.2.2.	Un phénomène de déflation éolienne	142
3.7.2.3.	Variations du niveau marin au cours du Quaternaire et contamination des paléosols	143
3.7.2.4.	Tri densitaire du cortège minéralogique issu du volcan et contamination des sols	145
3.7.3.	Le flux de particules atmosphériques	147
3.7.3.1.	Une dilution de la composante aérosol ?	147
3.7.3.2.	Une migration du panache estival de poussières sahariennes ?	149
3.7.3.3.	Discussion et conclusions	149
3.8.	Conclusions du chapitre	152
CHAPITRE 4.	LES PALEOSOLS DES BAHAMAS	155
4.1.	Introduction	157
4.2.	Les sites étudiés	158
4.2.1.	Localisation des sites étudiés	158
4.2.2.	Intervalles de temps échantillonnés	160
4.3.	Méthode d'étude des paléosols	162
4.3.1.	Echantillonnage	162
4.3.2.	Analyses minéralogiques et géochimiques	162
4.3.3.	La modélisation géochimique	162
4.3.3.1.	Principe	162
4.3.3.2.	Limites de la méthode de modélisation	163
4.4.	Description des formations pédologiques	165
4.4.1.	Description macromorphologique	165
4.4.1.1.	Interaction avec l'encaissant	165
4.4.1.2.	Les éléments figurés	170
4.4.2.	Description micromorphologique	170
4.4.3.	Interprétation des structures	173

4.4.3.1.	Les différents degrés d'évolution des formations pédologiques	173
4.4.3.2.	Les phénomènes de colluvionnement	173
4.5.	Minéralogie des paléosols des Bahamas	174
4.5.1.	Description et minéralogie des profils	174
4.5.1.1.	Les paléosols	174
4.5.1.2.	Les remplissages karstiques	176
4.5.1.3.	Discussion et conclusions	178
4.5.2.	Evolution des cortèges minéralogiques	181
4.5.2.1.	Introduction	181
4.5.2.2.	Le cortège carbonaté	182
4.5.2.3.	Le cortège non carbonaté	187
4.5.2.4.	Discussion et conclusions	190
4.6.	Comparaison de la minéralogie des paléosols des îles d'Eleuthera et de San Salvador : mise en évidence de l'importance des facteurs locaux	194
4.6.1.	Deux morphologies différentes de la plate-forme	194
4.6.1.1.	Modélisations géochimiques	194
4.6.1.2.	Comparaison des modélisations avec les analyses minéralogiques des paléosols	197
4.6.2.	Un substratum carbonaté de nature différente	198
4.6.3.	Discussion et conclusions	198
4.7.	Origine du matériel détritique parvenant jusqu'à l'archipel des Bahamas	199
4.7.1.	Les sédiments marins au large des Bahamas	199
4.7.1.1.	Localisation des forages	199
4.7.1.2.	Des dépôts carbonatés parcourus de niveaux argileux	201
4.7.1.3.	Age des niveaux argileux	201
4.7.1.4.	Origine des niveaux argileux	202
4.7.1.5.	Conclusions et perspectives	208
4.7.2.	Comparaison des enregistrements marins et continentaux	210
4.7.2.1.	Un flux de minéraux non carbonatés comparable	210
4.7.2.2.	Un cortège argileux proche	211
4.7.2.3.	Comparaison des rapports Al_2O_3/TiO_2	211
4.7.2.4.	Discussion : un mélange de matériel d'origine américaine et africaine ?	213
4.7.3.	Conclusions	215
4.8.	Conclusions du chapitre	217

CHAPITRE 5. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	219
5.1. Conclusions générales	221
5.2. Perspectives	223
BIBLIOGRAPHIE	227
LISTES DES FIGURES	239
LISTES DES TABLEAUX	243
ANNEXE 1 : METHODES ANALYTIQUES	245
ANNEXE 2 : PROFILS ETUDIES AUX BERMUDES	247
ANNEXE 3 : RESULTATS DES ANALYSES REALISEES AUX BERMUDES	257
ANNEXE 4 : PROFILS ETUDIES AUX BAHAMAS	269
ANNEXE 5 : RESULTATS DES ANALYSES REALISEES AUX BAHAMAS	273

Introduction

L'étude des systèmes atmosphériques quaternaires, leur mise en place et leur évolution a connu de grandes avancées grâce aux études menées sur les carottes de glace forées aux pôles (Svensson *et al.*, 2000) ou sur les sédiments marins provenant de la bordure ouest-africaine (Grousset *et al.*, 1998). Ces dernières ont mis en évidence l'importance des variations des flux de poussières émanant du Sahara. Ces panaches de poussières, transportés par les vents troposphériques, traversent l'Atlantique jusqu'aux Caraïbes et constituent une part non négligeable des apports détritiques dans tout le bassin océanique atlantique.

Jusqu'à maintenant, ce flux de particules atmosphériques a essentiellement été étudié au sein des archives marines (Kolla *et al.*, 1979 ; Sarnthein *et al.*, 1982 ; Ruddiman, 1997; Grousset *et al.*, 1998). Peu d'études se sont focalisées sur l'enregistrement continental (Muhs *et al.*, 1990). En effet, le développement des formations pédologiques est gouverné par de nombreux paramètres tant allochtones (climat) qu'autochtones (prépondérance des effets de station) qui compliquent l'identification de leurs facteurs forçants.

Les Bermudes et les Bahamas se situent dans la partie occidentale de l'Atlantique Nord. Ces deux archipels pourtant distants d'un millier de kilomètres, possèdent une architecture de dépôts très similaire, articulée autour d'une alternance de dépôts carbonatés et de paléosols de type « terra rossa ». Ces unités pédologiques quaternaires sont intercalées entre des unités carbonatées, majoritairement des éolianites formées de matériel marin. Des modèles stratigraphiques très complets ont été développés au cours des nombreuses études portant sur les formations pléistocènes des archipels (Kindler et Hearty, 1997; Vacher et Rowe, 1997). Selon ces modèles qui couvrent les 500 derniers milliers d'années, le dépôt des formations carbonatées intervient lors des périodes interglaciaires alors que les paléosols se développent tout au long des périodes glaciaires.

Les unités pédologiques de ces archipels contiennent une grande quantité de minéraux alumineux (forte teneur en minéraux argileux) et des minéraux de nature très variée (minéraux phosphatés, titanifères, oxydes de fer). Leur diversité et complexité minéralogique contraste avec la monotonie de l'encaissant carbonaté (Ruhe *et al.*, 1961 ; Boardman *et al.*, 1995). Les archipels des Bermudes et des Bahamas, isolés au sein de l'océan Atlantique, sont considérés comme tectoniquement stables et protégés de tout détritisme fluvial local ou continental. Les seules sources de matériel non carbonaté disponibles sont alors les poussières atmosphériques (Prospero, 1996). Plusieurs sources de poussières ont été évoquées dans la littérature, mais la plupart des études menées précédemment conduisent à la même conclusion : les unités pédologiques des deux archipels se sont formées à partir de l'accumulation puis de l'altération des poussières atmosphériques provenant du Sahara (Muhs *et al.*, 1990 et Herwitz *et al.*, 1996).

Néanmoins, malgré des périodes de temps et des durées de maturité comparables la minéralogie des paléosols des deux archipels est différente. De plus, les paléosols des Bermudes, pourtant situés au nord de la zone d'étude, semblent plus développés que les paléosols des Bahamas (Herwitz et Muhs, 1995). Or, la zone méridionale devrait être plus favorable à l'altération pédologique. Ce paradoxe ne peut être expliqué que par la meilleure connaissance du matériel source à l'origine des sols et paléosols. Pour ce faire, nous documenterons la minéralogie des unités pédologiques des deux archipels et prendrons en considération les différentes sources possibles de matériel susceptible de rentrer dans la composition des paléosols.

Notre étude s'articulera autour de plusieurs points :

- une synthèse bibliographique sur la géologie des deux archipels et en particulier sur les formations pédologiques ;
- une synthèse bibliographique sur les systèmes des vents troposphériques et stratosphériques susceptibles de transporter du matériel détritique ou volcanique depuis les sources jusqu'au archipels considérés ;
- les résultats que nous avons obtenus sur les paléosols des Bermudes et des Bahamas en insistant sur leur minéralogie.

Cette démarche nous amènera à discuter certains éléments de la paléoclimatologie du Quaternaire. En particulier, elle nous permettra d'apporter de nouvelles informations sur l'évolution passée du système atmosphérique au dessus de l'Atlantique Nord lors des 500 derniers milliers d'années.

Chapitre 1. Contexte de l'étude

1.1. Les Bermudes

1.1.1. LOCALISATION

Situé à l'ouest de l'océan Atlantique Nord, l'archipel des Bermudes (32°20'N et 64°45'W) se trouve à environ 1000 km au sud-est de Cape Hatteras en Caroline du Nord (Fig. 1A).

Les îles principales de l'archipel des Bermudes sont au nombre de cinq et représentent la quasi-totalité des 56 km² de terres émergées des Bermudes. En réalité, il existe près de 150 îles et îlots dans l'archipel. Bien que situés sous des latitudes subtropicales la plate-forme et l'archipel représentent des systèmes exclusivement carbonatés. L'île principale s'étend sur la bordure sud d'une plate-forme carbonatée de 650 km². Cette plate-forme a été décrite comme le récif coraux algues (= coralgai) le plus septentrional de l'Atlantique Nord. Submergée sous une profondeur d'eau moyenne de 20 m, elle repose sur le sommet d'un mont sous-marin d'origine volcanique [détails dans Vacher et Rowe (1997)].

1.1.2. CLIMATOLOGIE DES BERMUDES

L'archipel des Bermudes bénéficie actuellement d'un climat subtropical grâce au Gulf Stream. La température de l'océan varie en moyenne entre 19,3°C en février/mars et 27,3°C en août/septembre. La température de l'air oscille annuellement entre 13°C et 32°C avec une moyenne de 22°C. Les précipitations sont importantes (146 cm/an) et sont régulièrement réparties sur toute l'année. L'île connaît 168 jours de pluie par an avec une moyenne de 11 à 17 jours de pluie par mois [détails dans Vacher et Rowe (1997)].

Le climat est influencé par les variations de la cellule de haute pression des Bermudes/Açores. Cette dernière contrôle les vents d'Ouest dans la partie centrale de l'Atlantique Nord. Le front de cet anticyclone subtropical oscille entre 28°N en mai et 36°N en août/septembre. Cet anticyclone s'intensifie l'été et le front des vents d'Ouest est alors repoussé au nord des Bermudes. Ce même front traverse l'archipel en hiver. Il en résulte une oscillation du régime des vents dominants avec les saisons : les alizés prédominent en été alors que les vents d'Ouest prédominent en hiver (Vacher et Rowe, 1997). Cette oscillation du régime des vents atmosphériques se traduit par une variation dans la nature des poussières atmosphériques parvenant jusqu'aux Bermudes : en été les poussières proviennent du Sahara et en hiver de l'Amérique du Nord (Rueger, 2002). Les coups de vent sont fréquents en hiver et soufflent depuis l'ouest et le nord-ouest.

1.1.3. CONTEXTE GEOLOGIQUE

La plate-forme des Bermudes se situe à l'intérieur du « Bermuda Rise » (Heezen *et al.*, 1959). Ce bassin océanique long de 900 km et large de 600 km est délimité par l'isobathe - 5000 m (Detrick *et al.*, 1986) [détails dans Vacher et Rowe (1997)] (Fig. 1A).

Au sud-ouest du « Bermuda Rise », s'élève le « Bermuda Pedestal ». Il est formé par l'alignement de trois monts sous-marins : le mont Plantagenet (parfois appelé Argus), le mont Challenger et la plate-forme des Bermudes. Sur ce dernier relief, s'appuie l'archipel des Bermudes. Les deux autres reliefs, tout deux submergés, culminent à une profondeur de 50 m sous le niveau marin actuel (Fig. 1B). Cet alignement de reliefs a très tôt été reconnu comme étant un alignement d'édifices volcaniques (Verrill, 1907; Pirsson, 1914a).

Orientée NE-SW, la plate-forme des Bermudes s'étend sur 50 km de long et 25 km de large. Elle se situe à une profondeur maximale de - 185 m. Sur son flanc sud-est, une pente relativement douce fait passer la bathymétrie de - 185 m à - 4200 m en 37 km (Officer *et al.*, 1952). A cette profondeur de - 4200 m, la base du mont sous-marin est estimée à 130 km de long et 80 km de large (Heezen *et al.*, 1959). Isolées au milieu de la partie océanique de la plaque nord-américaine, les Bermudes sont considérées comme tectoniquement stables.

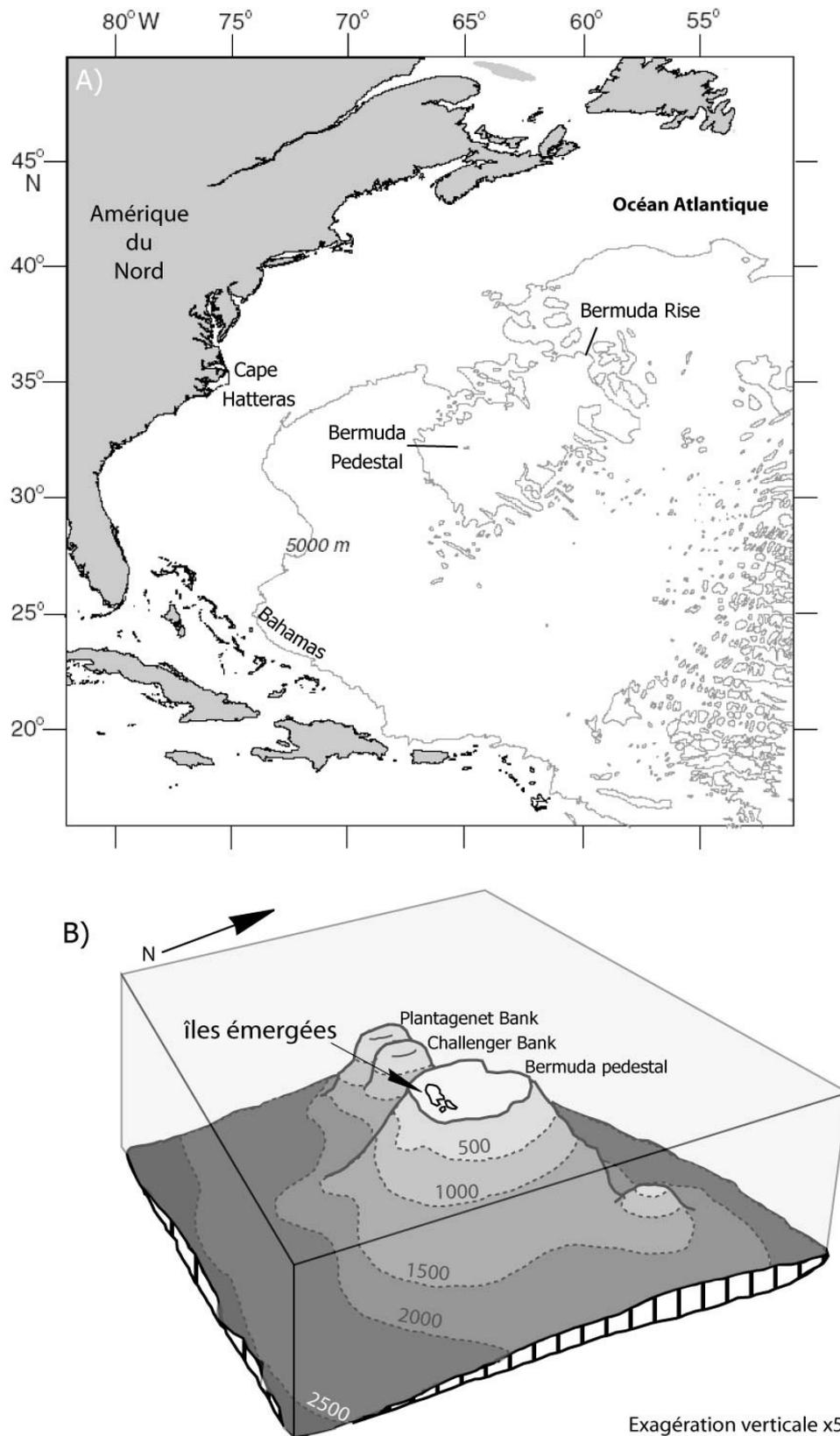


Figure 1 - A) Localisation des Bermudes (Dunbar, 2001). B) Détails du « Bermuda pedestal » formé par l’alignement de trois monts sous-marins : le mont Plantagenet (parfois appelé Argus), le mont Challenger et la plate-forme des Bermudes (James et Schenk, 1983).

1.1.4.1. Présence à l’affleurement

Aujourd’hui, l’édifice volcanique des Bermudes est intégralement immergé et recouvert par des sédiments carbonatés. Les données acquises sur ce volcan sont donc uniquement issues de l’étude de quelques forages et de celle des grains d’origine volcanique présents au sein des sables des plages fossiles et actuelles du secteur de Whale Bone Bay (Fig. 2).

Ces grains sont, en surface, les seuls témoins de la présence de l’édifice volcanique sous les dépôts carbonatés (Blackburn et Taylor, 1969). Ils proviennent sans doute d’affleurements locaux immergés de roches volcaniques (Land *et al.*, 1967). Le meilleur affleurement de sables de ce type est retrouvé dans les faciès marins de la Formation de Upper Town Hill à Whale Bone Bay. Il est possible de trouver les grains dans des sédiments de plages lithifiés, situés à 1 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Ils forment des bandes noires aisément reconnaissables au milieu des lamines grano-classées de sables calcaires. Par ailleurs, ce sable est aussi retrouvé non induré dans la zone actuelle de battement des vagues.

Lors de nos séjours sur le terrain, ces grains de minéraux lourds ont également été récoltés sur plusieurs plages de Coney Island qui font face à Whale Bone Bay.

L’occurrence de larges galets de roches volcaniques aurait été relevée lors de l’excursion de 1974 dans la grotte de Governor’s Quarry (J. E. Mylroie, communication personnelle). L’essentiel des données acquises sur l’édifice volcanique des Bermudes est issu de l’étude des quelques forages réalisés depuis le début du 20^{ème} siècle (Fig. 2).

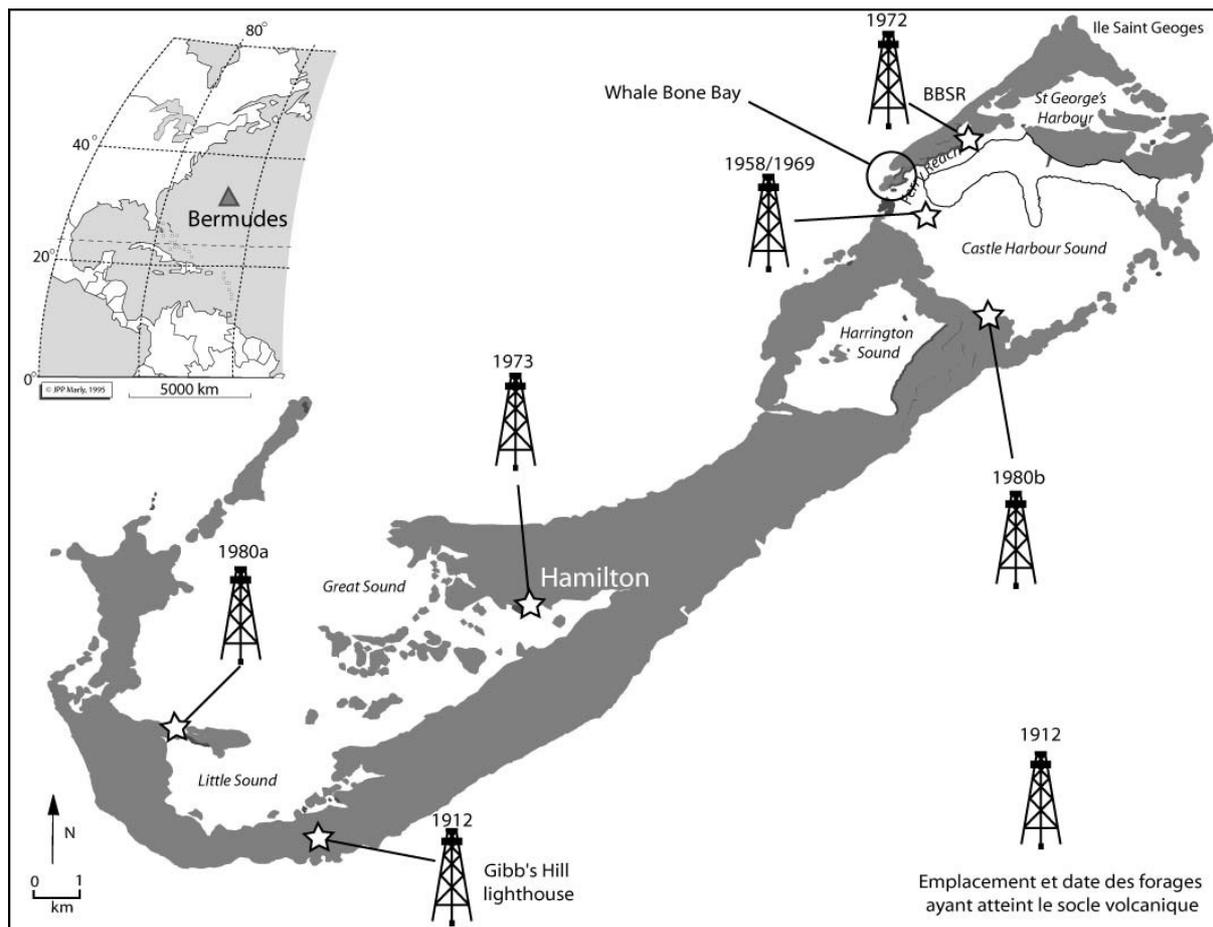


Figure 2 - Carte des Bermudes (Vacher *et al.*, 1989) et localisation des forages ayant atteint le substratum volcanique (Peckenham, 1981). BBSR : Bermuda Biological Station for Research.

1.1.4.2. Datation de l'activité volcanique

C'est à partir de 1907 que les auteurs ont commencé à supposer l'existence d'un mont volcanique sous-marin sous les formations carbonatées des Bermudes. Ils suggèrent alors une formation d'âge triasique (Verrill, 1907).

Cependant, le « Bermuda pedestal » repose sur l'anomalie magnétique M-0 (Tucholke et Vogt, 1979; Tucholke et Mountain, 1986), ce qui permet de dater le plancher océanique entourant les Bermudes à 120 Ma (Kent et Gradstein, 1986). La sismique réflexion et les forages ont montré que le soulèvement du « Bermuda Rise » a commencé à l'Eocène (40-50 Ma) (Tucholke et Vogt, 1979; Tucholke et Mountain, 1986).

La première datation radiométrique entreprise aux Bermudes a été réalisée dès 1969 (Gees, 1969). Deux échantillons de roches ignées ont été datés par la méthode potassium argon : l'un provenant du puits de Gibb's Hill, l'autre provenant d'un forage près du Ferry Reach Causeway. Le premier donne un âge de 34 Ma et le second un âge de 52 Ma. Néanmoins, au regard de l'état d'altération des échantillons et du manque de description pétrographique, la représentativité de ces données est discutable. Au cours de l'été 1972, le « Dalhousie University project Deep Drill 1972 » a permis le forage d'une carotte continue de

767 m au niveau de la station biologique (BBRS). Elle traverse 33 m de sédiments pléistocènes puis pénètre à l'intérieur des roches ignées. 600 échantillons de basalte altéré et 400 de lamprophyres intrusives ont été prélevés et étudiés (Reynolds et Aumento, 1974). Tous les échantillons ont subi une intense altération hydrothermale. La datation de la roche est donc probablement non représentative. Heureusement, il a été possible de comparer les données « roches totale » des laves et des intrusions à celles obtenues sur des phlogopites concentrées dans les intrusions de lamprophyres. Le temps séparant l'injection des phlogopites de l'intrusion des lamprophyres est estimé faible (quelques millions d'années). L'événement intrusif est daté par les phlogopites à 35 Ma. Les datations obtenues à partir des laves sont de 48 et 91 Ma. Les écarts de datations sont attribués aux variations de la chimie de l'édifice lors des phénomènes d'intrusion. Certains auteurs suggèrent que cette lave est du même âge que le plancher océanique environnant, soit 110-120 Ma (datation par paléomagnétisme) [détails dans Vacher et Rowe, 1997].

L'estimation des derniers soubresauts de l'activité volcanique sous la plate-forme des Bermudes est empreinte d'incertitude : selon les auteurs, ils oscillent entre la fin du Miocène et le début de l'Oligocène : Pirsson (1914b) propose un âge éocène ou oligocène inférieur pour les premiers sédiments recouvrant le mont sous-marin. Les activités volcaniques sont alors considérées comme ante-Eocène, voire Oligocène inférieur. L'examen des foraminifères dans le matériel couvrant les laves révèle une faune majoritairement miocène (Carman, 1933) avec un spécimen éocène. En se fondant sur cette étude, Wilson (1963a, 1963b) suppose un âge de 36 Ma pour le volcan qui forme le soubassement des Bermudes [détails dans Vacher et Rowe (1997)].

La présence de turbidites volcano-clastiques, à 140 km à l'est de l'archipel des Bermudes, démontre que les volcans, alors émergés, ont été activement érodés entre le milieu de l'Eocène et le début de l'Oligocène (43-35 Ma). L'arrêt des dépôts volcano-clastiques et par conséquent la fin de l'érosion aérienne datent probablement de la fin de l'Oligocène [détails dans Vacher et Rowe (1997)].

Notons que le Castle Harbour Sound (Fig. 2) est une dépression quasi-circulaire qui a été interprétée comme une ancienne caldeira dont l'âge est inconnu, seulement estimé antérieur au dépôt des carbonates néogènes (Gees, 1969).

1.1.4.3. Minéralogie de l'édifice volcanique

Etude des forages

Le socle basaltique des Bermudes est formé d'un basalte mélilitique parcouru par des dykes de roches alcalines très riches en titane, classées dans les lamprophyres. Trois études ont détaillé la minéralogie des roches ignées.

- La première fait suite à un forage d'aménagement du territoire réalisé en 1912, à un mile à l'ouest du Gibb's Hill lighthouse (Fig. 2). Le socle des Bermudes est

atteint sous 116 m de carbonates néogènes. L'étude du forage montre que l'édifice volcanique est constitué par un basalte mélititique altéré, lui-même parcouru par des injections de laves lamprophyriques (Pirsson, 1914a). Minéralogiquement, ces deux laves semblent très proches. Les auteurs mettent en évidence l'existence de minéraux témoins d'un volcanisme alcalin dont le plus remarquable est la pérovskite (CaTiO_3) (Fig. 3).

- L'étude réalisée par Aumento et Gunn (1974) s'appuie sur une carotte longue de près de 800 m forée lors du Bermuda Deep Drill project⁷² en 1972 (Aumento et Gunn, 1974). Cette étude montre que l'édifice volcanique des Bermudes a subi une intense altération hydrothermale. Les fragments de carotte étudiés présentent une teneur importante en carbonates et de nombreuses vésicules remplies par des zéolites (Aumento et Gunn, 1974). De nombreux minéraux primaires (biotite ou olivine) ont été remplacés par de la calcite. La carotte est parcourue par de nombreuses unités de brèche dont le ciment est formé par un mélange de carbonates et de chlorites. Les 300 premiers mètres de la carotte sont teintés de rouge probablement consécutivement à la percolation des eaux météoriques. Les auteurs précisent que l'édifice volcanique des Bermudes est spilitisé. Les plagioclases ont été transformés en albite et les pyroxènes en minéraux ferromagnésiens hydratés (essentiellement des chlorites). Ces réactions libèrent du calcium qui se retrouve sous la forme de calcite. Aux Bermudes, le cortège minéralogique initial est ainsi substitué par un cortège altéré constitué de calcite+albite+chlorite+smectite. Les smectites sont souvent sous la forme d'interstratifiés chlorite/smectite. Le cortège est complété par de l'analcime et de la magnétite (Fig. 3). L'édifice sous-marin porte également les traces d'un refroidissement rapide. Certains minéraux, comme les titanomagnétites, portent des traces caractéristiques d'exsolution (Aumento et Gunn, 1974).
- Une minéralogie moyenne, proche de celle décrite en 1914, est proposée par Peckenham (1981) à partir de l'étude d'une dernière carotte forée en 1980. Les phénocristaux rencontrés sont essentiellement de la titanaugite et de la Mg-Al titanomagnétite. La matrice est composée de titanaugite, de titanomagnétite, de mélilite, de biotite, de sphènes altérés, d'olivines altérées et de verres altérés (Fig. 3). La roche est riche en calcite, minéral qui se concentre au sein de veines. Le degré d'altération est très variable mais peut atteindre des degrés élevés de chloritisation. Chimiquement, les roches sont sous-saturées en silice, riches en titane et riches en volatiles.

Auteurs	K-feldspath	Albite	Leucite	Néphéline	Al-Méililite	Pyroxène	Olivine	Ti-grenat	Biotite	Phlogopite	Apatite	Pérovskite	Sphène	Anatase	Ti-Magnétite	Fe-Mg spinelle	Al-chromite	Oxydes de fer	Analcime	Phillipsite	K-kalsilite	Tridymite	Calcite	Chlorite	Chl./Verm.	Goethite	Or
Etudes des forages	1	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	2	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆
	3	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆
Sables de plage	4	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆

Figure 3 - Synthèse de la minéralogie de l'édifice volcanique des Bermudes : 1-Pirsson (1914b) ; 2-Aumento et Gunn (1974) ; 3-Peckenham (1981) ; 4-Blackburn et Taylor (1969). Chl./Verm. : chlorite/vermiculite.

Les sables de Whale Bone Bay

La composition de ces sables volcaniques est la suivante (Fig. 3): apatite, chromite, grenat, goethite, pérovskite, anatase, sphène, calcite, magnétite et verre volcanique (Blackburn et Taylor, 1969). Les auteurs n'ont pas classé les minéraux en fonction de l'évolution de leurs teneurs.

1.1.4.4. Un volcanisme de point chaud

L'alignement du « Bermuda Rise » et du « Bermuda pedestal » est perpendiculaire à la direction de dérive des plaques [détails dans Vacher et Rowe (1997)]. En comparaison avec les modèles classiques de point chaud (type Hawaï), les Bermudes présentent des anomalies de flux de chaleur et de taux de subsidence. Ces observations poussent certains auteurs à ne pas considérer le volcanisme des Bermudes comme un volcanisme de point chaud (Peckenham, 1981; Vogt, 1991). Deux alternatives ont été proposées (Vogt, 1991) :

- le volcanisme des Bermudes est un magmatisme intra-plaque lié à l'intensification des contraintes précédant la réorganisation générale des plaques tectoniques ;
- le volcanisme des Bermudes est lié à un upwelling asthénosphérique qui voyage avec la plaque nord-américaine.

Néanmoins, le cortège minéralogique décrit est caractéristique d'une série alcaline intraplaque océanique (Fig. 3), c'est-à-dire d'un point chaud. L'existence de ce type d'édifice est confirmée par la divergence des ondes S sous les Bermudes, signature anisotrope caractéristique des points chauds (Silveira et Stutzmann, 2002).

1.1.5. LES DEPOTS SEDIMENTAIRES

En moyenne, sur l'ensemble de la plate-forme des Bermudes, le sommet de l'édifice volcanique se trouve à une profondeur de - 76 m. La couverture sédimentaire carbonatée présente une épaisseur variable. La partie émergée de cette couverture constitue actuellement les îles de l'archipel des Bermudes. La partie immergée n'a été que très peu étudiée.

Les différentes campagnes de forages laissent supposer que les roches éruptives se situent sous une couche de sédiment de 2-3 m sur la côte nord-ouest de l'île Saint-Georges, de ~ 15 m à l'intérieur du Castle Harbour Sound, de 33 m au niveau du Ferry Reach et de 116 m au niveau du Gibb's Hill Lighthouse (Pirsson, 1914a; Reynolds et Aumento, 1974; Peckenham, 1981) (Fig. 2).

Les dépôts marins carbonatés, non visibles à l'affleurement, n'ont quasiment pas été étudiés. Seuls Carman (1933) et Aumento et Gunn (1974) font référence à leurs âges.

1.1.5.1. Modèle de dépôt

Les faciès observés s'organisent en séquences de dépôts côtiers où alternent carbonates de plages, éolianites et formations pédologiques. L'agencement de ces différents faciès au cours du temps est présenté sous la forme d'un diagramme de Wheeler par Vacher *et al.* (1995). Ce diagramme est présenté sur la figure 4.

Dans un premier temps, il était considéré que les dunes éoliennes carbonatées, les éolianites, s'accumulaient au cours des périodes glaciaires, lorsque le niveau marin était bas et que la plate-forme des Bermudes était exposée. A l'opposé, les sols se formaient pendant les interglaciaires (Sayles, 1931; Officer *et al.*, 1952). Cette interprétation a été contestée par Bretz (1960). Selon cet auteur, les dunes se sont formées pendant les hauts niveaux marins interglaciaires et les sols se sont développés pendant les maxima glaciaires. Des traces d'éolianites fossiles ont été retrouvées jusqu'à - 75 m sous l'actuel niveau de la mer (Pirsson, 1914b; Stanley et Swift, 1967). La présence de ces éolianites submergées démontre que les grandes dunes lithifiées ne se sont pas formées au cours les hauts ou bas niveaux mais pendant les premières phases des régressions marines, à la fin des interglaciaires (Vacher et Hearty, 1989). Un autre scénario proposé par Hearty et Kindler (1995) souligne que le dépôt des éolianites intervient vers la fin de la période interglaciaire, à la faveur d'une élévation rapide du niveau marin.

Les derniers modèles sédimentologiques proposent donc que la construction des éolianites intervienne en période interglaciaire. Il est toujours précédé par la production de sédiments carbonatés sur la plate-forme dans les premiers temps de la phase interglaciaire.

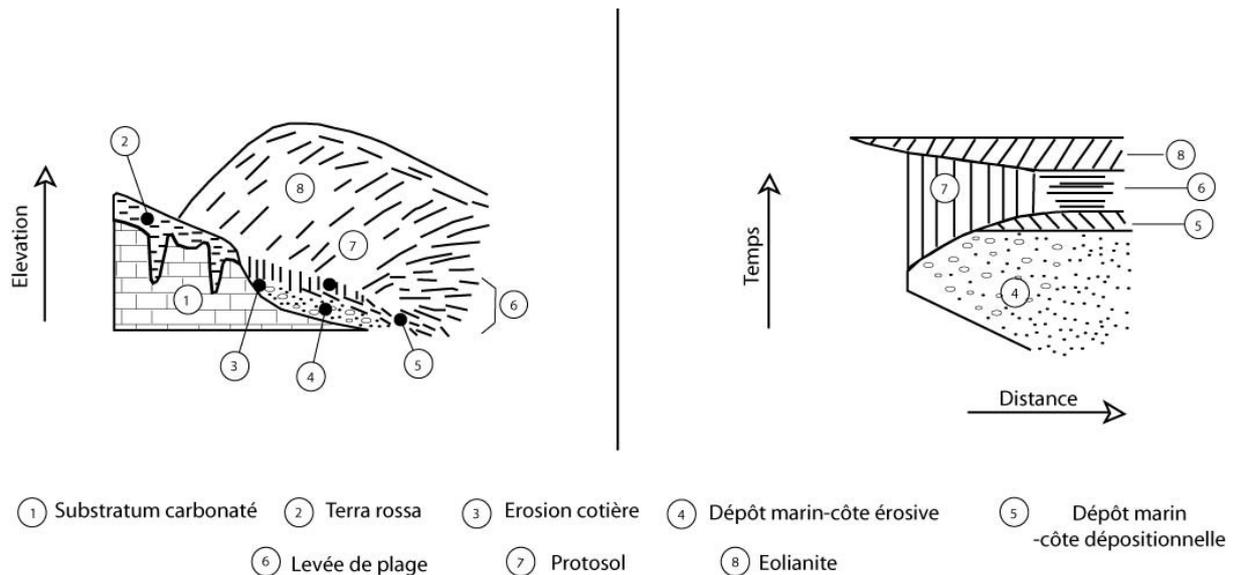


Figure 4 - Diagramme de Wheeler présenté par Vacher *et al.* (1995). Ce diagramme montre les relations entre les dépôts marins, côtiers et terrestres.

1.1.5.2. Stratigraphie des dépôts quaternaires

Lithostratigraphie

Les Bermudes étant considérées comme tectoniquement stables, l'analyse des dépôts côtiers de l'île est très vite apparue importante dans le cadre des études sur les variations des niveaux marins quaternaires. De nombreux auteurs (Verrill, 1907; Sayles, 1931; Bretz, 1960; Land *et al.*, 1967; Land et Mackenzie, 1970; Vacher, 1973) ont décrit et interprété les dépôts pléistocènes. Nous ne présenterons ici que les principaux résultats des dernières études menées sur la stratigraphie des Bermudes. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer aux articles de synthèse de Vacher *et al.* (1995) et Vacher et Rowe (1997).

La lecture du compte rendu de forage du « Bermuda Deep Drill Project'72 » permet de compléter la stratigraphie de Vacher *et al.* (1989) qui ne prend en considération que les dépôts émergés (Fig. 5). Les auteurs mettent en évidence l'existence d'au moins une formation carbonatée et de deux niveaux de paléosols ante-Walsingham (Aumento et Gunn, 1974). Ils attribuent cette formation carbonatée au Nébraskien (Nebraskan vers 620/680 ka) qui correspond au Günz européen. Cette détermination n'est appuyée par aucune datation et apparaît en contradiction avec l'attribution postérieure de la Formation de Walsingham au Pléistocène inférieur (Vacher *et al.*, 1989; Hearty *et al.*, 1992). Le premier de ces paléosols ante-Walsingham est épais de près de 3 m. Selon la description des auteurs, il correspondrait à l'intervalle Nebraskan/Walsingham. Le second, épais de 6,4 m, est présent à l'interface entre l'édifice volcanique et les premières formations carbonatées. Il correspond à un intervalle de temps mal défini, fini-Oligocène/Néogène.

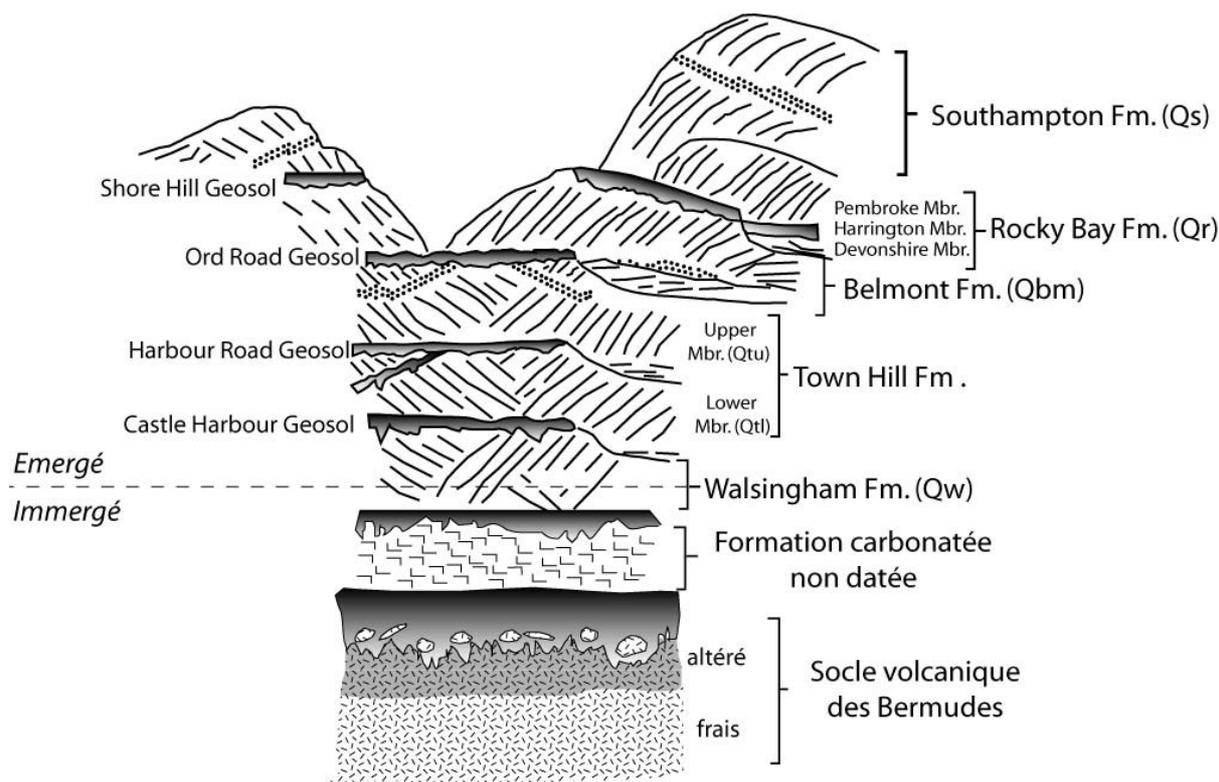


Figure 5 - Stratigraphie des dépôts quaternaires des Bermudes (Vacher *et al.*, 1995) complétée grâce aux données du forage Bermuda Deep Drill Project'72 (Aumento et Gunn, 1974).

La lithostratigraphie permet d'identifier six formations carbonatées émergées d'âges différents. La limite de ces formations est toujours marquée par la présence d'un paléosol. Ces derniers possédant alors une valeur stratigraphique, ils sont appelés « géosols » (Vacher *et al.*, 1989).

Les nombreuses études conduites par Vacher ont permis de réaliser la carte géologique des Bermudes (Vacher *et al.*, 1989) (Fig. 6). Cette carte met en évidence la construction de l'île par accréation latérale des dépôts. Les formations les plus anciennes constituent des noyaux autour desquels les dépôts ultérieurs s'accumulent. Les formations les plus jeunes se trouvent sur les pourtours de l'île et forment les côtes actuelles.

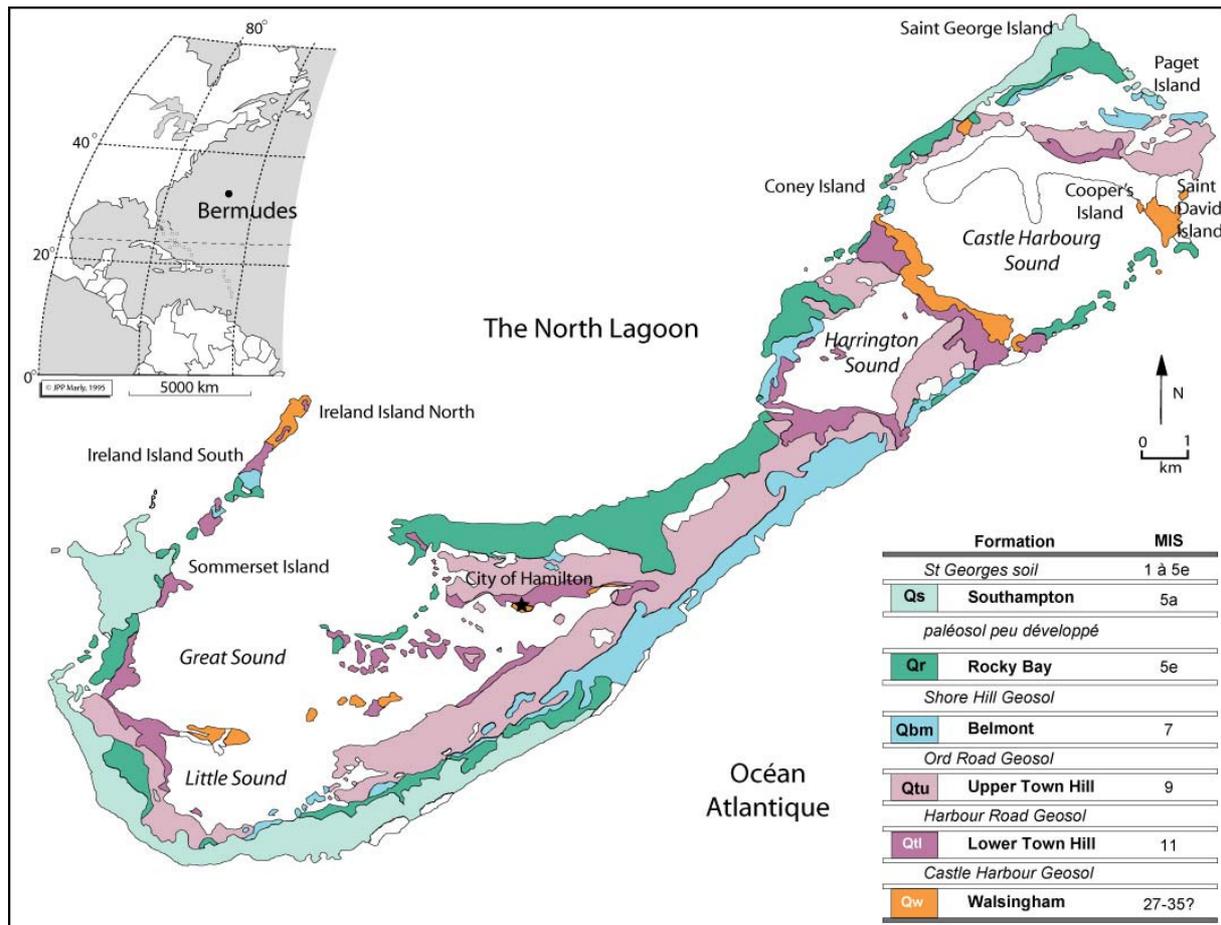


Figure 6 - Carte géologique des Bermudes (Vacher *et al.*, 1989). L'établissement de la carte repose sur des études lithostratigraphiques (Vacher, 1971 et 1973) qui sont appuyées par des datations relatives (Hearty *et al.*, 1992) et absolues (Harmon *et al.*, 1978; Harmon *et al.*, 1981; Harmon *et al.*, 1983, Muhs *et al.*, 2002). MIS : Marine Isotope Stage.

Les datations radiochronologiques

L'intégration de la lithostratigraphie dans un cadre géochronologique remonte aux campagnes de datation des coraux grâce aux isotopes $^{238}\text{U} / ^{230}\text{Th}$ (Harmon *et al.*, 1978; Harmon *et al.*, 1981; Harmon *et al.*, 1983). Devant les incertitudes des premières mesures leur faible nombre, de nouvelles datations ont été entreprises plus récemment. Réalisées sur les sites de Grape Bay et de Whale Bone Bay (Muhs *et al.*, 2002), elles confirment la lithostratigraphie (Vacher *et al.*, 1989).

L'apport de la racémisation des acides aminés (AAR)

L'objectif des études fondées sur la méthode de la racémisation des acides aminés (Hearty *et al.*, 1992) était de compléter les données géochronologiques déjà disponibles à l'intérieur d'une stratigraphie physique bien établie (Vacher *et al.*, 1989).

La racémisation des acides aminés (Amino Acid Ratio = AAR) est utilisée pour dater des dépôts carbonatés qui ne contiennent pas d'éléments datables par les autres méthodes

radiochronologiques (U/Th ou ^{14}C). Cette méthode permet de déterminer des âges relatifs et ainsi d'établir des séquences de zones chronostratigraphiques appelées aminozones. Afin d'être exploités, les rapports en acides aminés doivent être calibrés avec des datations absolues (obtenues sur des coraux par exemple). Les théories géochimiques qui sous-tendent cette méthode peuvent être trouvées dans les travaux de Hare et Mitterer (1967, 1969). Elle a été appliquée à l'étude des dépôts côtiers quaternaires (Wehmiller, 1982; Miller et Mangerud, 1985; Miller et Brigham-Grette, 1989).

Aux Bermudes, l'étude a été menée sur :

- des mollusques marins (*Glycymeris*, *Lucina*, *Arca*, *Brachiodontes* et *Chama*) ;
- des gastéropodes terrestres (*Poecilozonites*) provenant des paléosols (s.l.) ;
- des échantillons « roche totale » des sables bioclastiques provenant des dépôts de plages et des éolianites (Hearty *et al.*, 1992).

Aux Bermudes, les rapports d'épimérisation de l'isoleucine (D-Alloisoleucine/L-Isoleucine ou rapport A/I) ont été utilisés. Les aminozones déterminées sont, selon les auteurs (Hearty *et al.*, 1992), dans 97 % des cas en accord avec la stratigraphie de Vacher *et al.* (1989) (Tab. I). Une loi parabolique de cinétique de racémisation des acides aminés permet de proposer un âge pour chaque formation carbonatée. Ces âges sont en accord avec les datations radiochronologiques précédemment réalisées (Harmon *et al.*, 1983) et montrent que le dépôt de chaque formation carbonatée peut être corrélé à un interglaciaire quaternaire.

Formation	Notation simplifiée	Stade isotopique (MIS)	Age (ka)
St Georges soil		1 à 5e	0 à 120
		5a	
Southampton	Qs	5c	85 (*)
		5e/5c	
Paléosol peu développé			
		Late 5e	125 (*)
Rocky Bay	Qr	Middle 5e	
		Early 5e	170 (**)
Shore Hill Geosol		6	
Belmont	Qbm	7	200 (*)
Ord Road Geosol		8	
Upper Town Hill	Qtu	9	350 (**)
Harbour Road Geosol		10	
Lower Town Hill	Qtl	11	450 (**)
Castle Harbour Geosol		12 à 26 ?	
Walsingham Fm	Qw	27-35?	> 880

Tableau I - Stratigraphie simplifiée des dépôts quaternaires des Bermudes utilisée pour la carte géologique (Vacher *et al.*, 1995). (*) âge U-Th de Harmon *et al.* (1983) ; () âges acides aminés (Hearty *et al.*, 1992; Hearty et Kindler, 1995). Résultat à $\pm 15\%$. MIS : Marine Isotope Stage.**

La révision de la stratigraphie des Bermudes

La stratigraphie des dépôts carbonatés quaternaires des Bermudes établie par Vacher et Rowe (1997) est remise en question par Hearty (2002). La plus importante des

modifications apportées par l'auteur concerne la Formation de Belmont précédemment considérée comme la matérialisation du MIS 7 (Marine Isotope Stage 7). L'auteur l'intègre désormais à l'intérieur du MIS 5 et y voit le premier haut niveau marin du MIS 5e. Alors, la Formation de Rocky Bay du MIS 5e *sensu* Vacher *et al.* (1989 ,1995) est attribuée au second haut niveau marin du MIS 5e. Les dépôts du Membre de Pembroke sont attribués au MIS 5c. L'âge de la Formation de Southampton reste inchangé.

Dans le cadre de notre étude, nous utiliserons la stratigraphie de Vacher *et al.* (1989, 1995). En premier lieu pour des raisons pratiques : la carte géologique et la plupart des ouvrages publiés sur les Bermudes utilisent cette nomenclature. En second lieu car de nouvelles données radiochronologiques l'appuient (Muhs *et al.*, 2002). La colonne stratigraphique utilisée est illustrée par la figure 5 et le tableau I.

1.1.5.3. Les dépôts carbonatés

Les dépôts émergés qui constituent la partie visible des îles des Bermudes, sont constitués d'une mosaïque de dépôts marins (intertidaux et subtidaux), de dunes éoliennes fossiles (éolianites) et de formations pédologiques (sols, protosols, paléosols, puits de dissolution) (Sayles, 1931; Land *et al.*, 1967) (Fig. 7).

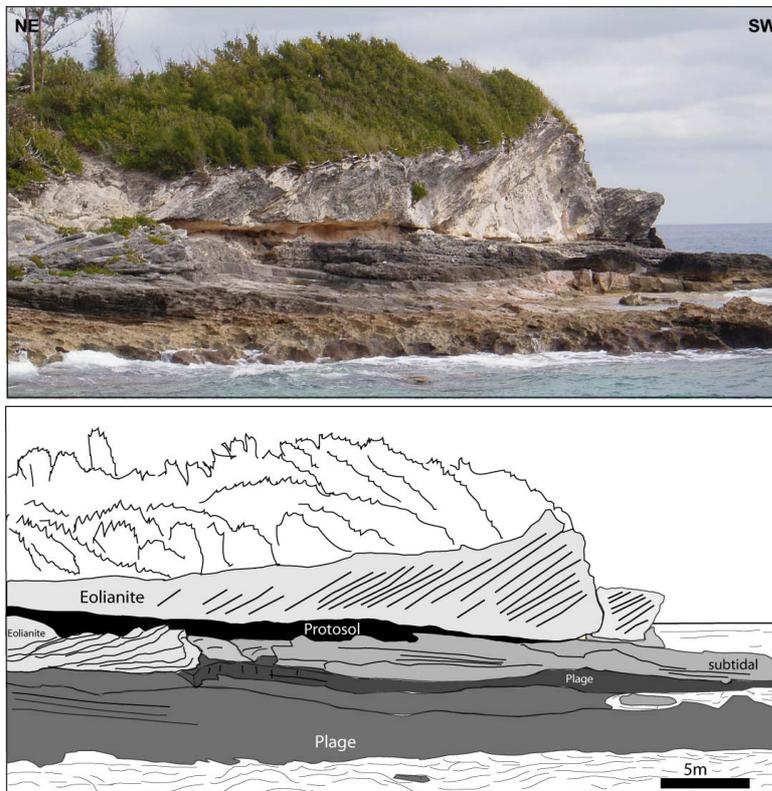


Figure 7 - Mosaïque des dépôts sédimentaires qu'il est possible de rencontrer aux Bermudes. Affleurement de Rocky Bay.

Les dépôts marins

Les dépôts marins correspondent à des dépôts côtiers. Les dépôts des côtes en érosion se distinguent de ceux des côtes progradantes (Vacher, 1971, 1973; Vacher *et al.*, 1995). Les

dépôts issus des lignes côtières en érosion sont représentés par des lentilles ou îlots discontinus de conglomérats fossilifères et de calcarénites déposées le long des côtes rocheuses et de mini-plages protégées. Les dépôts apparaissent à la faveur d'entailles cotières (« sea notch ») ou se plaquent contre des paléofalaises. Les sédiments sont issus de l'érosion du paysage carbonaté et de la précipitation biogénique qui a lieu à l'intérieur de petites criques abritées. L'étude détaillée de ces faciès peut être trouvée dans les travaux de Meischner *et al.* (1995).

Les côtes progradantes fossiles sont matérialisées par d'importants dépôts de plage qui s'étendent parallèlement au rivage actuel (Meischner *et al.*, 1995). Ces dépôts sont formés par des grainstones bioclastiques déposés à la faveur d'une importante production carbonatée offshore (Upchurch, 1970; Vacher, 1973).

Les éolianites

Les éolianites sont d'anciennes dunes éoliennes carbonatées fossilisées (Fig. 7). Le matériel qui les compose est un grainstone bioclastique d'origine marine. La teneur en carbonates de ces dépôts avoisine 97-99 % (Land *et al.*, 1967).

Les éolianites s'organisent en corps grossièrement linéaires et parallèles à la ligne de côte. Elles se forment par coalescence latérale de dunes côtières (Bretz, 1960; Mackenzie, 1964a, 1964b). Elles se situent au plus à quelques mètres de leurs plages d'origine. Selon Vacher (1973), « *les dunes se sont avancées à l'intérieur des terres mais cette progression était une progradation vers les terres grâce à l'accrétion des faces sous le vent qui accompagne la croissance vers le haut. Elles n'avancent pas par remobilisation du matériel dans tout le corps de la dune comme c'est le cas des dunes mobiles classiques* ». La présence de fossiles et de traces de feuilles de palmiers montre que les dunes avancent dans un paysage recouvert par la végétation. La succession de dunes en onlap et en overlap illustre la progradation des dunes les plus jeunes sur des unités plus âgées à mesure qu'elles progressent vers l'intérieur de l'île (Vacher, 1973; Vacher *et al.*, 1995).

L'orientation des foresets des dunes présente une très forte dispersion (Mackenzie, 1964a, 1964b) (Fig. 8). L'auteur en conclut que les vents à l'origine de la construction des dunes ne présentent pas de direction préférentielle. La cartographie des foresets dans les éolianites (Vacher, 1973) corrèle l'orientation des foresets des dunes avec l'orientation actuelle des coups de vent. En effet, aux Bermudes, on enregistre actuellement 36 jours de coups de vent par an (Gale Force Wind). Les coups de vent sont plus importants que les vents dominants dans le phénomène de construction/structuration des dunes (Vacher *et al.*, 1995). L'importance des tempêtes dans le développement des dunes est soulignée par la présence d'énormes corps sableux dont les foresets ne sont pas interrompus (par des sols ou de la bioturbation). Il est donc possible que la plupart des éolianites aient été déposées par un faible nombre d'événements majeurs (avec un intervalle récurrent de dizaines ou même des centaines d'années) lorsque l'apport en sédiments était maximal. Entre les

tempêtes, les sédiments s'accumulent et constituent des stocks temporaires dans les zones intertidales et subtidales.

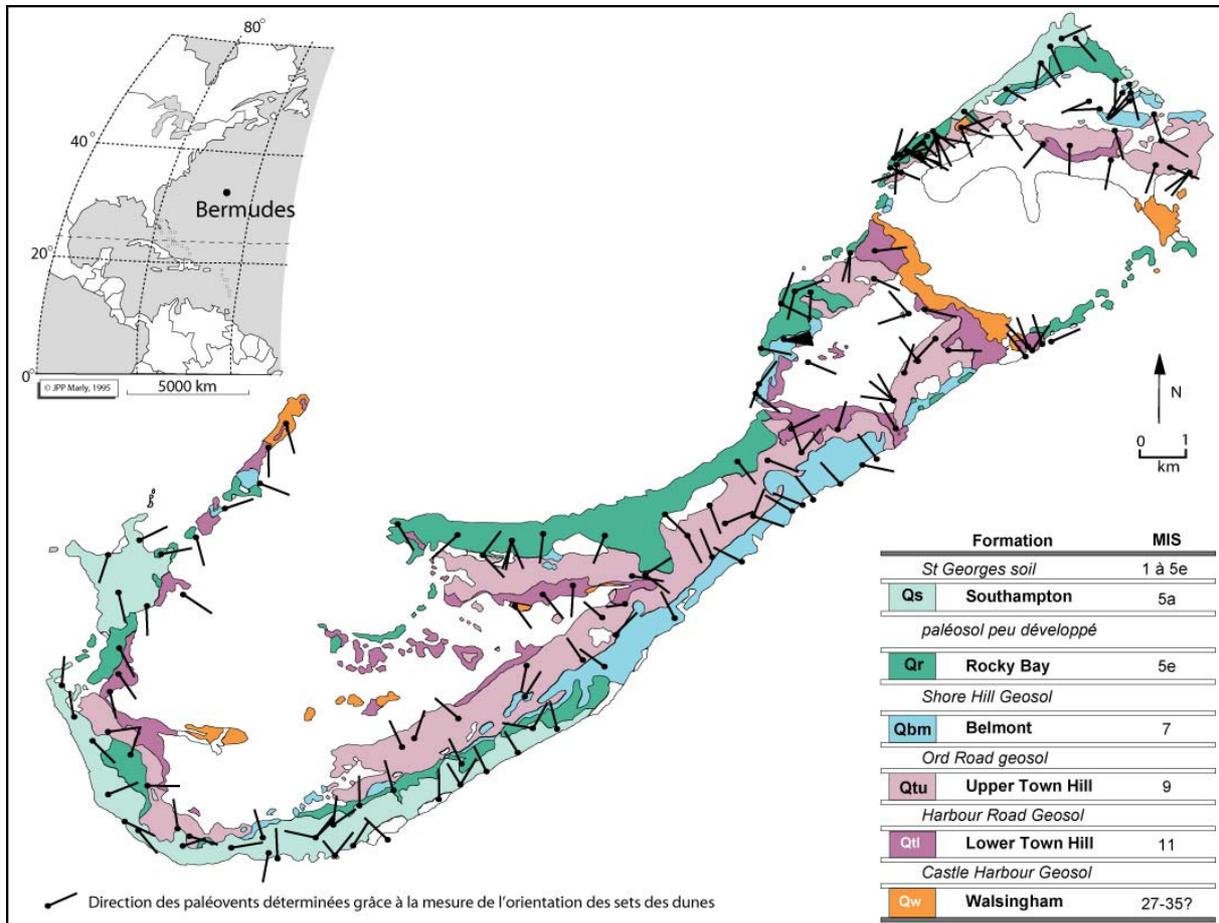


Figure 8 - Carte de répartition des paléovents déterminés à partir de la mesure de l'orientation des sets des dunes (Mackenzie, 1964a). L'orientation des foresets des dunes présente une très forte dispersion prouvant que les vents à l'origine de la construction des dunes ne présentent pas de direction préférentielle (Mackenzie, 1964a). MIS : Marine Isotope Stage.

Au cours de cette étude, la variation d'épaisseur des sets de dunes a pu être observée (Fig. 9). Cette variation d'épaisseur s'accompagne d'une variation de la granulométrie du matériel qui compose les faisceaux.

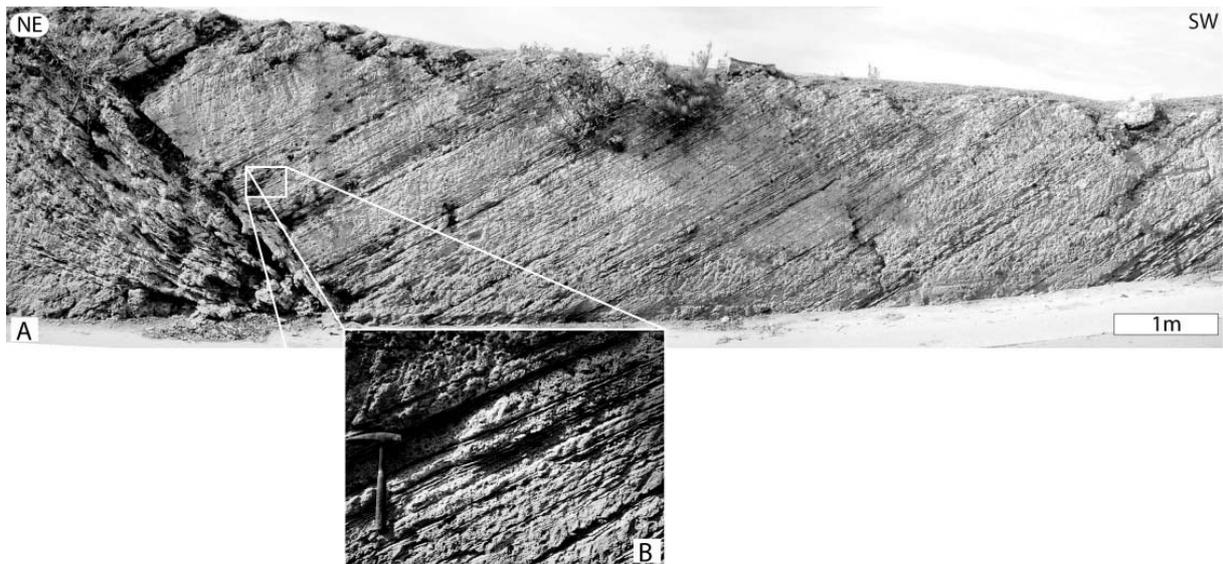


Figure 9 - Détails illustrant la variation de l'épaisseur des sets au sein d'une éolianite au niveau de l'Ocean View Gulf. A) Panorama. B) Vue rapprochée.

1.1.5.4. Les karsts

La formation des grottes et cavernes des Bermudes est majoritairement issue de phénomènes d'effondrement. Ce sont des « collapse caves » (Myroie *et al.*, 1995).

Les Bermudes présentent un bilan hydrique positif. Les précipitations sont plus importantes que l'évaporation. Pendant les hauts niveaux marins, ce bilan conduit à la formation de marais dans les creux topographiques. Ces plans d'eau alimentent la nappe en eau riche en CO₂ et favorisent les phénomènes de dissolution. Si la mer envahit la dépression, le mélange des eaux douces et marines peut conduire à la formation de « flank margin caves ». Il s'agit de cavités sub-horizontales au sein des formations carbonatées. Pendant les bas niveaux marins, le paysage subit une importante dissolution vadose. La chute du niveau de la nappe peut entraîner l'effondrement des voûtes et l'élargissement des cavités.

1.1.5.5. Les formations pédologiques

Description des formations

Les sols actuels

Les sols des Bermudes sont des formations relativement épaisses qui présentent une couleur rouge à marron prononcée (Ruhe *et al.*, 1961). Ces sols se développent sur un substratum exclusivement carbonaté. La séparation des horizons pédologiques est bien visible (Fig. 10). L'horizon A est constitué d'un sable noir très riche en matière organique. Il est parcouru par un réseau racinaire très dense. Le passage aux horizons AC puis C se fait progressivement. L'horizon AC est constitué de sables carbonatés légèrement teintés dans

les bruns. Le réseau racinaire est là encore abondant. L'horizon C se distingue par sa couleur plus claire et marque la limite de pénétration des racines (Ruhe *et al.*, 1961).

Les formations actuelles présentent de nombreuses évidences de lessivage des carbonates. Néanmoins, ce lessivage a essentiellement eu lieu dans la partie supérieure du sol (Ruhe *et al.*, 1961).

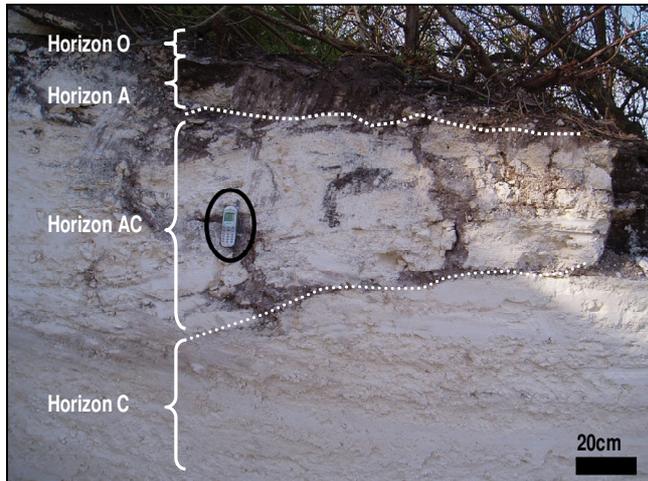


Figure 10 - Exemple de sol moderne aux Bermudes (South Road). La séparation des horizons pédologiques est bien visible.

Les paléosols

Les paléosols se trouvent à l'interface de certains dépôts carbonatés (marins ou éoliens) (Sayles, 1931; Ruhe *et al.*, 1961; Vacher, 1973). Fortement carbonatés, ils ne sont généralement pas ou peu consolidés. Plus épais et plus développés dans les creux topographiques, leur épaisseur varie de quelques centimètres à plus d'un mètre, selon les profils (Fig. 11). Les auteurs distinguent les protosols et les paléosols.

Les protosols sont des paléosols très faiblement développés. Ils sont décrits comme des paléosols embryonnaires par Bretz (1960) et ont été appelés protosols par Vacher et Hearty (1960). Ils sont probablement équivalents aux entisols et aux inceptisols de la taxonomie américaine (US soil Taxonomy). Ils sont constitués de sables carbonatés à près de 96 % (Ruhe *et al.*, 1961) (Fig. 11A).

Les paléosols des Bermudes ont été décrits comme des « regosols » par Vacher et Hearty (1989) (U.S. Soil Taxonomy). La plupart sont légèrement colorés dans les teintes orange pâles à marron clair. Ce sont des formations qui « *ne présentent que très peu des caractéristiques communément développées dans les sols* » (Ruhe *et al.*, 1961). En effet, ces paléosols sont rarement bien différenciés (Fig. 11A, B, C). Plutôt homogènes, ils présentent rarement des horizons pédologiques marqués. La présence massive de carbonates d'origine détritique (grains et fragments de coquilles soufflés depuis la plage) illustre le faible degré d'évolution des sols (Ruhe *et al.*, 1961) (Fig. 11A). Les paléosols des Bermudes contiennent une grande quantité de fossiles de *Poecilozonites*. Ce sont des gastéropodes pulmonés dont



Figure 11 - Formations pédologiques types rencontrées aux Bermudes. A) Paléosol très peu évolué ou protosol, South Road (Qs/QR). B) Paléosol coloré dans les teintes orange pâle à marron clair, très peu différencié, Harvey Road Quarry (Qbm/Qtu). C) Paléosol exceptionnellement développé mais ne présentant pas d'horizons différenciés ; Bierman's Quarry (Qt1/Qw). D) remplissage de conduits karstiques par de la matière pédologique, Station Esso (Qt1/Qw).

la phylogénie a donné un exemple-type de l'évolution par équilibre ponctué (Gould, 1969). Ils ont servi de support aux datations relatives des paléosols par la méthode de racémisation des acides aminés (Hearty *et al.*, 1992). Ces observations ne s'appliquent pas aux paléosols les plus anciens [« Castle Harbour Geosol » dans la stratigraphie de Vacher *et al.* (1989)]. La durée d'exposition de ces formations est inconnue en raison des imprécisions de la stratigraphie, mais elle est estimée proche de 500 ka. Les profils de cet intervalle de temps présentent une couleur marron foncé nettement plus soutenue ; ils sont plus épais et argileux (Fig. 11C et D). Malgré tout, ces formations ne présentent pas d'horizons pédologiques marqués. Les auteurs déterminent les horizons grâce aux analyses minéralogiques et chimiques. Ils sont présents sous la forme d'épais profils dans la carrière de Bierman's Quarry (Fig. 11C) mais, la plupart du temps, ils sont préservés au sein de conduits karstiques (Fig. 11D). Ces formations peuvent contenir des agrégats de couleur rouge sombre qui contiennent de la gibbsite (Ruhe *et al.*, 1961). Ces structures et minéraux se rencontrent habituellement au sein des dépôts de type bauxitique. Certains de ces profils ont subi plusieurs cycles d'altérations pédologiques. Ils sont polygénétiques.

Les puits de dissolution

Les puits de dissolution ont été appelés « palmetto stump » par Sayles (1931), « roots » par Bretz (1960) et « solution pipes » par Land *et al.* (1967). Ce sont des cylindres qui entaillent les faciès carbonatés quaternaires. Vides ou remplis par du matériel pédologique, ils sont particulièrement bien visibles dans les tranchées de bord de route ou les carrières (Fig. 12A, B). Ils ont longtemps été considérés comme les moules externes de troncs de palmiers enfouis lors de la progression des dunes. Néanmoins, ces puits ne sont pas associés à une perturbation de la structure des éolianites (alignement des sets de part et d'autre du puit) et ne peuvent donc pas être liés à l'existence d'un obstacle (tel un tronc) lors de l'avancée de l'éolianite (Herwitz, 1993).

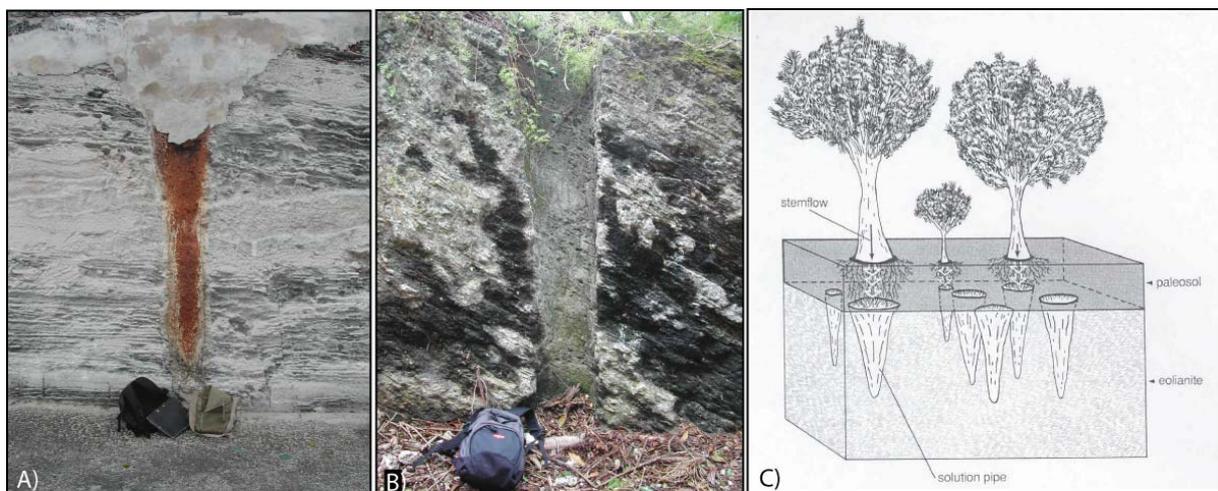


Figure 12 - Puits de dissolution observés aux Bermudes. A) puits à remplissage pédologique près de l'Hôtel Clear View. B) puits près de Coob's Hill Road. C) modèle de formation des puits de dissolution.

L'origine de ces structures a été plus récemment étudiée par Herwitz (1993). Selon cet auteur, les puits sont nés d'une dissolution préférentielle, guidée par les arbres, des carbonates de sub-surface (Fig. 12C). Cette dissolution est liée à l'acidification des eaux de pluie lorsqu'elles ruissellent sur le feuillage et le tronc de certains arbres, en particulier celui du palmier endémique des Bermudes (*Sabal bermudana*) (Tab. II). Les eaux sont alors mises en contact avec des acides organiques et se chargent en potassium et en magnésium.

Comme le souligne Herwitz (1993), les Bermudes constituent, pour l'hémisphère nord, la frontière septentrionale de beaucoup de plantes vasculaires subtropicales. Les puits de dissolution semblent se former sous des arbres de type *Sabal bermudana* ou *Eugenia axillaris*. Notons que les palmiers *Sabal bermudana* sont connus pour être parmi les palmiers les plus résistants au froid. Espèces rustiques, ils s'adaptent très bien à un climat tempéré. En théorie, ils résistent à une température de - 10°C.

	pH	K ⁺ (mg/L)	Mg ⁺ (mg/L)
Eau de pluie	5,58	0,18	0,57
<i>Juniperus bermudana</i>	6,54	16,9	41,8
<i>Sabal bermudana</i>	4,69	40,5	56,9
<i>Eugenia axillaris</i>	6,38	10,4	13,7

Tableau II - Evolution de la chimie des eaux de pluie des Bermudes avant et après ruissellement sur la végétation endémique (Herwitz, 1993).

Les puits de dissolution sont donc probablement nés à la faveur de climats subtropicaux, comparables à l'interglaciaire actuel (Herwitz, 1993). Au cours des périodes glaciaires, la végétation subtropicale a probablement disparu, laissant place à une végétation de climat tempéré dominée par les *Eugenia axillaris* (Hearty *et al.*, 2004). Paradoxalement, on ne connaît pas de puits de dissolution actifs actuellement.

Les puits de dissolution sont remplis de matériel rouge, meuble, de texture sablo-argileuse. Ce matériel est incontestablement du matériel pédologique qui s'est localement accumulé au sein des cavités formées par la dissolution préférentielle.

Les autres formations pédologiques

L'existence des dépôts de colluvion a été mise en évidence par Hearty (2002). Le remaniement et le dépôt de matériel pédologique sous la forme de colluvions sont surtout visibles dans les formations post-Belmont du « South Shore ». Le matériel a également été transporté par gravité et emprisonné dans de larges fissures qui affectent la Formation du Walsingham (Hearty *et al.*, 2004).

Dans les grottes des profondeurs carbonatées de l'île se trouvent parfois de très importants cônes de débris (Hearty *et al.*, 2004). Très fossilifères, ils contiennent de grandes quantités de matériel pédologique amené par ruissellement. Les grands cônes se trouvent dans les grottes de « Admiral's Cave » et « Grand Canyon Cave ». La présence de fragments

de charbon et de bois de l'espèce endémique *Juniperus bermudania*, atteste du rôle primordial des feux de forêt dans la génèse des phénomènes de colluvionnement.

Minéralogie des formations pédologiques

Très peu d'études ont été menées sur la minéralogie des formations pédologiques des Bermudes. En effet, une seule étude fournit une description minéralogique détaillée de certains profils dont nous présenterons les résultats (Ruhe *et al.*, 1961).

La minéralogie des sols des Bermudes est largement dominée par les carbonates. Seuls quelques oxydes de fer ont été détectés. Au sein des paléosols, les auteurs distinguent deux catégories : les paléosols évolués, les plus anciens, qui présentent une minéralogie complexe et les paléosols plus récents qui sont quasi-exclusivement composés de carbonate de calcium. Au sein de ces derniers, seule une augmentation de la teneur en oxydes de fer témoigne des processus passés de pédogenèse.

Les paléosols les plus anciens et les plus évolués présentent une minéralogie complexe.

- Une importante fraction carbonatée pouvant être reliée à du détritisme est détectée. La fraction granulométrique grossière est en effet représentée par des clastes carbonatés d'origine marine. La concentration en CaCO_3 au sein des profils tend à diminuer avec la profondeur. Des phénomènes de dissolution/précipitation de la calcite sont fréquents : la calcite secondaire remplit les porosités de la matrice pédologique.
- La fraction argileuse est essentiellement représentée par de la kaolinite et de la vermiculite. La montmorillonite et l'illite sont absentes des profils étudiés.
- La présence de gibbsite est relevée. Elle apparaît au sein d'agglomérats denses de couleur rouge foncé. Il est intéressant de relever que sur certains profils la concentration en gibbsite augmente avec la profondeur (St Georges).
- De la crandallite est détectée. La présence de ce minéral phosphaté est rattachée aux déjections des oiseaux et chauve-souris (guano).
- Les oxydes de fer sont présents tout au long de la plupart des profils étudiés.
- Des minéraux volcaniques, originaires de l'édifice sous-jacent, sont présents au sein de la fraction non carbonatée des paléosols (Ruhe *et al.*, 1961; Blackburn et Taylor, 1969). Les minéraux détectés sont présentés dans le tableau III. Ces minéraux sont tous présents au sein des éolianites des Bermudes. En revanche, ils n'ont pas tous été décrits dans les échantillons provenant de l'édifice volcanique.

Tableau III - Liste des minéraux volcaniques présents au sein des paléosols (Sayles, 1931; Blackburn et Taylor, 1969). Les minéraux présents dans les profils mais non décrits au sein de l'édifice volcanique sont signalés par le symbole : (*).

Auteurs	Minéraux volcaniques
(Blackburn et Taylor, 1969)	anatase, chromite (*), épidote (*), grenat, ilménite (*), or (*), pérovskite, sphène
(Sayles, 1931)	biotite, grenat (*), hornblende (*), disthène (*), magnétite, muscovite (*), orthoclase (*), pérovskite, pyroxènes, quartz (*), rutile (*), sphène, staurotide (*), tourmaline (*), verres volcaniques, zircon (*)

Première hypothèse quant à la formation des paléosols

La première hypothèse de formation des paléosols des Bermudes est fondée sur l'altération pédologique des débris volcaniques contenus dans les faciès carbonatés sous-jacents (Land *et al.*, 1967; Blackburn et Taylor, 1969, 1970). Ces auteurs ont examiné la minéralogie de deux sols : le premier dans le stratotype du « Shore Hill soil » et le second dans un sol de la « Blue Hole Hill Road » dans le district de Walsingham (Blackburn et Taylor, 1969, 1970). Ils ont alors remarqué la présence de grains volcaniques provenant vraisemblablement de l'altération du piton volcanique sous-jacent. Un mécanisme de formation des sols par altération de ces débris volcaniques nécessiterait la dissolution de l'intégralité des faciès carbonatés et la concentration des éléments insolubles. Or, il a été démontré que les sols ne pouvaient être formés par la seule dissolution des carbonates et l'accumulation des impuretés (Land *et al.*, 1967; Bricker et Mackenzie, 1970). En effet :

1) Les sols les plus épais ne se trouvent pas sur les carbonates qui contiennent le plus d'éléments insolubles (Bricker et Mackenzie, 1970).

2) Au vu de la concentration en éléments insolubles, il faudrait dissoudre 150 cm de carbonates pour produire 1 cm de sol. Or, selon les auteurs, l'examen des dunes démontre que seule une faible dissolution a eu lieu au sommet des éolianites et faciès marins carbonatés (Bricker et Mackenzie, 1970). De plus, il a été calculé, sur la base des précipitations actuelles, qu'une période de 120 000 ans de dissolution ne parviendrait qu'à réduire de 125 cm l'épaisseur des carbonates (Land *et al.*, 1967). Il paraît donc difficile de former les paléosols des Bermudes par le mécanisme proposé par Blackburn et Taylor (1969 et 1970).

3) Les auteurs (Bricker et Mackenzie, 1970) estiment que seuls les sols proches de Whale Bone Bay ont été influencés par l'apport de matériel volcanique. En effet, le piton volcanique serait majoritairement constitué de basalte. La présence de quartz dans les sols des Bermudes ne pourrait être expliquée par l'érosion de ces roches sous-saturées. De plus, les sables de Whale Bone Bay présentent une forte teneur globale en titane, contrairement aux paléosols des Bermudes.

4) Au sein des échantillons de carbonates analysés, la concentration en SiO₂ et Al₂O₃, principaux composants des minéraux argileux, représente moins de 0,5 % (W.T. %) (Herwitz et Muhs, 1995). De plus, de nombreux éléments majeurs ne sont pas présents en

concentrations détectables (Fe_2O_3 , Na_2O , TiO_2). Les formations carbonatées montrent une concentration en CaCO_3 qui varie de 97 à 100 %.

5) Si les paléosols étaient formés par dissolution du carbonate encaissant, les sols devraient présenter des évidences de profils issus de l'altération du substratum carbonaté comme des calcrètes (Herwitz et Muhs, 1995). Or, sur le terrain, les sols observés présentent rarement les indices caractéristiques du lessivage.

La concentration d'impuretés dans ces faciès carbonatés n'est donc pas suffisante pour expliquer la formation des sols des Bermudes par la seule élimination du carbonate. Les auteurs proposent une seconde hypothèse selon laquelle les paléosols des Bermudes se sont formés grâce à un apport massif de matériel allochtone. Or, au vu de l'isolement de l'archipel, seul le matériel convoyé par les vents est susceptible d'atteindre les Bermudes (Chapitre 2).

1.1.6. CONCLUSIONS

L'archipel des Bermudes repose au sommet d'un édifice volcanique constitué de basaltes et de lamprophyres largement chloritisés. Ce volcan est aujourd'hui immergé et enfoui sous une couverture carbonatée d'épaisseur variable. La partie émergée de cette dernière constitue les îles actuelles de l'archipel. Ces îles sont composées par une alternance de dépôts carbonatés (essentiellement des éolianites) et de paléosols. Les paléosols des Bermudes correspondent à des formations pédologiques plus ou moins épaisses. Les plus jeunes, peu développées, sont épaisses de quelques dizaines de centimètres tandis que les plus anciennes sont plus épaisses et plus argileuses. Les paléosols des Bermudes sont souvent homogènes et il est rare de reconnaître des horizons pédologiques à l'œil nu.

Les nombreuses études menées sur les formations des Bermudes ont permis l'établissement d'un cadre stratigraphique précis recouvrant les derniers 500 ka (Vacher *et al.*, 1995; Vacher et Rowe, 1997). L'âge de la plus ancienne formation présente à l'affleurement, la Formation de Walsingham, estimé supérieur à 880 ka, est empreint d'incertitude. Les modèles stratigraphiques proposent que le dépôt des formations carbonatées intervient au cours des périodes interglaciaires. Les formations pédologiques se développent donc préférentiellement au cours des périodes glaciaires.

La durée d'exposition des sols des Bermudes est conditionnée par le dépôt des formations carbonatées sus-jacentes. En moyenne, la durée d'exposition d'un sol varie entre 50 et 150 ka. Le « Castle Harbour Geosol » constitue une exception puisque sa durée d'exposition est estimée supérieure à 500 ka. Ces différences dans les temps d'exposition se reflètent dans la minéralogie des profils. Les études précédentes ont montré que les paléosols les plus jeunes et les protosols présentent une minéralogie dominée par les carbonates. La présence d'oxydes de fer souligne les traces de pédogénèse. En revanche, les paléosols les plus anciens présentent une minéralogie complexe. Les formations sont riches

en minéraux argileux et en minéraux phosphatés. La présence d'îlots gibbsitiques, minéraux témoins d'une altération pédologique très avancée, est décrite au sein des paléosols post-Walsingham (« Castle Harbour Geosol »).

Les auteurs ont démontré que les paléosols des Bermudes ne se sont pas formés par dissolution de l'encaissant carbonaté et par accumulation des résidus insolubles. Ces formations pédologiques sont issues de l'altération de matériel allochtone. La nature de ce dernier sera discutée dans les chapitres suivants (chapitre 2).

1.2. Les Bahamas

1.2.1. LOCALISATION

L'archipel des Bahamas est situé au sud-ouest de l'océan Atlantique Nord. Sa longueur approche les 1000 km. L'archipel s'allonge dans une direction nord-ouest/sud-est depuis 27°30'N jusqu'à 21°N en latitude et depuis 80°30' W jusqu'à 69°W en longitude (Fig. 13). En 1864, l'inventaire du Commonwealth décompte 29 îles, 661 îlots (Cays) et 2387 rochers (Keegan, 1992).

Les îles sont l'expression en surface des bancs carbonatés immergés. Elles se développent préférentiellement sur la face au vent, ici la face Est, sous l'effet des alizés du Nord-Est ou « northeasterly tradewinds ». La plupart des îles des Bahamas sont formées par des dunes éoliennes et des marais. La surface totale de l'archipel est de 300 000 km², les terres émergées n'occupant que 11 406 km² (Meyerhoff et Hatten, 1974).

1.2.2. CLIMATOLOGIE DES BAHAMAS

La production carbonatée aux Bahamas est essentiellement liée aux courants chauds des Antilles et du Gulf Stream. Le détroit de Floride (Florida Straits) isole l'archipel du flux silico-clastique provenant d'Amérique du Nord.

Le climat sur les îles de l'archipel varie entre un climat tempéré/subtropical dans le nord et un climat semi-aride au sud. L'archipel connaît deux saisons par année : l'hiver s'étend d'Octobre à Mai et l'été de Juin à Septembre. Pendant l'été, les masses d'air se déplacent principalement vers le nord. Ainsi, elles charrient de l'air tropical et chaud. La distribution de la température est à peu près uniforme, avec peu de différences entre les îles. Néanmoins, pendant les mois d'hiver il existe un contraste marqué entre le nord-ouest et le sud de l'archipel : la température moyenne à Great Bahama (au nord) est d'environ 4°C inférieure à celle de Great Inagua (au sud) (Fig. 13). Ce phénomène est lié à l'influence du front froid nord-américain, même si l'air est sensiblement réchauffé par le Gulf Stream. Les températures moyennes en été sont de 30°C, alors que pendant l'hiver la température ne descend que rarement sous les 10°C. La température moyenne de l'eau est de 28°C en été et de 18°C en hiver (Sealey, 1994).

La plupart des précipitations tombent pendant l'été (2/3 des précipitations annuelles). Il existe un gradient de précipitation entre le nord et le sud de l'archipel. La moyenne annuelle des précipitations est de 1270 mm à New Providence au nord, alors qu'elle n'est que de 685 mm à Great Inagua au sud. Les vents dominants sont les alizés : le vent souffle depuis le nord-est vers le sud-ouest.

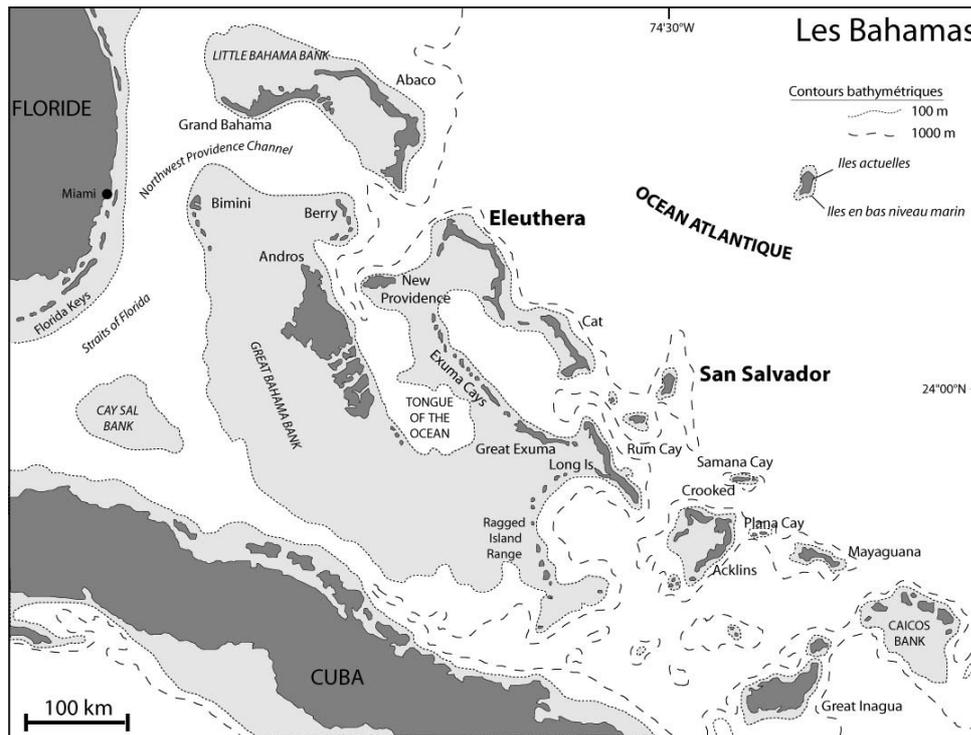


Figure 13 - Carte de l'archipel des Bahamas (Carew et Mylroie, 1995a) modifié. Les îles sont l'expression en surface des bancs carbonatés immergés.

1.2.3. CONTEXTE GEOLOGIQUE

L'île étudiée est celle d'Eleuthera (Fig. 13). Les données disponibles dans la bibliographie sur les îles de San Salvador (Fig. 13) seront également utilisées. **Eleuthera** est la plus longue des îles de l'archipel (177 km). Elle est située au nord-ouest du « Great Bahama Bank ». Elle présente une surface de 518 km². Son altitude maximum atteint 51 m. **San Salvador** est située sur la partie la plus à l'est du « Bahamian Bank ». Sa superficie est de 163 km² et son altitude maximum 38 m. Cette île accueille le centre de recherche « Gerace Research Center », ancienne « Bahamian Field Station ».

1.2.3.1. Hypothèses de formation des Bahamas

Les Bahamas constituent un haut lieu de l'étude des systèmes carbonatés. Néanmoins, leur évolution géologique est toujours sujette à controverse.

La partie nord de l'archipel est composée de larges bancs carbonatés (« bank ») sous lesquels reposent des fragments de croûte continentale dites « intermédiaires » ou de « transitions » alors que les Bahamas du sud sont formés par de petits bancs isolés sous lesquels se trouvent des portions de croûte océanique (Sheridan *et al.*, 1988; Mullins *et al.*, 1992). Les auteurs ont suggéré que cette différence était liée à l'intense activité tectonique au sud relative aux orogénèses cubaine et antillaise (Crétacé terminal-Tertiaire basal) et à la collision d'Hispaniola avec la partie sud des Bahamas (Néogène).

La présence de profondes fosses océaniques entre les différents bancs des Bahamas est expliquée par différentes théories dont aucune ne fait l'unanimité.

1) La structure des Bahamas pourrait être héritée d'une série de horsts et grabens liés au rifting continental jurassique (Mullins et Lynts, 1977).

2) La formation des bancs et des fosses pourrait être issue du différentiel de taux de sédimentation entre le toit des bancs et les zones basses des bancs (Hooke et Schlager, 1980). Ces phénomènes ont probablement été accentués par la crise de la production carbonatée qui a eu lieu pendant le Crétacé moyen.

3) La physionomie des Bahamas pourrait être expliquée par une succession de segmentations tectoniques, puis, de fusion des bancs (au Crétacé et au Miocène) (Eberli et Ginsburg, 1987) (Fig. 14).

4) Enfin, il est possible que les failles et le basculement en blocs (*tilting*) durant le Crétacé et le Tertiaire aient pu jouer un rôle majeur dans la position et le relief actuel des bancs (Sheridan *et al.*, 1988).

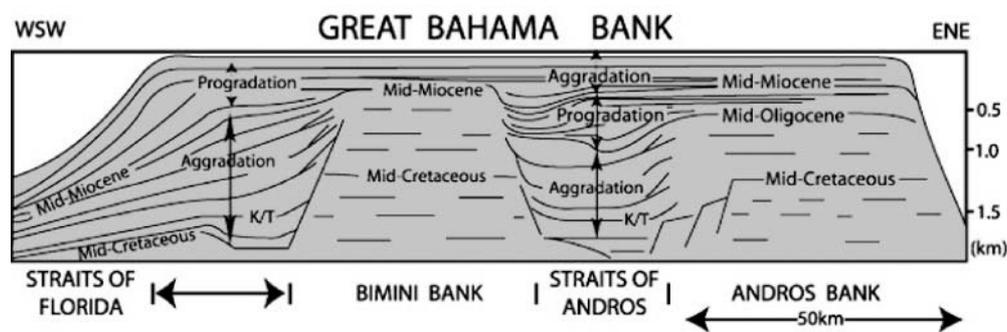


Figure 14 - Profil sismique interprété montrant la structure profonde des bancs carbonatés bahamiens (Eberli et Ginsburg, 1987).

1.2.3.2. Mouvements tectoniques

La plupart des études supposent que les Bahamas sont tectoniquement stables (Mullins et Lynts, 1977; Carew et Mylroie, 1995c). L'archipel s'enfonce à un rythme de 1-2 m/100 ka. Ce phénomène de subsidence est confirmé par les restes de coraux fossiles et par l'altitude des « flank margin caves ». Il n'y a pas eu de tectonique significative aux Bahamas depuis plusieurs centaines de milliers d'années (Carew et Mylroie, 1995c).

Ceci est probablement vrai au nord-ouest des Bahamas. En revanche, les îles situées les plus au sud de l'archipel se trouvent à seulement 100 km de la zone de convergence des plaques nord-américaine et caraïbe. L'occurrence historique de séismes et la présence d'un récif perché datant en partie du M.I.S 7 sur l'île d'Inagua sont autant de témoins d'une tectonique locale (Pierson, 1982; Kindler *et al.*, 2007).

1.2.3.3. Evolution quaternaire de la plate-forme

Les « Great » et « Little Bahama Banks » ont maintenant un sommet plat et des flancs pentus. Néanmoins, de nombreuses évidences montrent que, pendant le Pliocène, les abords des bancs présentaient une structure de rampe (Betzler *et al.*, 1999). Les deux bancs

principaux (Great et Little) avaient une configuration de type atoll pendant la majeure partie du Plio-Pléistocène (Ginsburg, 2001; Manfrino et Ginsburg, 2001). La transition d'un système de rampe à un système de banc est probablement le résultat de l'aggradation. La baisse du niveau marin a permis le développement d'une barrière récifale le long des pourtours des bancs (Ginsburg, 2001). Cette transition est également certainement le fait de profonds changements du taux de sédimentation, eux-mêmes liés aux bouleversements paléocéanographiques, résultats de la fermeture de l'isthme de Panama (Reijmer *et al.*, 2002).

Les variations du niveau marin quaternaire ont joué un rôle majeur dans la mise en place de l'architecture actuelle des îles. Les « bahamian banks » sont recouverts par une tranche d'eau qui, souvent, ne dépasse pas 10 m. Donc, pendant une grande partie du Quaternaire, et en particulier lors des bas niveaux marins, l'archipel des Bahamas avait une physiographie différente de celle connue actuellement. Au nord, les « Great et Little Bahama Bank » formaient deux grandes îles. Au sud, certaines îles (Crooked Island et Acklins Island) présentaient une superficie considérablement augmentée. D'autres îles (San Salvador ou Great Inagua) n'ont connu qu'une augmentation légère de leur superficie.

Les surfaces d'émersion retrouvées dans les carottes de Clino et de Unda confirment cette évolution de l'archipel (Eberli *et al.*, 1997). Le nombre de surfaces d'émersion retrouvées sur la partie occidentale du « Great Bahama Bank » correspond au nombre de bas niveaux marins issus des courbes de variations isotopiques (Kievman, 1998; Manfrino et Ginsburg, 2001).

1.2.4. LES DEPOTS SEDIMENTAIRES

Les dépôts carbonatés émergés des Bahamas ont fait l'objet de nombreuses études synthétisées par les articles de Carew et Mylroie (1995a, 1997) et Kindler et Hearty (1997). Ces dépôts ont tous pour origine les sédiments de la plate-forme qui ont été remobilisés ou mis à l'émersion.

1.2.4.1. Modèle de dépôt

Tout comme pour l'archipel des Bermudes, le modèle de dépôt des sédiments des Bahamas est intimement lié aux variations du niveau marin (Garrett et Gould, 1984; Carew et Mylroie, 1995a).

Les premières études laissaient supposer que le dépôt des éolianites intervenait lors de la chute du niveau marin (Titus, 1980) ou lors des bas niveaux marins et des régressions marines (Garrett et Gould, 1984). Alors, les sédiments présents au sommet des bancs carbonatés étaient remobilisés par le vent sous la forme de dunes et progressaient vers l'intérieur des îles. Au contraire, le travail mené en détail sur l'île de San Salvador par Carew et Mylroie (1985, 1995) laisse supposer que la formation des éolianites a lieu soit lors des périodes de transgression soit lors des périodes de régressions (Fig. 15).

L'étude de Nawratil-De Bono (2005) montre que le développement des paléosols s'est effectué tout au long du Quaternaire. Les paléosols ont été étouffés et préservés lors de leur enfouissement, le plus souvent lors de l'avancée d'une éolianite.

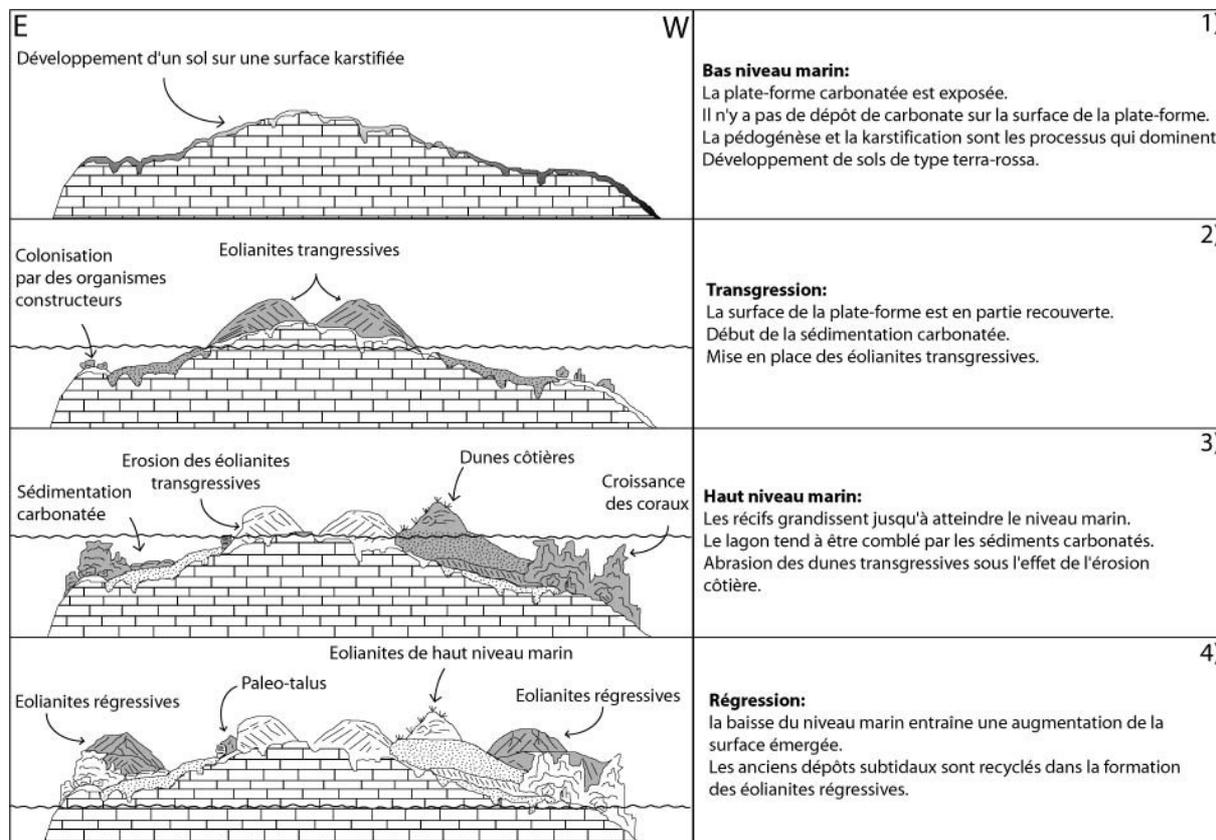


Figure 15 - Modèle d'évolution de l'architecture des dépôts aux Bahamas en fonction des variations du niveau marin (Carew et Mylroie, 1997).

1.2.4.2. Stratigraphie des Bahamas

Les différentes nomenclatures

La stratigraphie des dépôts quaternaires bahamiens a été l'objet d'intenses débats et de nombreuses interprétations. Les premiers auteurs regroupaient l'ensemble des dépôts holocènes et pléistocènes au sein d'une seule formation, les carbonates lucayens (Beach et Ginsburg, 1980). La partie inférieure des calcaires lucayens est marquée par la disparition du corail *Stylphora affinis* ainsi que de celle de l'assemblage de mollusques correspondant à la « Bowden Formation » de Jamaïque.

Par la suite, de nombreuses études plus détaillées ont conduit à la multiplication des sous-unités lucayennes. Néanmoins, la formation des calcaires lucayens est encore utilisée dans la stratigraphie de sub-surface. L'âge de sa base a été estimé entre 2,8 Ma et 3,2 Ma par la magnétostratigraphie (McNeill *et al.*, 2001).

Les premières stratigraphies, développées pour les dépôts aériens des îles de San Salvador et de New Providence, remontent aux années 80 (Titus, 1980). L'auteur y sépare les unités calcaires de « Grotto Beach » et de « Graham's Harbor » pour le Pléistocène et souligne la présence des « recent sand » pour l'Holocène (Fig. 16). Garrett et Gould (1984) ont établis l'existence de plusieurs séquences de dépôt sur l'île de New Providence, mais ils ne les ont pas intégrées dans un cadre stratigraphique et chronologique précis. Une seconde stratigraphie (Carew et Mylroie, 1985) attribue la Formation de Owl's Hole au pré-Sangamonien (c'est-à-dire le pre-Eémien), soit avant le dernier maximum interglaciaire. Cette formation peut alors correspondre aux maxima interglaciaires définis par les stades isotopiques 7, 9 ou 11. La Formation de Grotto Beach avec ses deux unités « French Bay Member » et « Cockburn Town Member » a été attribuée au MIS 5e. La Formation Dixon Hill correspond au MIS 5a. La Formation de Rice Bay avec ses deux unités « North Point Member » et « Hanna Bay Member » est attribuée à l'Holocène.

Sur le modèle des travaux de Carew et Mylroie (1985), Titus (1987) a modifié sa stratigraphie : il crée une formation ante-Sangamonienne qui correspond à la Formation de Owl's Hole de Carew et Mylroie (1985) ; le « Grotto Beach Limestone » est attribué au MIS 5e ; le « Dixon Hill Limestone » est attribué au MIS 5a et les oolites du « Granny Lake » sont attribuées au MIS 3. Les données issues de la racémisation des acides aminés (A.A.R.) (Mirecki *et al.*, 1993) ont permis la publication d'une nouvelle stratigraphie qui se caractérise par la disparition du membre « Dixon Hill Limestone » de la Formation de Grotto Beach (Carew *et al.*, 1992; Carew et Mylroie, 1995a). Sur les îles de San Salvador et de Great Inagua, l'âge des dépôts de la Formation de Cockburn Town est estimé entre 132 ka et 119 ka (MIS 5e) grâce aux datations $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ (Chen *et al.*, 1991).

Les études de Hearty et Kindler (1993) ont pour but de préciser les stratigraphies établies sur San Salvador (Titus, 1980; Carew et Mylroie, 1985; Titus, 1987; Carew et Mylroie, 1995a). Grâce aux données A.A.R. et à une étude morphostratigraphique, ils ont attribué la Formation Owl's Hole au MIS 7 ou 9 et ajouté la Formation de Fortune Hill. Ces études ont également permis de rajouter le « Fernandez Bay Member » (MIS 5e) et le « Almgreen Cay Member » (MIS 5a) à la Formation de Grotto Beach. Enfin, le « East Bay Member » est ajouté à la Formation de Rice Bay.

Cette stratigraphie (Hearty et Kindler, 1993) a été vivement contestée (Carew et Mylroie, 1994; Hearty et Kindler, 1994; Carew et Mylroie, 1995b). Consécutivement à ce débat, une nouvelle stratigraphie fondée sur 9 unités chronostratigraphiques a été proposée (Kindler et Hearty, 1996, 1997)(Fig.16).

Age	MIS	Calcaires lucayens							
		Beach et Ginsburg (1980)	Titus (1980)	Carew et Mylroie (1985)	Titus (1987)	Hearty et Kindler (1993)	Carew et Mylroie (1995)	Kindler et Hearty (1996)	Kindler et Hearty (1997)
Holocene	1	Sables récents	Hanna Bay	Rice bay	Holocene	East Bay	Hanna Bay	Unit VIII	Unit VIII
			North point	North point	Rice Bay	Hanna Bay North point	North point	Unit VII	Unit VII
Pleistocene	3	Graham Harbor Limestones	pas de dépôt	Granny Lake oolithe	pas de dépôt	Non identifiable	pas de dépôt	pas de dépôt	
	5a		Dixon Hill	Dixon Hill Limestones	Almgreen Cay	Upper Lower	Unit VI	Unit VI	
			Grotto Beach	Cockburn Town	Grotto Beach Limestones	Grotto Beach	Fernandez Bay	Cockburn Town	Unit V
	5e		French Bay	French Bay	Cockburn Town	Cockburn Town	French Bay	Unit IV	Unit IV
			Grotto Beach Limestones	Fortune Hill	Fortune Hill	Unit II et III	Unit II et III		
	Owl's Hole			formation ante-sagamoniennne	Owl's Hole	Owl's Hole	Unit I	Unit I	
Unit 0		Unit 0							

Figure 16 - Synthèse des différents modèles stratigraphiques proposés pour les sédiments pléistocènes et holocènes des Bahamas (Beach et Ginsburg, 1980; Titus, 1980; Carew et Mylroie, 1985; Titus, 1987; Hearty et Kindler, 1993; Carew et Mylroie, 1995a; Kindler et Hearty, 1996, 1997). MIS : Marine Isotope Stage.

Détail du modèle stratigraphique utilisé

La nomenclature établie par Kindler et Hearty (1996, 1997) sera utilisée dans ce travail. Elle a été établie grâce à l'étude des îles d'Eleuthera, San Salvador, New Providence et Abaco. A l'origine, les unités ont été définies sur les bases de critères pétrographiques et sont appuyées par des datations relatives issues des rapports en acides aminés. La synthèse des principales unités ainsi que leurs caractères distinctifs sont présentés dans le tableau IV (Kindler et Hearty, 1997).

Tableau IV - Stratigraphie des Bahamas (Kindler et Hearty, 1997). A/I : valeurs des rapports en acide aminés établis sur roche totale. MIS : Marine Isotope Stage.

MIS		Pétrographie	Morphologie/sédimentologie	A/I	Autres
1	Unité VIII	Bioclastes	Plages et dunes	~0,09	
1	Unité VII	Ooides	Petites unités partiellement immergées	~0,1	
5a	Unité VI	Bioclastes, coraux et algues rouges	Eolianites.	0,29-0,31	Calcite magnésienne Peu cimentés
5e	Unité V et IV	Ooides épaisses, tangentielles et péloïdes	Dépôts côtiers (récifs, plages, washover, éolien)	0,35-0,43	Aragonite Figures karstiques
7	Unité III et II	Bioclastes, foraminifères. benthiques et algues rouges	Deux dépôts empilés séparés par un paléosol sableux.	0,53-0,58	Peu cimentés Bioclastes altérés
9/11	Unité I	Ooides et péloïdes	Grandes éolianites et dépôts marins. Bases des falaises.	0,64-0,68	Multigénération de ciments marins et météoriques
13(?)	Unité 0	Bioclastes, foraminifères. benthiques et algues rouges.	Pieds des falaises, sous un paléosol argileux rouge.		Multigénération de ciments météoriques. Très altéré

Les paléosols, un outil stratigraphique à utiliser avec précaution

Plusieurs auteurs ont tenté d'établir une stratigraphie synthétique à partir de l'étude des paléosols des Bahamas. Le postulat initial supposait que :

- les paléosols de type « terra rossa » [*sensu* Carew et Mylroie (1997)] ou « latéritique » [*sensu* Sealey (1994)] ou encore « argileux » [*sensu* Nawratil-de Bono (2005)] se sont développés au cours des périodes glaciaires ;
- les paléosols de type « sableux » ou « protosol » se sont formés au cours des périodes interglaciaires.

Nawratil-De Bono (2005) a démontré que certains paléosols de type « terra rossa » se sont formés au cours de périodes interglaciaires pendant lesquelles les processus pédologiques sont plus efficaces. De même, l'auteur suggère que certains sols karstiques se sont développés en période interglaciaire, sous l'influence d'une nappe phréatique élevée en haut niveau marin. Tous les protosols rencontrés ne doivent pas nécessairement être attribués à une période interglaciaire. L'auteur démontre l'existence de sols peu développés formés en période glaciaire et pouvant être classés dans les « protosols ». Le degré d'évolution des paléosols ne peut donc pas être rattaché uniquement à une période de temps, glaciaire ou interglaciaire. En effet, au sein des formations pédologiques, les différences de minéralogie de la fraction carbonatée sont avant tout fonction de la nature du substratum (Nawratil-De Bono, 2005). Ce dernier peut être carbonaté bioclastique ou carbonaté oolithique en fonction des âges (Hearty et Kindler, 1993; Kindler et Hearty, 1997). De même, sur les îles de San Salvador et North Andros, Mc Cartney (1986) et Boardman *et al.*, (1995) distinguent deux familles de paléosols en fonction de leur rapport illite/boehmite. Les paléosols situés sur les points hauts sont riches en illite alors que les paléosols qui se

trouvent dans les creux topographiques sont riches en boehmite. Cette répartition de la minéralogie en fonction de l'altitude interdit toute discrimination des paléosols en fonction de leur âge et relativise leur utilité en tant qu'outil stratigraphique.

Par ailleurs, les fluctuations du niveau marin au cours du Quaternaire ont eu une influence sur la stabilité des dépôts. Ainsi, les sols et paléosols ont pu être remaniés lors des grandes transgressions interglaciaires. Il se peut que de nombreux sols aient été érodés par les transgressions ultérieures de grande importance comme celle du MIS 11 et du MIS 5e. De plus, de nombreuses formations portent les traces d'un remaniement. Par exemple, un sol peut être formé par un sédiment oolithique alors qu'il repose sur un substrat bioclastique (et inversement).

A la lumière de la littérature, il apparaît que les paléosols sont des outils stratigraphiques à utiliser avec précaution. La typologie des sols et paléosols n'est vraisemblablement pas uniquement dépendante de facteurs globaux (âge ou durée de formation du profil), elle serait également contrôlée par des facteurs de station (topographie, nature du substratum).

1.2.4.3. Les dépôts carbonatés

Les dépôts actuels de plate-forme

Les sédiments de la plate-forme carbonatée des Bahamas ont été, et restent l'objet d'une littérature considérable [(Ball, 1967; Enos, 1974; Tucker et Wright, 1990) autres références dans (Carew et Mylroie, 1997)]

Les lithofaciès modernes des dépôts de plate-forme des Bahamas ont été utilisés comme modèle pour l'interprétation des dépôts anciens (Bathurst, 1976). En généralisant, il est possible de distinguer quatre types de lithofaciès rattachés à ces dépôts peu profonds : coralgale, oolithe, graptolite (ou grains pelliculaires) et boues calcaires. En détail, il existe un spectre de faciès beaucoup plus large lié à la grande variabilité d'environnements de dépôts que peut proposer une région aussi vaste et contrastée. La composition, la texture et la géométrie des derniers sédiments de la plate-forme sont contrôlées par la topographie et le flux d'énergie disponible. Les corps sableux sont ainsi divisés en cinq catégories (Ball, 1967; Halley *et al.*, 1983) : 1) barres sableuses marines ; 2) barres tidales ; 3) dunes éoliennes ; 4) dépôts sableux ; 5) deltas. A ces dépôts, s'ajoutent les récifs bioconstruits.

Les dépôts émergés

La géologie des îles bahamiennes n'a que récemment été étudiée en détail (Titus, 1980; Garrett et Gould, 1984; Carew et Mylroie, 1985; Titus, 1987; Hearty et Kindler, 1993; Carew et Mylroie, 1995a; Kindler et Hearty, 1996; Carew et Mylroie, 1997; Kindler et Hearty, 1997). La plupart des îles de l'archipel sont composées de larges dunes éoliennes fossiles : les éolianites. Elles sont constituées de matériel marin remobilisé par le vent (Fig. 17). La taille

des dunes est variable mais certaines peuvent atteindre une hauteur de 40 m. Elles s'organisent généralement en rides dont les foresets s'inclinent vers l'intérieur des terres. Le matériel constitutif de la dune provient des plages et des bancs carbonatés. Ainsi, il est possible de retrouver des grains pellicoïdes, des ooides, des fragments de coquilles marines et des gastéropodes terrestres.

Les éolianites sont de grandes dunes transverses orientées perpendiculairement à la direction principale des vents dominants. Elles sont composées de dunes paraboliques coalescentes. Elles contiennent nombre d'éléments caractéristiques de ce type de dépôt éolien (rides, paléosols, croûtes, fossiles terrestres et ciments vadose ; Caputo, 1993).

Les éolianites constituent les principaux dépôts carbonatés observables. Néanmoins, il est par endroit possible de rencontrer des dépôts de plages lithifiés et des récifs fossiles datant des interglaciaires passés. Ces dépôts datent des périodes où le niveau marin était supérieur au niveau actuel (lors du MIS 5e par exemple).

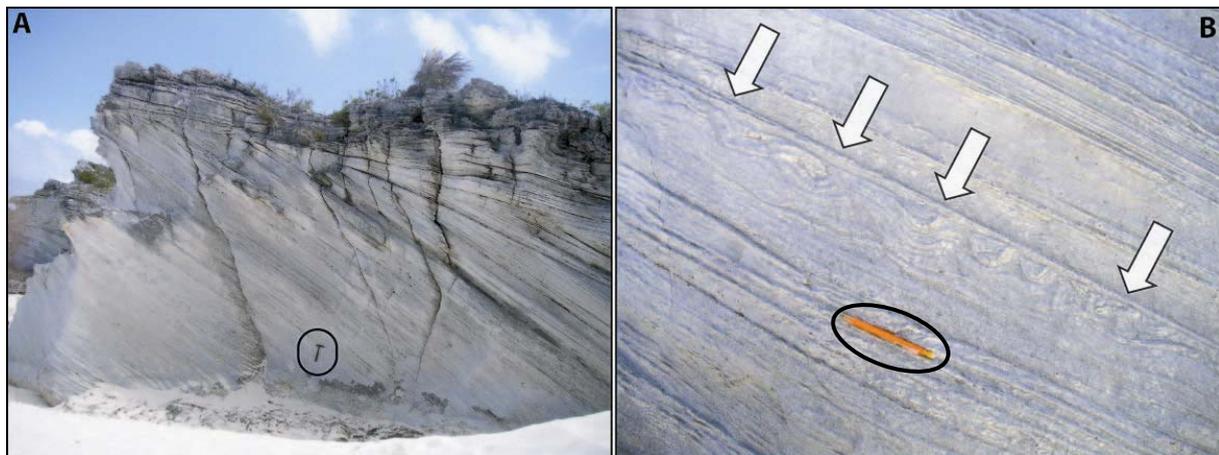


Figure 17 - Exemple d'éolianites rencontrées aux Bahamas. A) éolianites holocènes (East End Point, Eleuthera). B) glissement gravitaire entre deux sets de la dune de A) provoquant la formation de convolutes.

1.2.4.4. Les karsts

L'hydrologie de la sub-surface des îles bahamiennes est complexe (Whitaker et Smart, 1997). La dissolution des carbonates des îles a donné naissance à un paysage karstique bien marqué. Il existe quatre principaux types de morphologies karstiques : les karrens (lapiez), les dépressions, les grottes et les blue holes. Il existe quatre grands types de grottes : « pit caves », « flank margin caves », « banana hole » et « lake drains » et deux grands types de blue holes : les « ocean holes » qui débouchent sur le système océanique actuel et les « inland blue holes » qui contiennent une eau douce à saumâtre (Carew et Mylroie, 1997).

Dans le cadre de ce travail, seuls les lapiez ont été rencontrés. Ce sont des réseaux de sillons superficiels qui résultent du ruissellement des eaux sur les surfaces carbonatées.

L'association formée par les lapiez, les sols et les fissures est appelée épikarst. Ces derniers sont communs sur les affleurements au nord d'Eleuthera et servent souvent de piège à la matière pédologique.

1.2.4.5. Les formations pédologiques

Aux Bahamas, les formations pédologiques sont essentiellement représentées par des sols actuels, des paléosols, des remplissages karstiques et les dépôts de colluvions.

Les sols

Les sols des Bahamas ont été étudiés par le Bahamian Land Resource Survey (Little *et al.*, 1977; Foos et Bain, 1995). Ils sont généralement peu épais (rarement plus de 50 cm), peu argileux et peu fertiles. Trois catégories de sols sont distinguées : les sols sableux (« sedimentary soils » selon Sealey, 1994), les sols organiques (« organic soils » selon Sealey, 1994) et les sols latéritiques (« red clay soils » selon Sealey, 1994).

Selon Foos et Bain (1995) les sols d'Eleuthera et de San Salvador se sont formés sous un climat tropical chaud sous lequel le potentiel d'évapotranspiration est légèrement supérieur aux précipitations. La végétation est constituée de plantes succulentes et de taillis. La roche mère des sols est formée par les carbonates encaissants, et par du matériel détritique allochtone.

Les paléosols des Bahamas

Les paléosols des Bahamas sont des formations pédologiques peu épaisses (Fig. 18A, B, C) qui ont été relativement peu étudiées. Les études réalisées par McCartney (1986), Boardman *et al.* (1995) et Nawratil-De Bono (2005) ont été menées sur les îles de San Salvador, de North Andros et d'Eleuthera.

Les différents faciès pédologiques rencontrés y sont classés comme suit (Nawratil-De Bono, 2005).

- **Les formations pédologiques carbonatées.** Ces formations sont composées par les paléosols carbonatés [ou protosols *sensu* Carew et Mylroie (1997)]. Ce sont les équivalents fossiles des sols carbonatés *sensu* Foos (1991), Sealey (1994) et Foos et Bain (1995). Un certain nombre de formations issues de processus de surface sont également décrites. Parmi celles-ci, citons les cutanes colorées, les croûtes zonaires et les koparas.
- **Les paléosols sablo-argileux.** Ce sont des formations carbonatées qui présentent un degré d'altération pédologique plus avancé. Elles se caractérisent par une coloration dans les teintes rose/orange, une teneur en minéraux argileux plus importante et une altération marquée des grains de carbonates. Ces formations ont sans doute bénéficié d'un taux d'accumulation de poussières atmosphériques plus important que les formations carbonatées s.s.

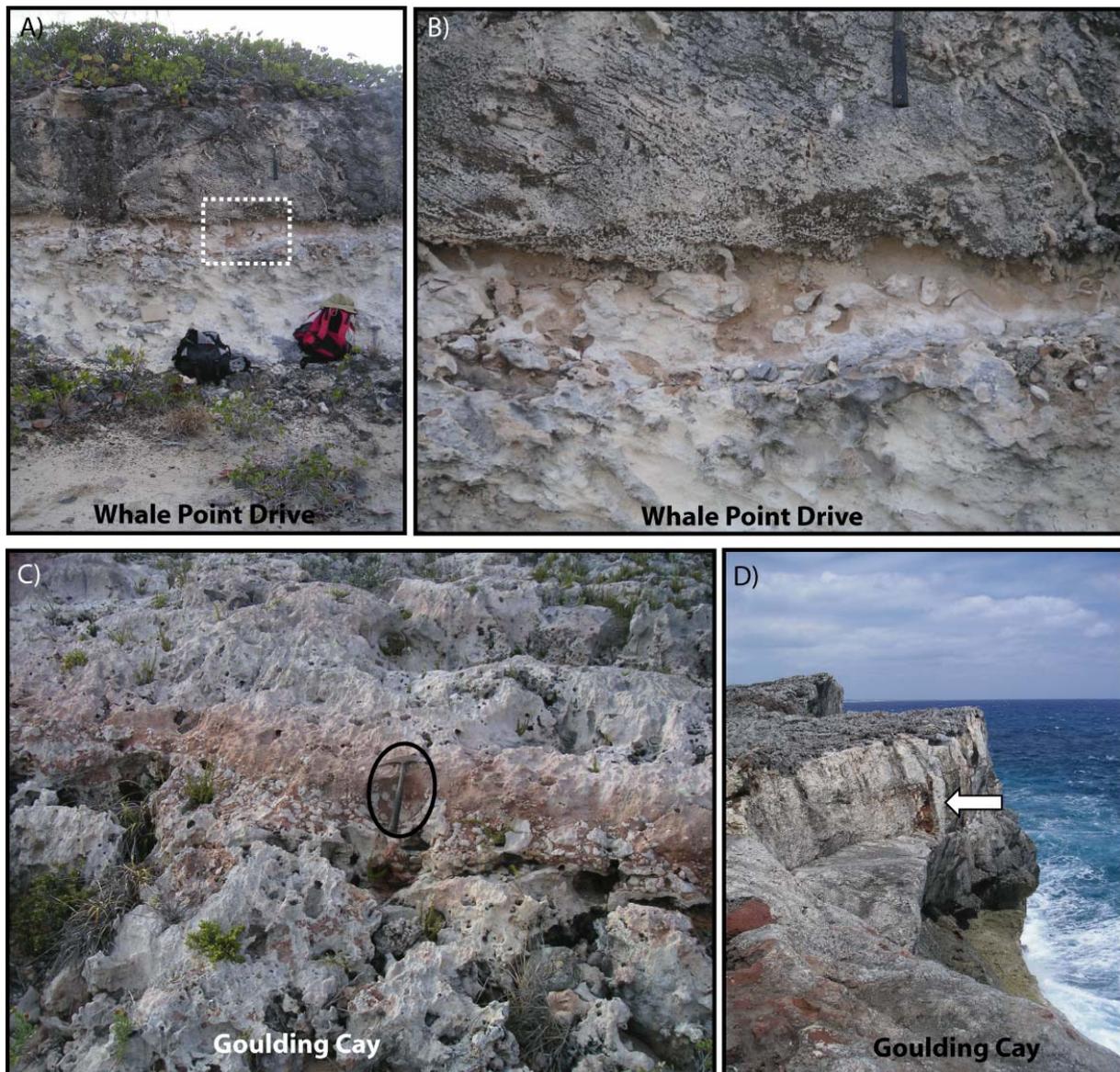


Figure 18 - Principales formations pédologiques rencontrées aux Bahamas. A) paléosol peu développé intercalé entre deux formations carbonatées (Whale Point Drive, Eleuthera). B) détail du paléosol peu développé de A). C) paléosol qui pénètre et démantèle son encaissant (Goulding Cay, Eleuthera). D) poche de matériel pédologique piégée dans un conduit karstique (falaise de Goulding Cay, Eleuthera).

- **Les paléosols argileux.** Ils se caractérisent par une teneur en argile plus importante et une couleur rouge à marron plus foncé. Le terme d'accumulation argileuse serait certainement plus approprié puisque les sols remaniés et les remplissages de conduits karstiques (Fig. 18D) sont également inclus au sein de cette catégorie.

Minéralogie des formations pédologiques

Les sols

Les études sur la minéralogie des formations pédologiques des Bahamas réalisées par Foos (1991) et Foss et Bain (1995) sont basées essentiellement sur les formations des îles d'Eleuthera et de San Salvador.

- Les **sols sableux** se développent sur les dépôts carbonatés meubles. Ils sont constitués de carbonates et de matière organique.
- Les **sols organiques** sont principalement formés de matière organique.
- Les **sols latéritiques** se rencontrent sur les substrats carbonatés lithifiés. Ils présentent une minéralogie complexe. Sur Eleuthera, elle est composée par de la calcite, de l'aragonite, de l'hématite, de la goethite, des minéraux argileux de la famille des H.I.C. (Hydroxy Interlayered Clays), de la boehmite et du quartz.

Les paléosols

La minéralogie des paléosols des Bahamas a été étudiée sur les îles de San Salvador, de North Andros (McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995) et d'Eleuthera (Nawratil-De Bono, 2005). Sur San Salvador, le cortège minéralogique est le plus souvent dominé par la kaolinite et le quartz. Les autres minéraux communs sont la chlorite/vermiculite, la montmorillonite, l'illite et la boehmite. Des teneurs mineures en gibbsite, hématite, goethite, feldspaths potassiques et plagioclases sont également décrites (Fig.19A). Les auteurs discriminent deux familles de paléosols en fonction de leur minéralogie : les paléosols riches en illite et les paléosols riches en boehmite. Très peu de formations contiennent les deux minéraux (Fig. 19B). Notons que le minéral chlorite/vermiculite est uniquement présent dans les formations riches en boehmite.

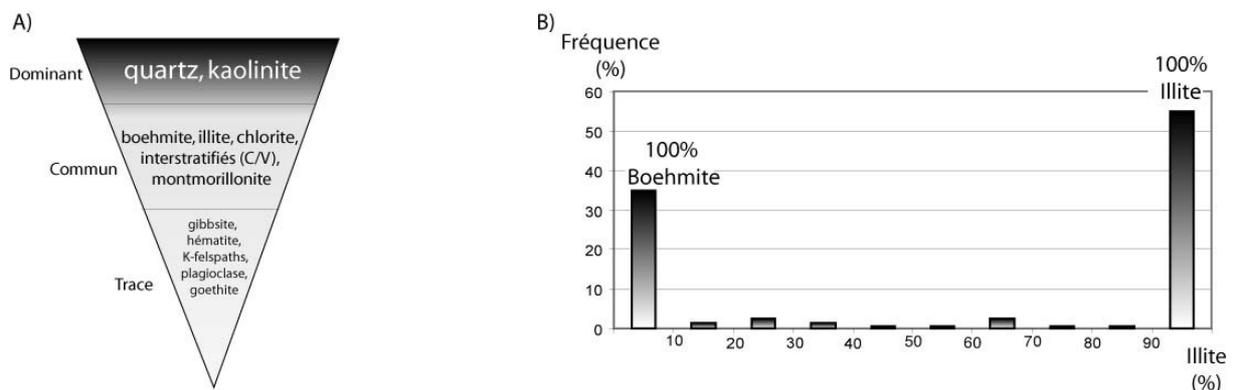


Figure 19 - Minéralogie des paléosols de San Salvador (McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995). A) représentation graphique des teneurs relatives des principaux minéraux constitutifs des paléosols. C/V : chlorite/vermiculite. B) détail de la répartition des teneurs en illite et en boehmite. Les paléosols situés sur des points hauts topographiques sont riches en illite, ceux situés dans des points bas sont riches en boehmite.

Cette répartition est fonction de la position topographique du site : ceux qui se trouvent sur des points hauts sont riches en illite, ceux qui se trouvent sur des points bas sont riches en boehmite.

De même, Foos (1991) décrit une composition des paléosols de San Salvador qui s'articule autour de la calcite, de minéraux argileux de type H.I.C., de kaolinite, de boehmite, de gibbsite et d'hématite. La kaolinite et la gibbsite des sols de San Salvador se sont formées consécutivement à la destruction des minéraux de type H.I.C. qu'il est possible de rencontrer dans les sols d'Eleuthera (Foos, 1991).

Hypothèse de formation des paléosols.

Tout comme pour leurs homologues des Bermudes, les processus à l'origine de la formation des paléosols des Bahamas et des Florida Keys ont longtemps été débattus (Ahmad *et al.*, 1966; Multer et Hoffmeister, 1968; Ahmad et Jones, 1969; Syers *et al.*, 1969; Robbin et Stipp, 1979; Muhs *et al.*, 1990). En premier lieu, il a été proposé que ces formations résultent de l'altération des carbonates encaissants. Une fois ces carbonates entièrement lessivés, les résidus insolubles s'accumulent et constituent les horizons enrichis visibles aujourd'hui. Or, les résidus insolubles représentent en moyenne 0,01 % des éolianites des Bahamas. Afin de produire 1 cm de paléosol, il faudrait dissoudre 6,5 m de carbonate (McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995). L'épaisseur moyenne des paléosols des Bahamas est de plusieurs dizaines de centimètres et aucun taux de dissolution comparable n'a jamais été observé.

Ainsi, il est apparu que les paléosols des Bahamas étaient majoritairement issus de l'altération de matériel allochtone. L'archipel est isolé de tout apport détritique. Le Florida Straits isole les îles du détritisme fluvial nord-américain. De plus, l'archipel est entouré de larges fosses océaniques. Le matériel détritique à l'origine de la formation des paléosols ne peut donc atteindre l'île que par voie aérienne (Chapitre 2).

1.2.5. CONCLUSIONS

L'archipel des Bahamas est situé au sommet de grands bancs carbonatés. Les îles de l'archipel, majoritairement constituées de dunes éoliennes fossilisées, représentent la partie sommitale de l'édifice. Ces îles sont composées par une alternance de dépôts carbonatés et de paléosols. Les nombreuses études menées sur ces formations ont permis l'établissement d'un cadre stratigraphique précis recouvrant les derniers 500 ka [synthèse dans Carew et Mylroie (1995a) et Kindler et Hearty (1997)].

Les paléosols des Bahamas sont des formations pédologiques peu développées. On distingue les paléosols carbonatés ou protosols, les paléosols sablo-argileux et les paléosols latéritiques ou argileux. Les premiers présentent très peu de traces de pédogenèse et sont essentiellement constitués de carbonates teintés par des oxydes de fer et de la matière organique. Les seconds sont des formations pédologiques qui présentent un degré

d'altération un peu plus avancé. Les troisièmes reposent sur un substrat carbonaté plus ancien. Plus riches en minéraux non carbonatés (Nawratil-De Bono, 2005), leur minéralogie est dominée par la kaolinite et le quartz.

L'étude de Nawratil-De Bono (2005) a montré que les paléosols étaient des outils stratigraphiques à utiliser avec précaution. Leur développement n'est pas restreint aux périodes glaciaires. La pédogenèse est un phénomène continu qui est seulement interrompu lors des grandes phases d'avancée des dunes éoliennes carbonatées ou lors des transgressions marines.

Les paléosols des Bahamas ne se sont pas uniquement formés par dissolution de l'encaissant carbonaté (McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995). Ces formations pédologiques sont également issues de l'altération de matériel allochtone. L'isolement de l'archipel laisse supposer que seul le matériel éolien est susceptible d'atteindre les îles et leurs formations pédologiques.

1.3. Conclusions du chapitre

Les Bermudes et les Bahamas sont deux archipels isolés au sein de l'Atlantique. Ils sont formés par des îles carbonatées mais leur structure profonde est différente. Les Bermudes reposent au sommet d'un édifice volcanique alors que les Bahamas sont constituées des parties émergées de bancs carbonatés.

D'un point de vue sédimentaire, les îles des deux archipels sont formées par l'alternance de dépôts carbonatés et de paléosols. Les modèles de dépôts développés pour les deux îles sont proches. Le développement des formations pédologiques est interrompu par l'avancée des dunes éoliennes carbonatées. Cette dernière est contrôlée par les variations glacio-eustatiques.

Pour les 500 derniers milliers d'années, l'âge des formations pédologiques fossiles est comparable sur les deux archipels. En revanche, des formations datant du Pléistocène ancien (Formation de Walsingham) apparaissent à l'affleurement aux Bermudes mais pas aux Bahamas. A la différence des Bahamas, un paléosol se développe donc aux Bermudes entre le Pléistocène ancien et les formations du Pléistocène récent dont la durée d'exposition est estimée à plus de 500 ka,

De manière générale, il semble que les paléosols des Bermudes soient plus épais et plus argileux que ceux des Bahamas. La principale différence entre les formations pédologiques de ces deux archipels réside dans leur minéralogie. En effet, les formations des Bermudes sont constituées de carbonates, de minéraux argileux (vermiculite et kaolinite), de phosphates et d'oxydes de fer. Les formations des Bahamas sont, quant à elles, dominées par les carbonates, la kaolinite et le quartz. Les autres minéraux déterminés sont l'illite, la boehmite, la chlorite/vermiculite et la montmorillonite. Cette différence minéralogique est liée, soit à une variation dans la nature du matériel source, soit à l'existence de processus d'altération pédologique différents sous des latitudes et donc des climats différents, les Bermudes se situant bien plus au nord que les Bahamas.

Dans les deux cas, les études préliminaires ont montré que les formations pédologiques n'étaient pas issues de la seule altération du substratum carbonaté. La principale composante à l'origine des formations étudiées est allochtone. Les poussières atmosphériques sont aujourd'hui considérées comme la composante majeure à l'origine de ces sols et paléosols.

Les paléosols de ces archipels constituent donc un enregistrement unique du flux de matériel charrié par les vents au cours des périodes quaternaires. Déterminer l'origine du matériel constitutif des paléosols des Bermudes et des Bahamas permettra de préciser la dynamique du système atmosphérique des périodes glaciaires et interglaciaires.

Chapitre 2. Un apport extérieur de matériel

2.1. Le régime climatique actuel

L'examen du régime des vents et de son évolution au cours des différentes périodes du Quaternaire permet de mettre en avant les différentes sources de matériel qui auraient pu participer à la constitution des paléosols des Bermudes et des Bahamas.

2.1.1. CARACTERISTIQUES DES VENTS ET POUSSIÈRES TROPOSPHÉRIQUES

2.1.1.1. La circulation générale

L'ensoleillement est le plus intense dans les régions équatoriales. L'air chauffé dans ces zones s'élève et s'étend vers le nord (dans l'hémisphère nord) et vers le sud (dans l'hémisphère sud). Une fois l'air refroidi, il se densifie et redescend entre les latitudes 25° et 40°. Ces latitudes constituent les ceintures subtropicales. L'air de surface des régions subtropicales retourne vers l'Équateur pour remplacer l'air ascendant, ce qui achève le cycle de la circulation de l'air au sein de la cellule de Hadley.

La force de Coriolis (consécutif à la rotation de la Terre) détourne les vents vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Ainsi le mouvement de l'air vers l'Équateur se fait depuis le nord-est vers le sud-ouest dans l'hémisphère nord. Les vents ainsi générés dans les ceintures intertropicales sont appelés « easterlies tradewinds » ou alizés (Fig. 20). De même, les « westerlies » ou vents d'Ouest sont issus des mouvements des masses d'air entre les cellules polaire et de Ferrel.

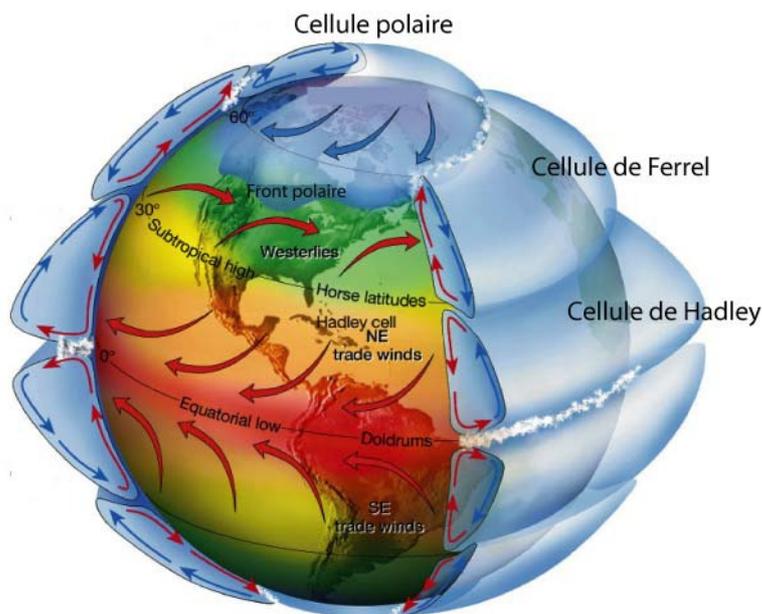


Figure 20 - Schéma simplifié des circulations atmosphériques terrestres (Lutgens et al., 2001).

2.1.1.2. Les vents troposphériques dominants au-dessus des Bahamas et des Bermudes

C'est grâce aux vents de surface que voyagent les aérosols continentaux dans la partie basse de l'atmosphère (0 à 6000 m). La région considérée ici s'étend en latitude entre 21°N (île de Great Inagua-Bahamas) et 32°N (archipel des Bermudes). Elle se trouve à la limite nord de la ceinture intertropicale (30°S à 30°N), à la limite des cellules de Hadley et de Ferrel. La cellule de haute pression des Bermudes contrôle le système atmosphérique de cette partie de l'Atlantique. Les vents tournent autour de cette cellule qui est centrée sur l'archipel des Bermudes en été et qui se déplace vers l'est en hiver, période pendant laquelle, elle est nommée cellule de haute pression des Açores. Ce déplacement de la cellule de haute pression accompagne la migration vers le sud du front de convergence intertropicale (« intertropical convergence zone » ou I.T.C.Z.) en hiver (Fig. 21).

En été, les vents dominants aux Bermudes et aux Bahamas sont les alizés. Ils soufflent depuis l'est vers l'ouest. En hiver, sous l'effet de la migration de la cellule de haute pression, le régime des vents s'inverse au niveau de l'archipel des Bermudes mais reste stable au dessus des Bahamas (Fig. 21). Alors les vents dominants au-dessus de l'archipel des Bermudes sont les vents d'Ouest et les alizés au-dessus des Bahamas.

Pendant la période hivernale, un front froid descend depuis le continent nord-américain jusqu'aux Bahamas. Cette masse d'air froide et dense voyage sous les masses chaudes et légères. Le front ne descend pas plus au sud que les Bahamas car il est stoppé par les masses d'air chaudes tropicales qui accompagnent le Gulf Stream (Sealey, 1994).

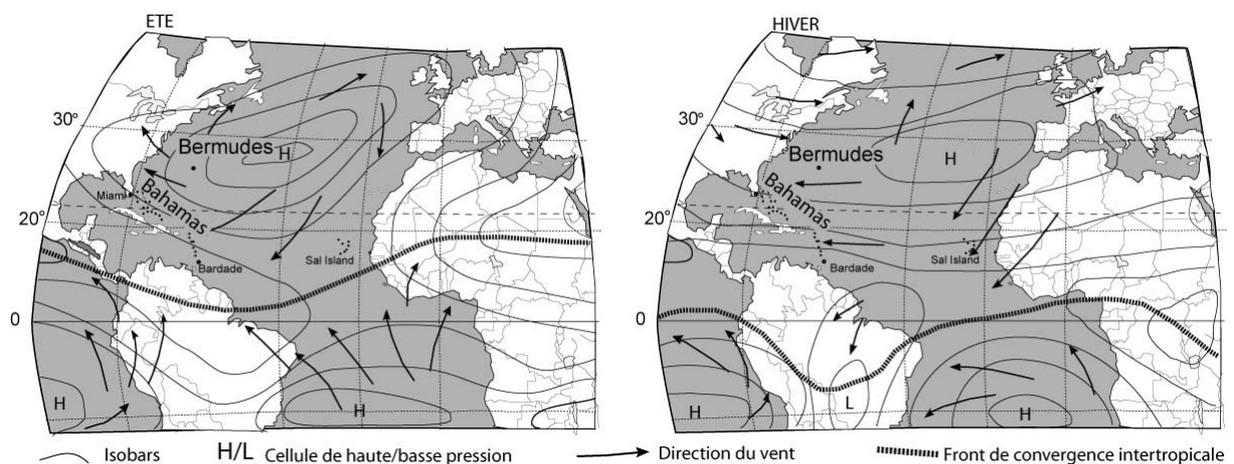


Figure 21 - Variations saisonnières de la direction des vents au-dessus de l'Atlantique Nord (Lutgens *et al.*, 2001). En été, les vents dominants aux Bermudes et aux Bahamas sont les alizés. En hiver, les vents dominants au-dessus de l'archipel des Bermudes sont les vents d'Ouest et les vents dominants au-dessus de l'archipel des Bahamas sont les alizés.

2.1.1.3. Les poussières sahariennes

Les poussières sahariennes représentent la principale source d'aérosols au monde. Chaque année plus de 100 Mt de poussières quittent le continent africain en direction de l'ouest et du nord-ouest (Goudie et Middleton, 2001). Les premières descriptions de ces poussières ont été retranscrites par le géographe marocain du 12^{ème} siècle, Al-Idrisi. Les premières observations menées sur le transport transatlantique des poussières sahariennes remontent, elles, à Darwin (1846) et aux expéditions du Challenger entre 1872 et 1876. Plus récemment, il a été proposé que les poussières récoltées à la Barbade soient d'origine saharienne (Delaney *et al.*, 1967). Cette hypothèse a été confirmée plus tard par les observations satellitaires et par les mesures effectuées aux Caraïbes et en Floride (Carlson et Prospero, 1972; Prospero et Carlson, 1972; Kalu, 1979; Glaccum et Prospero, 1980; Prospero, 1996).

Le transport des poussières

Les poussières proviennent de la déflation éolienne de certaines zones désertiques du continent africain. L'intense insolation et le réchauffement de la surface provoquent la formation de cellules de convection. Les courants d'air chaud ascendants génèrent des turbulences qui entraînent en altitude les particules libres, la plupart du temps issues d'anciens sols.

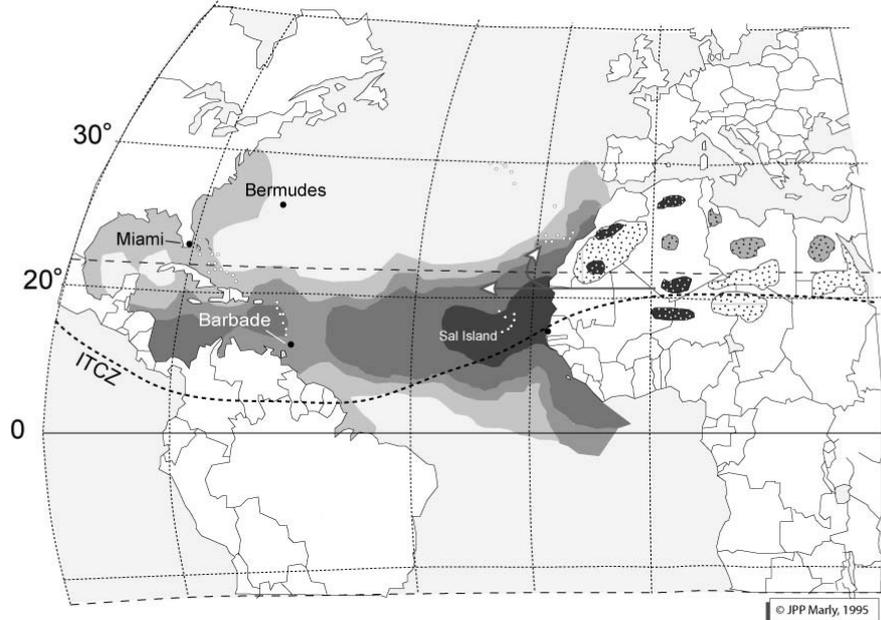
Alors, les poussières sahariennes sont transportées selon deux trajectoires principales : la première, vers l'ouest, en direction du continent américain à travers l'océan Atlantique ; la seconde vers le nord-ouest en direction de l'Europe, au travers de la mer d'Alboran (trajectoire en crochet). Il ne sera ici question que de la première trajectoire qui permet aux poussières d'atteindre les Caraïbes pendant l'été.

Le transport transatlantique des aérosols sahariens est soumis à une forte variabilité saisonnière, liée à l'évolution du front de convergence intertropical (I.T.C.Z.). Ce front sépare les cellules de Hadley des deux hémisphères. Il est formé par la zone où se rencontrent les alizés du Nord-Est et les alizés du Sud-Est. Il représente la limite entre l'air continental saharien (harmattan), très sec et très chaud, et l'air équatorial d'origine océanique, très humide (mousson). Il marque ainsi la limite méridionale d'extension des poussières sahariennes, les zones au sud du front étant le siège d'une intense convection nuageuse et de pluies abondantes qui empêchent le transport des poussières. Ce front subit un déplacement latitudinal périodique. En hiver, il occupe sa position la plus australe (5-8°N) et longe le golfe de Guinée. La production de poussières concerne donc toute l'Afrique de l'Ouest. Le front migre vers le nord à partir du printemps et atteint sa position la plus septentrionale (19-20°N) au mois d'août. La production de poussières ne concerne plus alors que les régions du nord du Sahara (Fig. 22).

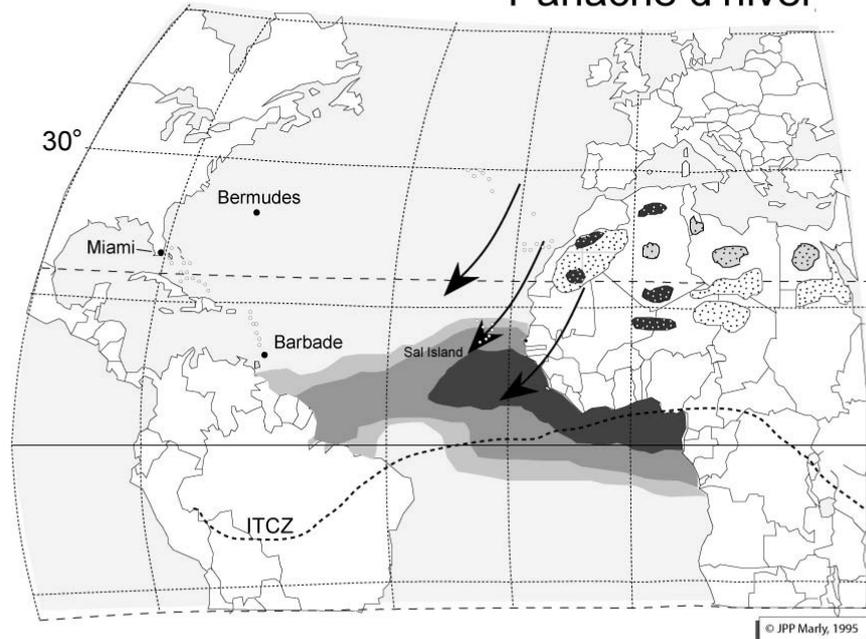
Trois systèmes de vents sont responsables du transport de poussières dans l'Atlantique Nord (Pye, 1987).

- Le premier système est actif toute l'année. Il est formé par les basses couches des alizés. Il draine les régions côtières du nord-ouest de l'Afrique et le massif de l'Atlas. La trajectoire des vents est quasi-parallèle aux lignes de côte. Les poussières sont transportées dans les parties proximales de l'océan, dans des zones allant des côtes des Canaries aux îles du Cap Vert (Pye, 1987).
- Le second système de vent est actif toute l'année mais est beaucoup plus intense au cours de l'hiver. Les poussières sont transportées par l'Harmattan (« le vent qui porte de la poussière » en langue Touareg). Ce système est une expression singulière et locale des alizés. En hiver, l'existence d'un jet d'ouest au-dessus de 3000 m (700 hPa) interdit le transport des aérosols sahariens à haute altitude au-dessus de l'océan Atlantique. Le transport s'effectue au sein des basses couches de l'atmosphère grâce aux alizés. Ce phénomène est rendu possible par la migration vers l'est de la cellule de haute pression des Bermudes. Ce transport se fait sur de moins grandes distances car les processus de sédimentation sont plus importants. Les poussières qui traversent l'Atlantique dans une bande comprise entre 5° et 15°N proviennent essentiellement de la partie sud-ouest du Sahara et atteignent les côtes du continent sud américain (Fig. 22) (Carlson et Prospero, 1972; Prospero, 1996; Caquineau, 1997; Grousset et Biscaye, 2005).
- la « Saharan Air Layer » ou « S.A.L. » est le nom donné au système de vent qui transporte des poussières à des altitudes plus élevées au cours de l'été. Les particules atmosphériques peuvent alors atteindre les Caraïbes et les Bermudes (Fig. 22). Les masses d'air continentales chargées de poussières sahariennes sont chaudes et sèches. Elles surmontent les masses d'air de secteur nord (océanique) qui sont humides et relativement plus froides. Du fait de la présence des alizés marins d'est sur tout l'Atlantique, les poussières sahariennes restent en altitude, confinées à la couche d'air appelée « Saharan Air Layer » qui correspond à l'« African East Jet » (Prospero et Carlson, 1972). La base de cette couche d'air correspond à la zone d'inversion des alizés située vers 1 à 1,5 km d'altitude. Sa limite supérieure est plus variable, dépendant notamment de l'épaisseur initiale du nuage de poussières. Elle peut atteindre des altitudes de l'ordre de 6 km au niveau de la côte africaine. Au cours de son transport au-dessus de l'Atlantique, elle diminue en épaisseur et s'élargit. Ainsi, pendant l'été, la poussière provient majoritairement des parties ouest et centrale du Sahara. Le transport se localise dans une bande comprise entre 10° et 25°N et parvient jusqu'au continent américain. C'est d'ailleurs en été que sont enregistrés les pics de concentration en poussières dans les atmosphères de Miami, de la Barbade et des Bermudes (Fig. 23) (Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Grousset et Biscaye, 2005).

Panache d'été



Panache d'hiver



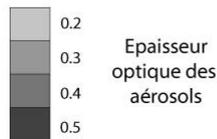
0 1000 2000 3000 4000 5000 km

Système des Vents :

-  Alizés du Nord-Est
-  African Easterly Jet /S.A.L

Kalu (1979); Sarnthein (1981)

Panaches de poussières :



Husar et al., 1997

Zone source de poussières :

-  Identifiée par Bertrand et al. (1974) et D'Almeida (1986)
-  Identifiée à Sal Island en hiver
-  Identifiée à la Barbade en été

Caquineau et al., 2002

Figure 22 - Alternances saisonnières des trajectoires et zones sources des poussières sahariennes au-dessus de l'Atlantique (Kalu, 1979; Sarnthein et al., 1981; Husar et al., 1997; Caquineau et al., 2002).

La plus grande quantité de poussières est transportée par les alizés mais les poussières qui atteignent les Caraïbes et les Bermudes sont transportées par la S.A.L.

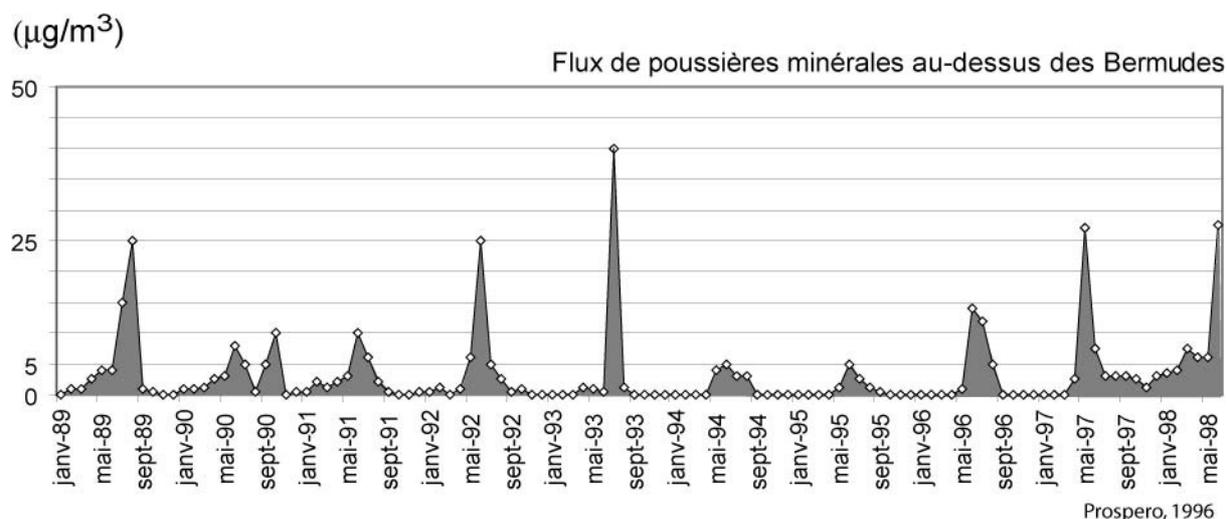


Figure 23 - Flux total de poussières minérales au-dessus de l'archipel des Bermudes. Les principales arrivées de poussières ont lieu depuis le Sahara pendant l'été et depuis le nord de l'Amérique en hiver (Prospero, 1996).

Au cours du transport, la distribution granulométrique des aérosols est amenée à évoluer en raison de la sédimentation par gravité des plus grosses particules. On observe un déplacement vers les classes granulométriques de plus en plus fines au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la source. Après 1000 ou 2000 km de transport, la majorité des particules encore en suspension dans l'atmosphère ont un rayon inférieur à 10 µm (Caquineau, 1997).

Minéralogie et zone source des poussières sahariennes

L'Afrique du Nord présente une grande diversité de dépôts dont la nature, et donc la minéralogie, diffèrent. Les sédiments de la partie Nord, riches en illite, sont issus de la déflation des chotts. Au sud, la teneur élevée en kaolinite est liée à la présence d'anciennes latérites.

La minéralogie des poussières sahariennes varie en fonction de la provenance du nuage de poussières (Sarnthein *et al.*, 1982; Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002). Cette variation s'exprime particulièrement bien sur le spectre des minéraux argileux. Plus la zone source de matériel se trouve au sud du Sahara, plus elle est riche en kaolinite et pauvre en illite (Caquineau, 1997). Cette variation latitudinale de la teneur en illite se retrouve au sein des archives marines (Chester *et al.*, 1972). Sarnthein *et al.* (1982) relèvent également un gradient dans la teneur en carbonates. Les poussières provenant des parties septentrionales et centrales du Sahara sont plus riches en carbonates (jusqu'à 20-30 %) et caractérisées par un cortège argileux composé d'illite, de chlorite, de palygorskite et de montmorillonite. Les poussières provenant du sud du Sahara et du Sahel (au sud de 20-

25°N) sont moins riches en carbonates et plus riches en kaolinite et en montmorillonite (Sarnthein *et al.*, 1982) (Tab. V).

Tableau V - Composition des poussières sahariennes provenant du sud et du nord/centre du Sahara. Synthèse réalisée par Sarnthein *et al.* (1982).

	Sud du Sahara et Sahel	Nord et centre du Sahara
Carbonate	< 4-8 %	Jusqu'à 20-50 %
Dolomite	-	Commune (jusqu'à >2 %)
Quartz	Jusqu'à 20 %	< 15 %
Quartz teintés (en % de quartz total)	Jusqu'à 75 %	5-15 %
Minéraux argileux	Kaolinite (20-35 %) et montmorillonite	Illite, chlorite, palygorskite et montmorillonite
Feldspath	Abondant	Très abondant
Diatomées d'eau douce	Commun	Commun
Phytolithes	Commun	Très commun

Minéralogie des poussières qui atteignent les Caraïbes

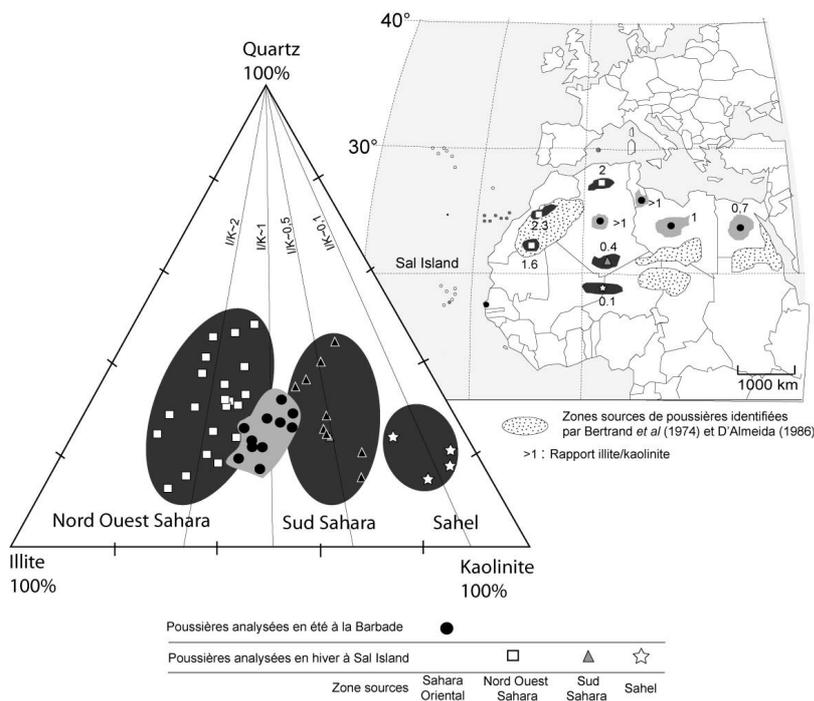
Deux études sur la minéralogie des poussières atteignant les Caraïbes sont disponibles dans la littérature (Glaccum et Prospero, 1980; Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002)

La première présente l'évolution de la minéralogie des poussières lors du transport trans-atlantique depuis les îles du Cap Vert (Sal Island) jusqu'à Miami (Glaccum et Prospero, 1980) (Tab. VI). Cette étude montre que les compositions des poussières collectées à la Barbade et à Miami sont très voisines. Les analyses effectuées à la Barbade peuvent donc être utilisées pour les études menées sur les Caraïbes. Par ailleurs, les analyses montrent que le rapport entre les teneurs en illite et en kaolinite (I./K.) varie peu au cours du transport. La teneur en quartz et en microcline diminue alors que la teneur en minéraux argileux augmente au cours du transport. La teneur en calcite et en plagioclase semble rester stable. Ce phénomène traduit certainement les différences de vitesse de sédimentation des particules en fonction de leur taille et de leur morphologie (Glaccum et Prospero, 1980). Cette évolution de la minéralogie des poussières depuis l'Afrique jusqu'au continent américain est similaire à celle observée au sein de la fraction non biogénique des sédiments de l'Atlantique (Delaney *et al.*, 1967; Glaccum et Prospero, 1980). Les poussières analysées sont riches en illite. Ce phyllosilicate représente près de 60 % de la masse minérale totale. Les poussières qui atteignent les Caraïbes proviennent donc essentiellement de la partie nord du Sahara. Les analyses de Glaccum et Prospero (1980) ont été effectuées au cours de l'été 1974 au-dessus de l'Atlantique et servent depuis de référence à la plupart des études s'intéressant au rôle des poussières sahariennes aux Caraïbes (Muhs *et al.*, 1990; Foos, 1991; Foos et Bain, 1995; Herwitz et Muhs, 1995).

Tableau VI - Composition moyenne en w.t. (%) des poussières sahariennes au-dessus de Sal Island (Cap Vert), de la Barbade et de Miami (Glaccum et Prospero, 1980). Mesures réalisées au cours de l'été 1974.

	Mica/Illite	Kaolinite	Chlorite	Quartz	Microcline	Plagioclase	Calcite	Gypse
Sal Island	51,7	5,1	4,0	18,9	3,0	5,9	7,1	4,5
Sal Island	51,8	6,1	4,3	21,6	2,5	4,8	3,9	5,4
Barbade	61,4	7,4	4,0	12,4	1,7	4,5	2,2	6,5
Miami	61,3	4,2	4,7	13,3	0,9	4,8	4,5	6,5

La seconde étude, menée consécutivement aux travaux de Chiapello (1996) et Chiapello *et al.* (1997) confirme que la composition minéralogique des poussières sahariennes est fonction de la zone d'origine des poussières (Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002). Les auteurs parviennent à discriminer les régions sources à l'origine des poussières d'hiver et d'été pour des poussières récoltées à la Barbade et sur l'île de Sal, au Cap Vert (Fig. 24). Ils proposent que les poussières qui atteignent les Caraïbes (ici la Barbade) sont originaires de la partie orientale du Sahara, en particulier au nord-est de l'Égypte au centre de la Libye ainsi qu'à proximité de la frontière tuniso-libyenne. Par ailleurs, une autre source plus occidentale a été localisée, à proximité d'in Salah (Algérie), et qui engloberait la sebkha Ekerrhane.



La différence de composition minéralogique entre les poussières analysées à la Barbade par Glaccum et Prospero (1980) et par Caquineau (1997) est notable. Les premiers obtiennent un rapport illite/kaolinite de ~8,5 et les seconds de ~1. Les auteurs (Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002) laissent supposer que les résultats des deux études restent cohérents mais que la différence observée est le résultat de

méthodes analytiques différentes (Caquineau, 1997). En effet, Caquineau (1997) applique un traitement semi-quantitatif inspiré de la méthode dite des “rapports d’intensité” de Chung (1975) aux diffractogrammes de rayons X obtenus à partir de ces préparations faiblement chargées (1 mg de matière). Cette méthode n’est appliquée qu’à l’association illite, kaolinite, quartz et conduit à un résultat normé à 100 % sur ces trois minéraux.

Minéralogie des poussières qui atteignent les Bermudes

Les analyses minéralogiques sur les poussières recueillies au-dessus de l’archipel des Bermudes ont été réalisées au cours de l’année 1968 (Bricker et Prospero, 1969). Les poussières sont essentiellement composées de quartz avec un peu de chlorite, de la kaolinite, des feldspaths et du talc. Bricker et Prospero (1969) suggèrent que ces poussières proviennent du Sahara. Leur composition est jugée très proche de celle des paléosols et le lien génétique est établi. Notons que cette étude a été publiée dans un résumé. Les données utilisées, leur répartition, leur représentativité ne sont pas accessibles. La minéralogie des paléosols prise en compte dans le raisonnement n’est pas détaillée.

Or, à cette époque, les prélèvements et l’analyse des particules atmosphériques n’étaient pas totalement maîtrisés (A. Gaudichet, communication personnelle). En effet, la récolte des poussières était réalisée grâce à un système rudimentaire de grandes bâches tendues. Ce système, aujourd’hui obsolète, ne permettait pas de capturer les particules les plus fines. Le spectre minéralogique obtenu était donc incomplet. Ce problème méthodologique explique un paradoxe : la minéralogie des poussières récoltées au-dessus des Bermudes (Bricker et Prospero, 1969), et interprétée comme provenant du Sahara, est différente de la minéralogie des poussières sahariennes publiée dans des travaux postérieurs (Glaccum et Prospero, 1980; Caquineau *et al.*, 2002).

Taux d’accumulation des poussières sahariennes

Il existe de nombreuses estimations du taux d’accumulation des poussières sahariennes. Les sites d’études et de prélèvements se situent majoritairement en Europe, en Méditerranée et sur la marge africaine occidentale. Ils montrent l’extrême variabilité du taux d’accumulation des poussières en fonction du site d’étude (depuis 0,2 g.m⁻² dans les Alpes jusqu’à 200 g.m⁻² au Niger) [références dans Goudie et Middleton (2001)]. En revanche, peu de données existent sur la région des Caraïbes et des Bermudes (Tab. VII).

Ces taux d’accumulation de la poussière saharienne sont issus de méthodes différentes. Néanmoins, les mesures moyennes du taux de sédimentation fournies par les enregistrements (Prospero et Nees, 1987 et Jickells *et al.*, 1998) ou par les modélisations (Goudie et Middleton, 2001) sont du même ordre de grandeur. De plus, les modélisations montrent que la différence de taux d’accumulation moyens estimés au-dessus des deux archipels est faible (facteur de 0,75).

Les mesures effectuées par Jickells *et al.* (1998) au-dessus des Bermudes illustrent l’importance des variations du taux de sédimentation entre deux mesures ponctuelles.

Tableau VII - Synthèse des différentes valeurs du taux de sédimentation des poussières atmosphériques à Miami, aux Bahamas et aux Bermudes (Eaton, 1986; Prospero et Nees, 1987; Jickells *et al.*, 1998; Goudie et Middleton, 2001). Conversion du taux en (m/m²/100 ka). Masse volumique de la poussière : 2.65 kg/l (McCartney et Boardman, 1986).

Lieu	Auteurs	Nature	Données	
				(m/m ² /100 ka)
Miami	Prospero et Nees (1987)	Calcul du flux de poussières sahariennes	0,13 g/cm ² /1000ans	0,05
Bahamas	Goudie et Middleton (2001)	Modélisation du taux de sédimentation	2,022 g/m ² /an	0,08
Bermudes	Goudie et Middleton (2001)	Modélisation du taux de sédimentation	1,563 g/m ² /an	0,06
Bermudes	Jickells <i>et al.</i> (1998)	Mesure ponctuelle <i>in situ</i>	min 1,2 mg/m ² /jour	0,02
Bermudes	Jickells <i>et al.</i> (1998)	Mesure ponctuelle <i>in situ</i>	moy 5,15 mg/m ² /jour	0,07
Bermudes	Jickells <i>et al.</i> (1998)	Mesure ponctuelle <i>in situ</i>	max 11,6 mg/m ² /jour	0,2

2.1.1.4. Les poussières nord-américaines

Les poussières américaines apparaissent comme une seconde source possible de minéraux non carbonatés à l'origine des formations pédologiques des archipels des Bermudes et des Bahamas. Elles atteignent les deux archipels au cours des périodes d'hiver. Il est donc possible que leur influence, aujourd'hui modeste, ait été plus importante pendant les périodes froides. Il est possible que les masses d'air froides qui viennent du nord soient chargées de particules provenant du Canada, de la vallée du Mississippi et des grandes plaines.

Le transport des poussières

Au-dessus de l'archipel des Bermudes, le régime des vents s'inverse en hiver. Les vents dominants sont alors les vents d'Ouest. Ces vents, qui parcourent le continent américain et l'Atlantique Nord d'ouest en est, transportent les poussières nord-américaines jusqu'aux Bermudes (Rueger, 2002). De plus, les poussières d'Amérique du Nord peuvent parvenir aux Bahamas via le front froid hivernal qui descend des grandes plaines. Les masses d'air d'Amérique du Nord ont une influence certaine sur le climat bahamien (Sealey, 1994). Ainsi, la physiographie de l'île de San Salvador montre clairement deux familles de dunes. La première est orientée de manière cohérente avec les vents dominants venant de l'est et la seconde est orientée de manière cohérente avec des vents provenant du nord-ouest (front froid hivernal) (Ersek, 2004).

Minéralogie des zones sources

Lors du dernier maximum glaciaire, les principales zones source de poussières étaient probablement localisées au centre des actuels Etats-Unis (Illinois, Kansas, Nebraska, Iowa et Mississippi) (Herwitz et Muhs, 1995) où se sont accumulées d'importantes épaisseurs de loess périglaciaires (Pye *et al.*, 1995), associées au drainage du bassin du Mississippi.

La composition des loess du Mississippi est décrite comme étant dominée par le quartz, la dolomite et le feldspath (Pye et Johnson, 1988). Ces dépôts sont composés à 20 % de carbonates, essentiellement sous forme de dolomite. Les autres minéraux constitutifs de ces formations sont le mica, la chlorite, la calcite et des minéraux lourds (Pye et Johnson, 1988) (Fig. 25). La minéralogie des argiles varie selon la provenance des dépôts. Néanmoins, elle est dominée par une forte teneur en illite (40-60 % jusqu'à 84 %) et en smectite (~10 %) (Svensson *et al.*, 2000). Cette forte teneur en illite rapproche la minéralogie des loess de celle des poussières sahariennes. La différence réside dans la plus grande teneur en smectite et en chlorite du matériel nord-américain. Ainsi, beaucoup d'indices géochimiques des poussières africaines et américaines sont proches (Muhs *et al.*, 1990) et il est très difficile de les discriminer, en particulier au sein des paléosols.

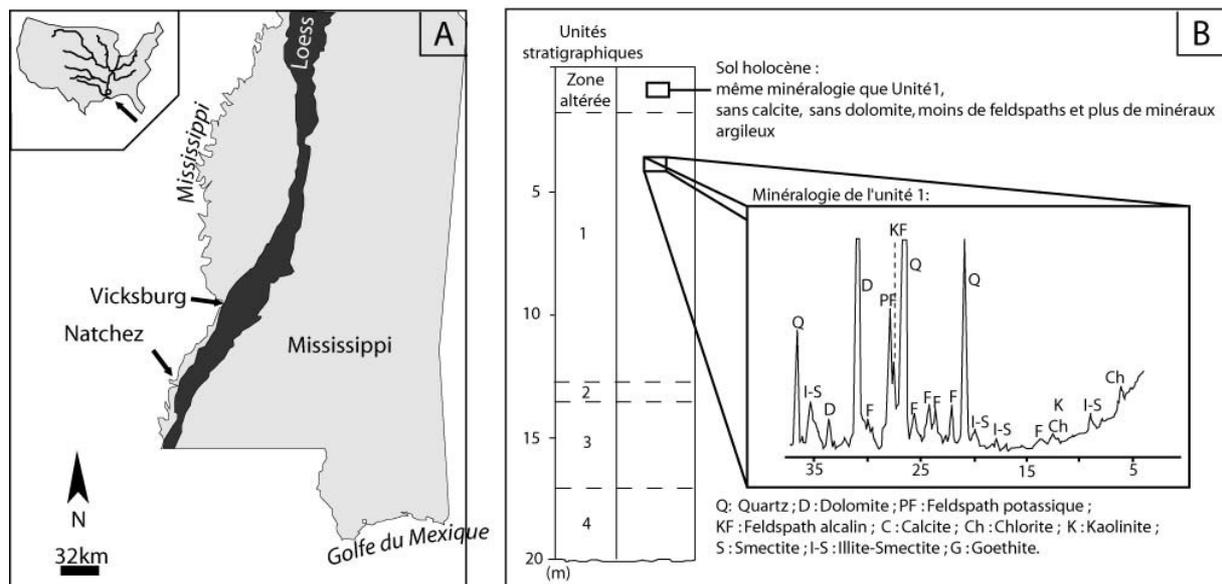


Figure 25 - Les loess du Mississippi. A) localisation. B) stratigraphie simplifiée et minéralogie de la partie supérieure de la formation des loess fini-Pléistocène (Pye et Johnson, 1988).

Lorsque ces loess sont pédogénéés, la calcite et la dolomite disparaissent, les micas et les chlorites sont transformés en smectites et en interstratifiés illite-smectite. La teneur en goethite augmente.

Taux d'accumulation

Aujourd'hui, le volume de poussières sahariennes émis est 10 fois supérieur à celui des poussières américaines (Prospero, 1996) (Fig. 23). En comparaison avec l'Asie et le Sahara, l'Amérique du Nord est aujourd'hui une source de poussières insignifiante (Prospero, 1996; Husar *et al.*, 1997; Svensson *et al.*, 2000).

2.1.2. VENTS STRATOSPHERIQUES ET INFLUENCE DES SOURCES VOLCANIQUES

Lors de certaines éruptions, le matériel volcanique peut être injecté au sein de la stratosphère. La dynamique stratosphérique est fonction de l'altitude et de la latitude. Elle est dominée par des vents zonaux. Les sources potentielles de matériel volcanique pour les paléosols des Bahamas et des Bermudes doivent donc se trouver aux mêmes latitudes que les archipels. Les zones volcaniques les plus proches sont alors les Basses Antilles et l'Amérique Centrale.

2.1.2.1. Direction des vents au-dessus de l'Atlantique Nord

Aux latitudes des Bahamas et des Bermudes, les jets de la basse stratosphère sont des courants d'ouest (depuis l'ouest vers l'est). Ces vents résultent de la force de Coriolis. Les particules allant de l'équateur vers le pôle Nord sont déviées vers la droite (dans l'hémisphère nord) (Carey et Sigurdsson, 2000) (Fig. 26).

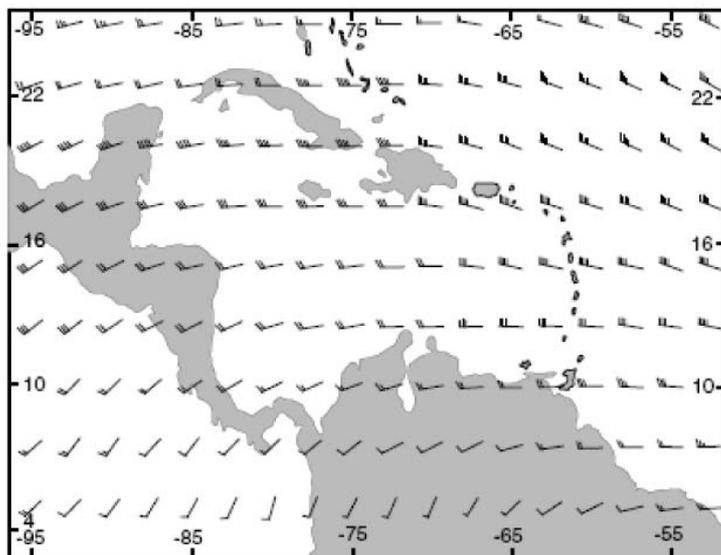


Figure 26 - Vecteurs caractérisant les vents de hautes altitudes (niveau à 750 mb, 11 km) au-dessus des Caraïbes. Chaque barbule sur le vecteur vent correspond à une vitesse de 5 m/s. Le transport se fait préférentiellement depuis l'ouest vers l'est [source : Global Upper Air Climatic Atlas (NOAA, 1993 et Carey et Sigurdsson, 2000).

2.1.2.2. Le volcanisme des Basses Antilles

Le volcanisme des Basses Antilles est l'une des sources de matériel la plus souvent envisagée pour expliquer les anomalies géochimiques observées au sein des paléosols des Caraïbes (Muhs *et al.*, 1990). En effet, depuis l'Eocène jusqu'à nos jours, l'arc des Basses

Antilles est le siège d'un important volcanisme éruptif. Différents événements ont été enregistrés grâce au dépôt de nombreux niveaux de cendres dans la partie équatoriale de l'océan Atlantique Ouest ainsi que dans les Caraïbes (Sigurdsson *et al.*, 1980; Sigurdsson et Carey, 1981; Natland, 1984).

Les cendres des Basses Antilles se propagent majoritairement vers l'est, en direction de l'Atlantique (Carey et Sigurdsson, 1980). Ce phénomène est lié au transport des particules en altitude, au sein de la stratosphère, où le vent souffle depuis l'ouest vers l'est (« anti-tradewinds »). La quantité de matériel transporté vers l'ouest (vers la mer des Caraïbes) est relativement peu importante. Au-delà d'une distance à l'arc supérieure à 100 km, elle ne permet pas la formation de niveaux de cendres sur les fonds océaniques (Fig. 27).

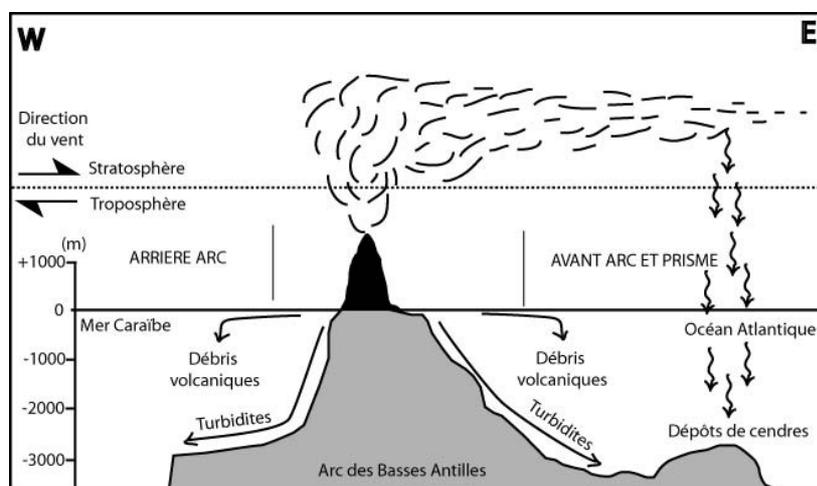


Figure 27 - Schéma de la sédimentation volcanogénique pour les îles du centre de l'arc des Basses Antilles (Reid *et al.*, 1996), modifié. Sous l'influence des vents stratosphériques, le matériel volcanique est principalement transporté vers l'est, dans le bassin Atlantique.

2.1.2.3. Le volcanisme d'Amérique Centrale

L'importance du volcanisme explosif d'Amérique Centrale n'a que très récemment été découverte (Sigurdsson *et al.*, 1997; Carey et Sigurdsson, 2000; Comer et Jackson, 2004). Les traces de son activité, qui commence à la fin du Crétacé et se prolonge jusqu'au Quaternaire, ont été retrouvées dans les sédiments de la mer Caraïbe jusqu'au large des Bahamas [(Karpoff *et al.*, submitted) et A.M Karpoff, communication personnelle]. De plus, ce volcanisme joue un rôle primordial dans la formation des altérites jamaïcaines (Comer et Jackson, 2004). Il convient donc d'envisager qu'il ait pu avoir une influence sur la formation des paléosols des Bahamas.

L'activité volcanique de la province à ignimbrites d'Amérique Centrale (Fig. 28) est essentiellement datée du Cénozoïque (Williams *et al.*, 1969; Sigurdsson *et al.*, 1997). Elle a connu un dernier soubresaut vers la limite Pliocène-Pléistocène.

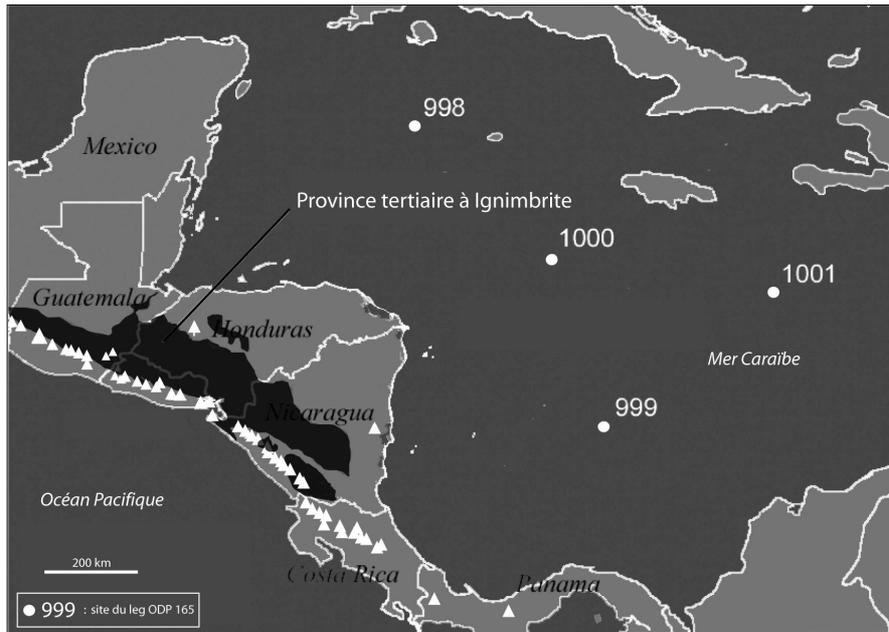


Figure 28 - Localisation de la province à ignimbrites d'Amérique Centrale et des différents sites du leg ODP 165 (Jordan, 2004).

2.2. Le régime climatique en période glaciaire

2.2.1. MODIFICATION DES TRAJECTOIRES DES VENTS DOMINANTS

2.2.1.1. Les vents atmosphériques

Simulation par des modèles de circulation atmosphérique

Au cours des périodes glaciaires, les températures de surface des océans et les circulations atmosphériques étaient probablement très différentes (Keffer *et al.*, 1988). Les modèles généraux de circulation montrent que les trajectoires des tempêtes de l'hémisphère nord étaient considérablement déplacées au sud de leurs trajectoires actuelles, tant en hiver qu'en été (Kutzbach, 1981; Kutzbach et Guetter, 1986) (Fig. 29).

Les simulations et les données acquises sur l'évolution du détritisme éolien au sein des sédiments marins de l'océan Atlantique suggèrent que l'intensité des alizés du Nord-Est était plus importante pendant les maxima glaciaires (Kolla *et al.*, 1979; Pokras et Mix, 1985; Grousset *et al.*, 1988). D'après les résultats de la modélisation, les systèmes atmosphériques sont restés stables dans la région des Bahamas (Kutzbach, 1981; Kutzbach et Guetter, 1986). Ce, probablement en raison de la plus grande proximité de l'équateur. Ceci implique l'existence d'un flux constant de matériel détritico-éolien depuis l'Afrique. En revanche, l'archipel des Bermudes est soumis à des régimes de vents plus fluctuants. Ces derniers laissent supposer l'existence d'apports détritico-éoliens à la fois depuis l'Afrique et l'Amérique du Nord en fonction des régimes climatiques quaternaires.

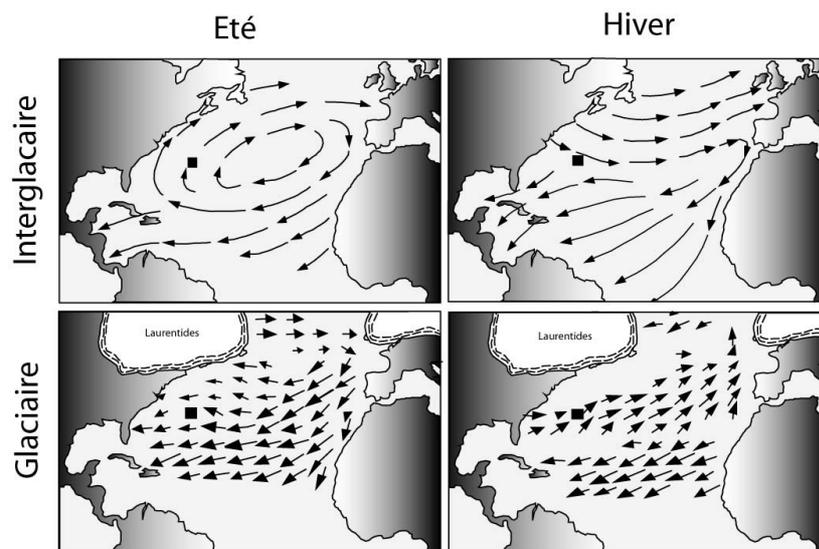


Figure 29 - Modélisation des modifications du système atmosphérique en fonction des cycles climatiques quaternaires, cas du dernier maximum glaciaire (Kutzbach et Guetter, 1986 dans Herwitz et Muhs, 1995).

Mise en évidence d'une migration du panache estival de poussières sahariennes

La carotte de sédiments marins prélevée dans le « Northwest Providence Channel » fournit un enregistrement de l'évolution du détritisme éolien dans la région Caraïbes sur près de 500 ka (Eaton, 1986; Boardman *et al.*, 1995).

Au sein de la fraction inférieure à 63 µm, ces auteurs observent une variation de la teneur en dolomite des dépôts détritiques en fonction du temps. Les dépôts attribués aux périodes interglaciaires sont pauvres en dolomite et les dépôts datés des périodes glaciaires sont riches en dolomite (Fig. 30).

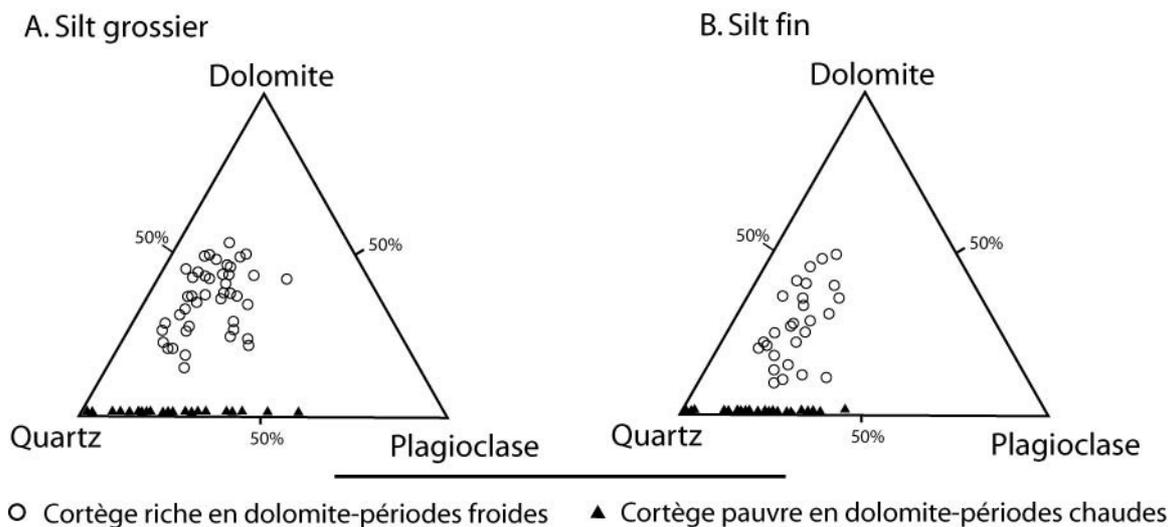


Figure 30 - Variation de la teneur en dolomite au sein des sédiments de la carotte du « Northwest Providence Channel » (Eaton, 1986; Boardman *et al.*, 1995) en fonction des périodes glaciaires ou interglaciaires. A) fraction des silts grossiers. B) fraction des silts fins.

Ces variations sont interprétées comme le résultat de l'enregistrement des fluctuations de la minéralogie des poussières sahariennes en fonction des cycles climatiques. Pendant les périodes glaciaires, les zones sources des poussières se trouvaient plus au sud, vers des zones plus riches en dolomite (Boardman *et al.*, 1995).

Cette modification de la composition des poussières sahariennes des périodes glaciaires caractériserait une modification et une migration vers le sud de la trajectoire du panache de poussières (Fig. 31). Ce phénomène devrait s'accompagner d'une diminution de la teneur en illite, comme il a été montré précédemment.

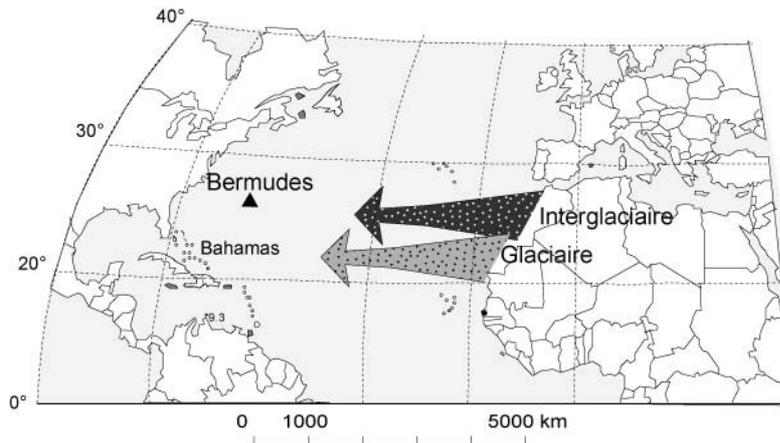


Figure 31 - Reconstruction de la migration du panache de poussières sahariennes estivales entre les périodes interglaciaires et glaciaires (Boardman *et al.*, 1995).

Cette migration vers le sud du panache de poussières sahariennes est enregistrée au sein des sédiments marins bahamiens. Elle n'est pas confirmée par les études menées sur l'enregistrement de l'évolution du détritisme éolien depuis le dernier maximum glaciaire sur la marge ouest africaine ou dans l'océan Atlantique équatorial (Ruddiman, 1997; Grousset *et al.*, 1998).

Les poussières qui parviennent aux Caraïbes sont aujourd'hui transportées par le panache estival de poussières (Carlson et Prospero, 1972; Prospero, 1996) (Figs. 22 et 24). Les zones sources de ces nuages sont localisées dans les régions orientales de l'Afrique du Nord (Algérie, Lybie, Egypte) (Caquineau, 1997). Le détritisme éolien enregistré près des côtes d'Afrique occidentale et dans l'océan Atlantique équatorial est probablement issu des émissions hivernales de poussières (Carlson et Prospero, 1972; Prospero, 1996). De plus, les zones sources des poussières qui atteignent les Caraïbes ne sont pas incluses dans les études de Grousset *et al.* (1998). Il est donc possible que la trajectoire du panache de poussières hivernal reste stable pendant les périodes glaciaires (Grousset *et al.*, 1998), contrairement au panache de poussières estival qui, lui, migre vers le sud (Boardman *et al.*, 1995).

2.2.1.2. Les vents stratosphériques

Dans la région des Caraïbes, les cycles climatiques quaternaires ne semblent pas avoir eu d'influence sur la direction des vents stratosphériques. L'étude des dépôts du volcanisme d'Amérique Centrale a montré la pérennité du transport depuis la zone volcanique source à l'ouest, vers la zone de dépôt à l'est. Carey et Sigurdsson (2000) en déduisent une certaine stabilité passée, depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire, du régime des vents stratosphériques.

2.2.2. VARIATIONS DU TAUX D'ACCUMULATION DES POUSSIÈRES ATMOSPHERIQUES

Les études menées sur les carottes glaciaires holocènes et fini-pléistocènes montrent que les périodes froides sont associées à des fortes teneurs en poussières et que les périodes chaudes ou intermédiaires sont caractérisées par des teneurs plus faibles. Les variations enregistrées au sein des carottes polaires peuvent atteindre deux ordres de grandeurs (Svensson *et al.*, 2000).

2.2.2.1. Intensification du panache hivernal de poussières

Pour le système Atlantique, les études menées au large du Sénégal montrent que le flux de poussières enregistré lors du dernier maximum glaciaire est 3 à 6 fois supérieur à celui mesuré pour la période actuelle (Svensson *et al.*, 2000). Certains auteurs indiquent une augmentation d'un facteur 2 à 4 au niveau de la marge africaine (Kolla *et al.*, 1979; Grousset *et al.*, 1998) et d'un facteur 2 à 3 au niveau de la « Sierra Leone Rise » (François *et al.*, 1990; Ruddiman, 1997). Ce facteur de 2-3 n'est pas caractéristique du dernier maximum glaciaire. Il se retrouve au moins pour les huit derniers cycles climatiques dans cette région (Parkin et Shackleton, 1973).

Les études de Grousset *et al.* (1998) menées sur les marges ouest de l'Afrique suggèrent que l'augmentation du flux de poussières au cours du dernier maximum glaciaire est liée à l'augmentation de l'aridité des zones sources conjuguée à l'augmentation de la force des vents. De plus, elles montrent que la trajectoire du panache hivernal de poussière n'a pas migré entre le dernier maximum glaciaire et l'actuel.

2.2.2.2. Fluctuation du panache estival de poussières

La carotte forée dans le « Northwest Providence Channel » fournit un enregistrement des variations de flux en poussières minérales dans la région Caraïbe (Eaton, 1986; Boardman *et al.*, 1995) (Fig. 32).

Pendant les périodes froides, la teneur en minéraux non carbonatés est plus importante que pendant les périodes chaudes. Ce phénomène est lié soit à une plus grande intensité du vent lors des périodes froides, lorsque les zones climatiques étaient plus resserrées, soit à une diminution relative de la production carbonatée. Ce dernier phénomène provoque une augmentation relative de la teneur en minéraux non carbonatés au sein des sédiments malgré un flux constant de poussières minérales. La carotte enregistre plusieurs événements caractérisés par une très forte augmentation de la teneur en minéraux insolubles. Ces événements ne sont pas tous liés aux fluctuations du régime climatique. Seuls trois apparaissent à la transition entre les périodes glaciaires et interglaciaires.

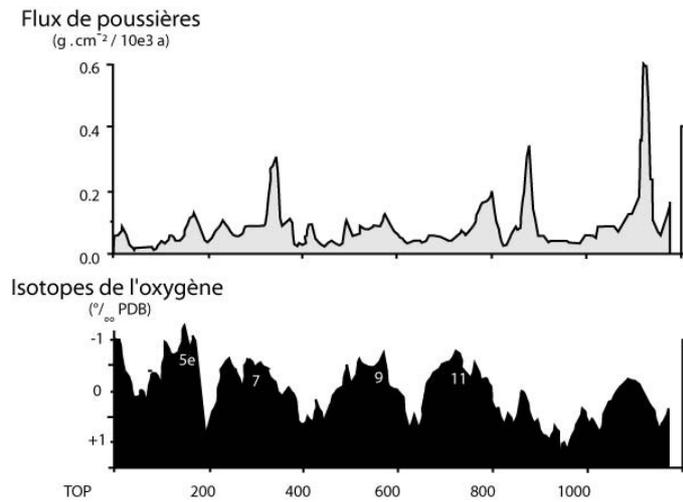


Figure 32 - Variation de la quantité de poussières enregistrées au sein des sédiments marins du Florida Strait en fonction du temps (Eaton, 1986).

Le flux moyen calculé de poussières est de $0,08 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$ soit $0,03 \text{ m/m}^2/100 \text{ ka}$ (Eaton, 1986; Boardman *et al.*, 1995). Cette valeur est d'un ordre de grandeur comparable aux valeurs du taux d'accumulation estimées pour l'actuel (Tab. VII). Il est possible que le taux d'accumulation réel des poussières sur les fonds océaniques soit plus important que celui enregistré. Une quantité inconnue des dépôts a pu être remobilisée après une première phase de sédimentation.

Notons qu'au niveau des archipels étudiés, il est possible que, pendant les périodes froides, les variations du niveau marin et l'augmentation des contrastes topographiques aient été suffisantes pour entraîner l'apparition d'un effet orographique. Ce dernier aurait pu favoriser le dépôt des poussières atmosphériques.

2.2.2.3. Causes de l'augmentation du flux de poussières atmosphériques pendant les périodes glaciaires

Si l'augmentation du flux de particules atmosphériques pendant les périodes glaciaires est observée et admise, les mécanismes et processus qui la contrôlent sont encore discutés.

Au niveau du Sahara, selon Ruddiman (1997), l'augmentation du flux de poussières pendant les hivers du dernier maximum glaciaire pourrait avoir été induite par une migration vers le sud du panache de poussières. Dans ce cas, les enregistrements des poussières d'hiver et d'été se confondent et s'additionnent dans l'échantillonnage. Cette hypothèse est discutée dans les travaux de Grousset *et al.* (1998) qui montrent que le panache de poussières sahariennes n'a pas migré au cours des différents cycles climatiques confirmant ainsi les travaux de Kalu (1979) et Rea (1994).

L'augmentation du flux de poussières en période glaciaire peut être liée à une augmentation de l'aridité et/ou du potentiel de déflation au niveau des zones sources (Kolla *et al.*, 1979; Rea, 1994; Grousset *et al.*, 1998). Cette hypothèse est appuyée par de nombreuses études minéralogiques, palynologiques ou géochimiques qui ont montré une aridité croissante en Afrique du Nord lors des périodes glaciaires (Parkin et Shackleton,

1973; deMenocal *et al.*, 1993; Leroy et Dupont, 1994; deMenocal, 1995). Cette aridité est favorable à l'augmentation de la quantité de poussières disponibles au transport.

Une seconde hypothèse qui explique cette augmentation du flux de poussières est liée à un renforcement des vents pendant les périodes glaciaires (Sarnthein *et al.*, 1981; Ruddiman, 1997). Pendant les périodes froides, le renforcement du gradient thermique entre les pôles et l'Equateur a pu se traduire par un renforcement des vents. Il se traduit par l'augmentation de la taille des grains de quartz éoliens échantillonnés (Sarnthein *et al.*, 1981).

2.3. Les différentes zones sources possibles de matériel

L'étude du régime actuel des vents et de ses modifications au cours des derniers cycles climatiques permet de mettre en évidence les différentes sources de matériel qui ont pu participer à la formation des paléosols des Bermudes et des Bahamas (Fig. 33).

Deux grandes sources de poussières atmosphériques sont envisageables : les poussières sahariennes et les loëss nord-américains. Il est possible que la composition des poussières sahariennes qui sont parvenues jusqu'aux Caraïbes au cours des périodes glaciaires ait été différente. Ce phénomène serait lié à une migration vers le sud de la trajectoire de la « Saharan Air Layer » et de ses zones sources.

Parmi les sources volcaniques, seul le matériel des Basses Antilles a déjà été pris en compte dans les précédentes études sur les paléosols de la région (Muhs *et al.*, 1990; Herwitz *et al.*, 1996). Néanmoins, la direction des vents stratosphériques laisse supposer que seul le volcanisme centre-américain pourrait être une source de matériel susceptible d'atteindre les Bahamas. Cependant, elle n'a encore jamais été prise en compte dans l'étude de l'origine du matériel constitutif des paléosols.

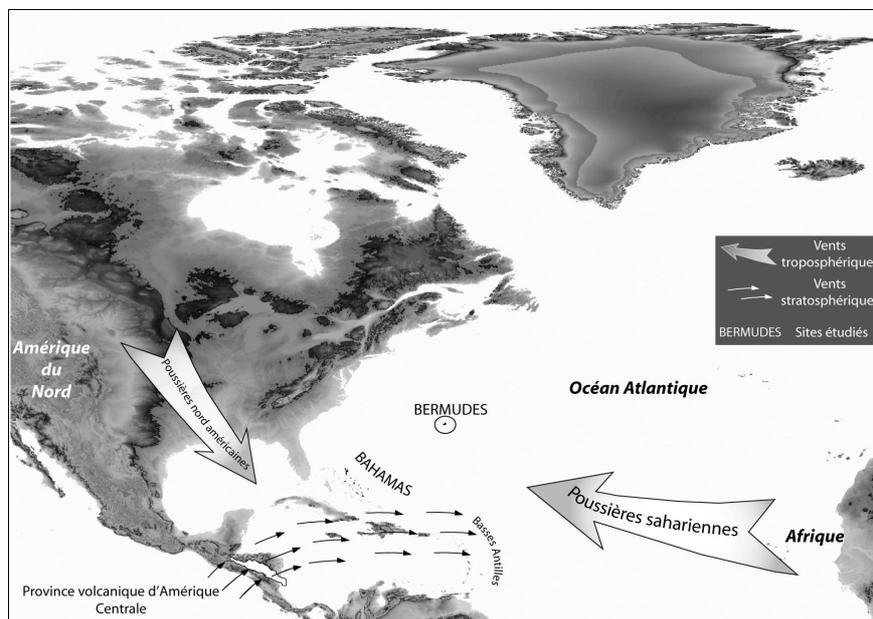


Figure 33 - Synthèse des différentes sources de matériel possibles pour les paléosols des Bermudes et des Bahamas d'après Sealey (1994) ; Sigurdsson *et al.* (2000) et Jordan (2004).

2.4. Un matériel d'origine saharienne ?

Actuellement, il est admis que les paléosols des Bahamas et des Bermudes sont issus de l'altération des poussières atmosphériques provenant du Sahara (Bricker et Prospero, 1969; Muhs *et al.*, 1990; Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996). Ces études se fondent sur l'existence du flux actuel de poussières atmosphériques au-dessus des deux archipels et sur l'étude de la géochimie des formations pédologiques.

2.4.1. LES PALEOSOLS DES BERMUDES

Le développement de l'hypothèse selon laquelle les poussières sahariennes sont la principale source de minéraux non carbonatés des paléosols des Bermudes fait suite aux analyses sur les poussières atmosphériques récoltées au-dessus de l'archipel (Bricker et Prospero, 1969 et Bricker et Mackenzie, 1970). Ces auteurs envisagent les poussières atmosphériques comme l'une des principales sources de formation des sols et paléosols des Bermudes.

Depuis cette étude, l'hypothèse d'une influence des poussières sahariennes sur la formation des paléosols des Bermudes a toujours été reprise (Bricker et Mackenzie, 1970; Vacher *et al.*, 1989; Hearty *et al.*, 1992; Herwitz, 1993; Vacher *et al.*, 1995; Herwitz *et al.*, 1996).

Afin de préciser l'origine africaine ou américaine des particules atmosphériques à l'origine des paléosols des Bermudes des méthodes comparables à celle mise en place par Muhs *et al.* (1987, 1990) dans leurs études des paléosols des Bahamas et de la Barbade ont été utilisées (Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996). Les rapports en éléments immobiles (Zr, Ti, La) ont été utilisés comme « empreintes géochimiques » (Fig. 34A et B). Les valeurs des rapports en éléments immobiles des paléosols montrent une très grande variabilité (Fig. 34A). Herwitz *et al.* (1996) proposent que les paléosols de l'archipel soient formés par l'altération des poussières sahariennes. Néanmoins, ils soulignent qu'une autre source de matériel, encore non identifiée, a joué un rôle déterminant dans la constitution des formations pédologiques de l'archipel. Ils notent en effet que, les valeurs de Ti/Zr des sols des Bermudes sont élevées et les valeurs en Ti/Zr des loess du Mississippi sont plus faibles que celles des poussières sahariennes (Fig. 34B). Les sols des Bermudes ne sont donc pas un simple « mélange » de poussières sahariennes et de loess du Mississippi.

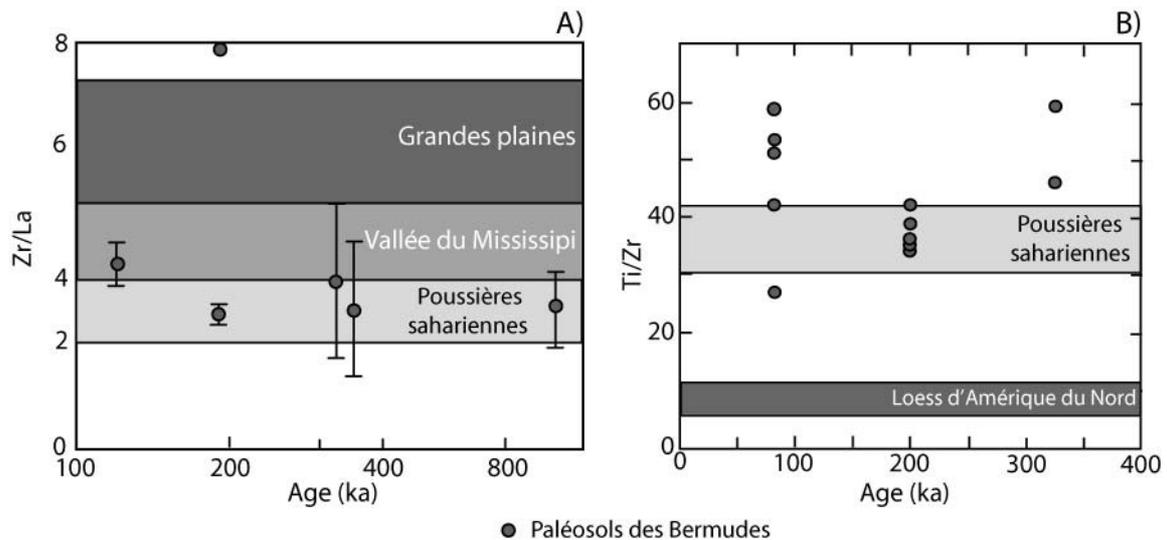


Figure 34 - Diagramme comparant les valeurs des rapports géochimiques des formations pédologiques des Bermudes et des différentes sources potentielles de matériel considérées. A) comparaison des rapports Zr/La (Herwitz *et al.*, 1996). B) comparaison des rapports Ti/Zr (Herwitz et Muhs, 1995). Les paléosols des Bermudes ne sont donc pas constitués par un simple « mélange » de poussières sahariennes et de loess du Mississippi.

2.4.2. LES PALEOSOLS DES BAHAMAS

Les travaux de Muhs *et al.* (1990) sur les sols et paléosols des Caraïbes suggèrent que les poussières sahariennes constituent un matériel source qui est géochimiquement le plus proche des formations pédologiques. Il est difficile de discriminer avec des outils simples les poussières sahariennes et américaines dont les compositions sont proches. Néanmoins, aujourd'hui, le flux de poussières sahariennes est dix fois supérieur au flux de poussières américaines. Alors, par analogie au système atmosphérique actuel, les poussières sahariennes sont considérées comme étant la principale source de matériel à l'origine des paléosols des Bahamas.

Par ailleurs, le volcanisme des Basses Antilles ne semble pas avoir influencé les formations pédologiques de la région. Les valeurs des rapports en éléments traces des cendres sont beaucoup trop élevées pour correspondre à celles des paléosols des Caraïbes (Fig. 35).

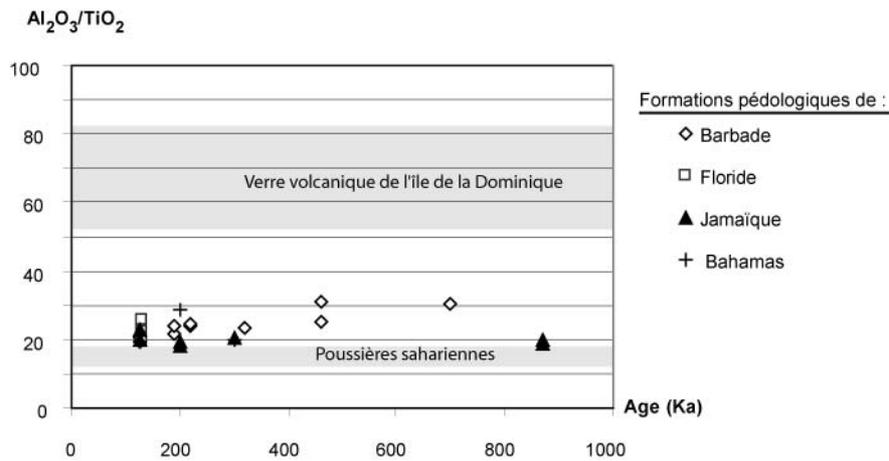


Figure 35 - Comparaison de la valeur du rapport Al_2O_3/TiO_2 des verres volcaniques provenant de la Dominique avec les valeurs issues des formations pédologiques des Caraïbes (Muhs *et al.*, 1990).

Ces travaux ont depuis été confirmés par les études menées sur la minéralogie des paléosols de d'Eleuthera, de San Salvador et de North Andros (Eaton, 1986; McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995; Foos et Bain, 1995). En effet, la minéralogie des éléments insolubles provenant des paléosols et celle d'une carotte forée dans le « Florida Strait » sont très semblables. De plus, cette minéralogie est estimée proche de celle des poussières sahariennes actuelles. Les auteurs (Eaton, 1986; McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995) ont montré que le flux de poussières enregistré au sein des sédiments marins pouvait expliquer la concentration en éléments insolubles des formations pédologiques.

Les études menées par Foos (1991) et Foos et Bain (1995) sur les sols et paléosols des Bahamas confirment que la minéralogie de ces formations peut être expliquée par l'altération de poussières atmosphériques originaires du Sahara et dont la composition est dominée par l'illite, la kaolinite et le quartz.

2.4.3. PARADOXES CLIMATIQUES

Les paléosols des Bahamas, des Bermudes et de la Barbade seraient donc tous formés à partir d'une même composante majeure : les poussières sahariennes.

Le cortège minéralogique des paléosols des Bermudes se caractérise par l'absence d'illite (Ruhe *et al.*, 1961). Or, ce minéral et ses produits d'altération sont présents au sein des formations pédologiques des Bahamas. Alors, soit le flux d'illite au-dessus des Bermudes était plus faible qu'au-dessus des autres îles, soit le lessivage y était plus intense.

Les degrés d'altération des paléosols sont également évalués à partir des rapports SiO_2/Al_2O_3 . Herwitz et Muhs (1995) signalent que les rapports SiO_2/Al_2O_3 des puits de dissolution des Bermudes s'étalent entre 0,59 et 1,34, avec une valeur moyenne de 0,88 (Fig. 36). Ces valeurs, lorsqu'elles sont reportées en fonction de l'âge des carbonates, tombent sous la courbe établie pour la Barbade et sont plus proches des valeurs trouvées sur Eleuthera par Foos (1991).

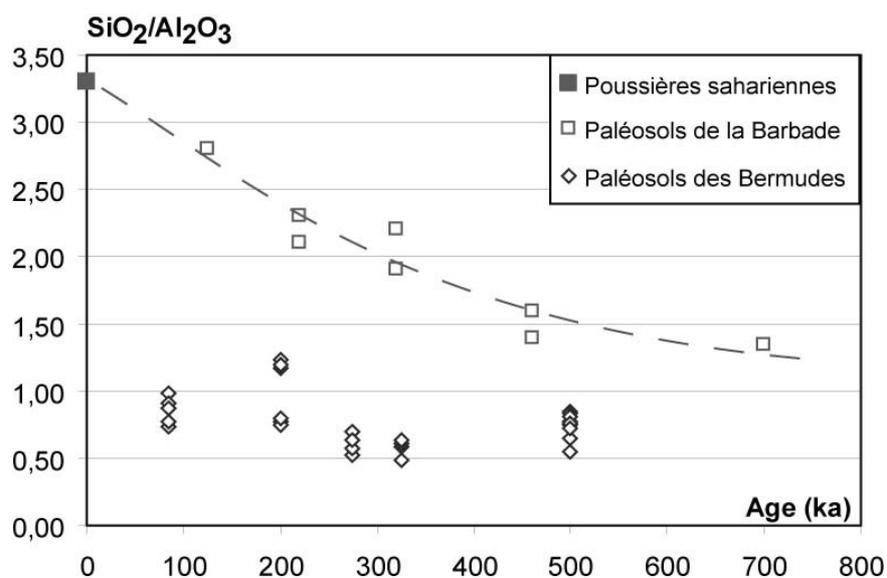


Figure 36 - Comparaison des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des poussières sahariennes et des sols de la Barbade avec celles des paléosols des Bermudes (Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996).

Dans le cadre de l'hypothèse actuelle de formation des paléosols des Bermudes à partir de l'altération des poussières atmosphériques, seule une différence de climat peut expliquer la différence de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre les deux îles. En effet, les lieux présentant une plus forte précipitation et ayant un potentiel d'évaporation plus grand doivent subir un lessivage chimique plus intense (Birkeland, 1984). Or le climat actuel n'est pas représentatif de ce phénomène puisque l'on s'attend à voir un lessivage plus intensif à la Barbade, plus au sud, où le climat est tropical, qu'aux Bermudes, plus au nord, où le climat est subtropical/océanique.

Comme le suggéraient Herwitz *et al.* (1996), il faut envisager une source de matériel différente à l'origine de la formation des paléosols des Bermudes.

2.5. Conclusions du chapitre

La synthèse bibliographique présentée montre que les archipels considérés sont régulièrement atteints par des poussières atmosphériques.

En période interglaciaire, les apports du Sahara dominant largement. Néanmoins, il est possible qu'en période glaciaire le flux de matériel depuis l'Amérique du Nord (loess au front de la calotte glaciaire) soit beaucoup plus significatif. Toutefois, les cortèges minéralogiques de ces sources sont assez proches (forte teneur en illite) et empêchent une distinction facile des deux sources de matériel.

En revanche, les paléosols des Bermudes et des Bahamas qui se sont développés sur un substratum comparable, au cours des mêmes périodes de temps, présentent des minéralogies très contrastées. En effet, si la minéralogie des paléosols des Bahamas correspond bien à l'accumulation et l'altération des principaux minéraux constitutifs des particules atmosphériques (illite, kaolinite, quartz), les paléosols des Bermudes enregistrent probablement l'occurrence d'une autre source de matériel.

Chapitre 3. Les paléosols des Bermudes

3.1. Introduction

Les paléosols des Bermudes sont des formations pédologiques dont l'exceptionnel développement a surpris de nombreux auteurs (Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996). En effet, bien que situés à la limite septentrionale de la ceinture sub-tropicale, ils sont plus épais et plus argileux que leurs analogues des îles situées plus au sud comme les Bahamas ou la Barbade.

La clef de ce paradoxe réside probablement dans la nature du matériel à l'origine des paléosols de ces différentes îles. Les Bermudes reçoivent, à l'heure actuelle, des poussières qui proviennent alternativement du Sahara en été et de l'Amérique du Nord en hiver (Rueger, 2002). Cette oscillation étant susceptible de se reproduire lors des cycles climatiques quaternaires, les paléosols des Bermudes constituent une occasion unique d'enregistrer l'oscillation du régime des vents dominants au-dessus de cette portion de l'Atlantique Nord pendant les maxima glaciaires.

Malgré l'utilisation du rapport Al_2O_3/TiO_2 comme traceur des sources à l'origine des paléosols des Bermudes, la provenance des poussières atmosphériques qui ont atteint l'archipel au cours du Quaternaire n'a jamais été déterminé avec certitude (Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996). Plus encore, ces résultats semblent montrer qu'une troisième source de matériel, inconnue à ce jour, serait responsable des anomalies géochimiques présentées par les paléosols.

Les travaux présentés ci-dessous constituent la première étude minéralogique détaillée des formations pédologiques de l'archipel des Bermudes. Ainsi, nous avons échantillonné des paléosols et des remplissages de puits de dissolution sur toute la surface de l'île et à l'intérieur de tous les intervalles de temps qui y sont préservés. En effet, seule une vision globale des processus de formation des sols permettra d'apporter des précisions sur l'origine du matériel source des formations pédologiques. Il sera alors possible de remonter à la nature et à l'évolution des systèmes atmosphériques transportant ce matériel au cours des 500 derniers milliers d'années.

3.2. Les sites étudiés

L'objectif des campagnes d'échantillonnage réalisées au cours de cette étude était d'obtenir la meilleure couverture géographique et temporelle possible. Les profils prélevés ont été choisis en fonction des affleurements indiqués par la carte géologique (Vacher *et al.*, 1989) et des articles publiés par Herwitz (1993), Herwitz et Muhs (1995) et Herwitz *et al.* (1996). Les campagnes d'échantillonnage successives ont permis de couvrir l'intégralité de la surface de l'île et de l'enregistrement sédimentaire (Fig. 37 ; Tab. VIII).

Chaque profil échantillonné correspond à un intervalle de temps. Cet intervalle est calculé en fonction des datations fournies par la stratigraphie de Vacher *et al.* (1989, 1995) et Hearty *et al.* (1992) (Fig. 37). Il est ainsi possible de distinguer trois grandes familles de profils.

- La première correspond à des profils qui se sont théoriquement développés au cours d'une seule période froide (intervalles Qtl/Qtu, Qs/QR). La durée maximale d'exposition de ces formations est estimée à 150 ka.
- La seconde regroupe des paléosols qui sont développés pendant deux périodes froides et une période chaude (intervalles QR/Qtu et Qbm/Qtl). Les formations pédologiques ont bénéficié de près de 225 à 250 ka pour se développer.
- La troisième famille est représentée par des formations comprises entre la Formation Walsingham (Qw) et les Formations Lower Town Hill (Qt1) et/ou Upper Town Hill (Qtu). La datation de la Formation de Walsingham est soumise à discussion, mais il semble que cette formation soit beaucoup plus ancienne que les autres formations pléistocènes. Les auteurs lui attribuent un âge supérieur à 880 ka (Vacher *et al.*, 1989; Hearty *et al.*, 1992; Vacher *et al.*, 1995). Ainsi, les paléosols associés aux intervalles Qtu/Qw et Qt1/Qw auraient une durée supposée de pédogénèse nettement supérieure aux autres.

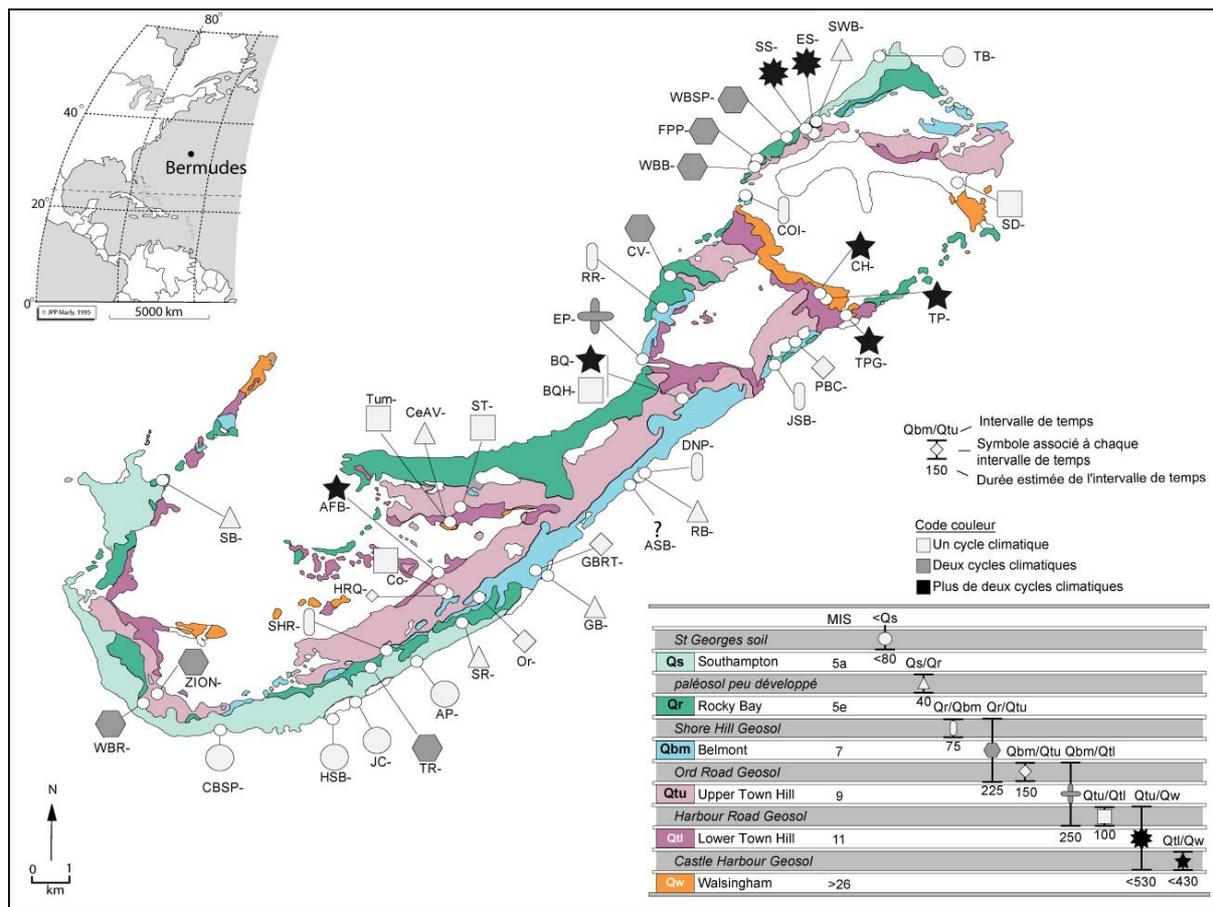


Figure 37 - Carte de répartition des paléosols étudiés. Chaque symbole correspond à un intervalle de temps. Chaque intervalle de temps présente une durée propre calculée en fonction de la stratigraphie de Vacher *et al.* (1989) et Hearty *et al.* (1992) (Tableau VIII). MIS : Marine Isotope Stage.

Tableau VIII - Liste des sites étudiés. Pour chaque site le nom de la localité, la campagne d'échantillonnage qui a donné lieu au prélèvement et l'âge déterminé à l'aide de la carte géologique sont indiqués.

Campagne	Site	Nom	Age	Campagne	Site	Nom	Age
1999	AFB-	Arret Ferry Belmont	QtI/Qw	2004	JSB-	John Smith Bay Park	Qr/Qbm
1999	AP-	Astwood Park	post-Qs	1999	Or-	Ord Road Geosol	Qbm/Qtu
1999/2005	ASB-	Ariel Sand Beach	Qs/Qr	2004	PBC-	Pink Beach Club	Qbm/Qtu
1999/2005	BQ-	Biermann's Quarry	QtI/Qw	1999/2004	RB-/SHDE-	Rocky Bay	Qr/Qtu
1999/2005	BQH-	Biermann's Quarry	Qtu/QtI	2004/2005	RR-	Radnor Road Church	Qr/Qbm
2004	CBSP-	Church Bay-solution pipe	<Qs	2004	SB-	Sommerset Bridge	Qs/Qr
2005	CeAV-	Cedar Avenue (Hamilton)	Qtu/QtI	2004	SD-	Saint David	Qtu/QtI
1999/2005	CH-	Castel Harbour Hotel	QtI/Qw	2004	SHR-	Spice Hill Road-Kyber Pass	Qr/Qbm
1999	Co-	Coob's Hill Road	Qtu/QtI	1999	SR-	South Road	Qs/Qr
2005	COI-	Coney Island	Qr/Qbm	1999/2004	SS-	Shell Station	Qtu/Qw
2004	CV-	Clearview Hotel-Railway Track	Qr/Qtu	1999	ST-	Stadium	Qtu/QtI
1999/2004/2005	DP/DNP-	Devonshire National Park	Qr/Qbm	2004	SWB-	Swing Bridge	Qs/Qr
1999	EP-	East Point Lane	Qbm/QtI	2004	TB-	Tobacco Bay	<Qs
1999/2004	ES-	Stockage ESSO-île St George	Qtu/Qw	2004	TP-	Tucker's Point Golf-Corporate Office	QtI/Qw
2004	FPP-	Ferry Point Park-île StGeorge	Qr/Qtu	2005	TPG-	Tucker's Point Golf-Entré	QtI/Qw
1999/2004	GB-	Grape Bay	Qs/Qr	1999	TR-	Tribe Road 7	Qr/Qtu
1999/2004	GBRT-/Tu-	Grape Bay-Railway Track	Qbm/Qtu	2005	Tum-	Tumkin Lane (Hamilton)	Qr/Qtu
2004	HSB-	Horse Shoe Bay	<Qs	1999/2004	WBB-	Whale Bone Bay-baie	Qr/Qtu
1999/2005	HRQ-/SHY-	Harvey Road Quarry	Qbm/Qtu	2004	WBR-	Whale Bay Road	Qr/Qtu
1999	JC-	Jobson's cave	<Qs	2004	WBSP-	Whale Bone Bay-Solution Pipe	Qr/Qtu
				2004	ZION-	Zion Church	Qr/Qtu

3.3. Méthodes d'étude des paléosols

3.3.1. ECHANTILLONNAGE

Sur le terrain, la démarche suivante a été systématiquement adoptée :

- vérification de la **nature du sol** sur la base de critères pédologiques : présence et agencement des racines, de la faune de pulmonés, intégration dans le paysage, impact de l'installation du sol sur la roche mère ;
- détermination de la **couleur des horizons pédologiques** grâce à la charte des couleurs de Munsell (1974) ;
- **prélèvement** d'une centaine de grammes de matière dans la partie la plus argileuse du sol ; ces échantillons étant destinés aux analyses diffractométriques et, lorsque cela était possible, des échantillons orientés de paléosols ont été prélevés afin d'observer les microstructures pédologiques.

Près de la moitié des échantillons que nous avons pu analyser dans cette étude a été prélevée par C. Nawratil-De Bono dans le cadre de son travail de thèse. La seconde moitié a été prélevée au cours de deux campagnes de terrain, en 2004 et 2005. Au final, près de 59 profils ont été échantillonnés sur 41 sites différents (Fig. 37, Annexe 2).

L'échantillonnage comprend des paléosols, des remplissages de puits de dissolution et de la matière pédologique colluvionnée (Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996).

Les sols actuels n'ont pas été échantillonnés.

3.3.2. ETUDE DE LA MICROMORPHOLOGIE DES PALEOSOLS

Une vingtaine de lames minces provenant de cinq sites différents des Bermudes a été étudiée pour caractériser la micromorphologie des paléosols. Les profils échantillonnés sont listés dans le tableau IX.

L'objectif de cet échantillonnage était de préserver les structures pédologiques originelles des paléosols. Ces formations étant meubles, les échantillons ont été prélevés à l'aide de boîtes en plastique rigides. La réalisation des lames minces a été compliquée par la nature du sédiment, meuble et riche en minéraux argileux. Les échantillons ont souvent été imperméabilisés à la résine pour palier ce problème.

Echantillons	Site	Age (Vacher <i>et al.</i> , 1989)	Tableau IX - Liste des profils de paléosols des Bermudes pour lesquels des lames minces ont été préparées. Plusieurs lames minces par site ont été étudiées.
HRQ	Harvey Road Quarry	Qbm/Qtu	
DNP	Devonshire National Park	Qr/Qbm	
ASB	Ariel Sand Beach	Qr/Qbm	
ES	Esso Dock	Qtl/Qw	
BIRQ	Bierman's Quarry	Qtu/Qw	
BER	Bierman's Quarry	Qtl/Qw	

3.3.3. LA DIFFRACTOMETRIE AUX RAYONS X

Les analyses diffractométriques sur roche totale et les analyses de la fraction inférieure à 2 µm (argile) sur pâtes orientées ont été réalisées à l'Ecole des Mines de Paris. Les protocoles utilisés sont détaillés par Thiry *et al.* (1983) (Annexe 1).

Dans un premier temps, la composition en roche totale de tous les échantillons de sols a été déterminée. Sur ces 186 échantillons provenant de formations pédologiques, seuls ceux qui présentaient une teneur en argile supérieure au seuil de détection de la méthode (5 %), soit 66 échantillons, ont été sélectionnés pour subir une analyse diffractométrique de la fraction inférieure à 2 µm et ont fourni 51 spectres interprétables.

Le protocole de Tamura a été utilisé car il permet de faire la distinction entre les minéraux argileux de la famille des chlorites et les minéraux de type H.I.C. (Tamura, 1957). Les minéraux de la famille des H.I.C. sont en effet des minéraux communs que l'on rencontre fréquemment dans les sols. Ils présentent une structure de type 2 :1 avec des feuillet incomplets de gibbsite ou des îlots d'hydroxyde d'aluminium (polymères) (Barnhisel et Bertsch, 1989). Dans la littérature on peut les trouver sous les appellations « di-octaédrique vermiculite », « di-octaédrique chlorite », « chlorite like clay » et « intergradient chlorite-vermiculite ». Comme ils sont caractérisés par des pics diffractométriques à 14,1, 7,1, 4,76 et 3,57 Å (Foos et Bain, 1995), ces minéraux sont susceptibles d'être confondus avec la famille des chlorites (minéraux de type 2 :1 :1 dont le pic apparaît à 14 Å) lors de l'interprétation des diagrammes. Ils ont la propriété de perdre leurs hydroxydes interfoliaires sous l'action du protocole de Tamura (1957) et/ou sous l'action du fluorure de sodium (Rich, 1968). La méthode de Tamura (1957) permet d'extraire les Al et Fe des zones interfoliaires grâce à l'action du citrate de sodium. Alors, après application du protocole, les pics diffractométriques ne migrent toujours pas après saturation à l'éthylène glycol mais le pic à 14 Å migre vers 12 Å sous l'effet d'un chauffage à 550°C et d'une saturation en K⁺. Si les pics à 14 Å ne migrent pas sous l'action du protocole, alors les minéraux déterminés appartiennent à la famille des chlorites.

La méthode de De Endredy (1963) est généralement appliquée aux sols à sesquioxydes. « Elle consiste à dissoudre les oxydes libres des sols dans une solution oxalique en irradiant cette solution avec un rayonnement ultraviolet » (Segalen, 1970). Elle permet de faire disparaître les produits ferrugineux cristallisés secondaires sans trop affecter les produits alumineux (hydroxydes et minéraux argileux).

Lors de la détermination des minéraux argileux, les protocoles de De Endredy (Endredy de, 1963; Segalen, 1970), de Tamura (Tamura, 1957) ainsi qu'une attaque au fluorure de sodium ont été appliqués à quatre de nos échantillons, jugés représentatifs : BQ-05 et BQ-10, JC-02, et ST-02. Une fois les échantillons traités, la matière est soumise au protocole classique de détermination des minéraux argileux par diffractométrie aux rayons X (Thiry *et al.*, 1983) (Annexe 1).

3.3.4. LES ANALYSES A LA MICROSONDE

Les analyses microsonde ont été réalisées au Laboratoire de Pétrologie de l'Université Paris VI. Des grains de minéraux lourds sélectionnés et montés sur lames ont été analysés par une microsonde Cameca SX-100 (Annexe 1).

Au total près de 69 analyses ont été réalisées. Les échantillons proviennent d'une part des grains issus des sables actuels de Whale Bone Bay et d'autre part de ceux trouvés dans les sols. Les premiers ont été triés sous la loupe binoculaire et n'ont subi aucun traitement chimique. Les seconds représentent les refus de tamisage (tamis à 30 µm et 80 µm) des poudres ayant servi à la préparation des suspensions pour la détermination des minéraux argileux. Ils ont subi une faible attaque acide. Sur les 66 échantillons préparés en vue de l'analyse d'argile, 21 échantillons contenaient des grains de minéraux lourds.

3.3.5. ANALYSES ICP SUR MATRICE PEDOLOGIQUE

Une trentaine d'échantillons des Bermudes a été analysée sur le spectromètre de masse (ICP-MS) Perkin Elmer 5000, au laboratoire du CRPG de Nancy. L'analyse s'est focalisée sur les éléments majeurs des profils de Bierman 's Quarry (BQ), de Ord Road (Or), Coob's Hill Road (Co) et Whale Bone Bay (WBB). Ces analyses ont été effectuées dans le but de mettre en évidence l'évolution des rapports Al_2O_3/TiO_2 et SiO_2/Al_2O_3 le long du profil. Cette démarche n'a été appliquée que sur le profil de BQ, le seul à présenter une épaisseur et un développement important.

3.4. Description des formations pédologiques des Bermudes

3.4.1. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Les formations pédologiques des Bermudes sont aisément reconnaissables sur le terrain par leurs teintes rouges qui contrastent avec l'encaissant carbonaté. L'ensemble des profils étudiés est présenté en annexe (Annexe 2)

3.4.1.1. Relations entre les profils et leur substratum

Les formations pédologiques se développent sur tous les types de dépôt carbonatés : éolianites ou dépôts de plage.

Les fantômes d'éolianites

Certains profils s'enfoncent parfois au sein du substratum calcaire. Ce phénomène se traduit par un aspect irrégulier de la partie basale de la formation pédologique. Souvent il est possible de reconnaître au sein du paléosol les fantômes de la structure des éolianites. Les horizons inférieurs conservent alors des niveaux inclinés plus carbonatés, trace des anciennes lamines des dunes [Whale Bone Bay Railway Track (WBRT) ou Devonshire national Park (DNP)] (Fig. 38A et B).

Croûte carbonatée

La limite entre les paléosols et les formations carbonatées sous-jacentes est souvent nette. Elle est parfois soulignée par une croûte carbonatée centimétrique de couleur blanche à beige, parfois jaune, parfois laminée (Fig. 38C et D). Cette croûte délimite clairement les zones supérieures pédogénétisées et les zones inférieures non altérées. Elles suivent les irrégularités du substratum. Les figures de corrosion et nourrissage de grains laissent supposer une formation par dissolution/précipitation dans les niveaux d'interface où l'eau a préférentiellement circulé. Il faut souligner que, dans les cas étudiés, il n'y a pas de trace de pédogénèse dans les formations carbonatées sous les croûtes.

Ces croûtes sont également présentes aux interfaces entre les puits de dissolution et leur encaissant. Elles sont probablement issues des phénomènes de dissolution/précipitation inhérents à la nature des puits de dissolution formés sous conditions acides par dissolution des carbonates.

Traces de végétation

Les traces de végétation sont parfois indicatrices d'interactions entre le sol et son encaissant. Il faut distinguer les traces observables sur l'encaissant sous-jacent et sur l'encaissant sus-jacent à la formation pédologique.

Dans un sol, la végétation est caractérisée par un réseau souterrain et aérien. Il est en effet possible d'observer les traces du réseau racinaire dans l'encaissant et des traces de troncs ou de feuilles dans les formations carbonatées sus-jacentes.

La présence de l'ancien réseau racinaire se traduit par des traces de racines et de rhizoconcrétions dans les formations sous-jacentes. Les rhizoconcrétions correspondent à la cimentation des grains de carbonate autour des racines. Les plus impressionnantes se trouvent sur le site de Radnor Road Church (Fig. 39A). Les traces de racines se matérialisent souvent par la présence de veines remplies de matériel pédologique. Elles partent de l'unité pédologique et descendent au sein de l'unité carbonatée. Ces structures sont généralement petites et excèdent rarement le décimètre. Les traces les plus impressionnantes de l'impact du sol et de sa végétation sur l'encaissant carbonaté sont les puits de dissolution. Ces derniers sont extrêmement nombreux aux Bermudes et constituent plusieurs profils au sein de notre étude (Whale Bone Bay Solution Pipe-WBSP, Pink Beach Club-PBC, la partie basale de Horse Shoe Bay-HSB). Ils sont décrits plus en détail dans la première partie de ce manuscrit.

Les parties aériennes de l'ancien couvert végétal peuvent être retrouvées au sein des éolianites ayant progradé sur le sol en place. Parfois, il est possible de rencontrer les traces d'un ancien tronc de palmier. Elles correspondent à des moules externes verticaux et se traduisent par une perturbation dans l'organisation des sets de l'éolianite qui est liée à l'enfouissement progressif du palmier lors de la progradation de l'éolianite (Fig. 39B). Au sein de cette éolianite, il est parfois possible d'observer une zone de plusieurs décimètres sans structure apparente. Elle peut être interprétée comme le résultat de la progradation de l'éolianite sur une surface présentant une couverture végétale. Ce couvert constitue un obstacle qui perturbe l'organisation en lamines parallèles des dunes qui avancent. La végétation était alors sans doute constituée de taillis et de buissons (Fig. 39C).

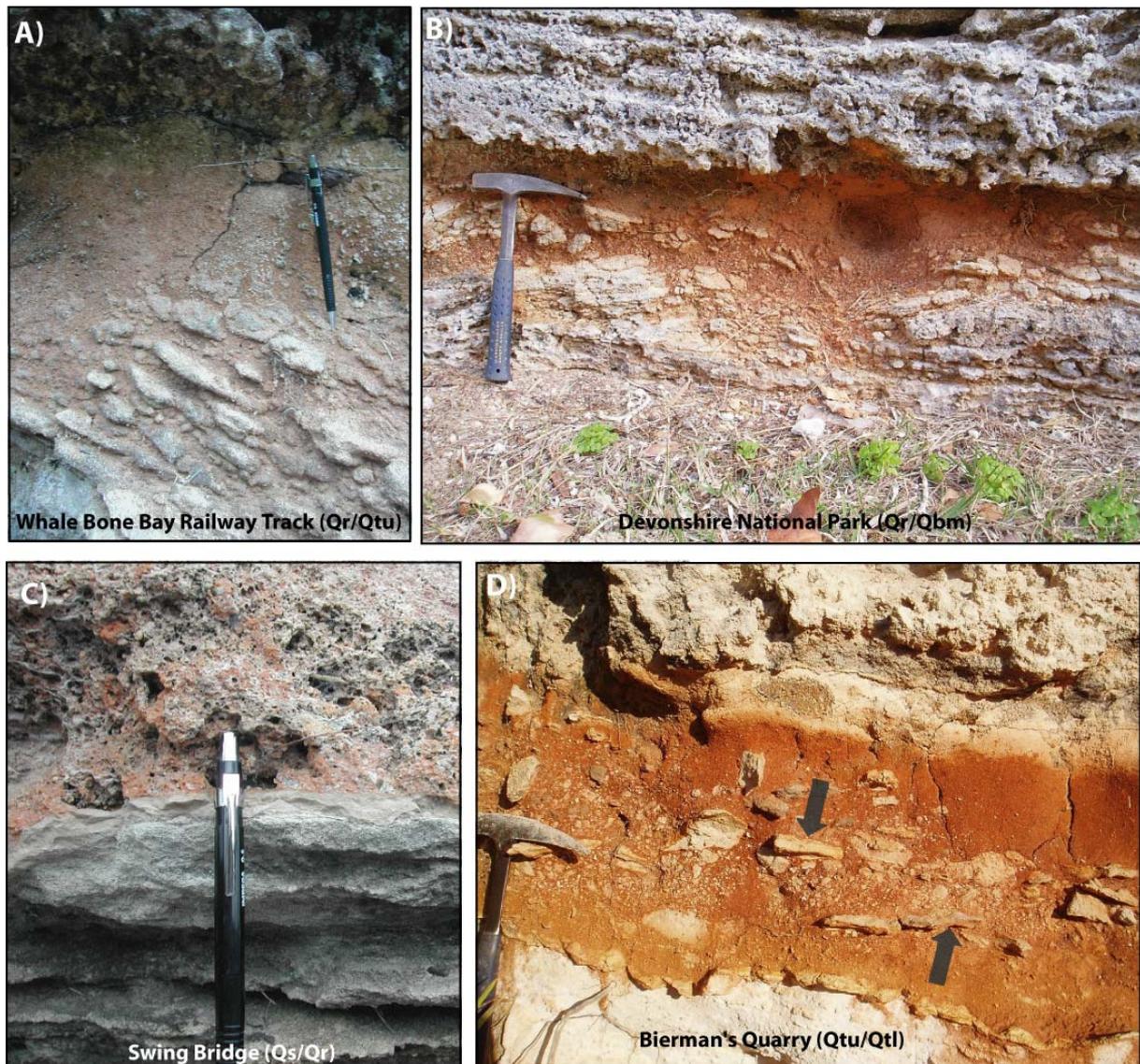


Figure 38 - Exemples d'interaction entre les paléosols et leurs encaissants. A) et B) pénétration du paléosol au sein des formations encaissantes. La structure des sets de l'éolianite se devine au sein du paléosol. C) limite nette entre un paléosol et son encaissant. La limite est seulement soulignée par une croûte calcaire. Il n'y a pas de trace de pédogénèse sous ces croûtes. D) il est possible de retrouver des fragments de croûte (flèches sur la photographie) au sein de la matrice pédologique.

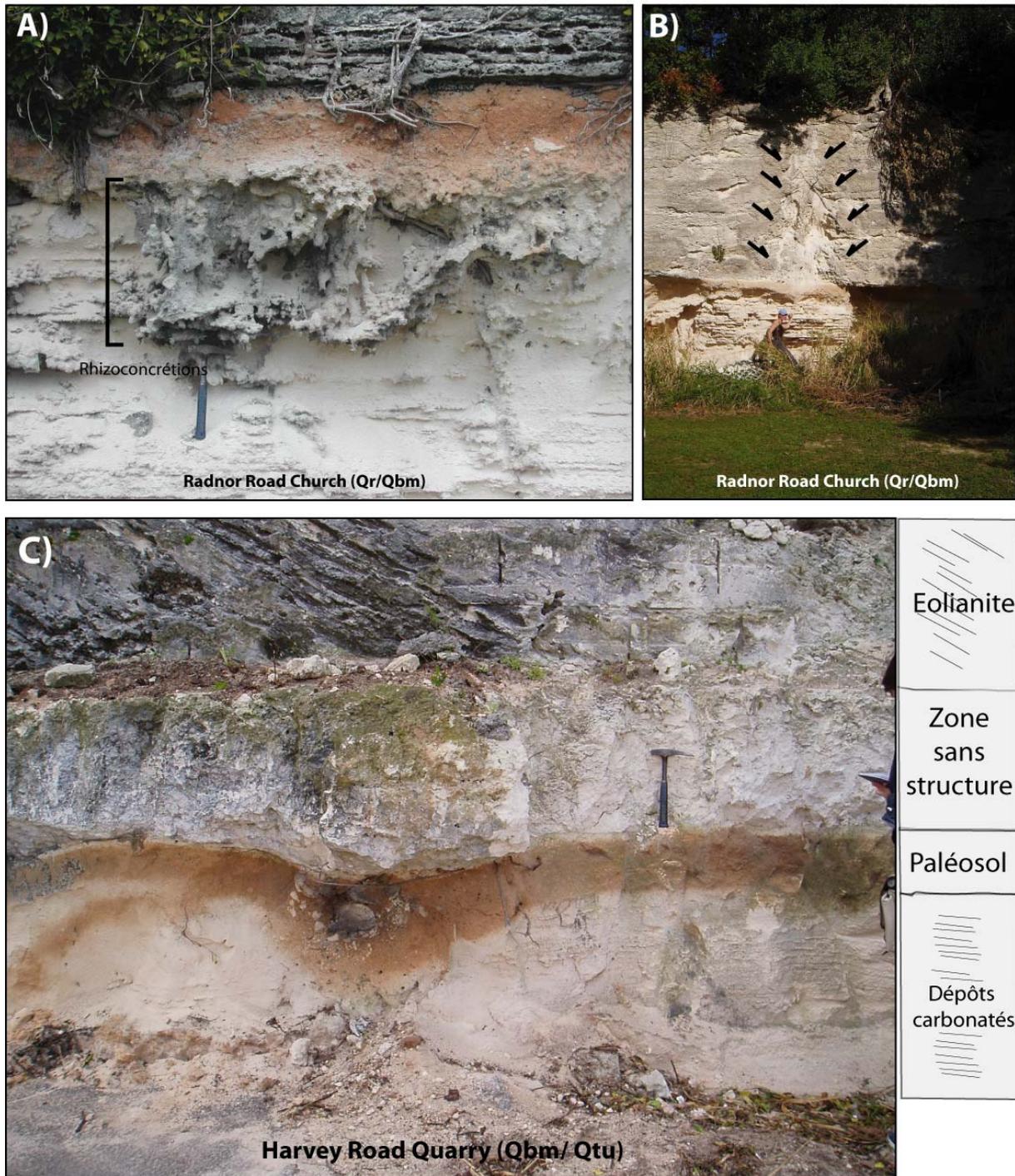


Figure 39 - Traces de la végétation sur l'encaissant carbonaté. A) rhizoconcrétions sous la formation pédologique. B) perturbation des sets d'une éolianite liée à la présence d'un tronc de palmier lors de l'avancée de la dune éolienne. C) idem, l'avancée de la dune sur une surface présentant un couvert végétal perturbe sa structuration en sets plans parallèles. Il en résulte la formation d'une zone sans structure qui surmonte la formation pédologique.

Les conduits karstiques

Les karsts et puits de dissolution présentent un impact particulièrement visible sur le substratum carbonaté. Ils se rencontrent sur de nombreux profils de tout âge et sur toute la surface de l'île (Annexe 2). Souvent une croûte liée aux phénomènes de dissolution/précipitation est visible à l'interface conduit/encaissant.

En revanche, il faut souligner qu'il y a généralement peu de traces d'interactions entre le remplissage karstique et l'encaissant. Les conduits servent uniquement de piège à la matière pédologique formée en surface (Fig. 40).



Figure 40 - Conduit karstique près de Castle Harbour Hotel (Site CH). Ici, la matière pédologique a disparu consécutivement à l'exposition du karst. La limite entre le karst et l'encaissant est nette.

3.4.1.2. La partie des sols préservée dans les paléosols

Différenciation des horizons pédologiques et horizons de sédimentation

Les profils pédologiques des Bermudes présentent généralement une couleur homogène (Fig. 41A). Ceci implique que les horizons pédologiques sont généralement peu différenciés. Les variations ne sont sensibles qu'au niveau des interfaces avec l'encaissant carbonaté.

Souvent, la couleur du profil n'évolue que latéralement. Elle est fonction du contenu en argile de la formation, lui-même souvent fonction de la topographie. Les zones basses

présentent en effet des couleurs plus foncées car leur proportion en minéraux argileux est plus importante par rapport aux sables carbonatés clairs. Cette concentration en minéraux argileux dans les zones basses est liée aux phénomènes de ruissellement et de reptation (Fig. 41B).

Lorsqu'il est possible de distinguer deux horizons de couleurs différentes sur un profil, ceux-ci sont souvent séparés par un alignement de charbon de bois ou d'éléments calcaires (clastes, nodules). Ainsi, sur le second profil de Bierman's Quarry (BQH), au niveau de l'intervalle entre les Formations de Upper Town Hill (Qtu) et de Lower Town Hill (Qtl), le profil se compose de deux unités de couleur rouge (5YR5/6). Elles sont séparées par un alignement de nombreux clastes et nodules carbonatés. Certains clastes sont blancs, arrondis et de petite taille, les autres sont plus grands, de couleur jaune et laminés. Il est donc possible d'identifier respectivement des fragments de l'encaissant et des portions de croûte sous-jacente (Fig. 41C). Cette superposition d'horizons est probablement le résultat de phénomènes de colluvionnement. L'horizon inférieur du profil est formé par le paléosol en place : c'est un horizon pédologique. L'horizon supérieur comprend du matériel pédologique transporté et sédimenté : c'est un horizon de sédimentation. Les cordons d'éléments carbonatés sont des éléments détritiques charriés lors d'effondrements gravitaires. Les dépôts colluvionnés se caractérisent par leur hétérogénéité. Il est possible d'observer une grande variabilité dans leurs épaisseurs, couleurs, textures. Ils se distinguent ainsi des profils en place.

Les dépôts observés sur le site d'Ariel Sand Beach sont constitués de matière pédologique piégée au sein des dépressions de l'estran rocheux. Ces formations sont certainement le résultat de phénomène de colluvionnement. La matière pédologique est ici un sédiment qui s'est déposé par gravité. Ce phénomène explique la complexité de cet affleurement (Fig. 41D et Annexe 2).

Les éléments figurés

Les éléments carbonatés

De nombreux éléments figurés carbonatés sont présents au sein des paléosols. Ils peuvent avoir plusieurs origines.

- 1) Ils peuvent être liés au démantèlement progressif du substratum carbonaté par le sol. Les éléments flottent dans la matrice pédologique et conservent des structures identiques à celles de l'encaissant. Leurs bords sont arrondis.
- 2) Ils peuvent être associés aux phénomènes de colluvionnement. Lors de la déstabilisation du paysage et de l'effondrement gravitaire, les éléments de carbonate sont emportés (profil BQH). Les bords sont saillants.
- 3) Ils peuvent aussi être associés à des dépôts de tempêtes (Radnor Road Church). Alors, des galets de carbonates de taille et d'origine variables forment des horizons au sein du paléosol.

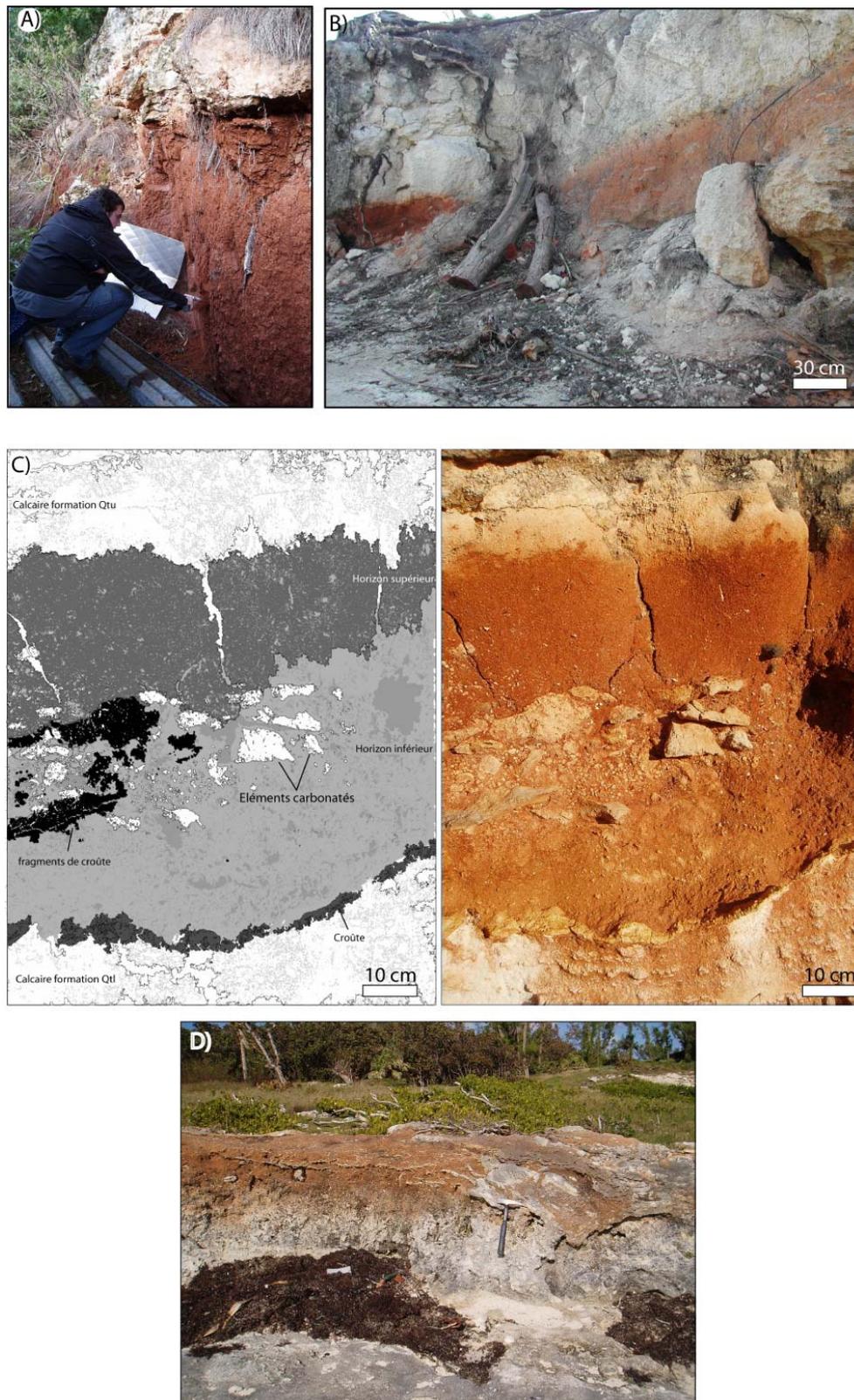


Figure 41 - Paléosols et dépôts de colluvions. A) homogénéité de la couleur du paléosol du site BQ, Bierman's Quarry Qtl/Qw. B) variation latérale de la couleur du paléosol à l'interface Qbm/Qtu, site DNP, Devonshire National Park. C) dessin interprété du profil BQH, Bierman's Quarry, interface entre les formations Qtu/Qtl. D) dépôts des colluvions post-Qbm sur le site de Ariel Sand Beach.

- 4) Des galets noirs de carbonates recouverts de matière organique sombre sont retrouvés dans quelques profils (BQH, second profil de Bierman's Quarry, Radnor Road Church) (Fig. 42A). Ils témoignent de la présence de marais et de milieux anoxiques (Strasser et Davaud, 1983; Strasser, 1984; Nawratil-De Bono, 2005).

Les traces de faune et de végétation

La matrice des paléosols des Bermudes peut contenir des gastéropodes terrestres du genre *Poecilozonites* (Fig. 42B). Ces pulmonés sont souvent alignés sur un horizon. Ce phénomène est certainement lié au transport éolien ou au ruissellement qui regroupe les coquilles vides suite à des fortes précipitations (profil de Radnor Road Church). Des coquilles marines se retrouvent parfois au sein des profils étudiés. Elles témoignent de l'importance du transport éolien depuis les plages. Ce phénomène est encore visible à l'heure actuelle. Il est possible que les pagures aient joué un rôle limité dans la dispersion des coquilles marines à travers l'île.

Il est assez rare de retrouver des rhizolithes de grande taille au sein des paléosols des Bermudes. Une seule a été retrouvée au sein du profil de Whale Bay Road (Fig. 42C). Le réseau racinaire des palmiers est peu développé et ne s'enfonce pas profondément dans le sol. Les palmiers s'ancrent dans le sol uniquement grâce à des « crampons ». Les fossiles de ces derniers forment des rhizolithes que l'on retrouve en grand nombre dans les paléosols (Fig. 42D). La végétation endémique de l'île était majoritairement constituée de *Juniperus bermudana*, *Sabal bermudana* et *Eugenia axillaris*. Il n'y avait donc pas de grands arbres.

Les charbons de bois sont assez fréquents dans les profils étudiés (profil de Ariel Sand Beach, profil de Radnor Road Church, Harvey Road Quarry) (Fig. 42E, F). Ils sont souvent associés aux phénomènes de colluvionnement. Ils apparaissent alors alignés au milieu du profil entre les différents horizons pédologiques et de sédimentation. Ils sont de tailles variables depuis quelques millimètres jusqu'à 10 cm (Ariel Sand Beach).



Figure 42 - Détails de certains éléments figurés observables au sein de la matrice pédologique des paléosols des Bermudes. A) galets noirs. B) alignement de *Poecilozonites*. C) rhizolithe de grande taille. D) rhizolithes. E) et F) fragments de charbons de bois.

3.4.2.1. Les paléosols

Sont regroupés ici les paléosols des Bermudes dont le développement est postérieur aux dépôts des formations carbonatées de Lower Town Hill (Qtl), MIS 11 et les formations ante-Qtl/post-Walsingham dont la durée d'exposition est estimée être bien plus importante (de l'ordre de 500 ka).

Les formation ante-Qtl

Pour les paléosols ante-Qtl, les lames minces ont été réalisées au sein du profil BQ de Bierman's Quarry (premier profil du site Bierman's Quarry, interface Qtl/Qw) (Fig. 43A et B)

La matrice pédologique est de couleur orange à marron foncé. Il est possible d'observer une ségrégation sous forme de nodules argilo-ferrugineux dont la taille peut approcher 2 mm de diamètre. Ils présentent parfois une enveloppe d'argiles orientées fines. Cette orientation préférentielle des minéraux argileux est probablement le résultat de nombreux cycles d'hydratation/dessiccation. C'est une figure de retrait « classique » au sein des sols. Des fentes de retrait sont observées. Elles mettent également en évidence des cycles d'hydratation/dessiccation au sein des sols. Des traces de bioturbation sont nombreuses. Elles sont visibles sous la forme de conduits qui ont été postérieurement remplis de calcite sparitique (Fig. 43A et B).

Il faut souligner l'absence de grains de carbonate marin et la présence d'un grain de matériel volcanique (Fig. 43A).

Les formations post-Qtl

Pour les paléosols post-Qtl, les lames minces ont été réalisées au sein des horizons inférieurs non colluvionnés des paléosols de Harvey Road Quarry (site HRQ ; intervalle Qbm/Qtu) et de Devonshire National Park (site DNP, intervalle Qr/Qbm). Ces sols ont bénéficié d'une période de maturation proche d'une centaine de milliers d'années.

La matrice pédologique est de couleur orange à marron foncé. Une ségrégation sous forme de nodules argilo-ferrugineux (0,5 mm à 1 mm de diamètre) est visible (Fig. 44A). Ils présentent parfois une enveloppe d'argiles orientées. La matrice est également marquée par l'absence de carbonates primaires. Les éléments carbonatés marins qui constituent le substratum du paléosol sont absents. Sur le profil DNP, il est possible que certains éléments observés soient des fantômes de carbonates. Ils témoigneraient ainsi d'une décarbonatation du profil (Fig. 44B). Les nombreuses porosités secondaires du paléosol, liées à l'activité biologique (racines, terriers ?) sont remplies par de la calcite sparitique. Cette cristallisation est postérieure à la pédogénèse et à l'activité biologique dans le sol (Fig. 44B). Le volume de calcite précipité dans les porosités semble important.

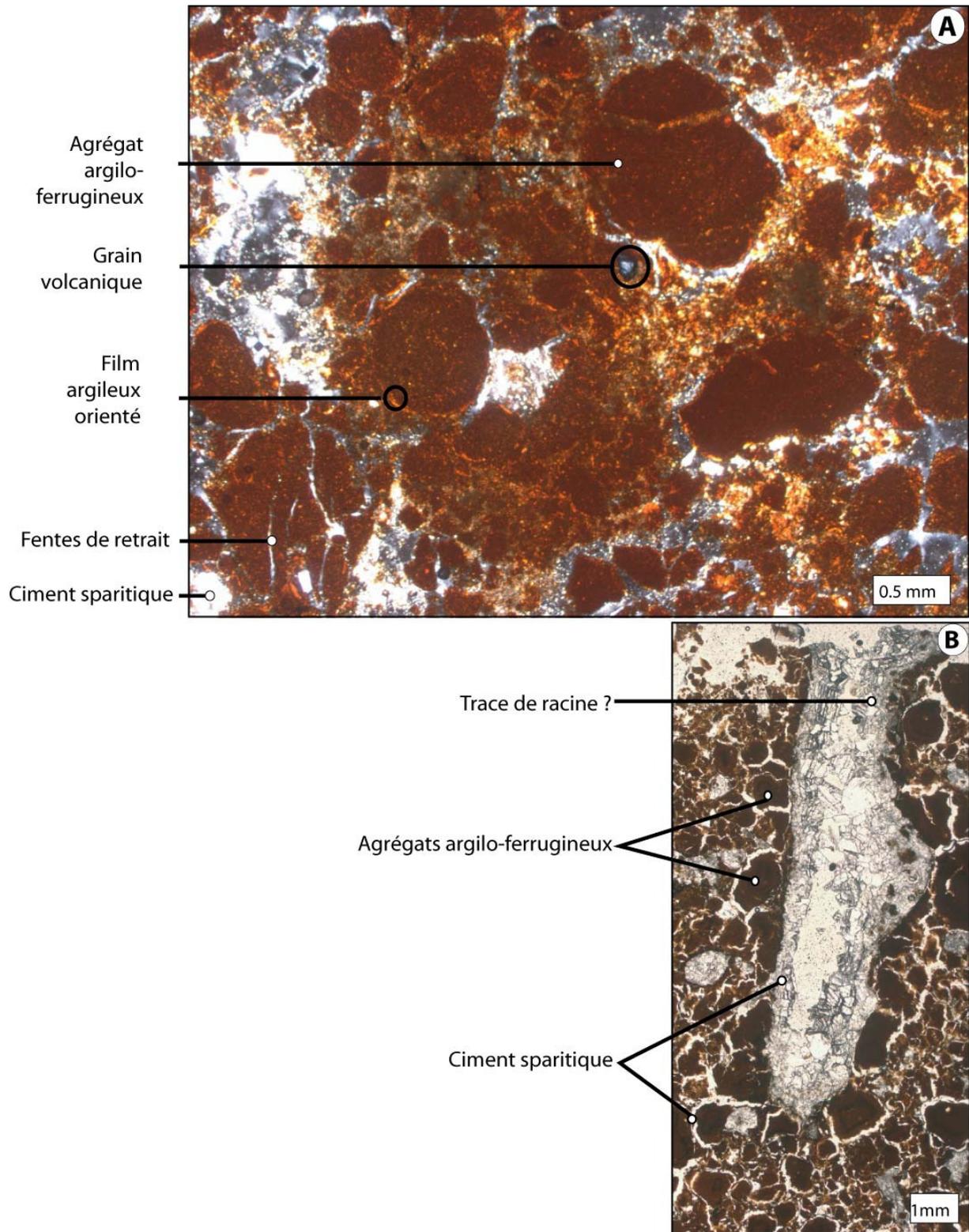


Figure 43 - Micromorphologie des formations pédologiques du site BQ. A) microstructure au sein du paléosol BQ : des ségrégations sous forme de nodules argilo-ferrugineux sont visibles (lumière polarisée). B) détail du remplissage des porosités du sol par de la calcite sparitique tardive ; profil BQ (lumière polarisée).

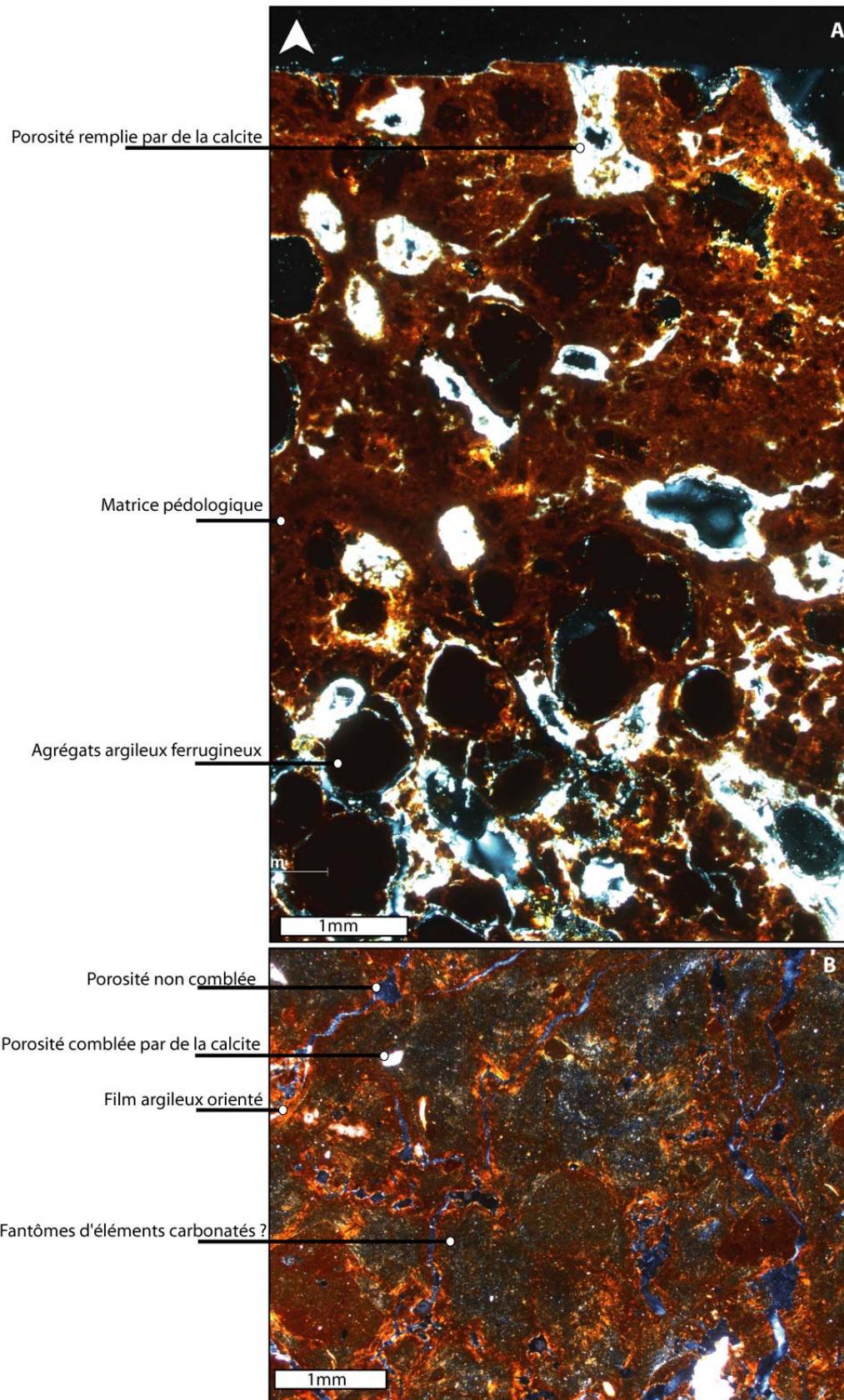


Figure 44 - Détail de la structure pédologique des paléosols (lumière analysée). A) Harvey Road Quarry, Site HRQ, intervalle Qbm/Qtu. B) Devonshire National Park, site DNP, intervalle Qr/Qbm (lumière analysée).

Les formations pédologiques constituent des structures à l'interface des grandes unités carbonatées. Il est donc fort possible qu'elles constituent des niveaux préférentiels de circulation des eaux et d'installation des nappes. Ce phénomène se traduit au sein des paléosols par une importante précipitation de carbonate de calcium.

3.4.2.2. Les dépôts de colluvion

Des zones colluvionnées sont bien visibles sur de nombreux sites et dans des formations d'âges différents (Annexe 2).

Il est possible d'observer des structures caractéristiques du colluvionnement. Le sédiment est constitué de clastes de carbonates marins ou de clastes volcaniques intacts enrobés par une pellicule de matière pédologique formant de petits nodules (Fig. 45A et B). Cette structure n'est pas le résultat de l'altération de l'encaissant carbonaté. Les structures observées traduisent davantage les phénomènes de transport et de mélange de la matière argilo-ferrugineuse d'origine pédologique et des grains carbonatés. La porosité initiale est là aussi remplie par une cristallisation tardive de calcite sparitique. Néanmoins, les vides comblés ici ne sont pas liés à l'activité biologique, mais à l'agencement de grains arrondis lors du dépôt.

La partie colluvionnée ne présente que de faibles évidences de pédogénèse post-dépositionnelle (Fig. 41C). Ceci signifie que le colluvionnement interviendrait plutôt à la fin des périodes de formation des sols, peu avant la fossilisation. Les colluvions contiennent certains nodules roulés.

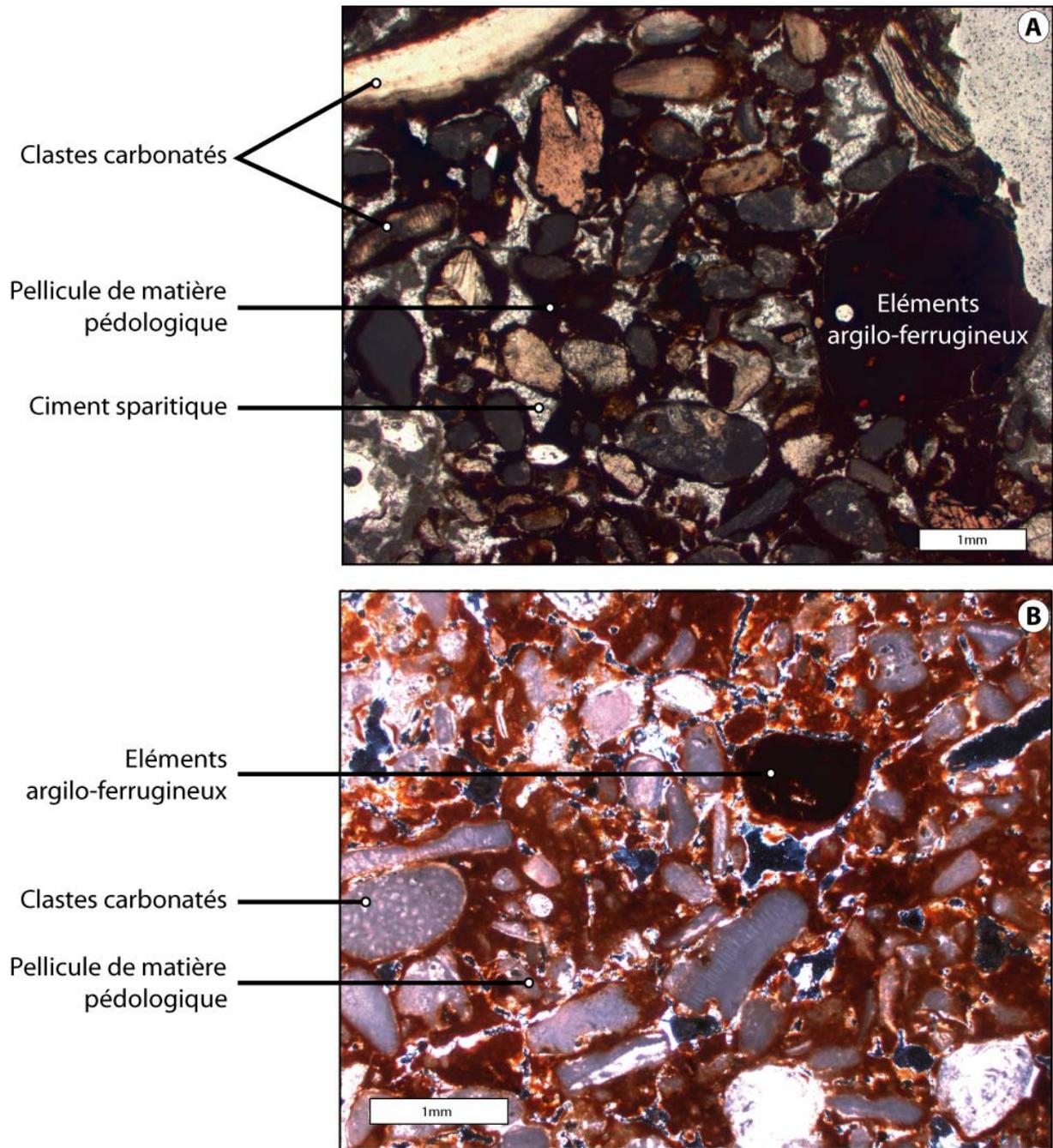


Figure 45 - Détail de la structure pédologique des dépôts de colluvion. A) détails de la microstructure de la partie colluvionnée d'un paléosol (Echantillon ES-6, partie terminale du profil ES), lumière polarisée. B) détail de la microstructure de la partie colluvionnée du site Or, lumière analysée.

3.4.3. INTERPRÉTATION DES STRUCTURES

3.4.3.1. La maturité des sols en fonction de l'âge

L'observation des formations pédologiques et leur intégration au sein du cadre stratigraphique de Vacher *et al.* (1989, 1995) et Vacher et Rowe (1997) permet de montrer que les paléosols des Bermudes présentent les indices d'un degré d'évolution relativement important. Ils présentent des structures pédologiques caractéristiques de l'installation d'un

sol (formation de nodules argilo-ferrugineux parfois enveloppés d'un film argileux orienté, de fentes de retraits et importantes traces de bioturbations).

La décarbonatation des profils est observée sur les paléosols de Bierman's Quarry, de Devonshire National Park et de Harvey Road Quarry. Bien que ces sols aient bénéficié de périodes d'exposition différentes, leurs caractéristiques macromorphologiques et micromorphologiques sont assez proches. Il semble donc que le degré de maturité des sols de DNP et HRQ, dont la durée d'exposition est d'environ 100 ka, soit proche des paléosols ayant été exposés 5 fois plus longtemps.

Notre étude souligne l'importance des phénomènes de colluvionnement. Notons que les horizons colluvionnés montrent peu de trace de pédogénèse. Le colluvionnement est donc probablement un événement tardif dans l'histoire de la pédogénèse locale.

3.4.3.2. La décarbonatation

De nombreux éléments figurés carbonatés sont présents au sein des paléosols. Ces éléments sont liés soit au démantèlement du substratum, soit aux phénomènes de colluvionnement. En revanche, la matrice pédologique présente peu, voire pas, de minéraux carbonatés primaires. Ceci témoigne soit d'un faible apport en carbonate dans les sols soit de l'existence d'une décarbonatation. Au sein des lames minces, seuls de rares fantômes d'éléments carbonatés témoignent d'un épisode de décarbonatation dans les sols (Fig. 44B). Ce dernier a sans doute été favorisé par l'acidification des eaux de ruissellement (Herwitz, 1993).

3.4.3.3. Le rôle de la catena

La surface des îles des Bermudes est majoritairement formée d'éolianites. Leur structure implique l'omniprésence de pentes. Or ces dernières ont une influence très importante sur la morphologie et l'évolution des sols et donc des paléosols (Fig. 46).

Le développement des sols sur des pentes implique l'existence de phénomène de reptation. Induit par la gravité, ce phénomène provoque une variation latérale d'épaisseur et de teneur en argile des sols. Néanmoins, cette variation reste de faible amplitude. Ainsi, sur le front de taille de la carrière d'Harvey Road (HRQ), le sol se développe sur une pente de 10 %. Or, sur une distance de 20 m, la variation de l'épaisseur de la formation est de l'ordre 10 cm (soit une diminution de 20 à 30 %). Les dépôts de colluvions présentent une variation d'épaisseur beaucoup plus importante sur des pentes et des distances plus faibles.

Notre étude montre que les charbons de bois sont des éléments figurés abondants au sein de certains profils (RR, ASB, HRQ). Ces éléments se trouvent à l'interface entre les horizons pédologiques en place et les horizons colluvionnés. En effet, un feu de forêt tend à anéantir la couverture végétale. Une fois dépourvue de toute protection, la matière pédologique est exposée à l'érosion et à la remobilisation. Ce phénomène affecte certainement un grand nombre de profils qui se sont développés au sein de creux

topographiques (ES, GBRT, BQH, RR) (Fig. 46). L'étude des lames minces montre que lors du glissement et du transport de la matière pédologique, celle-ci est mélangée à du matériel carbonaté constitué de bioclastes marins provenant de l'encaissant.

Ces mêmes feux sont à l'origine des dépôts en poche des colluvions qui se retrouvent dans les irrégularités de l'estran rocheux (site ASB) et dans les grottes présentes au sein du substratum de l'île (Admiral's Cave) (Hearty *et al.*, 2004).

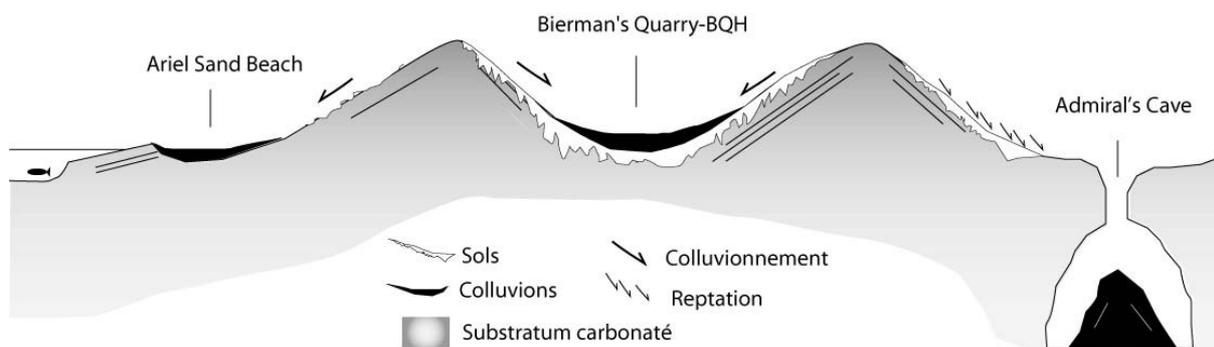


Figure 46 - Illustration schématique des grands types de dépôts de colluvions aux Bermudes.

3.4.3.4. Interprétations climatiques

Les formations pédologiques fossiles des Bermudes sont constituées de paléosols, de matière pédologique piégée dans les puits de dissolution, de karsts et de colluvions.

Au travers de cette étude, l'importance relative des phénomènes de colluvionnement est peut être en réalité un biais d'analyse. En effet, la matière colluvionnée est préservée dans les creux topographiques où les minéraux argileux des sols tendent à s'accumuler consécutivement aux phénomènes de ruissellement. Notre étude ayant pour but l'analyse minéralogique et la détermination du cortège argileux des paléosols, nous avons focalisé notre échantillonnage sur les zones riches en minéraux argileux, c'est-à-dire précisément au niveau des dépressions topographiques.

Les paléosols affectés par des phénomènes de colluvionnement contiennent quasiment tous des fragments de charbons de bois (RR, ASB, HRQ). Ceci laisse supposer que, de grands feux affectaient la végétation des Bermudes à la fin des périodes froides. A l'heure actuelle, malgré 46 jours d'orages par an, générateur de foudre, la pluviométrie des Bermudes ne permet pas l'apparition des feux de forêt : le total des précipitations est très important (environ 1500 mm/an) et très régulièrement réparti sur l'ensemble de l'année. Le mois de mai, « la saison sèche », connaît en moyenne 10 jours de pluie (Fig. 47) (Source : Bermuda Weather Service). L'absence de saison sèche pendant les interglaciaires sous climat sub-tropical humide est incompatible avec la formation de feux de forêt.

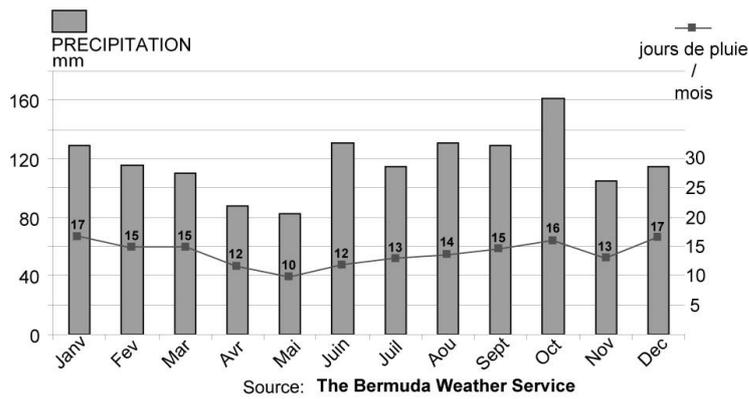


Figure 47 - Pluviométrie annuelle des Bermudes. Mesures moyennées depuis les mesures effectuées entre 1949 et 1999 (source : Bermuda Weather Service).

Les débris de charbon de bois se trouvent dans les parties supérieures des sols, correspondant probablement à la fin de leur période de développement, soit à la fin des périodes glaciaires. L'apparition de feux de forêt pendant les périodes froides sous-entend une aridification du climat. Cette aridification se traduit par une modification de la végétation. Pendant les périodes froides, les charbons de bois retrouvés proviennent de l'espèce endémique de genévrier *Juniperus bermudana* qui se développe préférentiellement sous un climat tempéré (Hearty *et al.*, 2004). Les deux autres plantes *Sabal bermudana* et *Eugenia axillaris* dominant la forêt primitive ne sont pas retrouvées. Nous suggérons que la cause de cette aridification pendant les périodes glaciaires pourrait être liée au ralentissement du Gulf Stream. Ce courant chaud remonte depuis les basses latitudes et passe entre l'archipel et l'Amérique du Nord. Il charrie avec lui des masses d'air chaud et humide qui sont dirigées vers les Bermudes par les vents dominants. Ce sont ces masses d'air qui sont à l'origine de l'importante pluviométrie enregistrée sur l'île.

Or, le courant du Gulf Stream semble être ralenti d'environ un tiers au cours du dernier maximum glaciaire (Lynch-Stieglitz *et al.*, 1999). Nous pensons que ce ralentissement aurait eu un impact sur le climat des Bermudes. Ce dernier s'enregistrerait à la fin de la période glaciaire par l'apparition des charbons de bois au sein des paléosols. Ce scénario serait confirmé par l'attribution au Younger Dryas des grands cônes de colluvions contenant des charbons de bois au sein des grottes de l'île (Hearty *et al.*, 2004).

3.4.3.5. La préservation des sols

En théorie, un sol est composé d'une succession d'horizons pédologiques. Or, les formations pédologiques préservées aux Bermudes ne semblent pas présenter d'horizons différenciés.

Alors, deux hypothèses peuvent être avancées : soit les sols ont été tronqués et il ne reste que l'horizon d'accumulation et la roche mère ; soit il n'y a pas eu d'évolution avancée des sols et de différenciation en horizons. Cette dernière hypothèse impliquerait que les paléosols des Bermudes sont relativement peu matures.

L'étude de la minéralogie des formations pédologiques a été réalisée dans le but de répondre à cette question.

3.5. Minéralogie des paléosols des Bermudes

La minéralogie des paléosols des Bermudes a été déterminée sur près de 59 profils répartis sur une quarantaine de sites. Seuls quelques affleurements sont présentés en détail dans les paragraphes suivants mais l'ensemble des données est disponible en annexe (Annexes 2 et 3).

3.5.1. DISTINCTION ENTRE LES MINÉRAUX DE LA FAMILLE DES CHLORITES ET DE LA FAMILLE DES H.I.C.

Les traitements de Tamura (1957) et de De Endredy (Segalen, 1970) et Rich (1968) ont été appliqués dans le but de distinguer les minéraux argileux de la famille des chlorites des minéraux de type H.I.C.

La distinction de ces deux familles de minéraux se justifie car ces deux composants fournissent des renseignements de nature très distincte. En effet, la formation des H.I.C. est favorisée par l'alternance de cycles d'assèchement/ennoisement causée par l'incapacité des sols latéritiques à retenir l'humidité et par la nature irrégulière des précipitations dans les sols tropicaux (Foos et Bain, 1995). Les chlorites constituent une vaste famille. Néanmoins, ces minéraux sont souvent considérés comme des minéraux primaires qui disparaissent rapidement sous l'action d'un faible lessivage. Cette démarche a été entreprise car à l'intérieur des sols bahamiens, Foos (1991) et Foos et Bain (1995) ont signalé la présence de minéraux argileux de la famille des H.I.C.

La détermination des pôles minéralogiques non kaolinitiques est délicate. En effet, les pics diffractométriques apparaissent à des valeurs telles (14,1 ; 7,1 ; 4,76 et 3,57 Å) qu'il est possible de donner deux interprétations diamétralement opposées. Ces minéraux pourraient appartenir à la famille des H.I.C. ou à la famille des chlorites. La détermination est donc fonction des résultats des tests (Tamura, 1957; Rich, 1968; Segalen, 1970) (Fig. 48).

Or, ces tests se révèlent à chaque fois négatifs : pour les échantillons traités, les diagrammes diffractométriques avant et après le traitement sont identiques. Seul un lissage des diagrammes est observé. Ce phénomène s'explique par la perte de matière occasionnée par les traitements. En effet, les échantillons ont été attaqués chimiquement et ont perdu une partie de leur fer (protocole De Endredy) ou de leurs éléments alumineux (protocole Tamura).

Les pics majeurs n'ont été affectés ni dans leur valeur, ni dans leur importance relative. Les tests appliqués aux échantillons ont été élaborés dans le but de faire migrer les pics diffractométriques des H.I.C. sous l'action d'attaques chimiques. Il est donc possible d'interpréter les diagrammes obtenus de deux manières différentes.

- Les protocoles ont été efficaces. Le cortège argileux est dépourvu de minéraux de type H.I.C. et majoritairement composé de minéraux de la famille des chlorites. Insensibles aux traitements, ces minéraux sont de deux types : chlorite ou chlorite/vermiculite.
- Les protocoles n'ont pas été efficaces pour des raisons inconnues. Alors, le cortège minéralogique peut être composé de minéraux de type H.I.C. ou de minéraux de la famille des chlorites sans que la distinction ne soit possible.

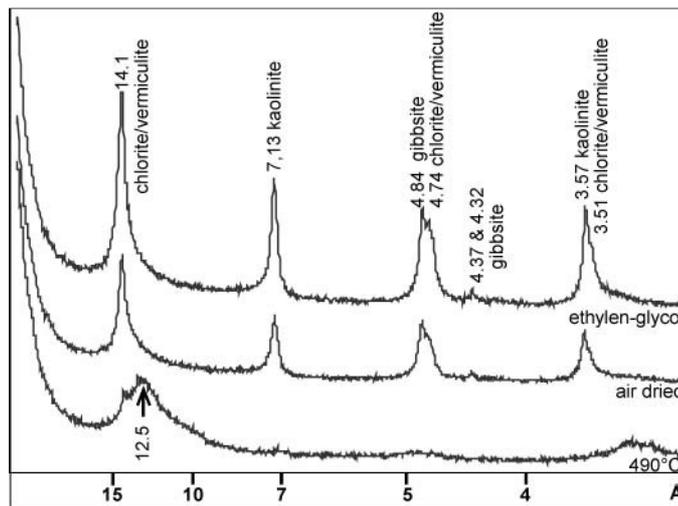


Figure 48 - Spectres diffractométriques de l'échantillon St-02 auxquels ont été appliqué les test de Rich (1968) et de Tamura (1957).

L'opération répétée de trois tests différents sur les mêmes échantillons et la reprise des traitements à des périodes de temps différentes laissent supposer que les tests ont été efficaces. Ils sont restés « muets » en raison de l'absence de minéraux de type H.I.C.

Une des particularités observée lors de la détermination du cortège argileux des paléosols des Bermudes est la constance des minéraux retrouvés. En effet, la quasi-totalité des paléosols échantillonnés ne contiennent que des minéraux argileux de trois types différents. Le premier d'entre eux est la kaolinite. Les deux autres appartiennent soit à la famille des chlorites, soit à la famille des H.I.C. La proportion entre ces trois minéraux varie sensiblement mais jamais dans des proportions remarquables.

Il est intéressant de constater que peu de diagrammes présentent des pics caractéristiques de l'illite/mica ou encore des pics traduisant la présence de minéraux issus de l'altération de l'illite. Ces minéraux étant extrêmement communs et leur détermination étant maîtrisée, leur absence sur les diagrammes diffractométriques implique leur absence au sein des profils. Ces résultats sont en accord avec ceux publiés par Ruhe *et al.* (1961).

Sur l'ensemble des spectres analysés, seuls les deux échantillons de l'affleurement Whale Bone Bay Solution Pipe (WBSP) contiennent ~10 % d'illite.

Le premier site présenté est le paléosol du « Grape Bay Railway Track ». C'est un paléosol estimé représentatif. Son aspect, sa texture, sa durée d'exposition et surtout sa minéralogie sont similaires à de nombreux autres. Les autres profils présentés se distinguent par des caractéristiques moins communes. Ainsi, le site de « Bierman's Quarry » est formé par un paléosol qui a bénéficié d'une période d'exposition supérieure à 400 ka. Le profil de « Horse Shoe Bay » surmonte des puits de dissolution en formation et présente une teneur en quartz anormalement élevée. Enfin, le paléosol de « Pink Beach Club » se caractérise par la présence d'au moins 5 % d'un minéral volcanique : la pérovskite.

Avant de détailler la minéralogie des paléosols, nous reprendrons une description sommaire des paléosols en question.

3.5.2.1. Le profil GBRT « Grape Bay Railway Track ».

Le paléosol de Grape Bay Railway Track (GBRT) se trouve au bord du chemin pédestre (« Railway Track »), dans la section qui part au nord de « Grape Bay Road ». Selon la carte géologique (Vacher *et al.*, 1989), il est intercalé entre les Formations de Upper Town Hill (Qtu-MIS 9) et Belmont (Qbm-MIS 7). Il appartient donc au « Ord Road Geosol » (MIS 8). Ce profil a été analysé par Herwitz *et al.* (1996) (site n°7).

Le profil est une formation non consolidée de 0,7 m d'épaisseur (Fig. 49). Les dépôts présentent une texture sablo-argileuse. L'épaisseur du profil varie peu sur la dizaine de mètres d'affleurement. Sur le site étudié, le profil semble avoir un impact limité sur les formations calcaires sous-jacentes. En revanche, latéralement, il est possible d'observer des conduits karstiques, témoins d'une pénétration de la formation pédologique dans son encaissant. Deux horizons ont été reconnus grâce à une variation sensible de la couleur du sédiment (Fig. 49). L'unité inférieure présente une couleur proche du marron foncé [7,5YR 3/4 sur la charte de Munsell (1974)]. Cette unité contient de nombreux fragments provenant des gastéropodes pulmonés *Poecilozonites*. La taille des débris s'échelonne entre le millimètre et quelques centimètres. La limite entre les unités inférieure et supérieure est marquée par un alignement de petits nodules carbonatés centimétriques. L'horizon supérieur est de couleur marron (7.5YR5/6). Il contient quelques rares rhizolithes calcifiés et de nombreux gastéropodes pulmonés entiers ou brisés.

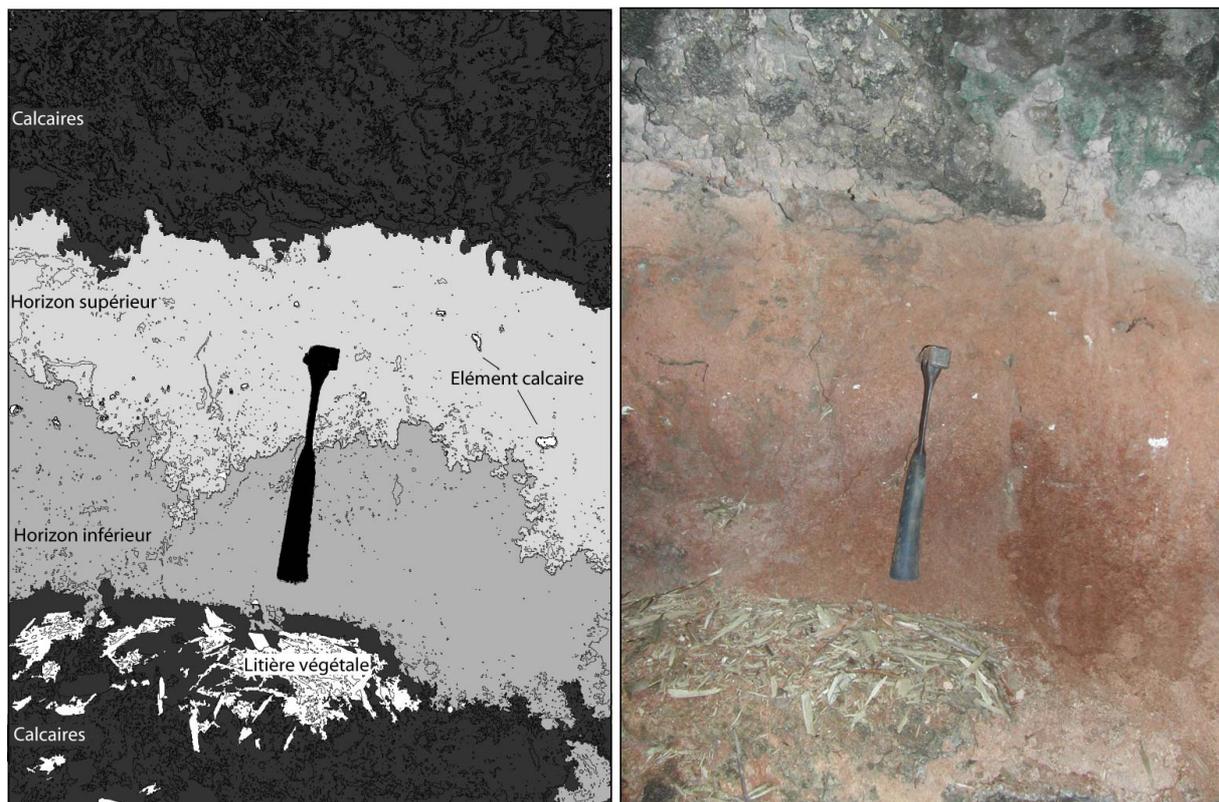


Figure 49 - Dessin interprété du profil de Grape Bay Railway Track (GBRT). Le profil semble avoir un impact limité sur les formations calcaires sous-jacentes. Deux horizons ont été reconnus.

Les observations de terrain montrent que le paléosol comporte une unité basale en place et une unité supérieure issue d'un colluvionnement. Cette interprétation est en partie fondée sur la présence de nodules carbonatés ronds entre les deux horizons. Neuf échantillons ont été analysés sur ce profil, deux au sein de l'unité carbonatée inférieure, six au sein de la formation pédologique et un au sein de la formation carbonatée supérieure.

Les formations carbonatées sus- et sous-jacentes sont uniquement constituées de carbonates. Le profil présente une teneur en carbonate variable depuis 20 % jusqu'à 90 % (Fig. 50). Seules la calcite et l'aragonite ont été identifiées. Les deux unités qui composent le profil pédologique s.s présentent des minéralogies différentes. Les teneurs relatives et la présence d'aragonite, de gibbsite et de nordstrandite distinguent les deux horizons.

La minéralogie de l'unité inférieure est dominée par les minéraux non carbonatés. Elle est riche en minéraux argileux (jusqu'à 40 %) et en crandallite (15 %), un minéral phosphaté de formule $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Elle contient également de la gibbsite ($\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$) (15 %) et de la nordstrandite (jusqu'à 20 %), un hydroxyde d'aluminium de formule ($\beta\text{-Al}(\text{OH})_3$). La minéralogie de l'unité supérieure est caractérisée par une teneur en carbonate beaucoup plus importante. En particulier, la teneur en aragonite atteint ici son maximum (35 %). Les teneurs en minéraux non carbonatés sont faibles : argile (10 %), crandallite (5 %) et goethite (5 %) ($\text{FeO}(\text{OH})$). La teneur en goethite reste stable (~5 %) tout le long du profil, au sein des deux unités. La présence de quartz n'est pas relevée.

La minéralogie des argiles est représentée par trois minéraux : la kaolinite, l'interstratifié chlorite-vermiculite et la chlorite. Les proportions en minéraux argileux restent relativement constantes le long du profil : kaolinite 40 %, chlorite-vermiculite 40 %, chlorite 20 %. L'illite n'est pas détectée.

La présence de phosphates dans les sols des Bermudes pourrait s'expliquer par l'accumulation de guano (Ruhe *et al.*, 1961). En effet, le principal minéral qui se retrouve dans les excréments d'oiseaux et de chauves-souris est le carbonate-hydroxy-apatite ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6(\text{OH})_2$). Néanmoins, le profil GBRT est un paléosol en place, non un dépôt karstique. Il est donc surprenant d'y voir les traces d'une accumulation de guano.

Notons que la nordstrandite est un produit d'altération des profils bauxitiques développés sur substrat carbonaté. Elle est souvent associée à l'altération des minéraux alumino-carbonatés, comme la crandallite.

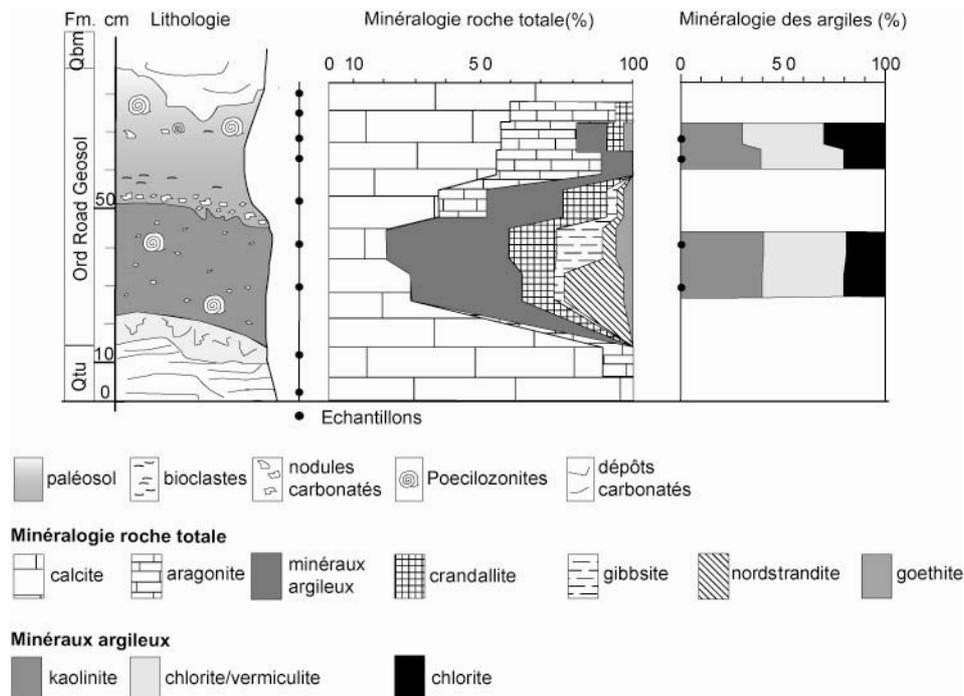


Figure 50 - Profil Grape Bay Railway Track (GBRT) : lithologie, évolution verticale de la minéralogie roche totale et du cortège argileux.

3.5.2.2. Le profil BQ « Bierman's Quarry »

Le premier profil de Bierman's Quarry (Qt1/Qw) est exceptionnel car il enregistre une période de temps particulièrement longue. Elle est supposée approcher les 500 ka et recouvrir de nombreux cycles glaciaires/interglaciaires (Vacher *et al.*, 1989).

Le paléosol de l'intervalle Qt1/Qw (BQ) est l'un des plus épais que l'on puisse trouver aux Bermudes (Fig. 51). Son épaisseur peut atteindre 1,20 m. La seule discontinuité relevée au sein du profil est un horizon plus carbonaté vers la base de l'affleurement (cote + 25 cm

à + 40 cm). Elle délimite une unité supérieure de 0,70 m et une unité inférieure dont la base est masquée. Le paléosol présente une couleur relativement homogène dans les tons rouges (5YR5/8 à 2.5YR4/4). Il est impossible de partager ce profil en horizons en se fondant sur les seules couleurs. Par ailleurs, le profil contient de nombreux rhizolithes calcitisés dont le diamètre est proche de 0,5 cm. Leur longueur est variable mais peut atteindre 5 cm pour les plus grands. Contrairement aux autres dépôts du même âge (site TP), l’affleurement de Bierman’s Quarry semble être formé par un profil en place et non par un dépôt de karst.

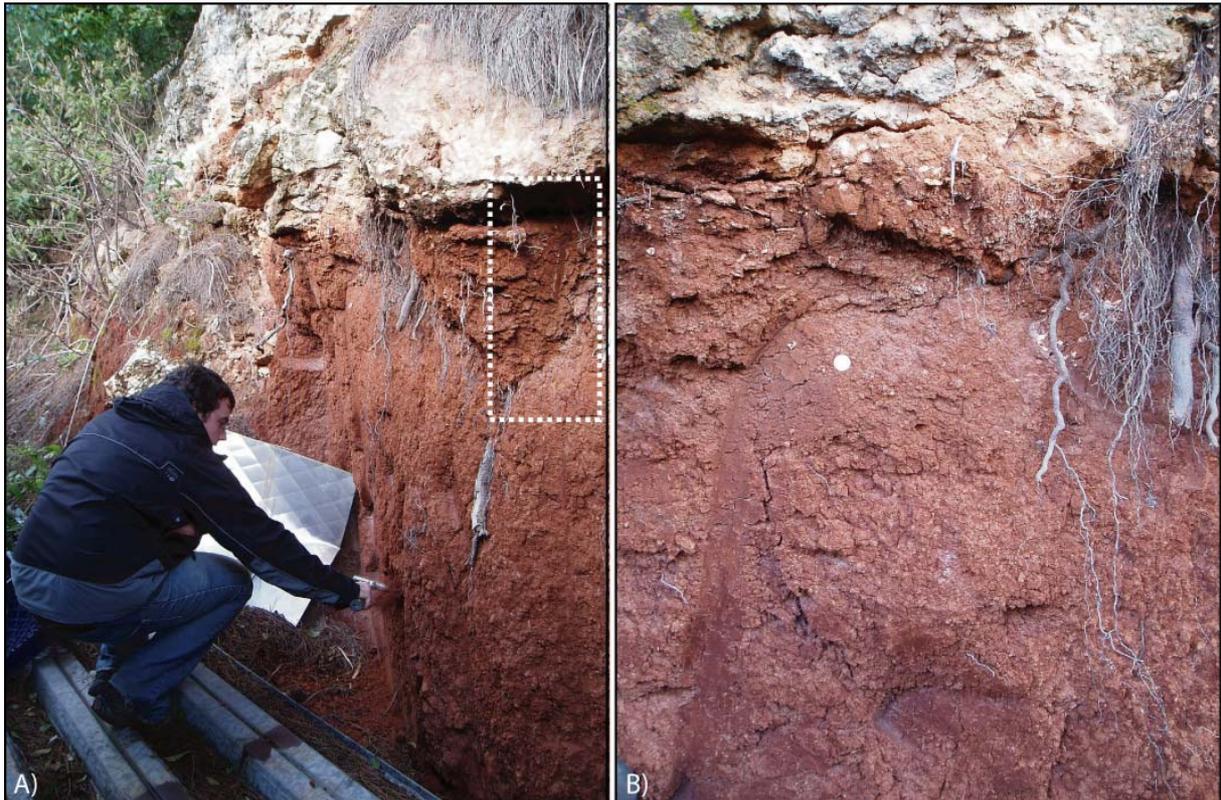


Figure 51 - Détails du sommet du paléosol de l’intervalle Qt1/Qw de Bierman’s Quarry (cote + 50 cm à + 150 cm). A) vue générale. B) vue rapprochée illustrant l’homogénéité de la matrice pédologique.

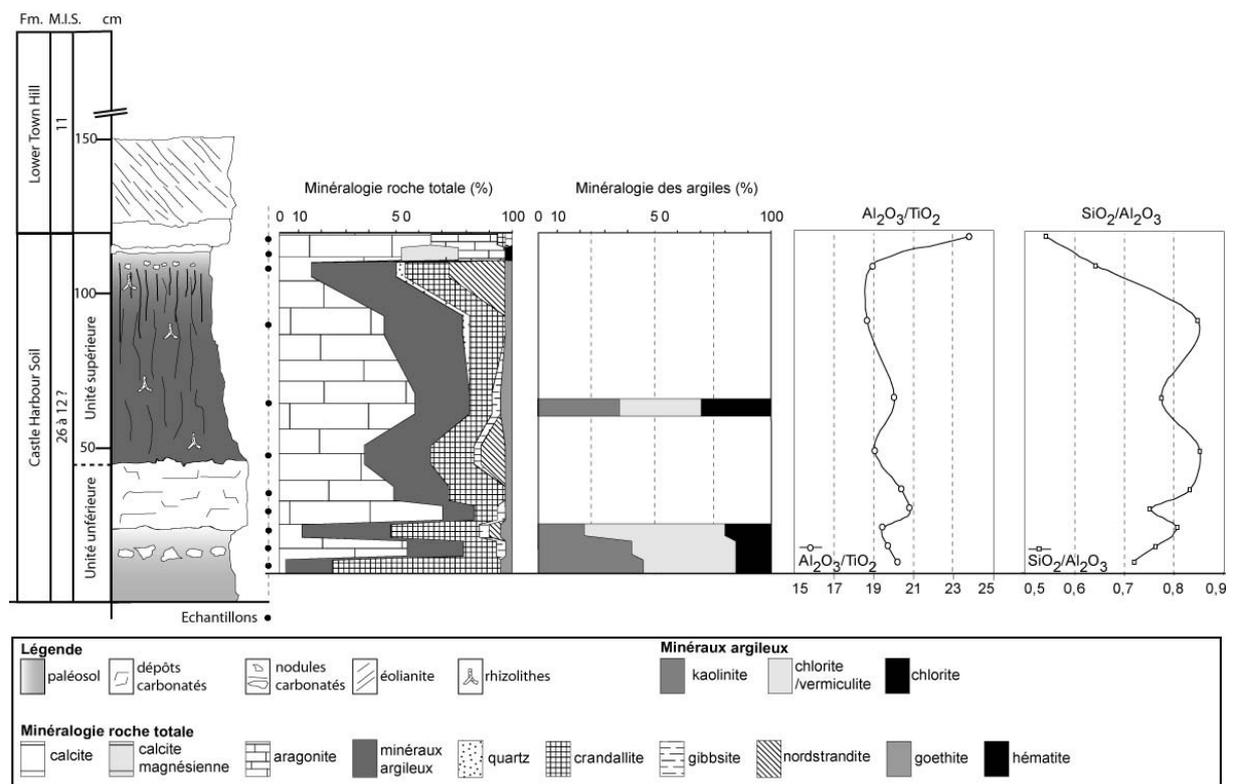
Dans les deux unités du profil, les minéraux carbonatés détectés sont la calcite, la calcite magnésienne et l’aragonite. La teneur en minéraux carbonatés est variable le long du profil. Dans l’unité inférieure, la teneur en calcite est faible (5 %) et la minéralogie est dominée par les minéraux insolubles. Un cordon de nodules et un horizon plus carbonaté interrompent le profil et marquent la limite avec l’unité supérieure. La teneur en calcite de cet horizon est de l’ordre de 60 à 75 %. Par la suite, la teneur en carbonate oscille entre 15 % et 60 % (Fig. 52). Vers la cote + 120 cm, la teneur en carbonate augmente brutalement suite à l’apparition de calcite magnésienne et d’aragonite en plus de la calcite.

La base de l’unité inférieure est pauvre en minéraux argileux (15 %). En revanche, la teneur en crandallite y est importante (jusqu’à 70 %). C’est la plus forte teneur rencontrée

lors de notre étude. Dans l'unité supérieure, la teneur en minéraux argileux oscille entre 25 % et 40 %. Le sommet de cette unité est appauvri en argile (5 %). Le quartz est uniquement détecté en de faibles teneurs au sein de cette unité (cotes + 60 cm à + 110 cm). La teneur en crandallite oscille entre 15 % et 25 % jusqu'au sommet de l'unité ou elle est absente. L'hématite n'est détectée que dans un échantillon au sommet (cote +120 cm, 5 %).

La gibbsite et la nordstrandite apparaissent sporadiquement au sein des deux unités le long du profil. Par opposition, la goethite est constamment présente le long du profil (exception faite du sommet de l'unité supérieure) avec une teneur de 5 %. Il est possible de retrouver des nodules d'oxydes à l'intérieur de la matrice pédologique entre les cotes + 0,4m et + 1 m (Kindler, communication personnelle).

La minéralogie des argiles s'articule autour des trois pôles : kaolinite (entre 20 % et 45 %), chlorite-vermiculite (entre 40 % et 60 %) et chlorite (entre 15 % et 30 %). Les échantillons déterminés au sein de l'unité inférieure du paléosol montrent les prémices d'une évolution. La teneur en kaolinite du cortège argileux augmente avec la profondeur aux dépens de la chlorite/vermiculite. La teneur en chlorite reste stable.



En complément des données minéralogiques, nous disposons d'analyses élémentaires sur ce profil. Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ est généralement considéré comme stable lors de l'altération. Il constitue ainsi un indicateur des variations dans la nature du matériel source (Muhs *et al.*, 1990). Ici, la valeur de ce rapport au sommet de la coupe (23,9) est différente des valeurs à la base (~20). Hormis la valeur sommitale, les valeurs du rapport oscillent entre 19 et 21 (Fig. 52). Cette évolution du rapport est en accord avec l'évolution de la minéralogie. Le dernier échantillon du profil est contaminé par le matériel carbonaté provenant de la formation sus-jacente.

En revanche, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est considéré comme un indicateur du taux de lessivage. Il est connu pour être plus bas lorsque le lessivage est important. La valeur de ce rapport évolue en premier lieu en fonction de la nature du matériel source. La valeur du rapport est donc différente entre la zone sommitale et le reste du profil. Dans les parties basses du profil, là où le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oscille entre les valeurs de 19 et 21, les valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ varient de 0,85 à la cote + 95 cm à 0,72 à la cote + 10 cm. Progressivement, consécutivement à de nombreuses oscillations, la valeur du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ semble légèrement diminuer avec la profondeur.

Deux hypothèses peuvent expliquer ce phénomène.

1) L'évolution du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est liée à la maturité du profil. Alors, il semblerait que l'intensité du lessivage ait légèrement crû avec la profondeur. Ceci pourrait être appuyé par l'évolution de la minéralogie du cortège argileux au sein de l'unité inférieure du profil. Là, la teneur en kaolinite du profil augmente avec la profondeur.

2) Les variations du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont liées à une modification de la nature de la roche mère. Cette hypothèse est appuyée par les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ qui oscillent entre 19 et 21. Or, cette variation de deux unités du rapport semble suffisante pour distinguer des roches mères différentes (Muhs *et al.*, 1990; Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996).

Au vu des variations du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ le long du profil, il semble donc que la nature de la roche mère à l'origine du profil ait varié au cours du temps. Par ailleurs, le profil présente des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ inférieures à 1. Elles sont considérées comme révélatrices d'une intense altération (Foos, 1991; Foos et Bain, 1995; Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996).

3.5.2.3. Le profil HSB « Horse Shoe Bay »

L'affleurement principal se trouve au sein de la falaise, à quelques centaines de mètres au nord de l'entrée principale de la plage de Horse Shoe Bay. Le paléosol est récemment apparu à l'affleurement, à la faveur de l'effondrement d'une partie de la falaise côtière et n'a fait l'objet d'aucune étude antérieure. Selon la carte géologique (Vacher *et al.*, 1989), ce paléosol repose sur des dépôts de la Formation de Southampton (Qs-MIS 5a). Le paléosol est scellé par des dépôts sableux, laminés et meubles. Les plus jeunes d'entre eux sont

visiblement actuels. Les dépôts les plus anciens présentent une légère cimentation, ils sont donc peut-être d'âge holocène.

Le paléosol de Horse Shoe Bay présente une épaisseur irrégulière. A son maximum, elle peut atteindre 0,7 à 0,8 m. Il disparaît latéralement après une dizaine de mètres. Ce paléosol se distingue des autres par sa très forte densité de rhizolithes (Fig. 53). La coloration de la matrice pédologique varie du rouge orangé au brun profond. Ce paléosol a un impact très prononcé sur son encaissant. La matrice pédologique se déverse dans de larges puits dont la taille peut atteindre 2 m. Ces puits, armés par le réseau de rhizolithes, sont plus résistants à l'érosion et ressortent en relief dans la falaise des dépôts de la Formation de Southampton (Qs). De nombreuses racines ont percé le substratum calcaire.

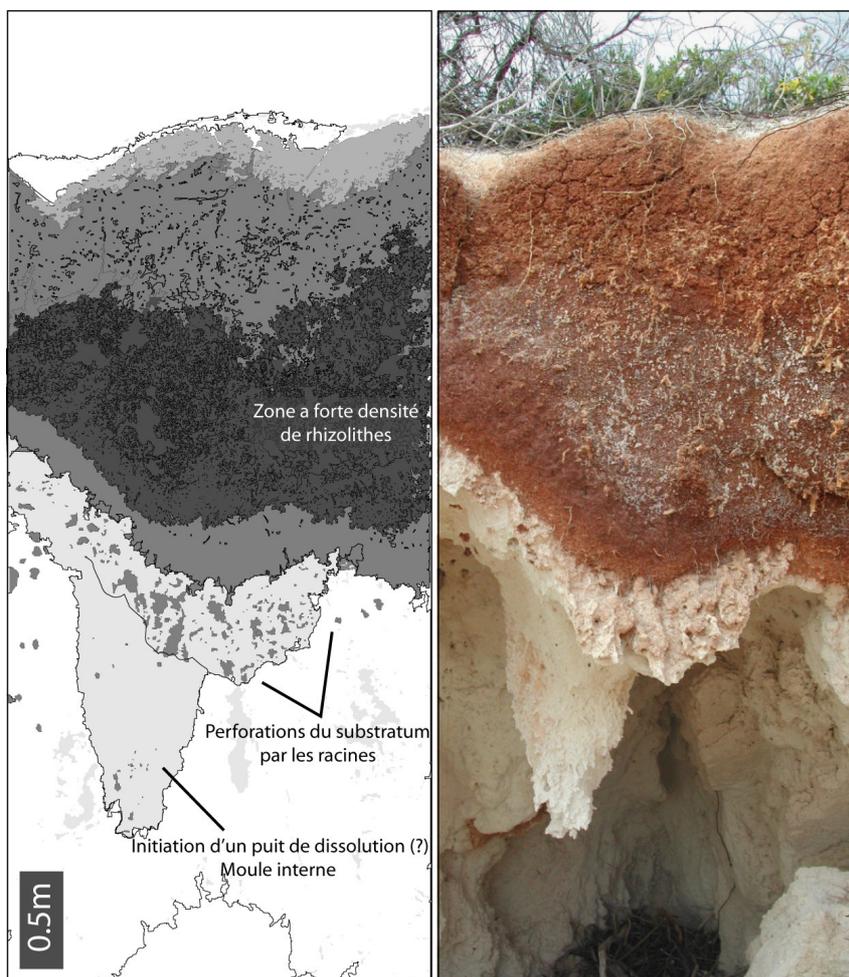


Figure 53 - Dessin interprété du profil de Horse Shoe Bay (HSB). Ce profil se distingue des autres par sa très forte densité de rhizolithes.

La minéralogie du profil a été déterminée au sein du paléosol et sur le matériel pédologique qui remplit le puits de dissolution sous-jacent (Fig. 54).

La calcite et la calcite magnésienne ont été détectées sur ce profil. Au pied de l'affleurement, le matériel qui remplit le puits présente une teneur en calcite importante (50 % à 70 %). La calcite magnésienne est présente dans le puits (20 % à 30 %). Au sein du

paléosol, la calcite ne représente que 25 % à 35 % de la minéralogie roche totale. La calcite magnésienne, présente à la base, disparaît dans l'échantillon du sommet. Les minéraux non carbonatés détectés sont la halite dont la présence est attribuée aux embruns, la goethite, la gibbsite et le quartz (10-30 %). Ce sont les teneurs en quartz les plus élevées détectées au sein des paléosols des Bermudes.

Les teneurs en minéraux argileux au sein du paléosol sont de l'ordre de 20-25 %. La composition des deux échantillons prélevés à la base et au sommet du paléosol sont semblables : kaolinite 30 %, chlorite-vermiculite 30 % et chlorite 40 %.

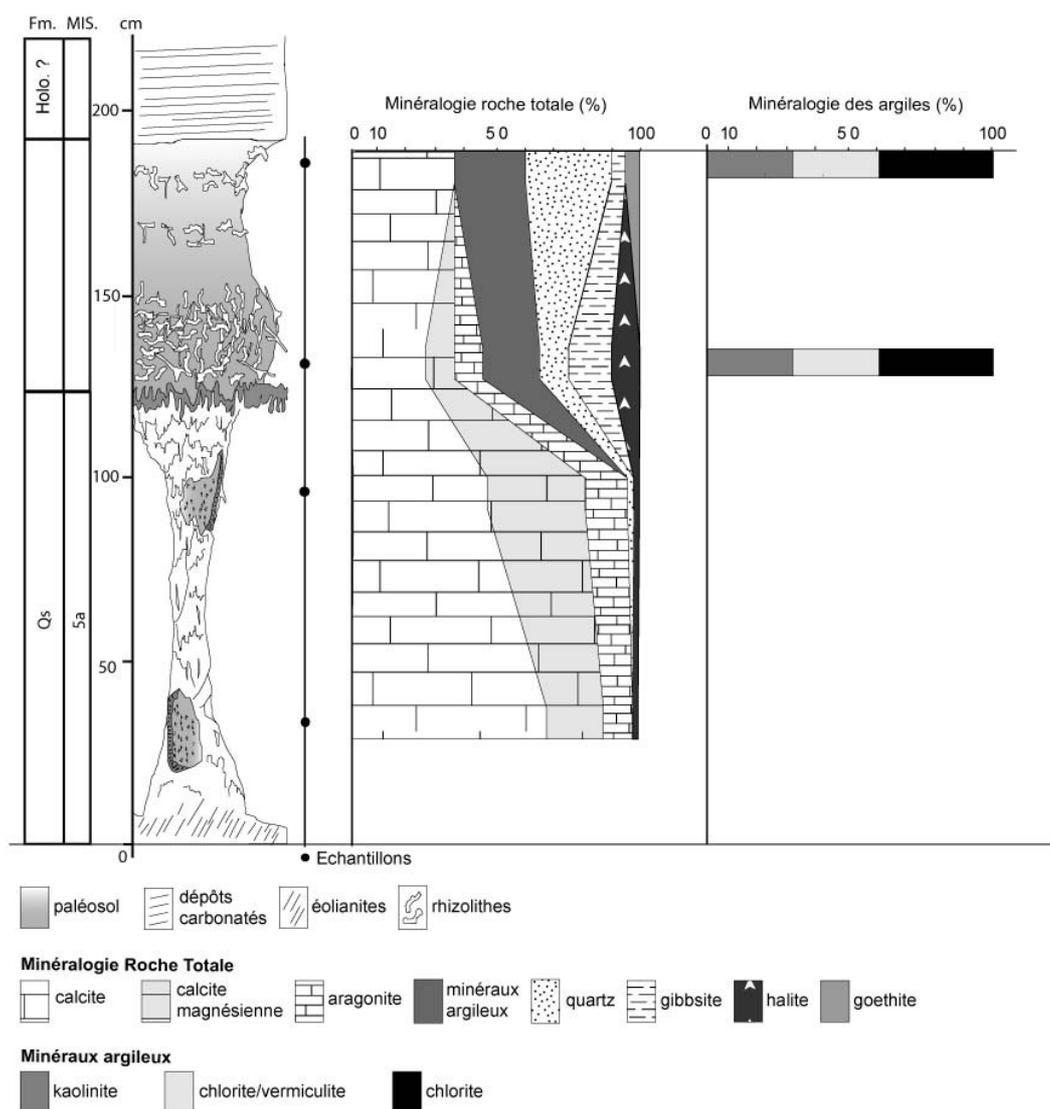


Figure 54 - Profil de Horse Shoe Bay (HSB) : évolution verticale de la minéralogie roche totale et du cortège argileux.

3.5.2.4. Le profil PBC « Pink Beach Club »

Le profil de PBC se trouve sur la côte sud de l'île, entre les deux bras du Mangrove Lake, juste avant l'entrée de l'hôtel du Pink Beach Club. Sur la carte géologique, il apparaît à la limite des Formations de Upper Town Hill (Qtu) et de Belmont (Qbm).

Le profil de PBC est un puits de dissolution. La matière pédologique qui le remplit est de couleur beige. Sa texture est argilo-sableuse. Le puits contient de nombreux rhizolithes carbonatés. Un seul puits a été échantillonné alors que de nombreux sont visibles à l'affleurement.

La minéralogie du profil de PBC est caractérisée par une forte teneur en calcite (60 %), en argile (20 %) et en quartz (10 %). Le cortège argileux est composé par 30 % de kaolinite, 25 % de chlorite et 45 % d'interstratifiés chlorite/vermiculite. Sur un échantillon de ce profil le minéral volcanique pérovskite représente au moins 5 % du cortège de la matière pédologique.

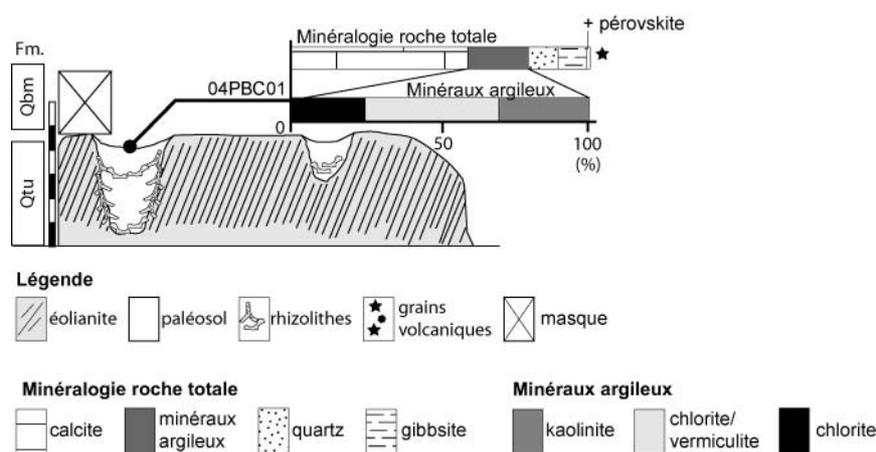


Figure 55 - Profil de Pink Beach Club (PBC) : évolution verticale de la minéralogie roche totale.

3.5.2.5. Discussion

Un cortège minéralogique peu variable

Le cortège minéralogique déterminé dans les paléosols des Bermudes est relativement constant dans le temps et dans l'espace. Par exemple, la minéralogie des profils de GBRT et de BQ est comparable. La seule véritable différence est l'important pic de crandallite à la base du profil BQ. Or, à l'échelle de l'île, ces paléosols sont relativement distants et, selon les modèles stratigraphiques (Vacher *et al.*, 1989), le paléosol BQ présente une durée de formation au moins cinq fois supérieure à celle du paléosol GBRT. Cette différence devrait conduire le paléosol BQ vers une plus grande maturité. Néanmoins, les minéraux traceurs de ce développement (kaolinite, gibbsite) n'apparaissent pas dans des teneurs plus importantes.

Le seul minéral dont la teneur semble corrélée avec l'âge du profil est la crandallite. En effet, elle peut être abondante dans les formations anciennes (site BQ, ES) et quasiment absente dans les formations récentes (site HSB) (Annexe 2).

La composition argileuse des formations pédologiques s'articule autour de trois pôles (kaolinite, chlorite et chlorite/vermiculite).

La minéralogie des paléosols des Bermudes est donc relativement constante dans le temps et dans l'espace. Les observations issues de l'étude minéralogique se rapprochent donc des observations issues de l'étude micromorphologique. Aux Bermudes, la durée d'exposition de la formation pédologique ne semble pas être un des principaux facteurs de contrôle de la minéralogie.

La teneur en carbonates

Dans les paléosols, les carbonates cohabitent avec la gibbsite, la nordstrandite, la crandallite et la kaolinite. Or, ces derniers minéraux sont les témoins d'une altération pédologique avancée sous l'effet d'une hydrolyse forte. Théoriquement, ils ne se forment pas avant que la totalité des carbonates présents dans le profil n'aient été lessivés. Or, les minéraux carbonatés demeurent une fraction importante du cortège minéralogique des formations pédologiques.

Les carbonates détectés au sein des profils sont la calcite et l'aragonite. L'étude des lames minces a mis en évidence la présence d'un ciment sparitique au sein de la porosité des sols. L'aragonite provient majoritairement des organismes marins, elle peut être considérée comme un carbonate primaire. Elle témoigne du mélange de la matière pédologique avec les bioclastes marins observés sur les lames minces. Ainsi, elle se retrouve préférentiellement dans les zones colluvionnées (GBRT) ou dans celles contaminées par le matériel sus-jacent (BQ). La présence de carbonates au sein des paléosols est donc liée au matériel bioclastique marin et/ou à la cristallisation postérieure à la pédogénèse d'un ciment sparitique dans les porosités du sol.

Dans les deux cas, la pédogénèse et l'apport en carbonate au sein des profils pourraient être diachrones. De plus, il est possible que l'apport en carbonate de calcium soit très faible au sein des sols. Ces processus expliqueraient la cohabitation de carbonates et de minéraux témoins d'une intense décarbonatation au sein du même profil.

La présence de quartz

Comme le soulignent Bricker et Mackenzie (1970) la teneur en quartz des sols des Bermudes peut être importante. Néanmoins, les résultats présentés ici montrent que cette concentration est très variable en fonction des profils. Seuls quelques rares profils présentent des teneurs importantes comme sur les sites de Horse Shoe Bay (HSB) (jusqu'à 30 %), Tucker's Point (TP), Pink Beach Club (PBC), Jobson Cove (JC), Grape Bay (GB) et

Church Bay Solution Pipe (CBSP)). Les autres sites étudiés n'en contiennent qu'une infime proportion (Annexes 2 et 3).

3.5.3. EVOLUTION DU CORTEGE ARGILEUX EN FONCTION DE L'AGE DES PALEOSOLS

Le cortège argileux des paléosols des Bermudes s'articule autour de trois pôles (Fig. 56 et 57) (Annexe 3). Le premier minéral déterminé est la kaolinite. Elle est présente dans tous les profils, dans des proportions oscillant entre 25 et 50 %. Les deux autres pôles, la chlorite et la chlorite/vermiculite, ont été déterminés suite aux résultats des tests (Tamura, 1957; Rich, 1968; Segalen, 1970). Ce sont la remarquable constance et la ressemblance des diagrammes de diffractométrie qui nous permettent de généraliser les résultats obtenus sur les échantillons tests à l'ensemble des profils échantillonnés.

L'évolution du cortège argileux des paléosols est testée en fonction de plusieurs paramètres (Fig. 56), puis détaillée (Fig. 57). Nous avons regardé si l'évolution des profils pouvait être fonction, de leur durée d'exposition (Fig. 56A), de leur localisation sur l'île [nous avons distingué la côte sud qui fait face à l'océan et la côte nord qui fait face au lagon] (Fig. 56B), de leur positionnement par rapport à l'ancienne caldeira du « Castle Harbour Sound » (Fig. 56C).

Alors, il semble difficile de distinguer une influence de la localisation des profils sur leur cortège argileux.

Sur la figure 57, nous avons détaillé le diagramme de la figure 56A par échantillon, par site et par intervalle stratigraphique.

- Les échantillons provenant des différentes familles de paléosols ne se distinguent pas aisément. Théoriquement la chlorite est un minéral primaire contrairement à la chlorite/vermiculite et à la kaolinite qui sont des minéraux secondaires. Donc, les différents degrés d'évolution des paléosols devraient se traduire en terme de rapport entre minéraux primaires et secondaires. Les paléosols qui ont bénéficié d'une durée d'exposition courte devraient être riches en minéraux primaires et pauvres en minéraux secondaires et inversement pour les paléosols ayant bénéficié d'une période de temps longue pour se développer. Or, tous les échantillons sont riches en minéraux secondaires (chlorite/vermiculite et surtout kaolinite). Ainsi, les paléosols des intervalles Q_{t1}/Q_w et Q_{tu}/Q_w peuvent présenter une teneur en chlorite importante (50 %) et les paléosols post-Q_s ou Q_s/Q_r une teneur en kaolinite de 30 à 40 %. Ce phénomène implique que le cortège minéralogique des paléosols des Bermudes est issu d'une phase antérieure d'altération. Il est en grande partie hérité.
- Très peu de profils présentent une évolution du cortège argileux. La plupart du temps, lorsque plusieurs échantillons ont été prélevés sur le même site, ils

présentent une composition comparable (exemple : TR-01, TR-03, TR-05). L'absence d'évolution du cortège argileux le long des profils relativise l'importance des processus d'altération pédologique au sein des sols des Bermudes.

- Les sites qui présentent une évolution de leur cortège minéralogique en fonction d'un profil sont : GBRT/Tu, CH et BQ. Or, l'étude de terrain a montré que la partie supérieure du profil GBRT était probablement issue d'un dépôt de colluvion. De même, l'étude du site BQ a montré que ce profil était composé de deux unités, probablement issues de deux phases distinctes de pédogénèse (entre BQ-05 et le groupe BQ-10, 11 et 12). L'étude des rapports géochimiques au sein de la partie inférieure du profil a mis en avant la variation de la nature de la roche mère au cours du temps. Cette dernière est probablement à l'origine de l'évolution du cortège argileux.

Le cortège minéralogique des paléosols des Bermudes est donc en grande partie hérité d'une phase d'altération antérieure. Le cortège initial, une fois intégré au sol, ne semble pas subir d'importants processus d'altération pédologique. L'évolution du cortège argileux est probablement liée à des fluctuations dans la nature de la roche mère.

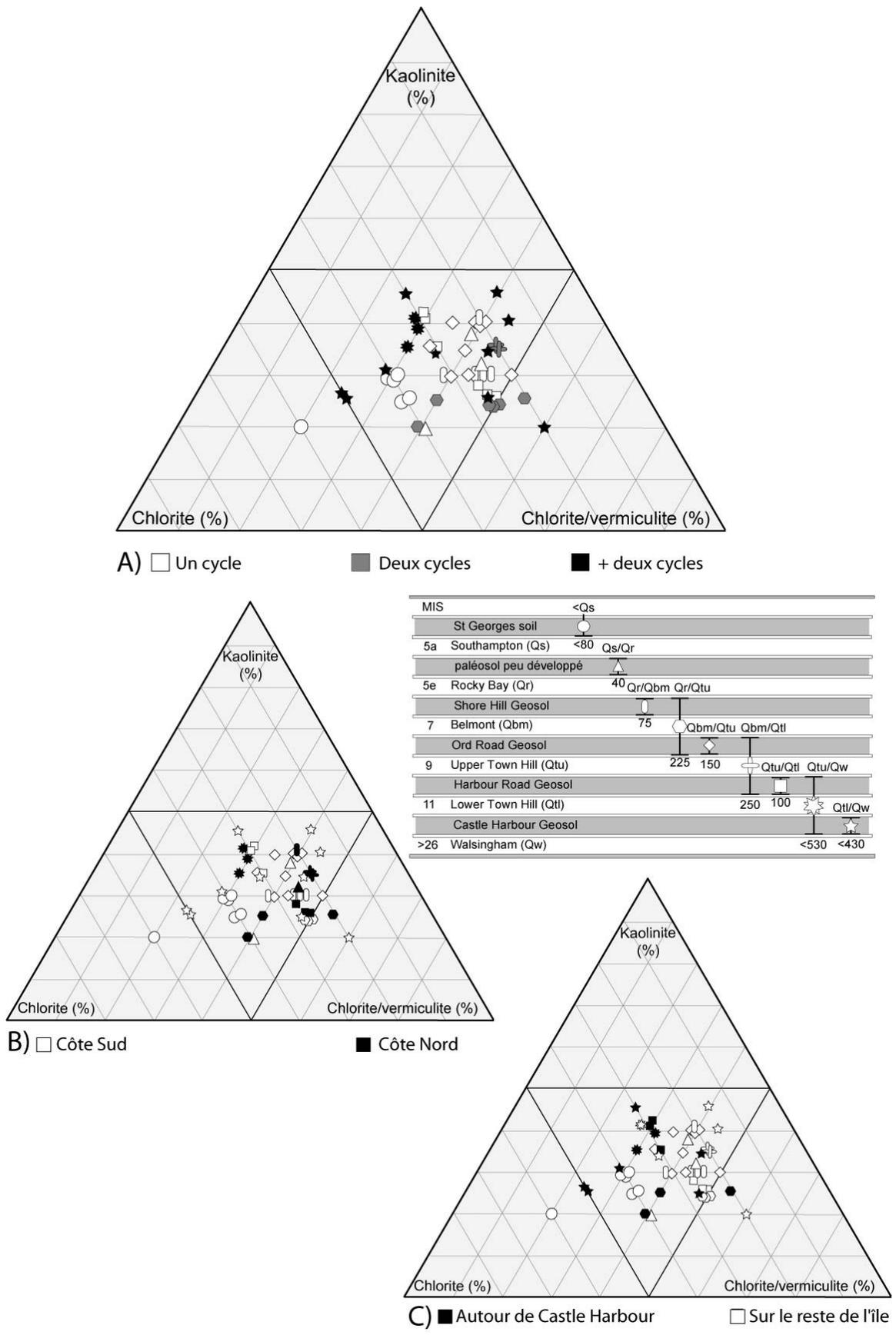


Figure 56 - Répartition du cortège argileux des paléosols des Bermudes par site A) en fonction de la durée d'exposition. B) en fonction de la localisation sur l'île. C) en fonction de la localisation de l'ancienne caldeira du Castle Harbour. Stratigraphique de Vacher *et al.* (1989, 1995). MIS : Marine Isotope Stage.

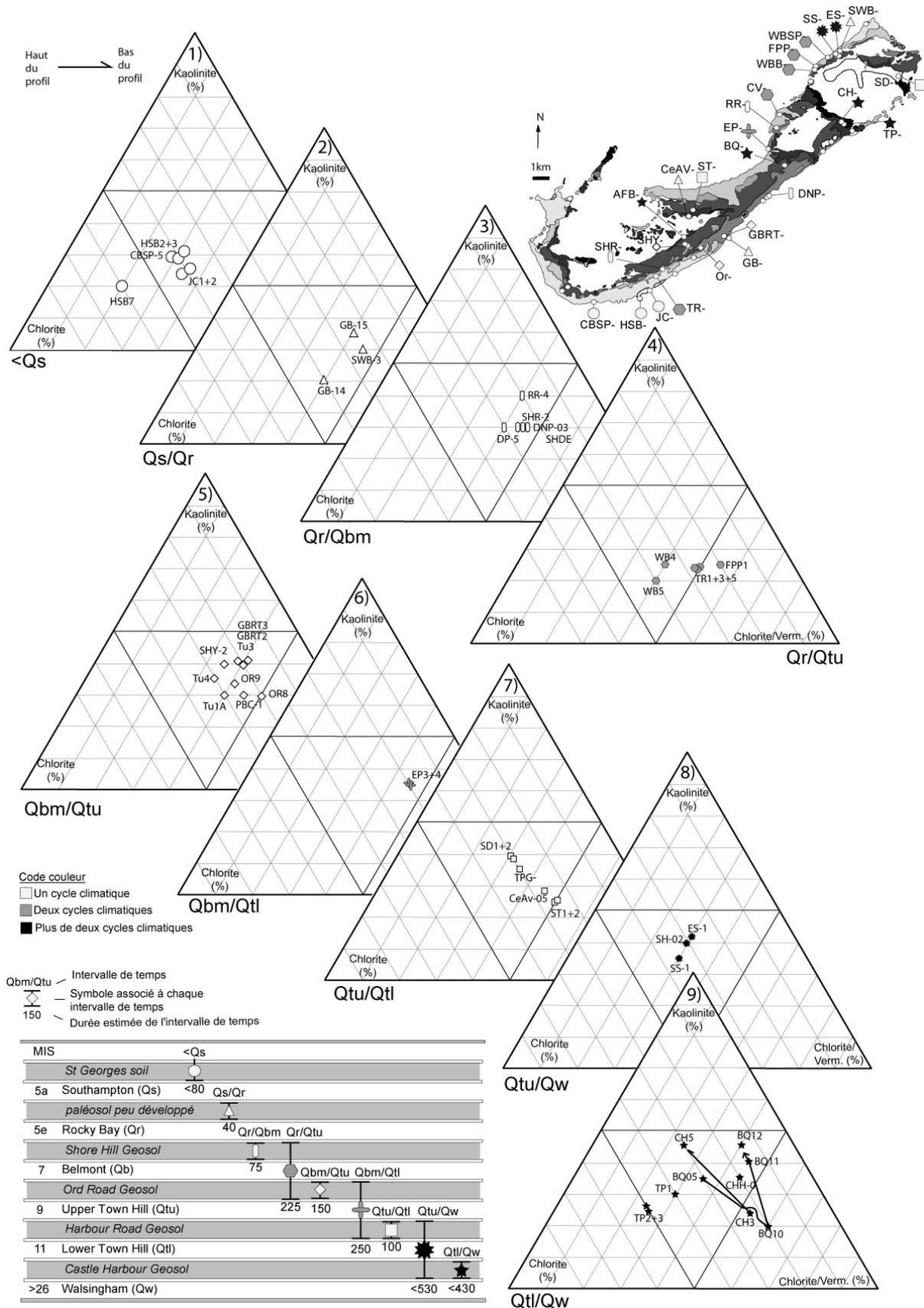


Figure 57 - Evolution du cortège argileux des paléosols des Bermudes par sites et en fonction de l'intervalle de temps étudié. L'abréviation des sites figure dans le tableau VIII. Stratigraphique de Vacher *et al.* (1989, 1995). MIS : Marine Isotope Stage.

3.5.4.1. Description et répartition

Des grains noirs sont présents dans un certain nombre de paléosols sur toute la surface de l'île (Fig. 58 et Annexes 2 et 3). Leur répartition ne semble pas être liée à l'intervalle de temps pendant lequel s'est développé le profil qui les abrite.

La concentration de grains noirs à l'intérieur des différents profils est très variable. Elle fluctue depuis la découverte de quelques grains (99-BQ-10) jusqu'à la présence de plusieurs grammes de résidu (04-ES-01 et 04-ES-02) dans un volume initial d'une centaine de grammes. Cette variation semble clairement liée à la distance à la plage de Whale Bone Bay. Plus les profils sont proches de cette plage, plus ils contiennent une quantité importante de grains noirs.

Il faut souligner un biais d'analyse dans la répartition des sols présentant des grains. Ces derniers ont été trouvés lors de la préparation des sédiments pour l'analyse des minéraux argileux. Donc, seuls les sols présentant une concentration en argile supérieure au seuil de détection de la méthode contiennent des grains. Il est tout à fait possible qu'ils soient aussi présents dans d'autres sols, plus carbonatés, mais ils n'ont pas été recherchés. Ce biais ne nous paraît pas trop préjudiciable car notre étude se focalise sur la teneur anormale en minéraux argileux des paléosols des Bermudes en comparaison de leurs homologues des Bahamas et de la Barbade. Par ailleurs, nos observations montrent déjà une répartition relativement homogène des profils contenant des grains sur tout l'archipel et ce, quelles que soient les périodes de pédogénèse.

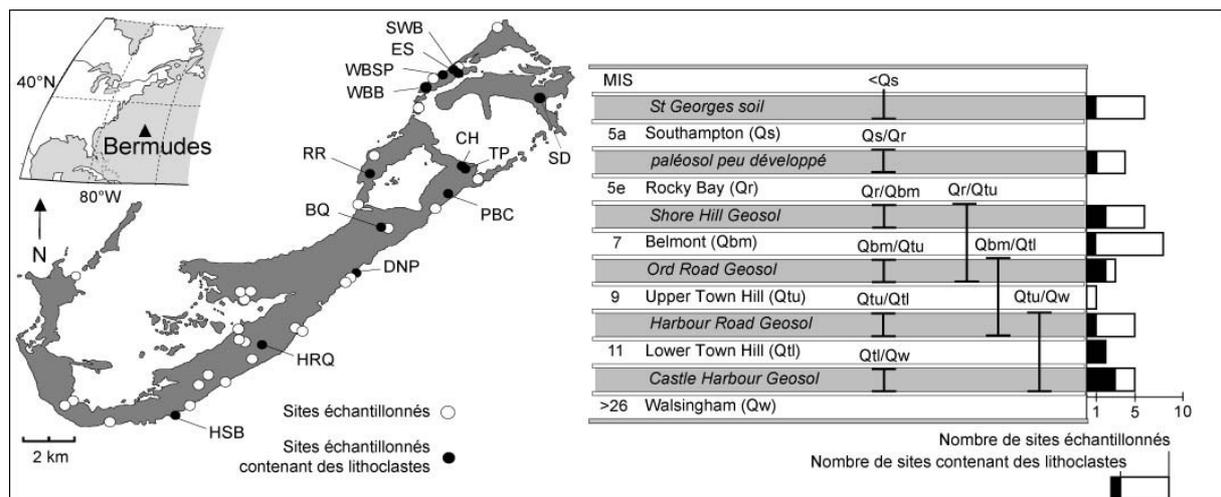


Figure 58 - Répartition des paléosols au sein desquels des grains noirs ont été retrouvés. Stratigraphique de Vacher et al. (1989, 1995). MIS : Marine Isotope Stage.

Ces grains, retenus par les tamis de 80 μm et 30 μm lors de la préparation des échantillons pour l'analyse des minéraux argileux, ont été prélevés et observés à la loupe binoculaire. Les spectres de granulométrie montrent que ces grains ont des tailles variables en fonction des sites (Fig. 59). Néanmoins, il est possible de dire que leur taille excède souvent les 100 μm et peut atteindre 2 mm de diamètre au sein du profil SWB (Swing Bridge) (Fig. 59 et Fig. 60).

Le spectre granulométrique obtenu sur les grains de quartz se rapproche de celui observé sur les grains noirs (Fig. 59).

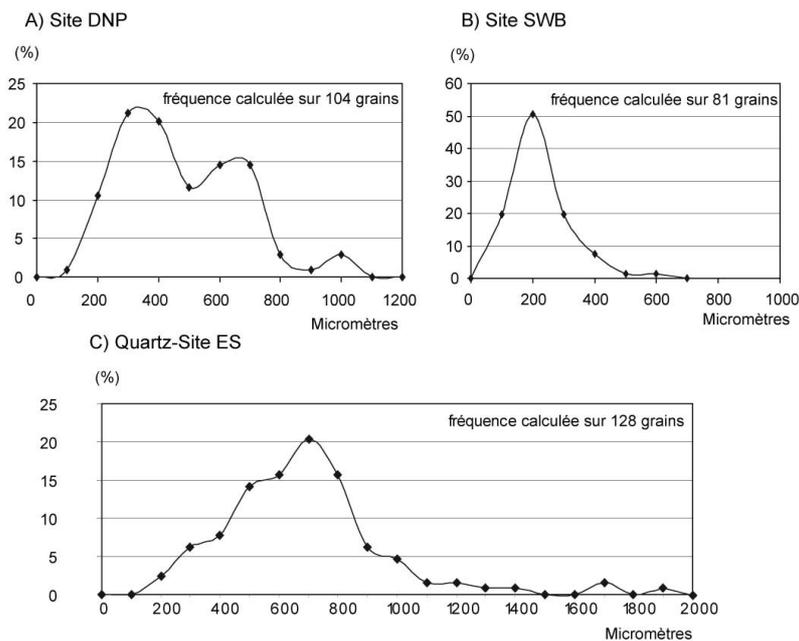


Figure 59 - Spectres granulométriques des grains noirs. A) échantillon du site DNP-Devonshire National Park. B) échantillon du site SWB-Swing Bridge. Ces spectres n'incluent pas les grains de quartz. C) spectres réalisés sur les quartz du site ES.

Il est classiquement estimé que la taille des grains transportés sur de grandes distances par les vents troposphériques ne dépasse pas 63 μm (Chester *et al.*, 1972; Kalu, 1979; Boardman *et al.*, 1995; Grousset *et al.*, 1998). Le diamètre moyen des particules sahariennes est de l'ordre de 6 μm aux îles du Cap-Vert (500 km des côtes africaines), tandis qu'il n'est plus que d'environ 2 μm à la Barbade et à Miami (5000 km des côtes africaines) (Glaccum et Prospero, 1980). Ainsi, la majorité des grains présents au sein des paléosols des Bermudes ne peuvent provenir que d'une source locale.

Ces grains sont de nature variée. Si la plupart sont de couleur noire opaque, certains sont translucides et présentent une couleur ambrée. Si certains sont monocristallins aux bords saillants, bon nombre d'entre eux présentent une morphologie complexe (présence de macles) et des traces d'altérations superficielles ou pénétratives.

De manière générale, les grains sont arrondis. Certains sont polis. Ceci est particulièrement bien visible sur les grains monocristallins de forme bipyramidale. Sur ces derniers, les arêtes et les pointes sont nettement émoussées. Certains présentent une

morphologie plus allongée. Leur taille (supérieure à 100 μm) écarte l'hypothèse d'une origine lointaine (Fig. 59, Fig. 60 et Fig. 61). De plus, leur forme arrondie suggère une abrasion mécanique. Ces grains noirs ont une morphologie proche de ceux observés sur la plage de Whale Bone Bay même si ces derniers sont plus arrondis et plus polis, probablement parce qu'ils subissent l'action actuelle des vagues.

A) Site SWB



B) Site BQ



C) Site PBC



D) Site SWB

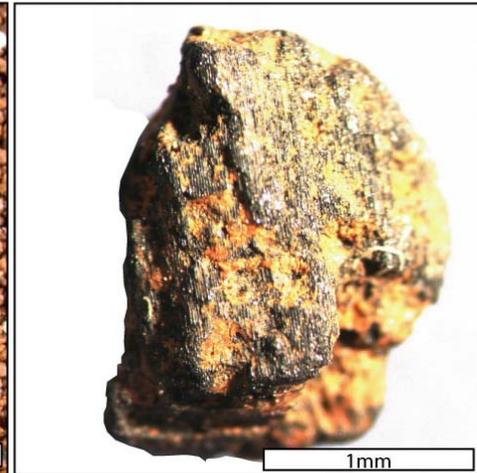


Figure 60 - Morphologie des grains noirs. A) grains noirs découverts dans un échantillon du site SWB. B) grains noirs découverts dans un échantillon du site du site BQ. C) grains noirs flottant dans la matrice pédologique de Pink Beach Club. D) lithoclaste découvert au sein du paléosol de Swing Bridge (SWB).

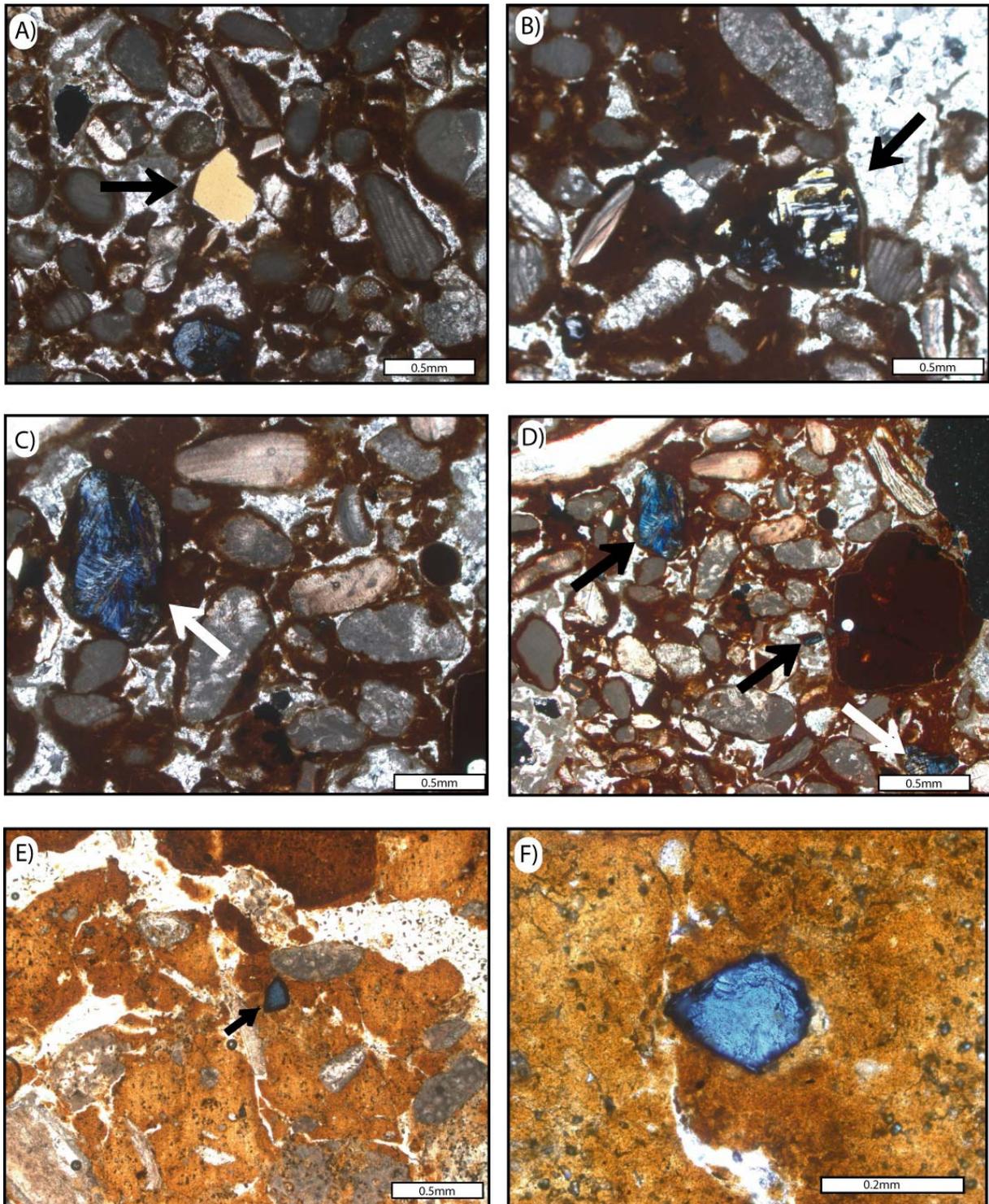


Figure 61 - Micromorphologie des grains isolés au sein de la matrice pédologique. A) Site ES ; grain de quartz, lumière analysée. B) Site ES, minéral altéré, lumière analysée. C) et D) Site ES, albite (?), lumière analysée. E) et F) Site DNP, minéral indéterminé, lumière analysée.

3.5.4.2. Observation microscopique

Les minéraux ont été observés au sein de la matrice pédologique des profils ES (Esso tank) et DNP (Devonshire National Park). Les grains sont isolés au milieu de la matière pédologique et ne semblent pas avoir d'interaction avec elle. Il est possible de rencontrer entre 1 et 5 grains par lame. Parmi les grains observés, il est possible de reconnaître du quartz et un minéral altéré, probablement de l'albite. Un autre minéral présentant un très fort relief et des teintes de biréfringence dans les bleus gris est observable (Fig. 61).

3.5.4.3. Détermination du cortège minéralogique

La récolte des grains noirs trouvés au sein des paléosols a permis la réalisation de quelques analyses à la microsonde (Annexe 3). Ces analyses démontrent que ces grains sont d'origine volcanique. Les différents minéraux retrouvés sont les suivants: pérovskite (Fig. 62A), leucite, grenat titanifère, clinopyroxène (diopside) (Fig. 62B), Fe-Mg spinelle, ulvöspinelle, titanomagnétite (Fig. 62C), rutile, sphène, oxyde de fer, minéraux argileux, phosphates, chromite et des verres volcaniques. La liste des minéraux présentés se veut représentative, mais n'est probablement pas exhaustive. De nombreux minéraux ont subi une intense altération. Par exemple, un grain noir trouvé dans le profil relevé au Tucker's Point golf-corporate office présente des figures d'exsolution (Fig. 62C). Ces figures sont le résultat de la séparation en deux phases liquides (ulvöspinelle et magnétite) lors du refroidissement rapide d'un minéral (titanomagnétite). Le cortège minéralogique rappelle fortement celui des sables de Whale Bone Bay (présence de pérovskite, de chromite) (Sayles, 1931; Blackburn et Taylor, 1969; Herwitz et Muhs, 1995).

La présence de grains d'origine volcanique au sein des paléosols des Bermudes était connue (Blackburn et Taylor, 1969), mais seulement au sein de deux profils (le premier dans le stratotype du « Shore Hill Soil » (site DNP) et le second dans un sol de la Blue Hole Hill Road, dans le district de Walsingham). Blackburn et Taylor (1969) ont signalé la présence de grains d'apatite, de chromite, de grenat, de goethite, de pérovskite, d'anatase, de sphène, de calcite, de magnétite et de verre volcanique.

Ce cortège minéralogique est proche de celui déterminé dans cette étude sur près de 13 sites répartis sur l'ensemble de l'île au sein de toutes les tranches stratigraphiques (Fig. 58).

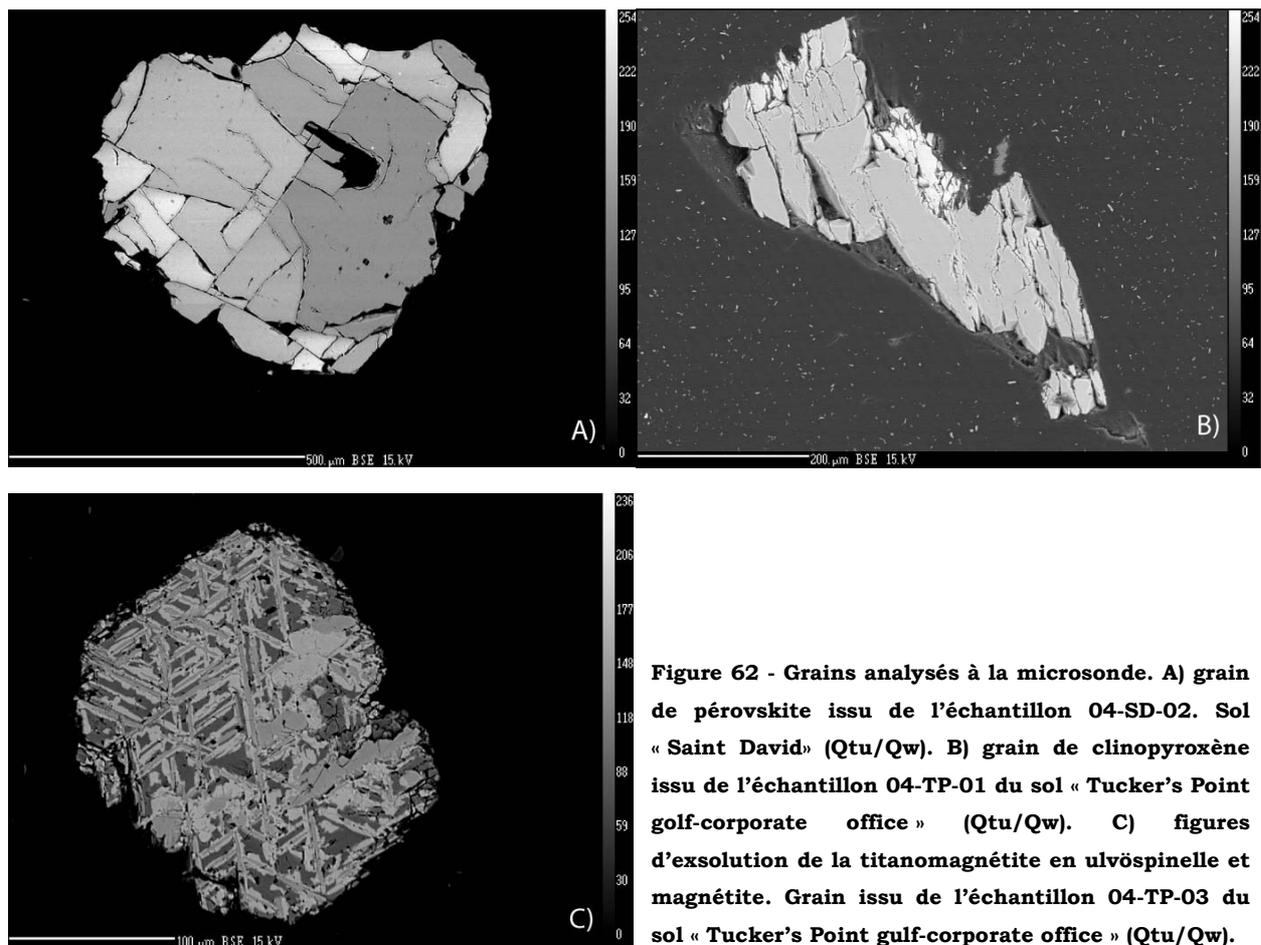


Figure 62 - Grains analysés à la microsonde. A) grain de pérovskite issu de l'échantillon 04-SD-02. Sol « Saint David » (Qtu/Qw). B) grain de clinopyroxène issu de l'échantillon 04-TP-01 du sol « Tucker's Point golf-corporate office » (Qtu/Qw). C) figures d'exsolution de la titanomagnétite en ulvöspinel et magnétite. Grain issu de l'échantillon 04-TP-03 du sol « Tucker's Point golf-corporate office » (Qtu/Qw).

3.5.4.4. Conclusions

Les grains noirs découverts au sein des formations pédologiques des Bermudes sont d'origine volcanique. Leur taille laisse supposer qu'ils proviennent d'une source locale. Ils se retrouvent au sein de nombreux paléosols répartis sur toute la surface de l'île et à l'intérieur de tous les intervalles de temps préservés dans les archives géologiques de l'île. Les différents grains trouvés sont des minéraux de pérovskite, leucite, grenat titanifère, clinopyroxène (diopside), Fe-Mg spinelle, ulvöspinel, titanomagnétite, rutile, sphène, oxyde de fer, minéraux argileux, phosphates et chromite.

3.5.5. DISCUSSION SUR LA MINÉRALOGIE DES PALEOSOLS DES BERMUDES

3.5.5.1. Cohabitation de minéraux frais et de minéraux évolués

Au sein des paléosols des Bermudes, il est possible de retrouver de la kaolinite, de la nordstrandite, de la gibbsite, de la crandallite. Théoriquement, ces minéraux se forment sous l'influence d'une hydrolyse importante et consécutivement à la décarbonatation du profil. Ils sont donc les témoins d'une altération évoluée. Le degré avancé d'évolution des

sols se traduit également par les valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui sont toutes inférieures à 1 [Site BQ de cette étude et valeurs dans Herwitz et Muhs (1995)].

Au sein des paléosols des Bermudes, le cortège minéralogique très évolué cohabite avec une grande quantité de chlorite et de chlorite/vermiculite. Cette cohabitation est paradoxale car ces minéraux sont plus sensibles à l'altération pédologique. Ils sont plutôt présents au sein des profils où l'hydrolyse a été modérée voire faible. Théoriquement, ils ne devraient plus subsister au sein de profils ayant subi une hydrolyse importante. De plus, leur teneur est trop importante (en moyenne 2/3 de la fraction argileuse) pour que leur présence soit un artefact, une pollution ou une anomalie locale.

3.5.5.2. La présence de minéraux volcaniques au sein des paléosols

Les minéraux issus du volcanisme, détectés au sein des formations pédologiques des Bermudes par diffraction des rayons X, sont la pérovskite et les minéraux argileux chlorite et chlorite/vermiculite. L'étude du cortège argileux met en évidence l'existence d'un cortège initial hérité au sein des paléosols. La chlorite et la chlorite/vermiculite sont des minéraux argileux classiquement associés à l'altération marine des basaltes. Les chlorites apparaissent en effet dans les roches éruptives par l'action des solutions post-magmatiques hydrothermales sur les minéraux ferromagnésiens de haute température : pyroxènes, amphiboles et surtout biotite.

Ces minéraux argileux sont présents dans la majorité des paléosols de l'archipel. Leur présence massive traduit l'importance de l'apport volcanique au sein des sols de l'archipel. Cet apport a affecté toute la surface de l'île et tous les intervalles de temps enregistrés par les archives géologiques, soit près de 1 Ma.

3.5.5.3. Importance de la composante allochtone

La roche mère, le principal constituant du sol, ne correspond pas à son substratum. Elle est constituée par du matériel allochtone. Le matériel frais ne se trouve pas en profondeur mais arrive constamment par voie aérienne. Contrairement au cas de figure classique de développement d'un sol, ici, il y a renouvellement constant de la roche mère.

Le taux d'accumulation du matériel allochtone est inconnu. Si le taux d'accumulation est inférieur au taux d'altération par les processus pédologiques, alors il est possible de distinguer une évolution du cortège minéralogique en fonction de l'âge et de la durée d'exposition de la formation étudiée. Tel n'est pas le cas pour les échantillons des Bermudes. Ceci implique que le taux d'accumulation de la matière allochtone était probablement supérieur au taux d'altération par les processus pédologiques. Ce phénomène a plusieurs implications :

- il explique la cohabitation de matériel frais et de matériel altéré, le sol n'a pas la capacité d'altérer tout le matériel disponible et la présence de chlorite est un indice de ce processus d'altération non conduit à terme ;
- il est à l'origine de l'absence d'horizon pédologique et d'évolution du cortège argileux le long des profils ;
- ce phénomène est probablement homogène sur toute la surface de l'île et a probablement perduré au cours des temps géologiques, ce qui expliquerait pourquoi la minéralogie des formations pédologiques de l'archipel n'est pas fonction de l'âge ou de la durée d'exposition.
- il témoigne du faible apport de carbonate au sein des sols, un apport plus important se traduirait par des teneurs en carbonates plus élevées et par l'absence des minéraux pédogénétiques nécessitant une totale décarbonatation.

3.5.5.4. Une minéralogie incompatible avec celle des poussières sahariennes

Le cortège minéralogique des paléosols des Bermudes est différent de celui des poussières sahariennes. Ces dernières sont majoritairement composées d'illite, de kaolinite et de quartz. Les paléosols de l'archipel sont formés de carbonates, d'argile, de phosphates, d'hydroxyde de fer et d'aluminium. Le cortège argileux s'articule autour de trois pôles : chlorite, chlorite/vermiculite et kaolinite. Cette composition se retrouve dans tous les échantillons analysés. Les analyses montrent que l'illite est systématiquement absente de la fraction argileuse des paléosols des Bermudes, ce que Ruhe *et al.* (1961) avaient déjà constaté. L'illite présente au sein des aérosols a peut-être été totalement altérée, ce qui impliquerait un taux d'altération important au sein des formations pédologiques.

La kaolinite est un minéral classique de l'altération présent au sein des poussières sahariennes. Néanmoins, la chlorite et les interstratifiés chlorite/vermiculite sont présents en de très faibles teneurs dans les poussières sahariennes. La teneur en chlorite des poussières actuelles est proche de 5 % et la présence des interstratifiés n'est jamais mentionnée. La goethite est présente dans les paléosols de manière assez constante. Or, ce minéral est avant tout un produit de dégradation d'autres minéraux telles la pyrite, la magnétite. Les poussières sahariennes sont relativement pauvres en minéraux ferrugineux dont la densité est souvent élevée. Les phosphates, très présents au sein des paléosols des Bermudes, sont peu abondants dans les poussières sahariennes mais cette composante peut s'expliquer par une importante contribution biologique.

Le processus de formation des paléosols des Bermudes n'est donc probablement pas uniquement lié à l'altération des poussières sahariennes. L'abondance des chlorites et des interstratifiés démontre l'existence d'au moins une autre source majeure de matériel, d'origine volcanique, ayant participé à la formation des paléosols de l'archipel.

La minéralogie des formations pédologiques des Bermudes se compose de carbonate, d'argile, de phosphate, d'oxydes et d'hydroxyde de fer et d'aluminium. La composition du cortège argileux s'articule autour de trois pôles : la kaolinite, la chlorite et la chlorite/vermiculite.

Cette minéralogie est déterminée sur la plupart des profils. Elle semble relativement constante malgré le large spectre d'intervalles de temps et de durées proposées par l'enregistrement stratigraphique de l'archipel. Par ailleurs, la minéralogie des profils se caractérise par la cohabitation paradoxale de minéraux primaires (chlorite), peu ou pas altérés et de minéraux témoins d'une importante altération pédologique (kaolinite et gibbsite). Les profils contiennent de plus des minéraux d'origine volcanique (pérovskite et chlorite). L'étude de l'évolution du cortège argileux en fonction de la durée d'exposition des paléosols montre l'existence d'une fraction de chlorite/vermiculite héritée et d'une fraction authigénique.

L'importance des chlorites et des interstratifiés chlorite/vermiculite au sein de l'échantillonnage entraîne que l'apport en matériel volcanique a été important et constant sur toute la surface de l'île et au cours du dernier millions d'années. Le taux d'accumulation du matériel volcanique a probablement été supérieur au taux d'altération au sein des sols. Ce phénomène explique la cohabitation des minéraux frais et altérés ainsi que l'homogénéité de la minéralogie des profils dans le temps et dans l'espace.

La minéralogie des formations pédologiques des Bermudes est différente de celle des poussières sahariennes. L'illite, omniprésente au sein des poussières, est absente des paléosols. La chlorite et la chlorite/vermiculite qui représentent les 2/3 du cortège argileux des formations pédologiques sont présentes en traces (~5 %) au sein des aérosols. De plus, les éléments chimiques, comme le fer, les phosphates ou le titane, ne sont pas particulièrement abondants dans les poussières atmosphériques.

Ainsi, à la lumière de ces découvertes, il devient de plus en plus difficile de soutenir la thèse aujourd'hui admise de formation des paléosols des Bermudes par altération des poussières sahariennes. La source principale de matériel à l'origine des paléosols des Bermudes est une source volcanique riche en chlorite. Il s'agit probablement du piton volcanique sous-jacent à l'archipel.

La figure 63 permet de mettre en évidence quelques « traceurs ». Ainsi, la pérovskite est présente dans tous les points d'observation. La figure illustre également la différence de composition entre les roches volcaniques fraîches du piton, les roches volcaniques altérées des paléosols et les sables présents dans la zone de battement des vagues de la crique de Whale Bone Bay. Pourtant ces sables sont considérés comme provenant de l'édifice sous-jacent (Sayles, 1931; Ruhe *et al.*, 1961; Blackburn et Taylor, 1969). Les sables noirs recueillis ont été analysés (WBB 00). La méthode de diffractométrie des rayons X a donné une composition homogène de ces sables avec près de 100 % de pérovskite. Les minéraux déterminés grâce à l'analyse à la microsonde sont plus nombreux. Il s'agit de la pérovskite, du grenat, de la chromite, du sphène, des phosphates, de l'anatase, des chlorites, probablement des interstratifiés smectitiques et des oxydes de fer (Annexe 3). Ces analyses ne sont pas exhaustives mais elles sont en accord avec la composition des sables fournie par la bibliographie (Blackburn et Taylor, 1969).

Le cortège minéralogique déterminé au sein des paléosols ou des sables de plage peut sembler différent de celui décrit pour le basalte mélilitique et le lamprophyre frais (Pirsson, 1914b; Peckenham, 1981). Ceci est juste le résultat de la dispersion des phases minéralogiques consécutives aux différentes réactions d'altération de l'édifice volcanique. Une fois ces dernières reconstituées, le cortège minéralogique des sables volcaniques et des lithoclastes peut être rapproché de celui du piton volcanique.

Une seule lame mince provenant du substratum volcanique a été décrite (Annexe 3). La minéralogie déterminée est en accord avec les données de la littérature.

3.6.1.2. Une origine locale des grains volcaniques

La présence de minéraux peu communs (tels la pérovskite) au sein des paléosols, des sables de Whale Bone Bay et du piton volcanique, laisse entrevoir un lien entre les différents cortèges minéralogiques. La pérovskite est un minéral volcanique qui se rencontre dans les roches ignées basiques et de type alcalin. Sa présence à l'intérieur des paléosols est incontestablement liée à une contamination par une source extérieure.

Dans la crique de Whale Bone Bay se trouve la seule évidence bien documentée de sables de plage dont le matériel provient de l'édifice volcanique sous-jacent à l'île carbonatée (Blackburn et Taylor, 1969).

Au vu du seuil de détection de la méthode de diffractométrie des rayons X, la teneur du minéral pérovskite au sein de la matrice pédologique des profils de PBC, SS et ES est au moins de 5 %. Le site de PBC se trouve sur la côte sud et les autres sur la côte nord, à proximité et sur les bords de la crique de Whale Bone Bay. Selon Herwiz et Muhs (1995), l'influence du matériel volcanique sur les paléosols des Bermudes est restreinte à cette crique et ses alentours. Or, notre étude met en évidence la découverte de grains noirs et particulièrement de pérovskite sur la côte sud. De plus, la taille des grains de pérovskite (200 µm) des sables de Whale Bone Bay ainsi que leur densité ($d \sim 4$) laissent supposer qu'ils

n'ont pas traversé l'île par la voie aérienne. Les minéraux de pérovskite détectés sur la côte sud proviennent probablement d'une autre source et non de Whale Bone Bay.

Au cours de notre étude, deux grains de clinopyroxène ont été trouvés au sein des paléosols TP et WBB puis analysés (Fig. 64). Ces pyroxènes isolés sont en tout point exceptionnels car il sont très peu altérés. Leurs compositions est très proche de celle des clinopyroxènes de la série analysée au sein de l'édifice volcanique (Peckenham, 1981) (Fig. 64 et Annexe 3) qui sont des diopsides alumineux, peu communs. Malgré le faible nombre d'analyses dont nous disposons (quatre), les similitudes de composition des pyroxènes pourraient être le reflet des liens qui existent entre les grains trouvés dans les paléosols et le volcan sous-jacent.

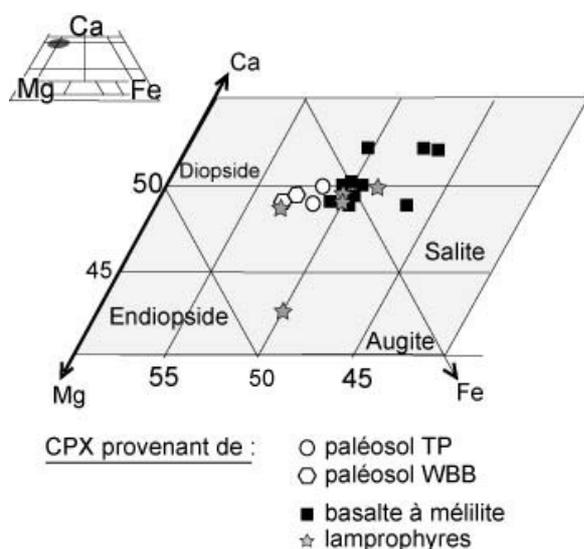


Figure 64 - Comparaison des compositions des pyroxènes provenant de l'édifice volcanique (Peckenham, 1981) et des clinopyroxènes reconnus au sein des paléosols TP et WBB. Leur composition est très proche.

3.6.1.3. Influence du matériel volcanique sur la minéralogie des paléosols

La minéralogie des paléosols des Bermudes est composée de carbonate de calcium, de minéraux argileux (kaolinite, chorite, chlorite/vermiculite), de minéraux phosphatés, d'oxydes et d'hydroxydes de fer et d'aluminium et de quartz. Il est possible d'envisager que ce cortège soit en partie hérité de l'altération des minéraux volcaniques transportés sur l'île.

Le cortège minéralogique hérité

Les formations pédologiques des Bermudes sont en partie constituées de minéraux volcaniques non altérés.

Les minéraux argileux

La présence de chlorite est signalée au sein du piton (Peckenham, 1981) et les roches volcaniques sont connues pour être largement chloritisées et albitisées [(Aumento et Gunn, 1974) ; Gunn, base de données Geokem, source Web]. La chlorite est un minéral sensible à

l'altération car lorsque le lessivage se poursuit, le feuillet brucitique perd un certain nombre de ses cations et s'enrichit en molécules d'eau : on passe alors à la vermiculite, souvent par l'intermédiaire d'interstratifiés ou à des chlorites gonflantes. Les chlorites sont issues des différentes phases d'altération du piton. Les chlorites/vermiculites déterminées au sein des paléosols sont certainement à rapprocher des chlorites/smectites citées par Aumento et Gunn (1974). Le cortège argileux des Bermudes est donc au 2/3 hérité car la chlorite est très sensible à l'altération pédologique.

Le quartz

Il est intéressant de noter que l'origine du quartz dans les sols, les paléosols et dans les sables de plage des Bermudes a pendant longtemps été une énigme [détails dans (Herwitz *et al.*, 1996)]. Le volcanisme des Bermudes étant sous-saturé, il ne contient pas de quartz. Les grains découverts à la surface de l'île peuvent atteindre 5 mm. Seule la fraction inférieure à 63 µm est probablement amenée par les poussières atmosphériques dont la provenance varie en fonction des saisons. L'origine des grains plus gros a été expliquée par un transport dans le plumage et les gésiers des oiseaux migrateurs provenant des côtes américaines (Rueger, 2004).

A la lumière de notre étude, le quartz n'est pas aussi abondant au sein des paléosols des Bermudes que le supposaient les précédents auteurs. Néanmoins, lorsque le quartz est présent au sein d'un profil, il l'est souvent en grande quantité. Les grains de quartz observés à la loupe binoculaire sont souvent translucides et présentent des bords faiblement anguleux (Fig. 65), aspect fort différent de celui des gastrolithes. L'origine des grains de quartz est donc sans doute en partie locale. Cette hypothèse est appuyée par la granulométrie des grains de quartz. Ces derniers présentent des spectres granulométriques proches de celui des grains noirs d'origine volcanique (Fig. 59). Ceci implique probablement un transport et un tri par des processus comparables.

Notons que les sites TP, PBC, HSB, JC, GB et CBSP présentent des teneurs en quartz plus importantes que les autres (~10 % ou plus). Or, ces sites sont parfois associés à une forte teneur en minéraux noirs d'origine volcanique (TP, PBC et HSB).

Il est donc, ici aussi, possible de voir l'influence d'une pollution des formations pédologiques par du matériel volcanoclastique. Au sein de l'édifice volcanique (Peckenham, 1981) et de la lame mince prélevée dans le substratum, le sphène (CaTiSiO_5) apparaît dans des quantités très variables. Or, ce sphène est altéré en des phases titanifères au sein du piton :

Sphène → Rutile + Calcite + Quartz + Pérovskite (Peckenham, 1981)

Cette réaction s'initie généralement avec une augmentation de l'activité du CO_2 . Alors, le quartz apparaît comme un produit secondaire de l'altération du sphène en pérovskite (Peckenham, 1981). Une partie de la fraction de quartz proviendrait donc de matériel

volcanoclastique. Cette hypothèse ne remet pas en question l'apport d'une certaine quantité de grains par les oiseaux.

A)

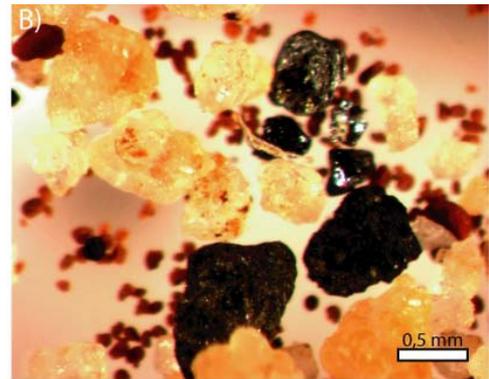


Figure 65 - Détail des grains de quartz prélevés au sein des paléosols des Bermudes. A) 04-ES-01. B) 99-BQ-10. C) 04-TP-02. Les quartz sont souvent translucides et présentent des bords faiblement anguleux.

Dans la réaction décrite ci-dessus, la pérovskite apparaît comme un minéral secondaire et le sphène comme un minéral primaire. Or le sphène est plutôt connu pour être un minéral issu de l'altération des minéraux primaires comme la biotite [(M. Demange, communication personnelle ; (Eggleton et Banfield, 1985)]. Il se peut alors que le quartz soit un produit d'altération du sphène, lui-même produit d'altération des minéraux primaires. Cette réaction est envisageable, mais il est peu probable que la pérovskite, minéral de haute pression, soit un des résidus de la réaction. Le titane est plus probablement intégré à l'anatase, minéral également retrouvé au sein des sables de Whale Bone Bay (Blackburn et Taylor, 1969).

Il est possible que la teneur faible et constante du quartz enregistré dans les paléosols sur toute la surface de l'île soit liée à un apport volcanique et à un apport atmosphérique. Les concentrations locales exceptionnellement importantes, comme sur le site HSB, sont peut-être liées à l'installation d'une colonie d'oiseaux.

L'origine du quartz est donc certainement complexe et non liée à l'existence d'une seule source. En l'absence d'étude plus précise des carottes forées au travers de l'édifice volcanique et d'analyses supplémentaires, l'origine du quartz reste mal contrainte.

La pérovskite

Ce minéral est peu fréquent dans les paléosols des Bermudes. Néanmoins il fut le premier minéral d'origine incontestablement volcanique, à être détecté au cours de la détermination minéralogique des roches totales. Il est hérité et forme près de 5 % de la matrice pédologique des profils de SS et PBC.

Le cortège minéralogique issu de l'altération pédologique du matériel volcanique

Une fois soufflés sur l'île, certains minéraux volcaniques ont subi les processus d'altération pédologique.

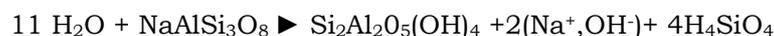
Altération des minéraux silicatés

L'étude de l'évolution du cortège argileux des paléosols des Bermudes montre que la chlorite volcanique est probablement altérée en chlorite/vermiculite et en kaolinite.

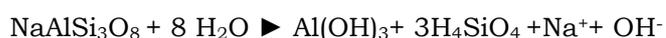
Par ailleurs, l'albite est un des principaux éléments constitutifs du cortège minéralogique du basalte altéré. Sa faible densité (~2,6) a probablement facilité son transport jusque dans les sols. Ces minéraux altérés ont été retrouvés au sein des lames minces de paléosols (Fig. 61C et D).

Si les précipitations sont abondantes, l'albite est un minéral relativement aisé à altérer au sein des sols. La transformation de l'albite en kaolinite et/ou en gibbsite est une réaction bien connue :

Hydrolyse (partielle) de l'albite conduisant à la formation de kaolinite



Hydrolyse (totale) de l'albite conduisant à la formation de gibbsite :



Altération des phosphates

Le principal minéral phosphaté retrouvé aux Bermudes est la crandallite. La crandallite appartient à une famille de minéraux alumino-phosphatés. La crandallite s.s. a pour formule $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{65} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Elle se trouve dans les formations pédologiques des Bermudes dans des concentrations très variables : depuis la trace jusqu'à 75 % de la composition minéralogique totale pour les affleurements de Bierman's Quarry. La crandallite se retrouve dans tous les types d'affleurement : paléosols, karsts et puits de dissolution.

Les dépôts de phosphates sur l'île sont classiquement reliés à la présence des oiseaux et à leurs déjections. Les concentrations de quartz et de phosphate peuvent donc être les traceurs de la même activité : celle des oiseaux. Dans le but de mettre en évidence une

corrélation, les concentrations en quartz et en phosphates ont donc été mises en regard (Fig. 66).

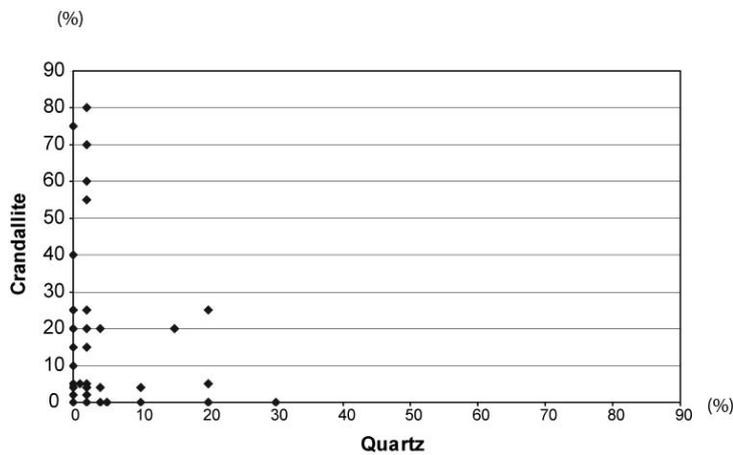


Figure 66 - Comparaison des concentrations en quartz et en crandallite dans l'ensemble des échantillons de paléosols prélevés aux Bermudes.

Sur la base de ce diagramme, il n'existe pas de corrélation entre ces deux éléments. Cependant, à l'intérieur des sols actifs, les phosphates se lessivent et migrent rapidement, contrairement au quartz. Il est possible que nos échantillons riches en quartz soient témoins d'une forte présence aviaire mais que les phosphates engendrés aient été totalement lessivés. Néanmoins, si de tels processus affectaient les profils des Bermudes, une grande quantité de quartz devrait aussi être retrouvée au sein des paléosols non lessivés, encore riches en phosphate. Or, ce n'est pas le cas.

Une hypothèse alternative peut être suggérée car la crandallite est un produit de l'altération de l'apatite, minéral présent dans le volcanisme des Bermudes. La présence de crandallite à l'intérieur de profils d'altération a été étudiée en détail dans les phosphorites du plateau du Thiès (ouest du Sénégal) (Flicotaux, 1982). Dans ces dépôts tertiaires où calcaires et marnes alternent, les apatites (carbonate-fluor) sont altérées en une minéralisation polyphasée avec de la Ca-millisite et différentes générations de crandallite et de wavellite (minéraux de type APS : minéraux Alumino-Phosphato-Silicatés). Ce processus implique un lessivage total du carbonate de calcium (Lucas *et al.*, 1980). Alors les fluides météoriques deviennent plus acides et l'apatite est entièrement détruite pour fournir un cortège d'APS. Si la concentration en phosphate n'est pas très élevée, on assiste à la formation de crandallite et de wavellite. Si la concentration est plus élevée, la montgomeryite se forme (Nriagu et Moore, 1984). La quantité de $Al(OH)_3$ amorphe dans le système d'altération joue un rôle décisif dans la nature du minéral APS qui va se former au cours de l'altération. La formation de la crandallite nécessite donc le lessivage total des carbonates du sol avant sa formation. Ceci confirme que les carbonates actuellement observés dans les paléosols sont apparus après la formation de la crandallite.

Les sols quaternaires devaient donc être décarbonatés. Cette décarbonatation est liée soit à un faible apport de carbonate lors des périodes froides, soit à une intense

décarbonatation. L'absence d'horizon pédologique et d'évolution du cortège argileux laisse supposer que les sols ont subi une faible altération pédologique et donc que le flux en carbonate était faible.

La formation de la nordstrandite ($\text{Al}(\text{OH})_3$) est théoriquement issue de l'altération des minéraux carbonatés et alumineux. Sa présence au sein des paléosols est probablement à rattacher aux processus de formation et d'altération des phosphates de type crandallite qui appartiennent à la famille des A.P.S.

Enfin, notons que l'occurrence de crandallite à l'intérieur de sol de type « terra rossa » est aussi notée sur Christmas Island (Australian Geological Survey, source web). Cet îlot, peut-être un analogue géologique aux Bermudes, est formé par un ancien volcan sous-marin recouvert par différents étages de terrasses carbonatées. Sur les anciens récifs se développent les sols de type « terra rossa » qui sont riches en phosphate de la famille de la crandallite. Les dépôts de phosphate de l'île furent exploités dès la fin du 19^{ème} siècle. Ces dépôts, d'abord attribués à des accumulations de guano, seraient en fait issus des sédiments marins de la lagune. L'origine et la chimie de ces phosphates ne sont pas encore bien connues.

Présence de bio-opales ?

Dans les paléosols il est possible de retrouver des éléments ressemblant à de l'obsidienne. Ils ont été pris pour des verres volcaniques (Blackburn et Taylor, 1969).

Néanmoins, la teneur en silice approche les 65-70 %. Ils sont donc totalement différents des laves des Bermudes analysées par Pirsson (1914b), qui présentent une teneur en silice de 38 %. L'analyse chimique complète démontre que ces grains ne sont pas des laves *s.l.* (Annexe 4). En effet, ils ne contiennent quasiment pas d'aluminium (fait déjà très rare) mais sont très riches en sodium (jusqu'à 22 %) et en potassium. Cette composition est surprenante car lors de l'altération, le sodium et le potassium sont beaucoup plus solubles que l'aluminium. Les résidus d'altération devraient être pauvres en Na et en K et riches en Al. Ces verres sont donc plus probablement des bio-opales ou des phytolithes, produits de l'activité biologique à l'intérieur des sols actifs (Gunn, communication personnelle).

Comme il a été vu précédemment, le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ a été utilisé pour tracer l'origine du matériel source constitutif des paléosols des Caraïbes (Muhs *et al.*, 1987; Muhs *et al.*, 1990). La figure 67 présente les résultats de 14 analyses géochimiques réalisées sur des lithoclastes isolés au sein des paléosols de Bierman's Quarry (BQ), Tucker's Point (TP) et surtout sur le fragment découvert à Swing Bridge (SWB) (Fig. 60D). Les points d'analyse ont été réalisés sur la matrice basaltique altérée. Les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ se distribuent en deux groupes. Le premier présente des valeurs comprises entre 5 et 10, le second des valeurs comprises entre 20 et 25.

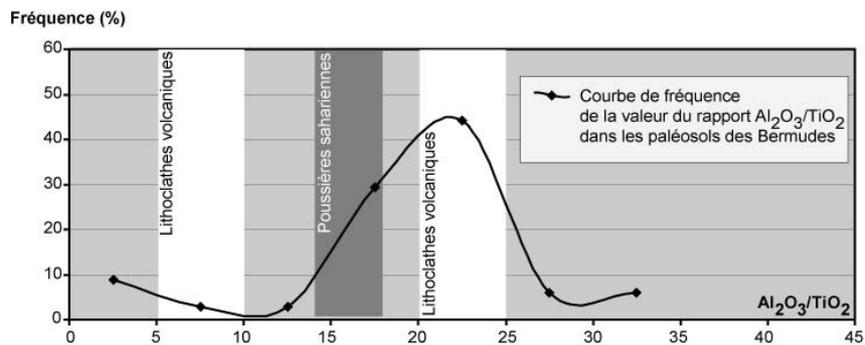


Figure 67 - Comparaison des valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ des paléosols des Bermudes avec les valeurs des poussières sahariennes et du basalte altéré des Bermudes. La fréquence est calculée sur la base de 34 valeurs issues de cette étude et de celle d'Herwitz et Muhs (1995). Les valeurs déterminées sur le lithoclaste sont issues de cette étude ; les valeurs pour la poussière saharienne (Glaccum et Prospero, 1980) sont issues de Herwitz et Muhs (1995). La valeur du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ la plus représentative des paléosols des Bermudes est proche de 22-23. La valeur obtenue pour les paléosols est nettement supérieure à celle des poussières sahariennes. En revanche, cette valeur tombe dans l'un des intervalles de variation de la valeur du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ du lithoclaste de basalte altéré.

Les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ obtenues sur ce fragment de basalte sont comparées à celles obtenues sur les échantillons de paléosols. Les valeurs présentées sont issues des profils BQ, Or, Co et WBB de cette étude ainsi que des valeurs disponibles dans la littérature (Herwitz et Muhs, 1995). La valeur du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ la plus représentative des paléosols des Bermudes est proche de 22-23. Cette valeur est nettement supérieure à celle des poussières sahariennes. En revanche, cette valeur se situe dans l'un des intervalles du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ du lithoclaste de basalte altéré.

Ces résultats confirment que la géochimie des paléosols des Bermudes est plus proche de celle de l'édifice volcanique sous-jacent que de celle des poussières sahariennes.

La minéralogie de l'édifice volcanique sous-jacent à l'archipel des Bermudes est complexe. Les études précédentes ont montré que sa partie superficielle avait été intensément altérée (Aumento et Gunn, 1974). Le basalte mélilitique a été spilitisé et chloritisé. Son cortège minéralogique est dominé par l'albite, la chlorite et la calcite.

Les grains noirs retrouvés au sein des formations pédologiques de l'archipel proviennent de ce volcanisme local. En revanche, le cortège minéralogique de ces éléments et des sables de Whale Bone Bay n'est pas représentatif de la composition initiale du piton. Le minéral le plus abondant au sein de ces sables est la pérovskite (CaTiO_3), minéral présent au sein du piton mais en faible quantité. Les précédents auteurs estiment que la teneur en titane des sols des Bermudes est trop basse pour que ces sols soient issus de l'altération du substratum volcanique (Bricker et Mackenzie, 1970; Herwitz et Muhs, 1995; Herwitz *et al.*, 1996). En effet, ils se basent sur une concentration en titane élevée du socle des Bermudes. Cette hypothèse est liée à la très forte teneur en titane des grains de sables noirs de Whale Bone Bay, considérés sans doute à tort comme représentatifs de tout l'édifice.

La comparaison des minéralogies du piton basaltique altéré et des paléosols permet de mettre en évidence l'influence du matériel volcanique sur les formations pédologiques de l'archipel.

Ainsi, il est possible de distinguer deux types de cortège minéralogique au sein des paléosols : le cortège hérité et le cortège altéré. Le premier est composé par des minéraux volcaniques : la chlorite, la chlorite/vermiculite ; la pérovskite et probablement le quartz. Le second est formé par les produits d'altération des minéraux volcaniques. En effet l'apport des minéraux volcaniques a probablement eu lieu lorsque les sols étaient encore vivants. Dans ce cas, ces minéraux allochtones ont été soumis à l'altération pédologique. Il en résulte la constitution d'un cortège pédologique composé de kaolinite, de crandallite, de nordstrandite, de gibbsite. Au sein des paléosols, le cortège volcanique hérité et le cortège pédogénétique cohabitent.

La complexité de la minéralogie des paléosols de l'archipel est liée à un apport de matériel volcanique d'origine locale et non à l'altération des poussières sahariennes. Ces conclusions de l'étude minéralogique sont appuyées par les analyses géochimiques. En particulier, les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ont montré que les paléosols des Bermudes pouvaient être considérés géochimiquement plus proches du basalte altéré que des poussières sahariennes.

3.7. Les facteurs contrôlant la formation et le développement des paléosols des Bermudes

3.7.1. LA NATURE DU MATERIEL SOURCE

3.7.1.1. Un matériel préalablement altéré

Les analyses présentées montrent que les paléosols des Bermudes contiennent de nombreux minéraux (gibbsite, crandallite, kaolinite) généralement rapportés à l'altération pédologique très avancée. Or, les mêmes profils sont riches en minéraux volcaniques de la famille des chlorites, minéraux primaires très sensibles à l'altération pédologique.

Le taux d'altération des sols était probablement inférieur au taux d'accumulation du matériel volcanique local. Ce phénomène provoque d'une part la constitution d'une minéralogie directement héritée du volcanisme (chlorite et chlorite/vermiculite) et d'autre part la cohabitation de minéraux frais et de minéraux altérés. Le matériel source du sol est renouvelé à chaque nouvelle arrivée de matériel volcanique. Les grains volcaniques ont certainement subi une altération superficielle. Ce mode d'altération pénétrative permettrait de préserver un cœur sain, riche en minéraux de la famille des chlorites.

De plus, le matériel source des paléosols des Bermudes est formé à partir d'une roche volcanique déjà altérée, au rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ déjà faible. Sous l'effet de l'altération pédologique, les minéraux de la famille des chlorites ou les plagioclases comme l'albite vont très vite se décomposer et aboutir aux termes ultimes de l'altération (minéraux type kaolinite et gibbsite). Cette altération est beaucoup plus efficace à partir de ces minéraux sensibles et déjà altérés. Donc, la présence de minéraux très évolués dans les paléosols s'explique plus probablement par la nature de la roche mère que par l'agressivité exceptionnelle du climat quaternaire des Bermudes.

Dans le but de tester cette hypothèse, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ a été établi sur le lithoclaste trouvé dans le profil de Swing Bridge (SWB). Les valeurs ainsi obtenues ont ensuite été intégrées dans le diagramme initialement proposé par les auteurs précédents (Herwitz et Muhs, 1995) (Fig. 68). Ce diagramme démontre clairement que la valeur du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ du basalte altéré est inférieure à celle des poussières sahariennes.

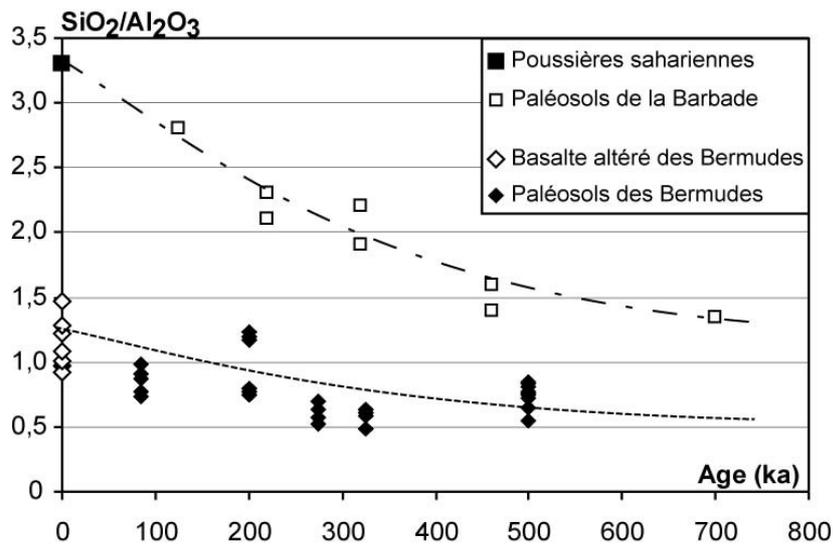


Figure 68 - Comparaison des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des poussières sahariennes (Glaccum et Prospero, 1980; Muhs *et al.*, 1990) et du basalte altéré des Bermudes issues de cette étude, avec celles des formations pédologiques de la Barbade (Muhs *et al.*, 1990; Herwitz et Muhs, 1995) et des paléosols des Bermudes (cette étude et Herwitz et Muhs, 1995). On note que les rapports des paléosols des Bermudes s'inscrivent dans une évolution à partir du basalte altéré.

Ainsi, il est possible d'expliquer les différences dans les valeurs des indices géochimiques entre les paléosols des deux archipels par l'existence d'un matériel source différent. L'évolution du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en fonction de l'âge depuis la poussière saharienne jusqu'aux paléosols les plus anciens de la Barbade est cohérente. De même cette évolution en fonction de l'âge est cohérente aux Bermudes à partir des valeurs trouvées sur le lithoclaste du paléosol SB. Le taux de décroissance du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est alors plus important à la Barbade qu'aux Bermudes. Il traduit un taux de lessivage plus important au sud, dans les parties équatoriales qu'à la limite nord de la ceinture tropicale, résultat en accord avec les observations actuelles. Ceci permet donc de replacer les paléosols des Bermudes de manière cohérente dans le contexte paléoclimatique quaternaire. Le paradoxe relevé par Herwitz et Muhs (1995) se résout si l'on considère que les paléosols des deux archipels se sont formés à partir de matériels sources différents.

3.7.1.2. Un apport de matériel volcanique plus lointain ?

Un certain nombre de minéraux qui composent le cortège minéralogique des sables de Whale Bone Bay et des grains présents dans les profils n'ont jamais été décrits au sein de l'édifice volcanique. Ces minéraux sont les suivants : chromite, épidote, ilménite, or, grenat, hornblende, disthène, muscovite, orthoclase, rutile, staurotide, tourmaline, zircon (Sayles, 1931; Ruhe *et al.*, 1961; Blackburn et Taylor, 1969). Notons qu'il est également possible d'inclure le quartz au sein de cette liste. Au cours de cette étude, seuls la chromite et le grenat, trouvés dans les paléosols et dans les résidus de Whale Bone Bay, ne sont pas connus au sein du piton volcanique.

Les analyses présentées dans cette étude montrent que la composition des chromites est singulière : les chromites analysées sont des chromites alumineuses. Ces minéraux se

trouvent d'ordinaire dans les complexes mafiques/ultra-mafiques, comme le Skaargard (Groenland) ou le Bushwell (Afrique du Sud). Ce type de volcanisme est en tout point opposé au volcanisme de point chaud tel celui que l'on rencontre aux Bermudes. Il faut donc trouver une autre origine aux chromites alumineuses.

Sayles (1931) et Rueger (2004) laissent supposer que ces minéraux auraient pu atteindre l'île grâce aux oiseaux, aux méduses ou aux radeaux que constituent les algues appelées « Sargasso Grass ».

Une autre hypothèse peut être avancée. Il est peut-être possible de faire parvenir ce cortège minéralogique depuis les masses continentales jusque sur l'archipel grâce aux débâcles d'icebergs. Cette hypothèse nécessite que :

- un iceberg s'accroche sur les Bermudes. Or ce phénomène est statistiquement peu probable compte tenu de la taille réduite de l'archipel;
- la limite connue de la progression des icebergs lors des débâcles soit repoussée vers le sud de 10° en latitude. En effet, la limite connue s'arrête vers 40°N [détails et références dans Lang Farmer *et al.* (2003)] alors que les Bermudes se trouvent vers 30°N ;
- les icebergs franchissent le courant chaud du Gulf Stream pour atteindre l'archipel. En effet, ce courant semble avoir été ralenti, mais pas détourné, lors des périodes glaciaires (Lynch-Stieglitz *et al.*, 1999).

Il faut souligner à quel point le volcanisme des Bermudes est mal connu. La synthèse bibliographique a montré que ce volcan n'avait été l'objet que de trois études différentes : celle de Pirsson (1914b) est fondée sur des chutes de forage, celle de Aumento et Gunn (1974) n'a pas été conduite à terme (Gunn, communication personnelle), et celle de Peckenham (1981) est centrée sur une carotte de seulement 90 m de long. Le matériel disponible pour ces études ne comprenait que la partie superficielle du volcan et le diamètre des carottes restreint la vision latérale des phénomènes.

Enfin, notons que les sables volcaniques de Whale Bone Bay se trouvent dans une zone où de nombreux anciens ballasts de bateaux ont été retrouvés (présence de granitoïdes, de ponce, de roches présentant des stries glaciaires). Il est donc possible que les dépôts actuels de cette formation aient été contaminés par l'action de l'homme.

Les analyses minéralogiques effectuées montrent que les poussières atmosphériques ne sont pas la principale source de matériel à l'origine de la formation des paléosols des Bermudes. La constitution de la minéralogie de ces formations est liée à l'apport local de matériel volcanique. Cependant, ce volcan est aujourd'hui immergé ou enfoui sous les sédiments carbonatés.

3.7.2.1. La proximité du matériel volcanique

L'apport de matériel volcanique au sein des sols est possible car les roches volcaniques sont en réalité très proches des zones émergées. Ce phénomène s'explique par la combinaison de plusieurs facteurs.

Malgré l'érosion oligocène (ou éocène) le sommet du volcan a conservé une topographie irrégulière. Ainsi, en face des docks Esso de l'île St-George, le volcan n'est recouvert que par 2 m de sédiments (W. Sterrer, communication personnelle). En outre, les Bermudes constituent le système carbonaté le plus septentrional de l'Atlantique. L'usine à carbonates n'est ainsi pas aussi efficace que sous les basses latitudes. De plus, ces sédiments carbonatés meubles sont régulièrement « évacués » par les ouragans. Après de fortes tempêtes, un panache de sédiments peut s'étendre sur 40 km au large de la plate-forme. Enfin, la sédimentation carbonatée est circonscrite à la plate-forme, il n'y a pas d'apport silico-clastique car les Bermudes sont entourées de profondes plaines abyssales. En dessous de la zone photique, circonscrite par l'isobathe 100 m, le piton ne doit pas être recouvert par une importante épaisseur de sédiments.

L'étude des carottes a montré qu'une importante couche de sables volcanoclastiques, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, repose entre le substratum volcanique et les premiers dépôts carbonatés (Pirsson, 1914b) (Fig. 69 et Fig. 2 pour la localisation). Ces sables ont été arrondis par l'action d'une érosion et d'un transport sous-marin. Ce matériel volcanoclastique est probablement à l'origine des dépôts actuels de Whale Bone Bay et des plages de Coney Island où, les lendemains de tempête, les minéraux lourds constituent le cordon de haut de plage. La présence de cette couche de sable volcanoclastique, meuble, probablement déjà altéré, ne peut que favoriser l'apport de matériel jusque sur les zones émergées.

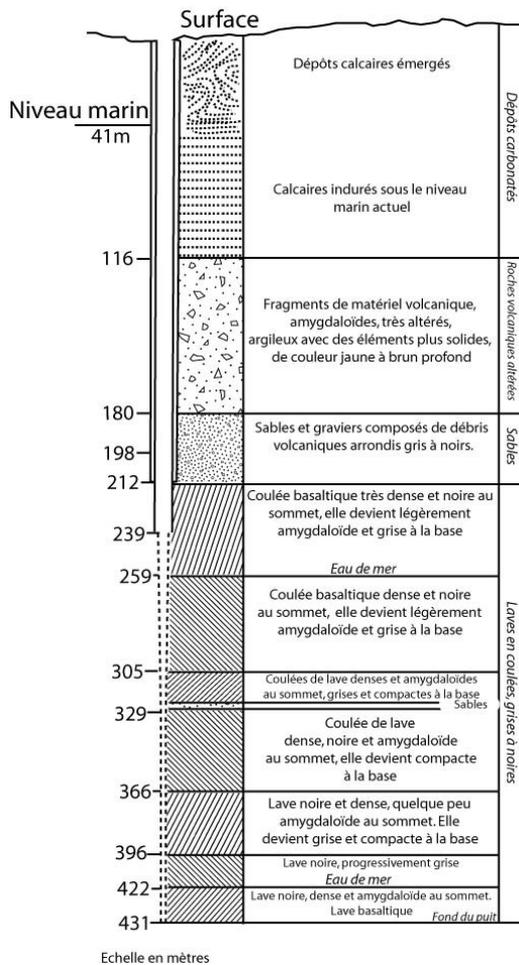


Figure 69 - Détails de la carotte forée à Gibb's Hill lighthouse (Pirsson, 1914a).

Il est possible que le forage de Pirsson (1914b) ait percé un cône détritique à l'exutoire d'un conduit karstique. Les processus de karstification des dépôts carbonatés sont arrêtés au contact des roches volcaniques (Fig. 70). Alors, les torrents karstiques circulent à l'interface entre les deux formations et érodent l'encaissant basaltique. Ce processus est aujourd'hui visible sur les îles Mariannes (J.E Myroie, communication personnelle).

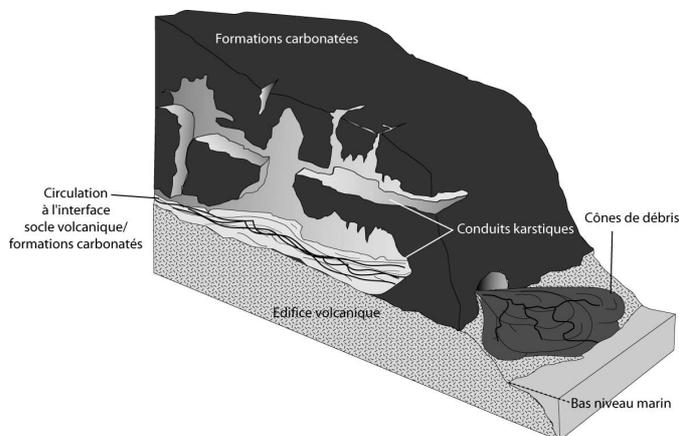


Figure 70 - Schéma simplifié du dépôt des cônes de débris, probablement enrichis en matériel volcanique consécutivement à la circulation karstique à l'interface roche volcanique/roche carbonatée. Modifié d'après http://geoscape.nrcan.gc.na/nanaimo/ksrst_e.php

3.7.2.2. Un phénomène de déflation éolienne

L'apport de matériel volcanique dans les sols n'est pas le résultat d'éruptions volcaniques et d'émissions de cendres. En effet, les indices de la contamination qui ont été retrouvés sont des grains irrégulièrement répartis dans la matrice pédologique et non organisés en niveaux de cendres. De plus, il est connu que l'activité volcanique s'est arrêtée au Miocène, bien avant que ne débute le dépôt des faciès quaternaires que nous étudions. Enfin, la forme sub-arrondie des grains suggère un transport sous-aquatique du matériel volcanique.

Par ailleurs, la minéralogie des argiles des paléosols des Bermudes est relativement homogène. Elle se distribue dans le temps et dans l'espace sans différence notable. Sur le terrain, les paléosols sont souvent d'aspect homogène, malgré leur minéralogie très évoluée. Le partage des horizons pédologiques est souvent invisible à l'œil nu et sur les analyses minéralogiques. La formation des sols est un phénomène continu. Seulement, dans les cas communs, la quantité de matériel source évolue à mesure que le sol se développe formant des horizons. Ici, l'absence de front laisse supposer que l'apport en matériel source est un phénomène continu. Il est même possible de considérer que l'apport de matériel frais est plus rapide que la maturation du sol puisqu'il en reste des traces.

Un processus homogène et continu de contamination des sols permet d'écarter l'hypothèse selon laquelle des phénomènes de tempêtes, voire de tsunamis, auraient transporté du matériel volcanique immergé sur l'île. En effet, un tsunami laisserait des traces caractéristiques dans le paysage. Ces raz-de-marée auraient par endroit provoqué des dépôts irréguliers de matière et par endroit été à l'origine d'une certaine érosion. De petites irrégularités ont été observées dans les paléosols mais elles sont toujours associées à l'occurrence de fragments de charbon de bois et probablement liées à des phénomènes de colluvionnement d'importance locale.

Il est possible de présenter une hypothèse alternative. En effet, les plus importantes formations carbonatées des Bermudes, les éolianites, se sont déposées sous l'action du vent. Il est donc possible d'envisager un transport éolien du matériel volcanique depuis les affleurements de substratum jusqu'aux paléosols. Les grains volcanoclastiques sont transportés par traction/saltation jusqu'au moment où, trop lourds et/ou piégés par la végétation, ils sont fixés à la verticale du profil.

Ce mode de transport explique l'homogénéité de la minéralogie des paléosols. Néanmoins, à l'heure actuelle, le substratum volcanique des Bermudes n'apparaît pas. Il est donc nécessaire d'intégrer la dynamique de formation des paléosols au sein de l'histoire quaternaire de l'archipel et de faire intervenir les variations eustatiques.

3.7.2.3. Variations du niveau marin au cours du Quaternaire et contamination des paléosols

L'intégration de la formation des paléosols des Bermudes au sein de la dynamique sédimentaire de l'île est synthétisée par la figure 71.

Au cours des temps quaternaires, la plate-forme des Bermudes a été particulièrement sensible aux variations du niveau marin liées aux successions des cycles climatiques. En particulier, lors des maxima glaciaires, les bas niveaux marins auraient atteint 120 m (Imbrie *et al.*, 1984) sous le niveau marin actuel, soit 20 m sous les limites de la plate-forme situées vers - 100 m [détails dans Vacher et Rowe (1997)]. Ces régressions ont eu pour effet la création d'une vaste île haute, dont la superficie atteignait 1000 km² (en lieu et place de 56 km² actuellement) (Hearty *et al.*, 2004). L'émersion de la plate-forme a provoqué l'arrêt de la production carbonatée locale.

De plus, les modèles de dépôt suggèrent que les éolianites carbonatées se sont formées pendant et surtout à la fin des périodes interglaciaires (Hearty et Kindler, 1995; Vacher et Rowe, 1997). En particulier au début de la régression lorsque la mer, en reculant, laisse à l'air libre une grande quantité de sable carbonaté meuble. La mobilisation du matériel sous forme d'éolianite a dû se faire rapidement, avant que les eaux météoriques ne cimentent les faciès carbonatés. Cette mobilisation des grains de carbonates a donc « décapé » la plate-forme de son recouvrement. Au vu du volume de carbonate mobilisé dans les éolianites, de grandes épaisseurs de couverture ont été déplacées, laissant ainsi à découvert des fenêtres de soubassement volcanique (Fig. 71).

Une fois le stock de carbonates épuisé, le potentiel d'abrasion des vents n'a pas diminué. La déflation éolienne s'est poursuivie affectant le piton volcanique désormais découvert. De plus, il est probable que le vent ait cessé de mobiliser des grains de carbonate et ait commencé à transporter des grains de matériel volcanoclastique. Ce raisonnement est appuyé par la dynamique actuelle de l'île : aujourd'hui, en plein interglaciaire, il n'y a pas de formation de dunes de grande taille aux Bermudes.

Ce mécanisme de formation explique probablement pourquoi les grains noirs se retrouvent préférentiellement au sommet des dunes carbonatées. Blackburn et Taylor (1969) ne relèvent que très peu de matériel volcanique au sein des éolianites, le transport des grains volcaniques intervenant après celui des grains de carbonates. De plus, le transport éolien explique que seuls des grains de petite taille soient retrouvés. En effet, ces minéraux volcaniques ayant une densité élevée, seule une petite partie d'entre eux sont mobilisables par le vent.

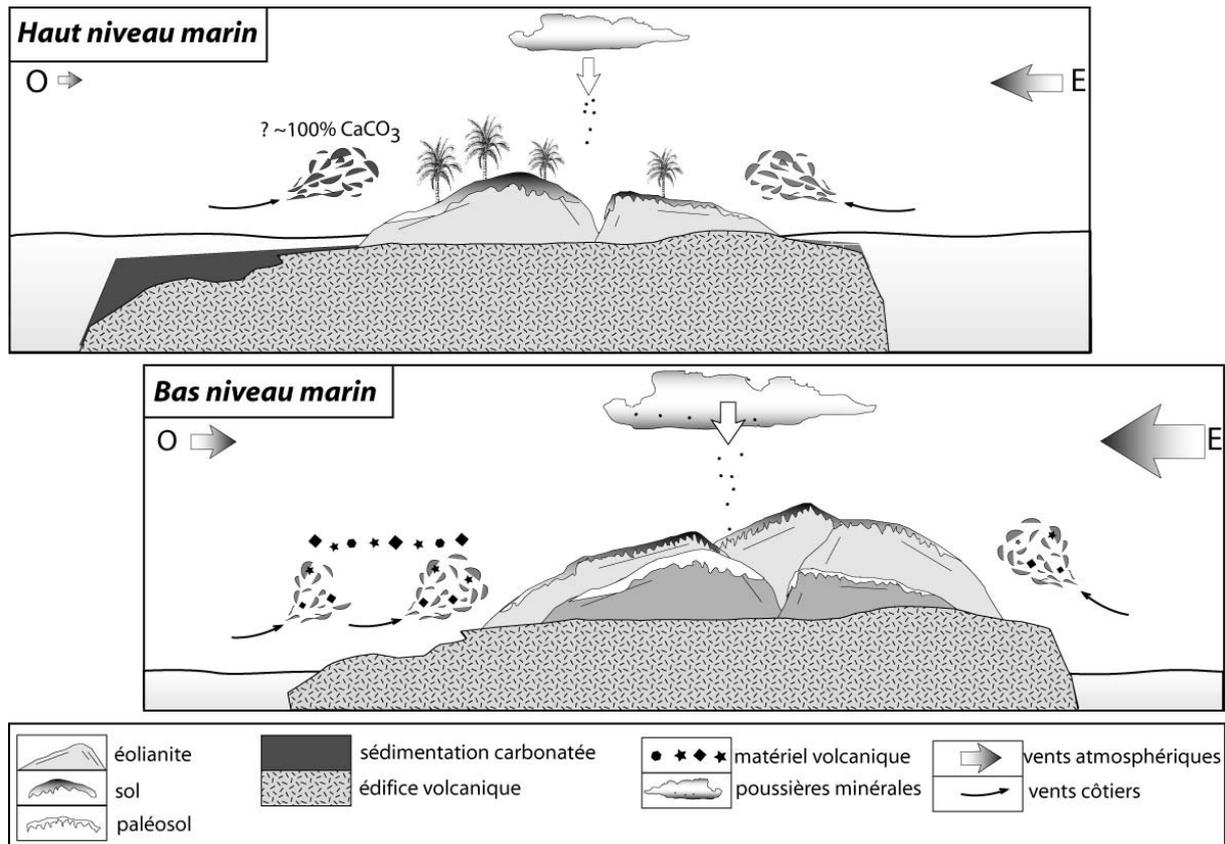


Figure 71 - Apport de matériel volcanique en fonction des variations quaternaires du niveau marin.

Consécutivement à la régression, l'apparition de falaises de basalte pendant le maximum glaciaire a sans doute joué un rôle important dans la contamination des sols. En effet, au cours du maximum glaciaire, l'île devait être cernée par de hautes falaises de basalte. Ces falaises, soumises à l'altération marine, ont été érodées. La formation d'éboulis a fourni une importante quantité de matériel frais potentiellement mobilisable. La mobilisation du matériel volcanique a dû intervenir juste après la régression, peut-être même avant la formation des sols.

Au cours d'un épisode majeur de régression, la déflation éolienne épuise le stock de carbonates et atteint le socle volcanique. Alors, la concentration de grains d'origine volcanique augmente dans les nuages de matériel mobilisé. Ces grains finissent par former une couche enrichie en matériel volcanique qui nappe le sommet des éolianites. A partir de ce moment-là, l'évolution du sol sur un substratum enrichi peut commencer. Cette maturation est amenée à continuer tout au long du cycle glaciaire/interglaciaire subséquent. Au cours de cette période, l'apport en carbonate au sein des sols a dû être restreint. En effet la majorité du carbonate est stocké sous la forme d'éolianite et la plateforme étant en grande partie découverte, la production carbonatée a dû fortement diminuer.

La mort d'un sol étant provoquée par la progradation des dunes carbonatées, sa durée de maturité dépend essentiellement de son emplacement dans le paysage, de l'importance

des transgressions interglaciaires et de la formation des éolianites associées. Ainsi, entre les stades 26 et 11, soit pendant environ 400 ka, les transgressions qui se sont succédées étaient de faible importance. Le niveau marin demeurant sous le niveau marin actuel, les paléosols de cette époque se trouvaient en altitude. Or, il a été démontré que les éolianites ne migrent jamais très loin de leur plage d'origine (Vacher *et al.*, 1995). Protégés d'un recouvrement, les sols ont continué à se développer et ont formé de profondes entailles dans le paysage de l'époque (station ESSO, Castle Harbour Hotel). Par opposition, les hauts niveaux marins de la fin du Pléistocène (MIS 11, 9, 7, 5) présentaient des amplitudes comparables entre elles et comparables au niveau marin actuel. Les sols développés pendant les périodes glaciaires intermédiaires étaient « étouffés » à chaque nouvelle transgression par ennoisement et/ou au début de chaque régression lors du recouvrement par les éolianites.

Notons que les cordons de minéraux lourds n'apparaissent que sur le site de Whale Bone Bay. Or, il semble que l'apport de minéraux détritiques au sein des paléosols était un phénomène généralisé sur l'île. D'autres cordons de minéraux lourds devraient être retrouvés au sein des dépôts de plage fossiles présents sur l'île. Or, de tels niveaux ne sont jamais signalés. Ceci est peut-être lié au fait que les niveaux de plages étudiables aujourd'hui sont issus de dépôts d'interglaciaires pendant lesquels le niveau des océans était comparable ou supérieur à l'actuel.

3.7.2.4. Tri densitaire du cortège minéralogique issu du volcan et contamination des sols

Dans les chapitres précédents, la complexité de la minéralogie du piton volcanique des Bermudes a été présentée (Chapitre 1, paragraphe 1.4). L'apport de matériel volcanique provient probablement de la partie superficielle et altérée du volcan. Il s'agit donc des parties les plus spilitisées du piton dont le cortège minéralogique est composé d'albite, de chlorite, de smectite, d'interstratifiés chlorite/smectite, de phosphate, de sphènes altérés, de calcite et peut être de quartz (Aumento et Gunn, 1974). La roche volcanique fraîche qui se trouve dans les profondeurs du volcan a probablement eu un impact modéré sur la minéralogie des sols des îles.

Les sables de Whale Bone Bay sont issus de l'altération du piton volcanique, mais ils ont subi un important tri dans la zone de battement des vagues. Ce phénomène explique la prépondérance des grains de pérovskite dont la densité est la plus élevée (pérovskite : $d = 4$; basalte : $d = 2,7$ à $2,9$). Les proportions des différents minéraux à l'intérieur des sables de Whale Bone Bay ne sont donc pas représentatives de celles du piton volcanique.

Les minéraux denses contenus dans le cortège minéralogique du volcan sont piégés dans les vasques de la crique de la Whale Bone Bay. Les minéraux plus légers ont pu être soufflés sur l'île. Une hiérarchisation par densité des principaux minéraux présents au sein de l'édifice volcanique des Bermudes est présentée au sein du tableau X. Elle n'est

qu'indicative car certains minéraux présentent une composition et donc une densité extrêmement variable (la chlorite par exemple).

Tableau X - Classement pas densité des principaux minéraux non carbonatés présents au sein de l'édifice volcanique des Bermudes. R.X. : déterminée par diffractométrie des rayons X (source des densités : www.webmineral.com). La limite entre les minéraux « lourds » et les minéraux « légers » est placée aux alentours des densités 3,2 à 3,5 (représentée dans le tableau par une ligne).

Occurrence			Minéraux	Densités des minéraux	Moyenne
Paléosols		Sables			
Grains	R.X.	Whale Bone Bay			
■	■	■	Leucite	2,4 - 2,5	2,45
			Albite	2,62	2,62
			Quartz	2,62	2,62
			Méililite	2,9 - 3	2,95
			Chlorite	2,6 à 3,4	3
			Biotite	2,9-3,4	3,15
			Apatite	3,19	3,19
■	■	■	Augite	3,2 - 3,6	3,4
			Sphène	3,3 - 3,6	3,45
			Diopside	3,5	3,5
			Spinelles	3,57 - 3,72,	3,64
			Olivine	3,2-4,3	3,75
			Goethite	3,3 - 4,3	3,8
			Anatase	3,8 - 3,9	3,85
			Grenat	3,9	3,9
			Pérovskite	4	4
			Grenat	4,19	4,19
■	■	■	Ilménite	4,5-5	4,75
			Ulvöspinelle	4,77	4,77
			Chromite	4,5 - 5,09	4,79
			Magnétite	5,1-5,2	5,15

Ce tableau illustre la prépondérance des minéraux « lourds » au sein des sables de Whale Bone Bay. Il illustre également la coexistence de minéraux lourds et de minéraux moins denses au sein des paléosols. Les minéraux légers ont été plus facilement soufflés sur l'île que les minéraux lourds. Le cortège minéralogique susceptible d'être soufflé sur l'île est composé de leucite, albite, quartz, méililite, chlorite, biotite, apatite et augite tandis que celui piégé au sein des sables est constitué par la magnétite, la chromite, le grenat et la pérovskite. La limite entre les minéraux « lourds » et les minéraux « légers » est placée aux alentours des densités 3,2 à 3,5. En effet, le sphène ($d \sim 3,5$) est abondant dans les sables de plage et beaucoup moins abondant dans les sols. Les sols sont riches en minéraux phosphatés peut-être issus de l'apatite. Le tri gravitaire décrit est certainement perturbé par les tempêtes qui sont susceptibles de transporter les grains, même les plus gros et les plus denses, sur toute la surface de l'île.

Notons que l'albite et la chlorite, principaux minéraux constitutifs de la fraction altérée de l'édifice volcanique, présentent des densités relativement faibles qui ont dû favoriser leur transport jusque sur l'île. Une fois sur la surface, ils ont été intégrés aux sols et ont participé à la constitution de leur minéralogie.

3.7.3. LE FLUX DE PARTICULES ATMOSPHERIQUES

Les paléosols des Bermudes enregistrent un apport important de minéraux volcaniques. Cet apport s'ajoute au flux de poussières atmosphériques. La plupart de ces poussières, qu'elles proviennent des continents américain ou africain, sont riches en illite (Svensson *et al.*, 2000). Or, ce minéral n'est jamais détecté au sein des formations pédologiques des Bermudes. Il est possible que les minéraux d'origine continentale aient été totalement lessivés au sein des paléosols des Bermudes. Néanmoins, cette hypothèse nécessite que l'altération pédologique aux Bermudes ait été plus intense que sur les îles des Bahamas et de la Barbade. Or, notre étude montre que les formations des Bermudes n'ont pas subi une pédogénèse d'une telle intensité.

Deux processus peuvent être invoqués pour expliquer l'absence d'illite au sein des paléosols des Bermudes.

- Le flux de poussières atmosphériques est dilué par l'apport de matériel volcanique. De ce fait la composante éolienne est invisible par la méthode de diffractométrie des rayons X.
- Le panache de poussières sahariennes a migré vers le sud pendant les étés des périodes glaciaires. Ce phénomène s'accompagne d'une modification des zones sources et donc de la minéralogie des poussières.

3.7.3.1. Une dilution de la composante aérosol ?

Il est possible que l'illite n'ait pas été détectée par la méthode de diffraction des rayons X. En effet, cette méthode a un seuil de détection de ~5 % (M. Thiry, communication personnelle). Donc, si la composante principale des paléosols des Bermudes est dépourvue d'illite, et si elle représente plus de 95 % des apports de minéraux non carbonatés, l'illite restera invisible. Notons que l'édifice volcanique des Bermudes est sous-saturé. Il ne contient quasiment pas de muscovite et représente donc une source de matériel dépourvu d'illite.

Les valeurs du taux de sédimentation des poussières atmosphériques varient d'un ordre de grandeur en fonction des méthodes utilisées (Tab. VII). Les flux de poussières sont extrêmement variables et présentent plusieurs échelles de variation imbriquées : entre les périodes glaciaires et interglaciaires, entre l'été et l'hiver et entre deux épisodes d'arrivée de poussières. Dans la région, le seul enregistrement géologique du flux éolien a été déterminée par Eaton (1986). La valeur moyenne du taux de sédimentation des poussières est de 0,03 m/m²/100 ka, mais la valeur maximale enregistrée correspond à un flux 7,5 fois plus

important. Cette valeur ne sera pas retenue car l'origine exclusivement saharienne du matériel étudié peut être discutée (Chapitre 4).

Le taux de sédimentation actuel des poussières au-dessus de l'archipel varie de 0,05 à 0,07 m/m²/100 ka (Prospero et Nees, 1987; Jickells *et al.*, 1998; Goudie et Middleton, 2001) (Tab. VII). Donc, en considérant la teneur actuelle de l'illite au sein des poussières (60 %) (Glaccum et Prospero, 1980) et le taux d'accumulation moyen des poussières, il serait possible d'estimer un flux moyen actuel d'illite de ~ 0,03 m/m²/100 ka au-dessus des Bermudes.

Par ailleurs, les calculs effectués sur les paléosols des Bermudes montrent qu'ils enregistrent un flux moyen de minéraux non carbonatés (I.R., Insoluble Residue) de près de 0,2 m/m²/100 ka. Cette valeur a été obtenue sur la base des données minéralogiques de 21 profils sélectionnés et ramenés à 100 ka sur la base du modèle stratigraphique de Vacher *et al.* (1989). Un taux d'accumulation de minéraux non carbonatés de ~0,2 m/m²/100 ka implique que le flux d'un minéral non carbonaté soit de ~ 0,01 m/m²/100 ka pour que ce minéral soit détectable par la méthode de diffractométrie de rayons X (Tab. XI).

Tableau XI - Taux moyen de minéraux non carbonatés calculé pour 100 ka au sein des paléosols des Bermudes.

Paléosols	Minéraux non carbonatés (I.R.) (%)*	Epaisseur (m)	Taux d'accumulation des I.R. (m/m ²)*	Limite de détection I.R. (m)
GBRT	32	0,70	0,22	~ 0,01
Moyenne Bermudes†	36 ± 30	0,4± 0,4	0,18	~ 0,01

*Sans les phosphates, considérés d'origine organique

† Moyenne sur 21 profils sélectionnés : pas de colluvions, pas de puits de dissolution ou de remplissage de karsts, pas de profil des intervalles Q_{tu}/Q_w et/ou Q_{tl}/Q_w (problèmes de datation).

Le flux moyen de particules au-dessus des Bermudes est faible en comparaison du flux total de minéraux non carbonatés enregistré par les formations pédologiques. La source locale de matériel volcanique constitue la majeure partie de l'apport de matériel allochtone au sein des paléosols des Bermudes. Le flux actuel d'illite (0,03 m/m²/100ka) peut être considéré comme proche de la limite de détection de la méthode de diffractométrie des rayons X (0,01 m/m²/100ka).

Ces calculs démontrent que le flux moyen actuel de poussières sahariennes constitue un apport de minéraux non carbonatés mineur pour les paléosols des Bermudes. Dans de telles conditions, le minéral illite, seul traceur de la contribution atmosphérique, peut demeurer invisible. En revanche, les périodes froides, caractérisées par une augmentation d'un facteur 2 à 3 du flux de poussières sahariennes (Kolla *et al.*, 1979; Grousset *et al.*,

1998) devrait permettre la détection du minéral illite au sein des paléosols des Bermudes. Or, tel n'est pas le cas.

3.7.3.2. Une migration du panache estival de poussières sahariennes ?

Nos résultats, qui suggèrent que les flux quaternaires d'illite au-dessus des Bermudes n'étaient pas supérieurs à ceux de la période actuelle, sont en contradiction avec les modèles paléoclimatiques actuels (Grousset *et al.*, 1998). Une migration vers le sud du panache de poussières sahariennes écarterait la trajectoire principale du nuage de poussières de l'archipel des Bermudes. En effet, l'archipel se trouve déjà à la limite nord de l'influence des alizés. Cette hypothèse avancée par Kolla *et al.* (1979) est reprise par Boardman *et al.* (1995) (Fig. 31) mais discutée par Grousset *et al.* (1998).

Cette modification de la trajectoire des panaches de poussières s'accompagne d'une modification de la composition minéralogique de la poussière. Cette modification est liée à la migration de la zone source. Selon de nombreux auteurs, (Boardman *et al.*, 1995; Prospero, 1996; Caquineau *et al.*, 2002), les zones sources du nord du Sahara sont plus riches en illite que les zones sud. Ainsi, pendant les périodes glaciaires, il est possible que des poussières sahariennes appauvries en illite passent au sud de l'archipel. L'absence de l'illite dans les paléosols des Bermudes est cohérente avec cette modification du système atmosphérique. Notons que les paléosols des Bahamas et de la Barbade contiennent de l'illite ou ses produits d'altération. Ces paléosols ont été formés par l'altération des poussières sahariennes estivales. Donc, même si la composition des poussières est modifiée pendant les périodes glaciaires, l'illite reste une composante majeure. Il n'y a pas disparition de l'illite dans les poussières sahariennes. A la lumière de l'étude des paléosols des Bermudes, il est donc possible d'envisager une migration vers le sud du panache de poussières sahariennes pendant les périodes glaciaires. Il prendrait sa source plus au centre du Sahara, contrairement au panache actuel qui prend sa source dans les régions nord (Algérie, Lybie, Tunisie, Egypte) (Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002; Grousset et Biscaye, 2005).

3.7.3.3. Discussion et conclusions

Les études minéralogiques menées sur les poussières atmosphériques montrent qu'elles contiennent pour la plupart une importante teneur en illite quelque soit leur continent d'origine (Biscaye, 1965; Glaccum et Prospero, 1980; Chamley, 1989; Svensson *et al.*, 2000). L'illite est donc le principal traceur de l'apport éolien. L'absence de ce minéral au sein des paléosols des Bermudes peut s'expliquer par une dilution du flux atmosphérique sous l'importance de l'apport local de matériel volcanique si ce flux reste stable ou diminue au cours des temps quaternaires.

Or, ceci apparaît en totale contradiction avec les modèles paléoclimatiques actuels qui s'accordent sur une augmentation du flux de poussières lors des périodes froides (détail dans Grousset *et al.*, 1998). Il est alors possible que nos résultats témoignent d'une évolution singulière, encore mal connue, du panache de poussières sahariennes estival des périodes glaciaires. Ce dernier peut soit garder une intensité constante, soit voir sa trajectoire migrer vers le sud. Cette migration écarterait alors le nuage de poussières de l'archipel, ce qui déboucherait sur une diminution du flux total au-dessus des Bermudes. De plus, les zones sources en poussières situées plus au sud sont moins riches en illite que les zones nord. Ceci aurait pour conséquence de diminuer en particulier le flux d'illite.

Or, cette hypothèse de la migration du panache de poussières sahariennes a été discutée puis rejetée par Grousset *et al.* (1998). Leurs résultats se fondent sur l'analyse géochimique de la composante détritique des sédiments marins de la marge ouest-africaine. Les valeurs isotopiques du Sr et du Nd y sont comparées à celles de divers affleurements du socle ouest-africain. Alors, aucune variation latitudinale des vents n'est observée lors du dernier maximum glaciaire.

Soulignons que tous les échantillons analysés sur le continent africain se trouvent à l'ouest de 0°E. Tous se situent au Maroc, au Sahara occidental, en Mauritanie, au Sénégal, en Guinée et dans la partie occidentale de l'Algérie. Ces zones ne correspondent pas aux zones sources actuelles des poussières sahariennes qui parviennent aux Caraïbes lors des mois d'été (Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002) (Fig. 72). De plus, les prélèvements marins se trouvent dans une zone où sont susceptibles de se mélanger les poussières d'été et d'hiver.

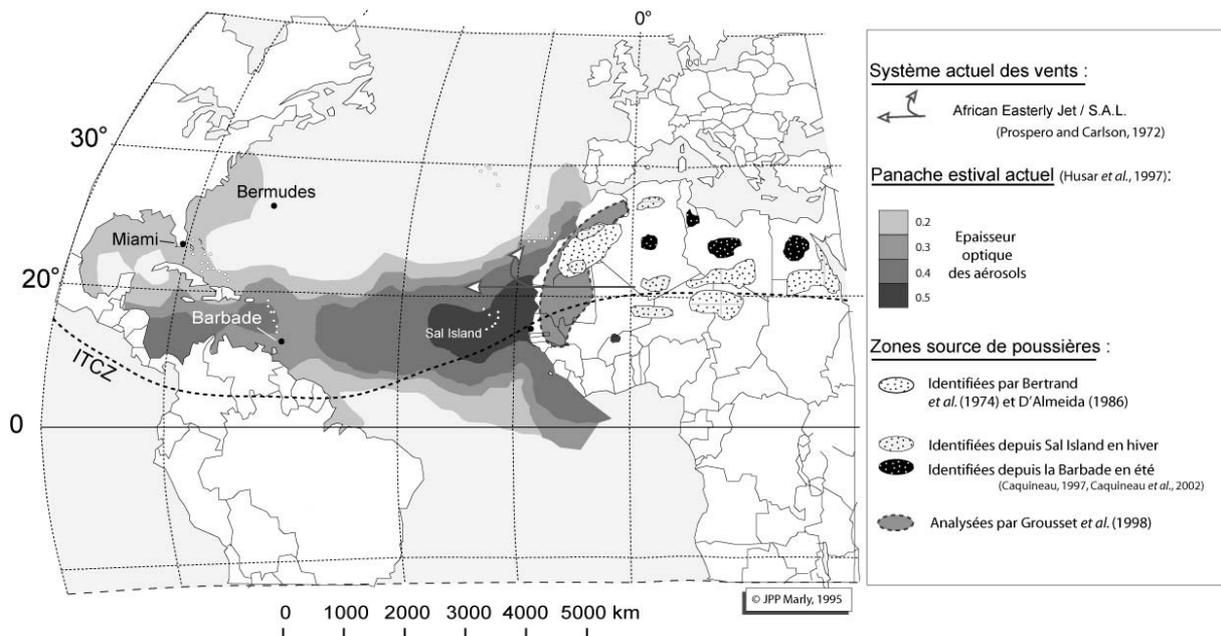


Figure 72 - Trajectoire actuelle du panache estival de poussières sahariennes. Les zones sources de ces poussières actuelles se trouveraient à l'est de 0°E. Les études menées par Grousset *et al.* (1998) sur les variations du régime passé des vents sahariens se focalisent sur des zones sources situées à l'ouest de ce méridien. Elles témoigneraient alors plutôt des variations du panache hivernal de poussières.

Il est donc possible que les variations affectant les flux glaciaires de poussières sahariennes des mois d'été soient moins bien contraintes que celles affectant les poussières des mois d'hiver. En l'absence de données supplémentaires, il est impossible de donner plus d'information sur les flux et trajectoires quaternaires du panache de poussières. L'étude d'analogues, tels les paléosols des Bahamas ou de la Barbade, et la réalisation d'analyses complémentaires devraient permettre de préciser si le panache de poussières sahariennes d'été a vu sa trajectoire et sa composition modifiées au cours des temps quaternaires.

3.8. Conclusions du chapitre

Les paléosols quaternaires des Bermudes sont des formations pédologiques qui présentent un degré d'altération avancé. Leur minéralogie est composée de carbonate de calcium, de minéraux argileux, de minéraux phosphatés, d'oxydes et d'hydroxydes de fer et d'aluminium.

L'hypothèse d'une minéralogie héritée des poussières sahariennes a été proposée pour expliquer la minéralogie complexe des paléosols des Bermudes. Cependant, de nombreux éléments chimiques abondants dans les paléosols (titane, phosphate) sont rares dans les poussières atmosphériques. De plus, le cortège argileux des paléosols n'est pas constitué par l'illite et ses produits d'altération. Or, l'illite est l'un des principaux minéraux transportés par les poussières. En revanche, les paléosols enregistrent un apport important de matériel volcanique. Ce matériel est issu de basaltes chloritisés et albitisés de l'édifice sous-jacent (Fig. 73).

Le volcanisme local est riche en minéraux ferromagnésiens, en phosphates, en oxydes. Tous ces minéraux ou leurs phases d'altération se retrouvent dans les paléosols et participent à l'élaboration d'une minéralogie complexe composée d'un cortège volcanique hérité (chlorite, chlorite/vermiculite, pérovskite et peut-être quartz) et d'un cortège issu de l'altération du matériel volcanique (kaolinite, gibbsite, peut-être la crandallite et la nordstrandite).

La maturation des sols se fait à partir de matériel volcanique déjà altéré, probablement suite à une première histoire éruptive complexe et un passage dans l'eau de mer. Elle explique alors le degré de maturité atteint par les paléosols des Bermudes. La contamination sous forme de grains explique la cohabitation des minéraux « frais » comme les minéraux argileux de la famille des chlorites et les minéraux marqueurs d'une altération très poussée comme la gibbsite. En effet, l'altération mobilise en premier lieu la surface extérieure du grain. Le cœur va se retrouver enrobé et protégé par une gangue de minéraux très altérés. De plus, la roche mère des paléosols des Bermudes est renouvelée à chaque apport de matériel volcanique. Cet apport est plus important que le taux d'altération des sols vivants. Ceci permet la cohabitation de matériel frais et de matériel altéré. Ce phénomène permet également d'expliquer la relative homogénéité dans la minéralogie des paléosols des Bermudes. En effet, cette dernière semble presque indépendante de l'âge et de la durée de maturité du sol. Ce paradoxe pédologique s'explique par le continu renouvellement du matériel source. Or, le matériel volcanique est aujourd'hui immergé. Seule l'intégration des processus de développement des paléosols dans la dynamique climatique quaternaire permet de proposer un mécanisme de contamination.

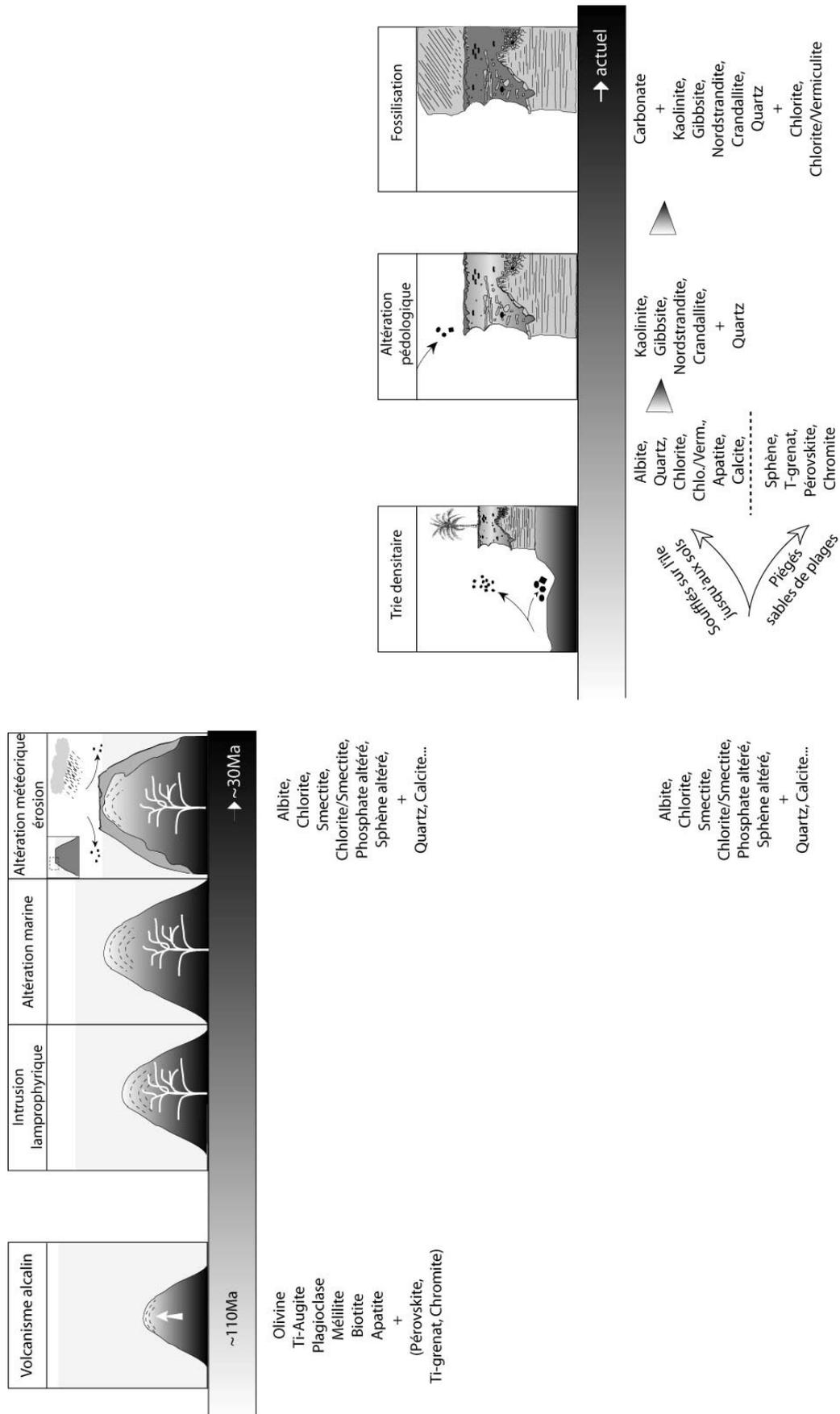


Figure 73 - Synthèse de l'évolution du cortège minéralogique du piton volcanique des Bermudes depuis le basalte méllitique frais jusqu'aux minéraux soufflés sur l'île et intégrés aux unités pédologiques.

En effet, l'archipel étant isolé au milieu de l'Atlantique, sa dynamique sédimentaire est particulièrement sensible aux fluctuations eustatiques. Il est probable que le transport des grains volcanoclastiques intervienne après les grandes phases de mise en place des éolianites carbonatées.

Les sols se sont développés en fonction de leur position topographique. Les sols situés en hauteur sont protégés de la progradation des dunes tandis que les sols des zones basses sont rapidement étouffés. Les sols les plus hauts bénéficient donc d'une durée d'exposition et d'un degré de maturation supérieurs. Le développement des sols a donc certainement recouvert un cycle climatique complet, d'une régression à une autre. Nous supposons donc ici que les sols se sont développés pendant les périodes glaciaires et pendant les périodes interglaciaires. L'interruption de la maturité des sols n'étant liée qu'à des « accidents » (ennoisement par la montée des eaux ou recouvrement par une dune), elle est donc dépendante de facteurs de station.

Ces résultats permettent d'affirmer que les poussières atmosphériques originaires du Sahara ne constituent pas la principale source de matériel à l'origine des paléosols des Bermudes. L'apport atmosphérique est dilué et masqué par l'apport de matériel volcanique local. Néanmoins, l'absence de illite, principal minéral traceur de l'apport atmosphérique, laisse supposer une modification majeure de la nature et de la trajectoire du panache de poussières sahariennes au cours des périodes glaciaires. Les résultats de notre étude sont en accord avec la théorie de la migration du panache vers le sud au cours des périodes glaciaires (Kolla *et al.*, 1979; Boardman *et al.*, 1995). Cette migration écarte le panache de l'archipel et débouche sur une diminution de la concentration en illite du nuage de poussières. Néanmoins, l'absence d'illite ne constitue pas une preuve de cette migration et l'étude des paléosols bahamiens, analogues des paléosols des Bermudes, devrait permettre de préciser la nature des modifications qui affectent le système atmosphérique quaternaire.

Chapitre 4. Les paléosols des Bahamas

4.1. Introduction

Les îles de l'archipel des Bahamas sont composées par une alternance de dépôts carbonatés et de paléosols quaternaires. Ces derniers ne se sont pas uniquement formés par dissolution de l'encaissant carbonaté (McCartney et Boardman, 1986; Boardman *et al.*, 1995) mais sont également issus de l'altération de matériel allochtone. L'isolement de l'archipel laisse supposer que seul le matériel éolien est susceptible d'atteindre les îles et de contribuer à la formation des unités pédologiques. Les précédentes études ont montré que le matériel à l'origine de la formation des paléosols des Bahamas provenait essentiellement du Sahara (Syers *et al.*, 1969; Muhs *et al.*, 1990; Boardman *et al.*, 1995).

Le cortège minéralogique des Bermudes était lui aussi supposé issu de l'altération des poussières nord-africaines (Bricker et Prospero, 1969; Bricker et Mackenzie, 1970). Ainsi, un de nos objectifs était de comparer l'évolution de la minéralogie des sols sous l'effet du gradient climatique existant entre les deux archipels. Cependant notre étude a montré que les paléosols des Bermudes sont principalement issus de l'altération d'un matériel volcanique d'origine locale.

Néanmoins, la région des Bahamas demeure une zone privilégiée pour notre étude du flux de poussières et donc de l'évolution du système atmosphérique quaternaire. Nos travaux s'inscrivent dans la continuité des travaux de thèse de Nawratil-De Bono (2005). Ces derniers offrent une description détaillée, macromorphologique et micromorphologique, des principales formations pédologiques rencontrées sur l'île d'Eleuthera et fournissent des données minéralogiques.

Un de nos objectifs a été de proposer une série d'interprétations aux données minéralogiques acquises lors de la thèse de Nawratil-De Bono (2005) afin de :

- préciser les facteurs contrôlant l'évolution du cortège minéralogique des formations pédologiques ;
- remonter à la trajectoire des vents troposphériques quaternaires transportant les poussières à l'origine de la formation des sols.

Dans un premier temps nous résumerons les travaux de thèse de Nawratil-De Bono (2005) en reprenant une description sommaire des formations pédologiques d'Eleuthera. Ensuite, nous détaillerons la minéralogie de certains profils caractéristiques de cette île que nous comparerons aux données disponibles dans la littérature sur l'île de San Salvador.

Enfin, les données minéralogiques acquises dans les archives continentales que constituent les formations pédologiques seront comparées à l'enregistrement marin dans le but de préciser la nature et l'origine du flux de matériel parvenu aux Bahamas au cours du Quaternaire.

4.2. Les sites étudiés

4.2.1. LOCALISATION DES SITES ETUDIÉS

Notre étude s'est focalisée sur l'île d'Eleuthera. C'est en partie sur cette île que fut établie la stratigraphie de Hearty et Kindler (1993), Kindler et Hearty (1997) et Hearty et Kaufman (2000) (Fig. 74). L'échantillonnage s'est concentré dans la partie nord de l'île. Dans cette région, l'érosion marine de hautes falaises permet d'excellentes conditions d'affleurements, y compris pour les niveaux les plus anciens.

Les échantillons présentés dans ce manuscrit sont ceux des études menées par Nawratil-De Bono (2005) au cours de sa thèse (Tab. XII).

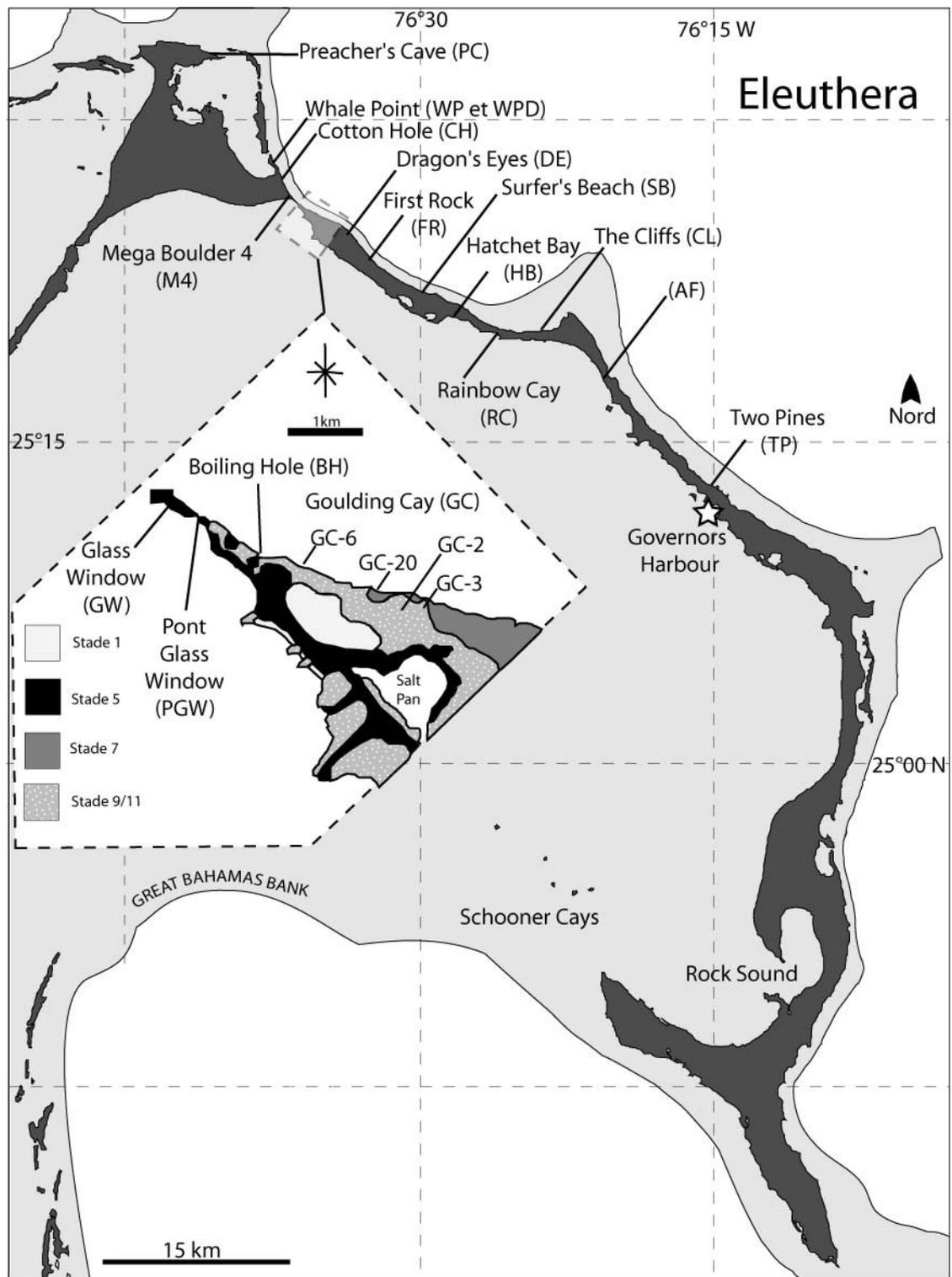


Figure 74 - Localisation des sites étudiés sur l'île d'Eleuthera, Bahamas et carte géologique (Kindler et Hearty, 1997; Hearty, 1998), modifiée.

Campagne	Echantillon	Site
1998	AF	
1998	BH	Boiling Hole
1995	CH	Cotton Hole
1995/1998	CL	The Cliffs
1998	DE	Devil's Hole
1998	FR	First Rock
1995/1998	GC	Goulding Cay
1998	GW	Glass Window
1998	PGW	Pont Glass Window
1998	HB	Hatchet Bay
1998	M4	Mega Boulder 4
1998	PC	Preacher's Cave
1995	RC	Rainbow Cay
1998	SB	Surfer's Beach
1995	TP	Two Pines
1998	WP	Whale Point
1995	WPD	Whale Point Drive

Tableau XII - Liste des sites étudiés sur l'île d'Eleuthera, Bahamas. L'âge et la durée d'exposition dépendent de l'échantillon. Les données sont disponibles en Annexes 4 et 5.

4.2.2. INTERVALLES DE TEMPS ECHANTILLONNES

Les paléosols étudiés sur l'île d'Eleuthera sont intégrés au sein de la stratigraphie de Hearty et Kindler (1993), Kindler et Hearty (1996) (Fig. 75 ; Tab. IV).

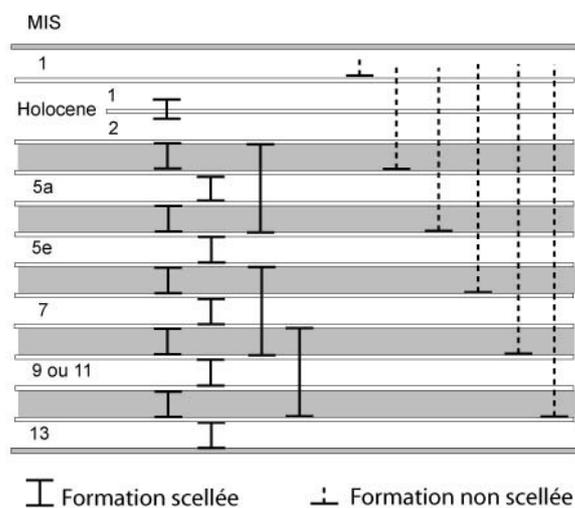


Figure 75 - Intervalles de temps étudiés au travers des paléosols échantillonnés sur l'île d'Eleuthera. Chaque symbole représente un intervalle de temps échantillonné grâce à une formation pédologique. Les formations scellées et non scellées sont distinguées. MIS : Marine Isotope Stage.

Deux grandes catégories de formations pédologiques sont décrites (Fig. 75).

1) La première est formée par les **paléosols clairement scellés** dont la durée d'exposition est aisément estimable (différence d'âge entre la formation supérieure et la formation inférieure). Notons qu'au sein des paléosols scellés, apparaissent :

- a) des paléosols qui se sont développés pendant un interstade (ex : intervalle MIS 5a/MIS 5e) ;

b) des paléosols qui se sont développés pendant plusieurs périodes glaciaires et interglaciaires (ex : intervalle MIS 7/MIS 13) ;

c) des paléosols qui se sont développés pendant un seul stade interglaciaire (ex : intervalle intra MIS 7).

2) La seconde est formée par les **paléosols non scellés**. Dans ce cas, la durée d'exposition du paléosol est inconnue. Elle sera ici maximisée et assimilée à la durée qui sépare l'âge de la formation encaissante à l'actuel.

4.3. Méthode d'étude des paléosols

4.3.1. ECHANTILLONNAGE

Notre étude bénéficie des travaux préliminaires, et donc des échantillons d' I. Cojan, P. Kindler, C. Nawratil-De Bono et T. Michaud (Michaud, 1999; Nawratil-De Bono, 2005). Autant que possible, les sols actuels n'ont pas été échantillonnés. Le prélèvement de sols encore actifs, s'il a eu lieu, était involontaire. Notons que l'anthropisation de l'île d'Eleuthera est peu marquée. L'absence totale d'industrie ou d'agriculture et le faible développement des réseaux de communication rendent peu probable une contamination des sols par les activités humaines.

Au total, plus de 500 échantillons ont été prélevés au cours des différentes campagnes.

4.3.2. ANALYSES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

Les échantillons analysés et présentés ici sont repris des études menées par Nawratil-De Bono (2005) au cours de sa thèse.

Dans un premier temps, la composition en roche totale de 170 échantillons de sols d'Eleuthera a été déterminée par Nawratil-De Bono au Centre des Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris. La minéralogie des argiles a été entreprise sur les remplissages karstiques d'Eleuthera (30 échantillons dont 15 sans résultats interprétables), les plus riches en minéraux argileux.

Au cours de la thèse de Nawratil-De Bono (2005), 128 échantillons ont en outre été analysés par la méthode d'ICP-AES à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne (Annexes 1 et Annexe 5). Ceci dans le but de comparer la géochimie des formations pédologiques avec la géochimie du matériel des zones sources étudiées. Les éléments majeurs et les éléments traces ont été déterminés sur les poudres de roches totales. De telles analyses permettent de déterminer les rapports en éléments majeurs et en particulier les rapports en éléments immobiles.

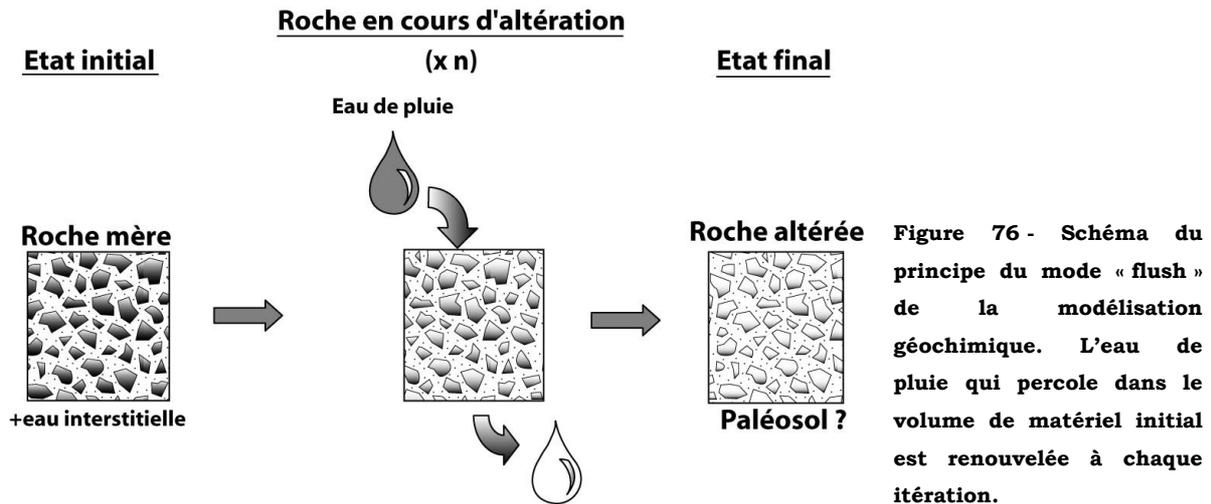
4.3.3. LA MODELISATION GEOCHIMIQUE

4.3.3.1. Principe

Les modélisations géochimiques ont été effectuées au Centre des Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris par J.M. Schmitt. Le modèle utilisé au cours de cette étude est le modèle CHESS. Le code CHESS (Van der Lee, 1998) permet le calcul de la spéciation d'un système géochimique, c'est-à-dire la détermination des concentrations et des activités des diverses espèces chimiques présentes dans les différentes phases (aqueuses, solides et gazeuses). La saturation de la solution vis-à-vis de certains minéraux ou gaz est également calculée. CHESS peut également être utilisé de manière pseudodynamique dans le but d'étudier

l'évolution du système chimique en fonction de la variation de certaines contraintes d'équilibre.

Dans le but de simuler les phénomènes de lixiviation, le mode « flush » a été utilisé : l'eau de pluie qui percole dans le volume de matériel initial est renouvelée à chaque itération (Fig. 76)



Le modèle CHESS permet de simuler une réaction de lixiviation. A chaque pas de temps, une quantité préalablement fixée de roche mère est altérée par une quantité préalablement fixée d'eau. L'altération de la roche mère est fonction de sa composition, de l'importance de la pluie efficace et de sa composition, de la température et de la durée (Van der Lee, 1998). Les paramètres qui contrôlent l'évolution du modèle et le développement des formations pédologiques de l'archipel (climat, nature de la roche mère) sont donc proches.

La modélisation géochimique reproduit alors :

- l'ordre de disparition des minéraux primaires ;
- l'ordre d'apparition des minéraux secondaires ;
- la succession de paragenèses résultant du rééquilibrage progressif de la roche mère avec les eaux d'infiltration.

Elle permet donc d'approcher les phénomènes d'altération pédologique, en particulier la lixiviation. Le volume initial de matériel sera assimilé à la roche mère des paléosols, le volume d'eau à l'eau de pluie efficace et le matériel altéré aux paléosols.

4.3.3.2. Limites de la méthode de modélisation

Le programme CHESS est un outil qui permet de simuler les réactions qui sont thermodynamiquement possibles. Les réactions conditionnées par l'interaction entre le vivant et le minéral ne sont pas prises en compte dans la version utilisée du programme. Cette fonctionnalité est actuellement en cours de développement (Parmentier, 2006).

Le programme se fonde sur des bases de données qui contiennent les propriétés thermodynamiques des minéraux. Or, dans le cas des Bermudes et des Bahamas, de nombreux minéraux peu communs ont été retrouvés dans des proportions importantes (interstratifiés chlorite/vermiculite, crandallite, kutnahorite). Ces minéraux, pourtant très importants au sein des systèmes étudiés, ne sont pas présents dans les bases de données disponibles. Il faut alors raisonner à partir de minéraux de la même famille et/ou de composition proche.

De plus, la fiabilité des données reportées au sein des bases de données thermodynamiques peut être très inégale (J.M. Schmitt, communication personnelle).

Les modélisations réalisées sont basées sur les données disponibles, qui sont le plus souvent issues des études sur le système actuel. Ainsi, elles utilisent la composition actuelle des eaux de pluie au-dessus des Bermudes, celles des poussières sahariennes et la température moyenne actuelle. Ces données, qui sont les seules disponibles, ne sont probablement pas représentatives de la période quaternaire. En effet, au cours du dernier million d'années, la Terre a passé dix fois plus de temps en période glaciaire qu'en période interglaciaire.

4.4. Description des formations pédologiques

Dans le cadre de cette étude, nous nous appuyerons sur les résultats acquis lors de la thèse de Nawratil-De Bono (2005) qui présente une description macro et micromorphologique fine des sols. Nous présentons ici une brève synthèse de ces travaux.

4.4.1. DESCRIPTION MACROMORPHOLOGIQUE

4.4.1.1. Interaction avec l'encaissant

Les croûtes calcaires

Souvent, mais ce n'est pas systématique, l'interface entre la formation pédologique et son encaissant est marquée par une croûte carbonatée. Notons que, malgré la présence de croûtes, les roches carbonatées sous-jacentes montrent parfois des évidences de pédogénèse (traces de racines). Différents types de croûtes ont été rencontrés.

- **Les croûtes d'origine biologique.** Elles sont de couleurs brunes à orangées. Ces croûtes suivent et nappent la topographie. Leur structure en réseau est typique (Fig. 77A). Leur épaisseur ne dépasse pas 5 cm. La structure convexe de la croûte laisse supposer une croissance vers le haut. Ces structures évoquent la croissance d'un tapis algaire héliophile. Ces formations sont issues de l'activité biologique des cyanobactéries. Ces croûtes ont donc été formées en surface par des processus biochimiques. Elles sont recouvertes par les sols lors de la conquête du milieu par la végétation. Il est donc possible de les retrouver à l'interface paléosol/substratum (Fig. 77B).
- **Les croûtes d'origine diagénétique superficielle.** Ces croûtes, épaisses de 1 à 4 cm, sont de couleur crème. Elles se forment par dissolution et re-précipitation des grains carbonatés en surface. Ce phénomène se traduit en coupe par une structure laminée concave (en ménisque) qui laisse supposer une formation pluriphasée sous le contrôle de processus gravitaires. Les traces observées sur le terrain montrent que ces croûtes se forment par lithification d'un sable calcaire qui provient probablement de la plage. Il est possible de retrouver des empreintes fossiles à la surface de ces croûtes (Fig. 77C). Elles correspondent probablement aux traces laissées par les stolons des plantes colonisatrices dans le sable meuble (Fig. 77D). Ces croûtes semblent se développer après la lithification du substratum et avant l'installation du sol.

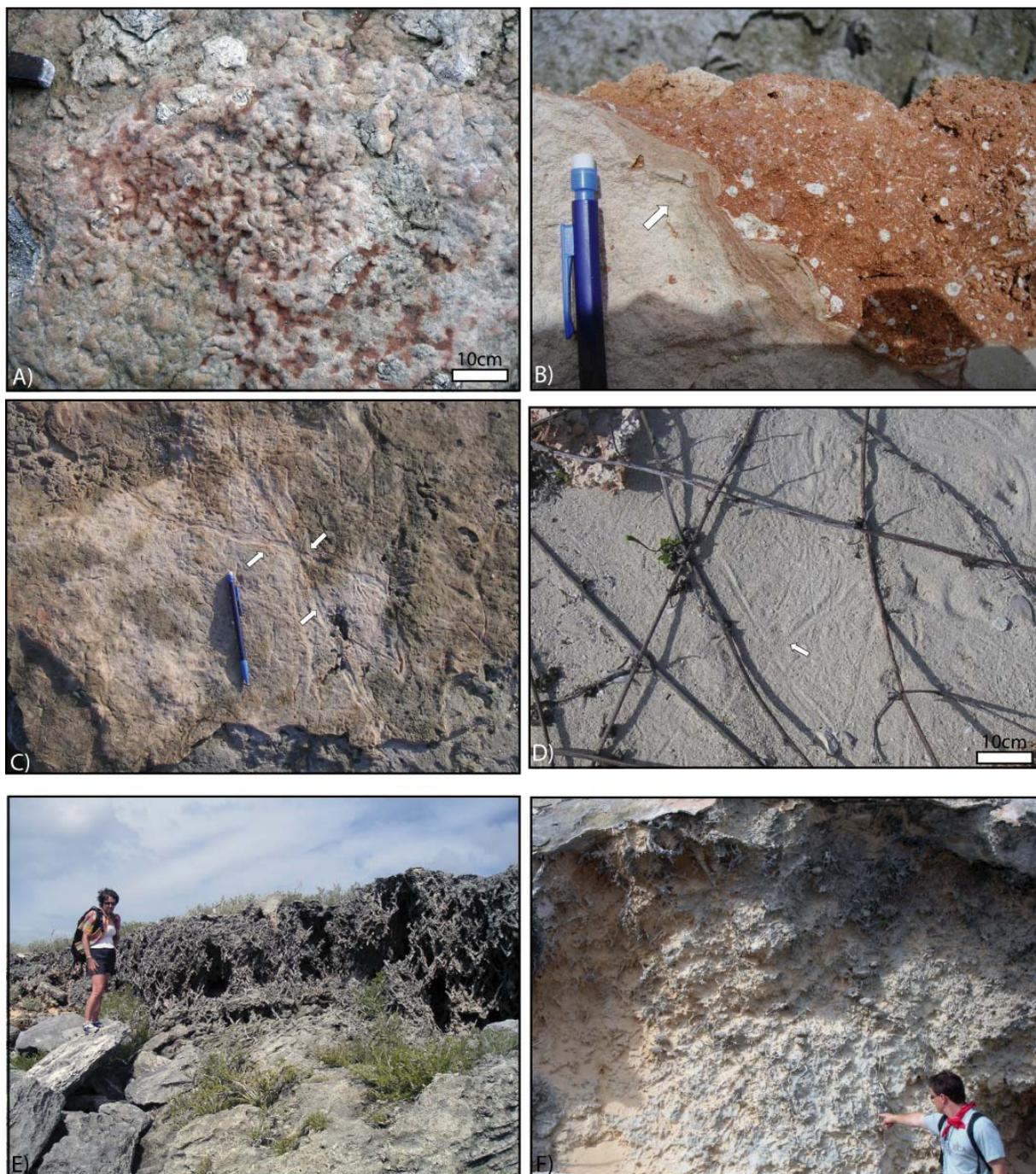


Figure 77 - Croûtes calcaires rencontrées au Bahamas. A) croûte d'origine biologique, l'aspect en réseau est caractéristique (Hatchet Bay, Eleuthera). B) croûte présentant une structure convexe probablement issue de la croissance d'un tapis algair héliophile (The Cliffs, Eleuthera). C) croûtes diagénétiques avec traces fossiles des stolons (Boiling Hole, Eleuthera). D) stolons et traces de stolons des plantes pionnières actuelles, probables équivalents des traces observées sur la photo C (Boiling Hole, Eleuthera). E) croûtes rhizogéniques formées par le réseau de rhizoconcrétions (Whale Point Drive, Eleuthera). F) pénétration du réseau racinaire fossile (The Gulf, San Salvador).

- **Les croûtes rhizogéniques.** Ces croûtes sont liées à la pénétration de racines à l'intérieur des sols (Fig. 77E). Parfois, les rhizoconcrétions pénètrent profondément à l'intérieur de l'encaissant carbonaté. Ces observations peuvent être interprétées comme le résultat d'un développement sur un substrat encore meuble et la recherche de nappes d'eau profondes (Fig. 77F).

Les croûtes calcaires constituent une des premières phases de l'altération de la roche calcaire par des processus de surface.

Impact du paléosol sur son encaissant

Deux types de formations ont un **impact négligeable** sur leur encaissant.

Les protosols (Fig. 78A et Fig.78 B) : il s'agit d'horizons carbonatés meubles dépourvus de structures pédologiques qui pénètrent très peu ou pas du tout leur substratum. Leur épaisseur varie de 30 cm à plusieurs mètres et leur couleur varie depuis le blanc (couleur du carbonate de calcium) au rouge/orangé très peu prononcé.

Les dépôts de colluvions (Fig. 78C) : ce sont des formations argilo-sableuses de couleur rouge intense. Elles présentent d'importantes variations latérales d'épaisseur et une absence de structures pédologiques distinctes.

Les autres formations pédologiques ont un **impact plus marqué** sur leur encaissant.

- 1) **Les paléosols** : il s'agit d'unités sablo-argileuses plus évoluées [paléosols sablo argileux et argileux *sensu* Nawratil-De Bono (2005)] (Fig. 79A et Fig. 79B). Ils forment des horizons d'épaisseur variable (de 10 à 50 cm) et de couleur rouge. L'impact des paléosols sur leur encaissant se traduit par une pénétration des structures pédologiques (jusqu'à 50/100 cm) soulignée par la présence de racines et de fronts d'altérations (Fig. 79C). Parfois il est possible d'observer un débit du substratum en parallépipèdes. En effet, les processus pédologiques se propagent le long de conduits verticaux et horizontaux probablement issus des réseaux racinaires initiaux et entraînent le démantèlement du substratum (Fig. 79D).
- 2) **L'épikarst** : il correspond à un degré plus avancé de l'altération de l'encaissant par les processus pédologiques. Il est caractérisé par la formation de poches de dissolution remplies de matière pédologique. La dimension de ces structures est généralement métrique (Fig. 79E). Il semble que ces poches constituent la plus importante réserve de matériel pédologique argileux de l'île d'Eleuthera.

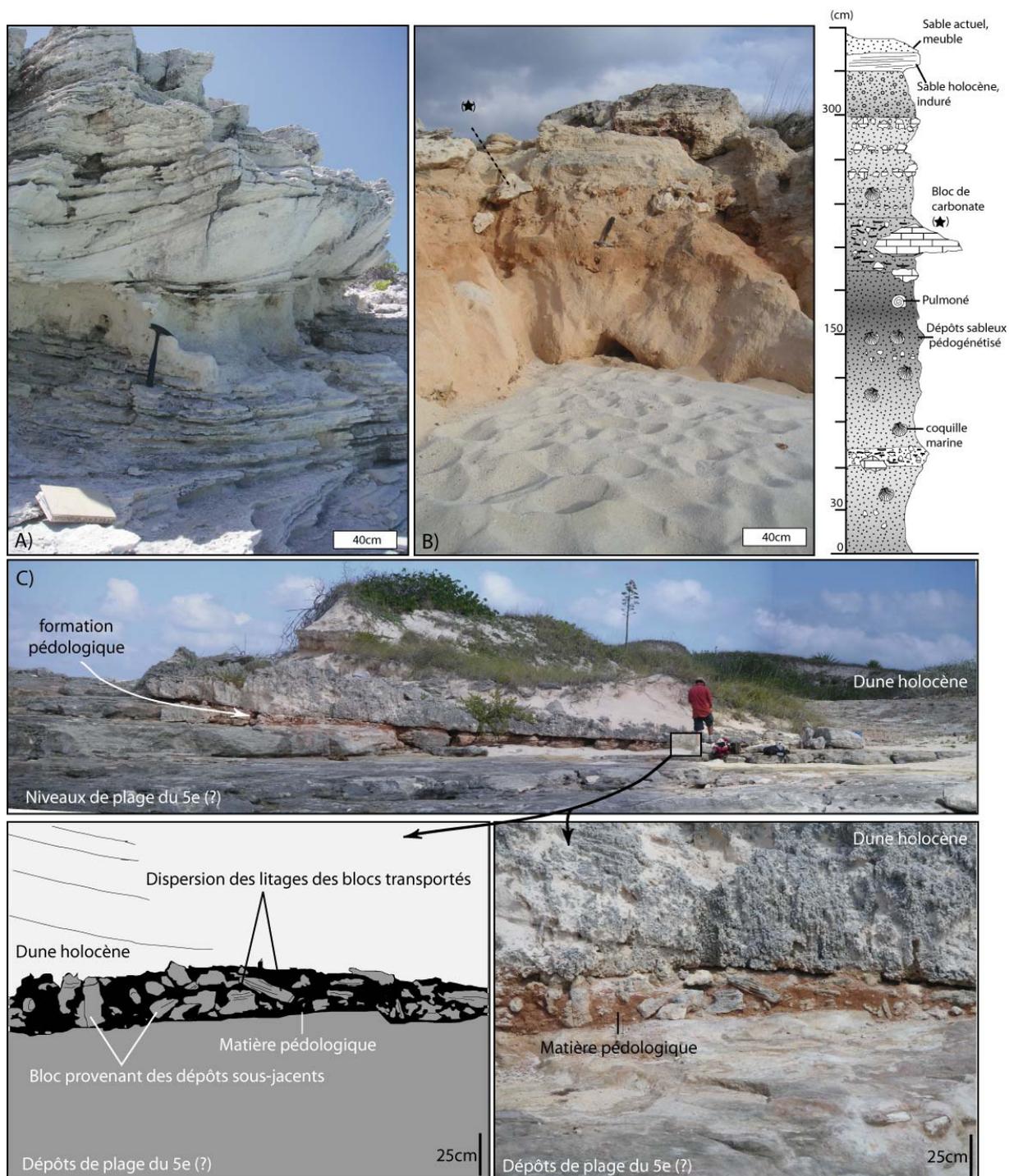


Figure 78 - Exemples de formations pédologiques qui n'ont pas d'impact sur leur encaissant. A) protocole entre deux unités holocènes (East End Point, Eleuthera). B) coupe et photo de sédiment de washover pédogénétiisé (Goulding Cay, Eleuthera). C) dépôts de colluvion (Hatchet Bay, Eleuthera).

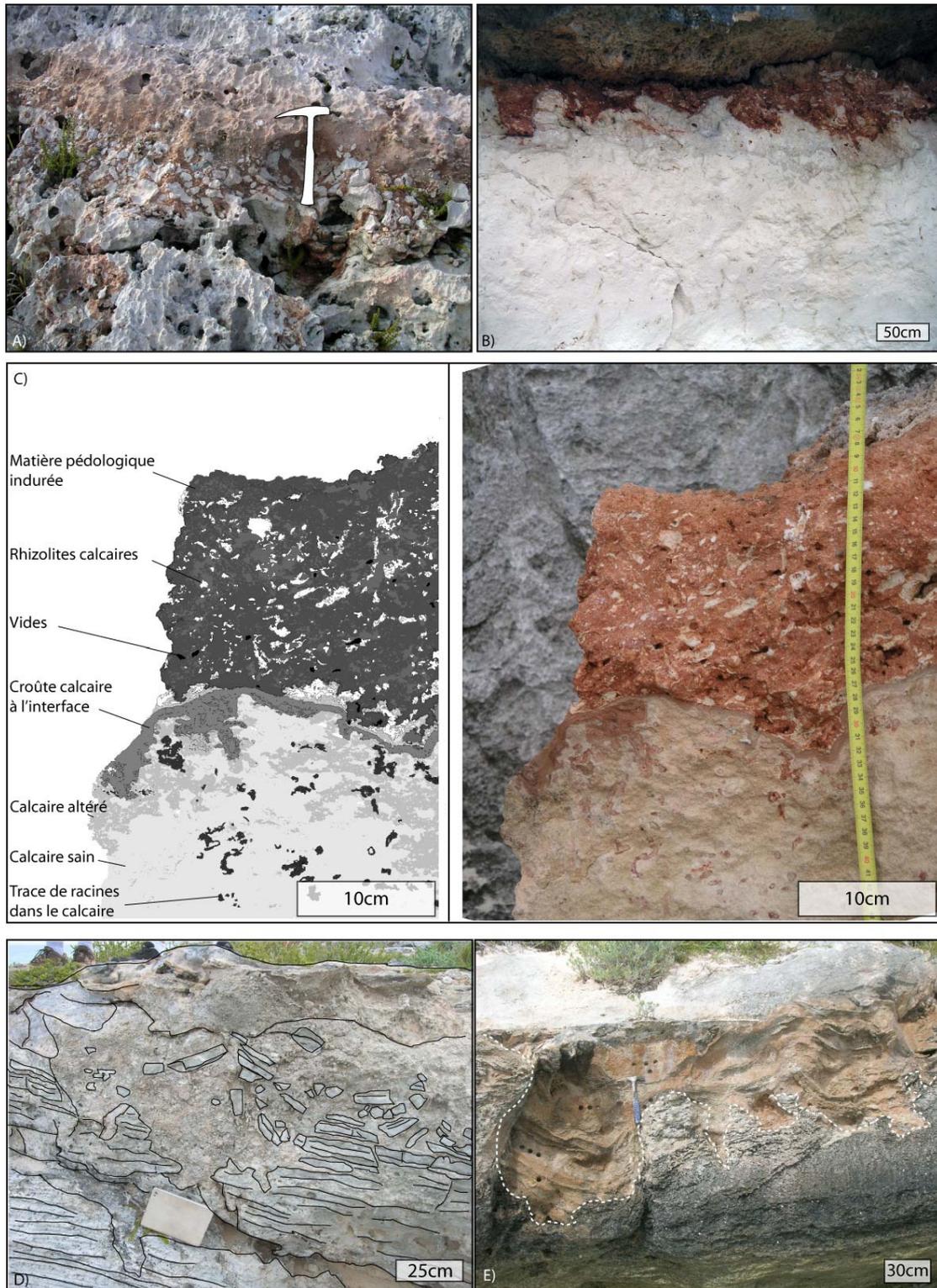


Figure 79 - Pénétration des formations pédologiques au sein de l'encaissant carbonaté. A) paléosol qui pénètre et démantèle le carbonate sous-jacent (Goulding Cay, Eleuthera). B) pénétration du paléosol dans le substratum pléistocène (The Cliffs, Eleuthera). C) détail et dessin interprété du paléosol B. Des traces de racines parcourent le niveau supérieur altéré de la formation sous-jacente (the Cliffs, Eleuthera). D) détail du début de la formation de l'épikarst (the Gulf, San Salvador). E) poche de l'épikarst remplie de matière pédologique (The Thumb, San Salvador).

4.4.1.2. Les éléments figurés

Bioclastes et éléments carbonatés

De nombreux bioclastes sont retrouvés au sein des formations pédologiques, essentiellement dans les protosols et dans les sols. Il s'agit de fragments de coquilles d'organismes marins, hétérométriques et dispersées au sein de la matrice pédologique. Ces éléments ont probablement été soufflés depuis la plage jusque dans les sols de l'île. Il est également possible que les pagures aient pu jouer un rôle notable dans la dispersion de ces éléments.

Par ailleurs, il est possible d'observer des fragments de croûtes calcaires ou d'encaissant carbonaté sous forme de nodules. Ils sont relativement peu nombreux et de petite taille dans les sols. Dans les colluvions, les éléments carbonatés correspondent à des blocs hétérométriques mesurant parfois jusqu'à 40 cm de diamètre (Fig. 78C). Ils sont dispersés et flottent dans la matrice pédologique. Dans les épikarsts, quelques petits blocs de calcaire issus du démantèlement de l'encaissant flottent parfois au sein de la matrice (Fig. 79D).

Traces de végétation

Les traces de végétation rencontrées au sein des formations pédologiques des Bahamas sont essentiellement des traces de racines. Il s'agit surtout de manchons de racines calcifiés qui peuvent mesurer jusqu'à 1 m de long et 10 cm de diamètre. La pénétration des manchons au sein du substratum peut même atteindre plusieurs mètres (Fig. 77E et Fig. 77F).

4.4.2. DESCRIPTION MICROMORPHOLOGIQUE

Les descriptions micromorphologiques ont été réalisées par Nawratil-De Bono (2005). Les principales caractéristiques des formations pédologiques sont résumées ci-dessous. Notre étude minéralogique se basant essentiellement sur les paléosols et les remplissages karstiques, nous ne détaillerons donc que la micromorphologie de ces formations.

La **matrice pédologique** présente une texture argilo-ferrugineuse de couleur ocre à rouge due à une importante proportion d'oxydes et hydroxydes de fer. Des ségrégations d'oxydes sont observées sous forme de nodules (100 µm à 250 µm), de pisolithes ou de péloïdes. Il est également possible de reconnaître des illuviations argilo-ferrugineuses dans certains pores. De nombreuses fentes sont attribuables à des phénomènes de dessiccation/retrait.

Les **grains de squelette** sont essentiellement des bioclastes et des lithoclastes carbonatés (Fig. 80A) souvent recristallisés. Les bioclastes, d'origine marine, sont dispersés au sein de la matrice. Ils sont peu arrondis, non triés, mais parfois très altérés. La matrice

pénètre dans leurs infractuosités. Ils présentent souvent un bord diffus indiquant une légère dissolution. Certains bioclastes sont entourés d'une fine pellicule argilo-ferrugineuse orientée (Fig. 80B). On observe parfois des traces de végétaux comme par exemple des traces de *Microcodium* (Fig. 80C) ou des débris ligneux (Fig. 80D).

Des **traces de bioturbation** sont parfois visibles. Ainsi, certains réseaux de fentes sont attribués à des conduits de rhizolites cimentés par de calcite tardive. Il est parfois possible d'observer des remplissages de fentes par des pellets (Fig. 80E) (vers de terre ? arthropodes ?)

Les paléosols et remplissages karstiques des Bahamas sont la plupart du temps indurés. Ce phénomène est lié à la présence d'une cimentation tardive par de la calcite dans les fentes, pores. (Fig. 80F).

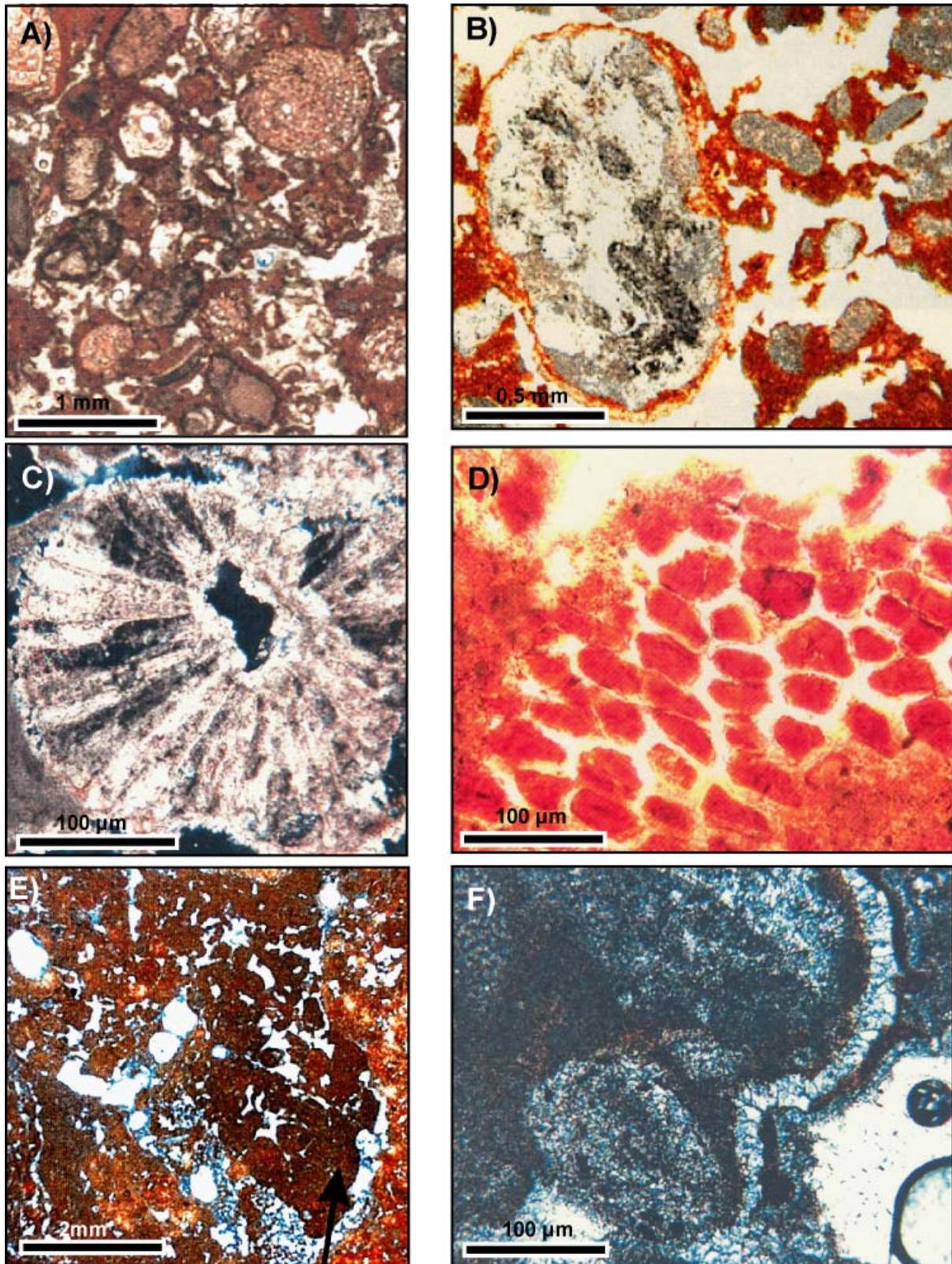


Figure 80 - Principales figures micromorphologiques des paléosols des Bahamas d'après Nawratil-De Bono (2005). A) bioclastes enrobés dans une matrice argilo-ferrugineuse. B) enveloppe d'argiles autour d'un grain de squelette altéré. C) microcodium en rosette. D) tissus cellulaires de végétaux imprégnés. E) remplissage de terrier par des pellets fécaux ovales (flèche). F) croissance de cristaux de calcite dans un pore de la matrice argileuse.

4.4.3.1. Les différents degrés d'évolution des formations pédologiques

Les protosols constituent les formations pédologiques les moins évoluées (Figs. 78A et B).

Les sols et paléosols d'Eleuthera sont des formations pédologiques peu développées et peu matures. En effet, ils reposent sur un substratum exclusivement carbonaté et se sont développés sous un climat présentant un déficit hydrique. Souvent il est impossible de discriminer des horizons pédologiques au sein des paléosols. La similitude observée entre les formations actuelles et fossiles laisse supposer que les conditions climatiques se sont partiellement maintenues lors des périodes glaciaires (Foos et Bain, 1995).

Les variations climato-eustatiques quaternaires se sont tout de même traduites par une intense karstification de l'île. Ces puits et conduits de karsts constituent à l'heure actuelle la meilleure réserve de matière pédologique. Souvent crevés, ces puits sont restés actifs pendant une grande partie du Pléistocène. Il est possible que nombre d'entre eux l'étaient encore au moment de l'échantillonnage. Le fait que plusieurs sites étudiés ne soient pas scellés par une formation carbonatée supérieure ajoute une grande imprécision sur la durée réelle de leur fonctionnement. De plus, la karstification implique des phénomènes de concentration et d'accumulation de la matière pédologique. Ces phénomènes compliquent d'autant l'interprétation des données minéralogiques que les karsts sont souvent connectés, la liaison étant aveugle à l'affleurement. Les karsts sont souvent composites, avec plusieurs périodes de fonctionnement qui se superposent et qui donc impliquent une remobilisation du matériel pédologique.

4.4.3.2. Les phénomènes de colluvionnement

Des dépôts de colluvion ont été décrits dans la thèse de Navratil-De Bono (2005) comme par exemple à Hatchet Bay (Fig. 78C). Il est important de les identifier car ces dépôts sédimentaires n'ont pas de valeur stratigraphique. Leur aspect général (couleur, texture) est parfois très semblable aux autres formations pédologiques et il peut être difficile de les discriminer. Ils sont donc probablement à l'origine de confusions et d'erreurs importantes lors de la détermination de la durée de maturité des formations pédologiques étudiées.

Deux critères (non exhaustifs) peuvent aider à les identifier.

- La matière pédologique des colluvions peut présenter des critères d'évolution avancée (couleur, forte teneur relative en argiles), néanmoins les dépôts ne pénètrent pas leur encaissant.
- Les éléments carbonatés qui flottent dans la matrice sont anguleux et la plupart du temps non altérés. Le litage des blocs n'est pas en accord avec celui de l'encaissant (Fig. 78C).

4.5. Minéralogie des paléosols des Bahamas

L'évolution spatiale et temporelle de la minéralogie des paléosols est présentée dans ce chapitre. Nous nous appuyerons sur la description de quelques sites mais l'ensemble des données est disponible en annexe (Annexes 4 et 5).

4.5.1. DESCRIPTION ET MINÉRALOGIE DES PROFILS

Dans le cadre de cette étude, nous présenterons quatre profils étudiés sur l'île d'Eleuthera : Preacher's Cave (PC), The Cliffs (CL), Goulding Cay 2 (GC2) et Goulding Cay 6 (GC6).

Le profil PC correspond à un paléosol qui repose sur un substratum récent (MIS 5a). Le site CL est composé par une succession de paléosols qui se sont développés sur des substrats pléistocènes (depuis le MIS 13 jusqu'au MIS 5a). Les formations pédologiques étudiées sur les sites de Goulding Cay sont des remplissages de poches karstiques non scellées qui reposent sur des formations carbonatées anciennes (MIS 9/11).

4.5.1.1. Les paléosols

Preacher's Cave

Le profil pédologique de Preacher's Cave se trouve à l'extrémité nord de l'île sur la côte Atlantique. Il repose sur un substrat bioclastique carbonaté attribué au MIS 5a et se développe au sein d'une dune holocène (Fig. 81). Cependant, les datations par la méthode de racémisation des acides aminés laissent quelques incertitudes quant à la validité de cette attribution (P. Kindler, communication personnelle). Les dépôts du MIS 5a sont séparés de la formation pédologique par une croûte carbonatée. La partie supérieure de l'affleurement correspond à un sol actuel. Le paléosol s.s. mesure une soixantaine de centimètres. Il présente une teinte rouge et est riche en cérions (Nawratil-De Bono, 2005).

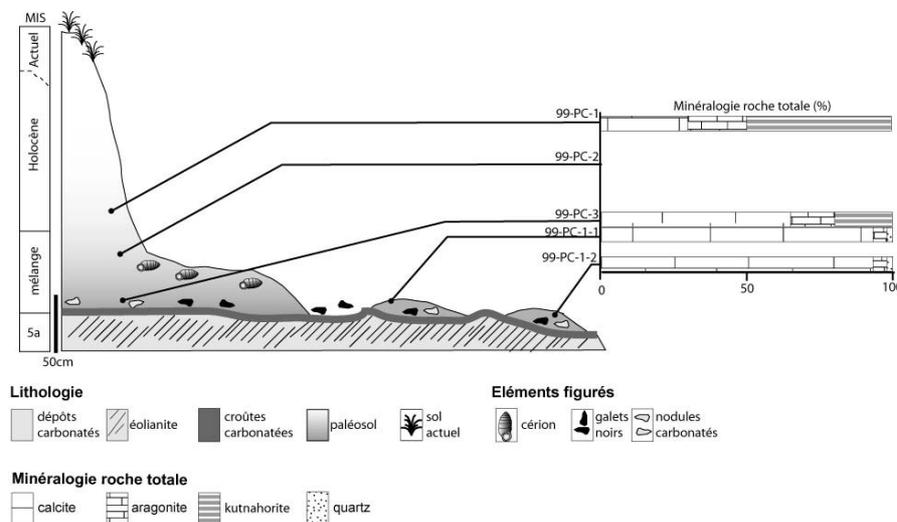


Figure 81 - Description lithologique et minéralogie du paléosol de Preacher's Cave. La minéralogie du paléosol est dominée par les carbonates. Coupe levée par Nawratil-De Bono (2005). MIS : Marine Isotope Stage.

Le paléosol est très riche en carbonates (jusqu'à 95 % de calcite essentiellement) et ne présente qu'une faible teneur en quartz. La base du paléosol présente une forte teneur en calcite (65 %). Les autres minéraux présents sont l'aragonite (15 %) et la kutnahorite (20 %). Comme le montre l'étude micromorphologique (Nawratil-De Bono, 2005), la calcite et l'aragonite sont d'origine marine (bioclastes et oolithes). Ces minéraux proviennent des nombreux bioclastes et oolithes marins. La kutnahorite ou kutnahorite ($\text{Ca}(\text{Mn},\text{Mg},\text{Fe}^{++})(\text{CO}_3)_2$) est un carbonate qui appartient au groupe des dolomites.

The Cliffs

Les falaises de «The Cliffs » sont situées à l'ouest de James Point et au nord de Little Bluff. Elles sont formées par l'alternance d'éolianites bioclastiques et de paléosols (Fig. 82). La base de l'affleurement appartiendrait au MIS 13, la partie centrale au MIS 7. Le sommet est formé par des dépôts des MIS 5e et MIS 5a (Kindler et Hearty, 1995; Kindler *et al.*, 2004; Nawratil-De Bono, 2005).

Le **sol 1** (entre MIS 13 et MIS 7) est un sol de 10 à 30 cm d'épaisseur, formé d'un horizon argileux, rouge, peu épais (sol 1a) et d'un horizon sablo-argileux bioclastique orange, de 5-10 cm d'épaisseur (sol 1s). Des galets noirs de nature et de taille variées sont présents dans la matrice argileuse. Des réseaux très denses de rhizolithes sont retrouvés. Le **sol 2** (entre deux dépôts du MIS 7) est représenté par des horizons continus de couleur orange à rose-rouge. Ce niveau est marqué par de très importantes rhizoconcrétions. Le **sol 3** (entre MIS 7 et MIS 5e) est formé par des remplissages karstiques de couleur rouge/orangée. Des rhizoconcrétions sont dispersées au sein de la matrice pédologique. Le **sol 5** (entre les MIS 5e et MIS 5a) correspond à une bande sableuse brune claire de 30 cm d'épaisseur envahie par les rhizoconcrétions (Nawratil-De Bono, 2005).

La minéralogie des différentes formations pédologiques de « The Cliffs » est monotone. Elle est principalement dominée par les carbonates. Parmi ceux-ci, la calcite est le minéral le plus abondant (jusqu'à 90 % de la roche totale). De l'aragonite et de la kutnahorite sont présentes dans de moindres teneurs et l'hydrotalcite est présente en trace. L'**hydrotalcite** ($\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4(\text{H}_2\text{O})$) est un carbonate qui appartient à la famille des hydrotalcites *s.l.* Sur les premiers spectres de diffractométrie, ce minéral avait été interprété comme étant de la reevesite ($\text{Ni}_6\text{Fe}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4(\text{H}_2\text{O})$). En effet, lors de l'interprétation des spectres de rayons X, deux pics présents sur les spectres à 1.74 et 1.63 Å ont posé quelques problèmes. Si l'on se réfère à la fiche ASTM 22700 de l'hydrotalcite, ces pics ne sont pas mentionnés. Ils n'apparaissent que sur la fiche de la reevesite (minéral nickélicifère de la famille des hydrotalcites). Néanmoins, il est possible de trouver d'autres fiches de référence des pics de l'hydrotalcite. En particulier, la fiche de Taylor (1984) associe les pics à 1.74 Å et 1.63 Å au minéral hydrotalcite *s.s.* De plus, le dépouillement automatique des spectres de rayons X

par le logiciel « X'Pert Highscore » (Panalytical Automatic) propose que le minéral présent est bien de l'hydrotalcite. Enfin, au vu de l'importance de ce minéral au sein des paléosols des Bahamas (Annexes 4 et 5) et au vu de la faible probabilité de trouver une telle quantité de minéraux nickélifères dans ce contexte, il a été convenu que le minéral présent était de l'hydrotalcite ($Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}\cdot 4(H_2O)$) et non de la reevesite.

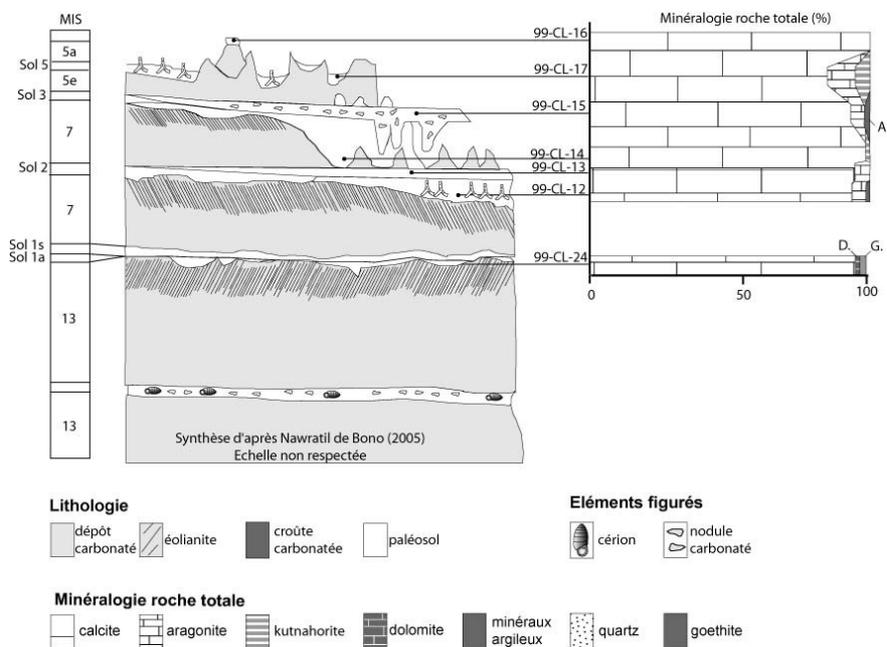


Figure 82 - Description lithologique et minéralogie des paléosols de « The Cliffs ». A. : minéraux argileux. G. : goethite. D. : dolomite. La minéralogie des paléosols anciens et récents est comparable, dominée par les carbonates. Coupe levée par Nawratil-De Bono (2005). Echelle non respectée. MIS : Marine Isotope Stage.

4.5.1.2. Les remplissages karstiques

Goulding Cay 2

L'affleurement de Goulding Cay se trouve le long de la route Gregory Town/Glass Window. La formation pédologique présentée correspond à un remplissage karstique. Cette poche de matériel affecte le sommet d'une dune datée du MIS 9/11 (Fig. 83).

Le karst n'est pas scellé, il est peut être actif depuis le MIS 9/11. La minéralogie du matériel est d'une part composée de minéraux carbonatés : calcite, aragonite, kutnahorite, hydrotalcite ; et d'autre part de minéraux non carbonatés : minéraux argileux, quartz, boehmite et hématite.

Dans la partie basse du conduit, le matériel pédologique contient peu de calcite et d'aragonite (~ 5 %). En revanche, il est riche en hydrotalcite (~ 40 %) et en minéraux non carbonatés. Parmi ceux-ci, les minéraux argileux sont les plus abondants (~ 40 %). Les autres minéraux présents sont le quartz (~ 5 %), la boehmite (~ 5 %) et la goethite (~ 15 %).

Dans la partie supérieure du conduit, les teneurs en calcite (20-25 %) et en aragonite (10-15 %) augmentent. La kutnahorite apparaît en des teneurs importantes (35-45 %). Les

teneurs en hydrotalcite (~15-20 %) et surtout en minéraux argileux (5-10 %) sont plus faibles que dans la partie inférieure. Le quartz est détecté en faible quantité (~5 %).

La minéralogie du profil est donc différente de la base au sommet du conduit. La base du profil correspond à du matériel plus mature comme le souligne la teneur importante en minéraux argileux et la présence de boehmite. Le matériel pédologique de la partie supérieure du conduit semble plus « frais ». Il est moins riche en argiles et plus riche en aragonite. Cette minéralogie pourrait attester d'un apport de matériel frais et donc d'un renouvellement du matériel à l'origine de la formation pédologique.

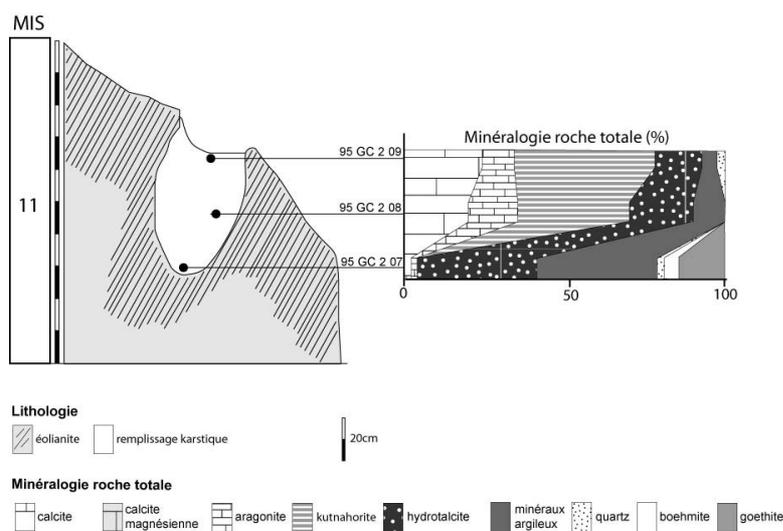


Figure 83 - Description lithologique et minéralogie du remplissage des puits karstiques de Goulding Cay 2. La minéralogie de ce karst non scellé diffère de celle des paléosols. Elle présente une importante teneur en hydrotalcite et en minéraux non carbonatés. Coupe levée par I. Cojan. MIS : Marine Isotope Stage.

Goulding Cay 6

L'affleurement est composé par des poches karstiques à remplissages pédologiques non scellées. La composition minéralogique n'a été déterminée que sur deux échantillons du site (Fig. 84).

La minéralogie du matériel pédologique y est majoritairement composée de calcite (85 %). Les minéraux non carbonatés les plus abondants sont les minéraux argileux (5-10 %). La boehmite, le quartz et la goethite sont détectés en des teneurs faibles (~ 5 %). Les minéraux argileux sont composés de kaolinite (44 % et 60 %), de chlorite (15-30 %), d'illite (5 %), d'interstratifiés (15 %-20 %) et de boehmite (5 %).

Dans ce type d'environnement l'illite et la chlorite sont considérées comme des minéraux primaires. Ils proviennent de sources allochtones. Il faut donc les différencier de la kaolinite, des interstratifiés et de la boehmite qui sont secondaires, produits de l'altération pédologique. Les minéraux interstratifiés identifiés sont probablement les minéraux de la famille des H.I.C. déterminés par les auteurs précédents au sein des sols actuels d'Eleuthera et des paléosols de San Salvador (Foos, 1991; Foos et Bain, 1995).

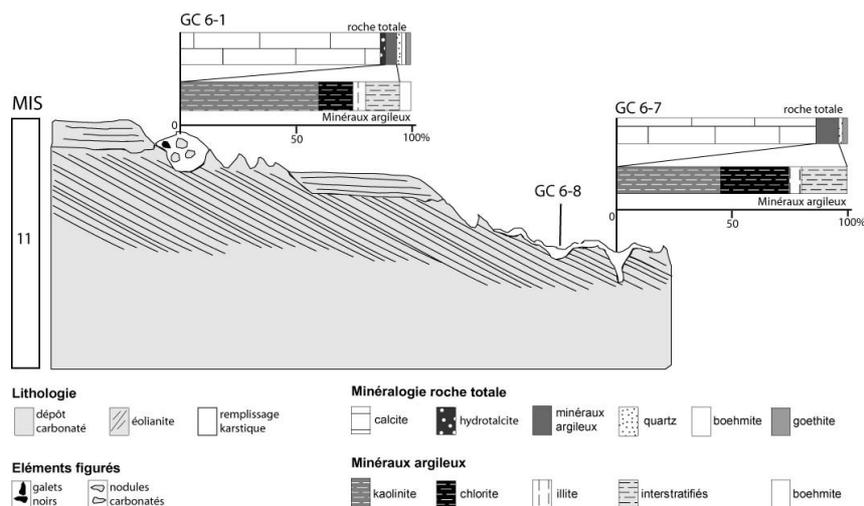


Figure 84 - Description lithologique et minéralogie des remplissages karstiques de Goulding Cay 6. Des minéraux argileux primaires (allochtones) et secondaires (produits de l'altération pédologique) sont mis en évidence. Coupe levée par Nawratil-De Bono (2005). MIS : Marine Isotope Stage.

4.5.1.3. Discussion et conclusions

Les formations pédologiques d'Eleuthera présentent une minéralogie dominée par les carbonates. Les minéraux non carbonatés sont constitués d'argiles et d'oxy-hydroxydes de fer (goethite, hémateite, boehmite). Les minéraux argileux sont principalement la kaolinite, la chlorite, l'illite et les minéraux interstratifiés.

Une minéralogie dominée par les carbonates

La minéralogie des paléosols est dominée par les carbonates. Les minéraux présents sont la calcite, l'aragonite et la kutnahorite. Cette prédominance des phases carbonatées se retrouve au sein des paléosols récents (site de Preacher's Cave) et des paléosols plus anciens (The Cliffs).

La calcite et l'aragonite sont des phases carbonatées classiques qui sont issues de la production carbonatée marine de l'archipel. De plus, l'étude de la micromorphologie des formations a permis de mettre en évidence la cristallisation de sparite, liée à la présence des nappes au sein des porosités de nombreux sols (Nawratil-De Bono, 2005).

Une minéralogie différente entre les paléosols et les karsts non scellés

L'étude de la minéralogie des formations pédologiques d'Eleuthera met en évidence une différence entre deux types de formations pédologiques : les paléosols et les remplissages karstiques.

La minéralogie des paléosols est dominée par les carbonates (calcite, kutnahorite et aragonite). En revanche, la matière pédologique contenue dans les poches karstiques se caractérise par la présence du minéral hydroxalcite et par une plus forte teneur en minéraux non carbonatés. Parmi ceux-ci les minéraux argileux sont les plus abondants.

Un cortège de minéraux argileux différent de celui des poussières sahariennes

Les différents minéraux argileux détectés au sein des formations pédologiques d'Eleuthera sont la kaolinite, la chlorite, les interstratifiés et l'illite.

L'illite et la chlorite sont considérées comme des minéraux primaires dans ces environnements. En revanche, les minéraux interstratifiés et la kaolinite sont probablement en grande partie issus de l'altération *in situ* du cortège initial. Or, ce dernier, supposé d'origine saharienne, est théoriquement majoritairement constitué d'illite et contient un peu de quartz et de kaolinite. La chlorite et la smectite ne sont présentes qu'en traces (5 %) dans les poussières sahariennes (Glaccum et Prospero, 1980). Le cortège argileux des formations pédologiques d'Eleuthera enregistre donc un apport en chlorite qui ne peut s'expliquer uniquement par le flux des poussières sahariennes actuelles.

Interprétations paléoenvironnementales

La **kutnahorite** est une dolomite dont la formation en milieu oxydant semble liée à la présence d'un déficit hydrique (Buck *et al.*, 2005). Elle se retrouve essentiellement dans les profils récents ou non scellés (Preacher's Cave et partie supérieure de The Cliffs) et dans les carbonates holocènes. Elle est absente des formations anciennes scellées (partie inférieure de The Cliffs). Il s'agit donc d'un carbonate sub-actuel. La première occurrence de ce minéral a été décrite en Tchécoslovaquie (Bukowsky, 1901). Il est classiquement associé à des dépôts métamorphiques de haute température riches en manganèse (Winter *et al.*, 1981) ou à des dépôts de shales marins riches en matière organique (Calvert et Pedersen, 1996). Elle a également été décrite au sein de roches sédimentaires, dans des nodules pédologiques formés lors des fluctuations de la nappe (Bini et Menchetti, 1985) ou dans des dépôts de grottes (Cancian et Princivalle, 1991). Dans ces deux cas, la kutnahorite est associée avec l'aragonite et est supposée s'être formée dans des milieux réducteurs. Ce minéral a été trouvé par Buck *et al.* (2005) au sein des profils de la Death Valley. Dans ce cas, les auteurs ne relèvent pas d'évidence de conditions réductrices. La kutnahorite fait alors partie d'un cortège minéralogique composé par de la dolomite sphéroïdale, de la calcite, de la calcite magnésienne et de l'anhydrite. La formation de ce cortège s'observe au sein de sols qui se développent dans des conditions d'extrême aridité. Il est alors probable que la kutnahorite se forme à l'heure actuelle au Bahamas. Elle se rencontre dans les milieux évaporitiques hypersalins dont la formation est favorisée par le déficit hydrique que présente l'archipel.

L'**hydrotalcite** est un minéral d'altération. L'occurrence de ce minéral se fait dans des conditions éloignées de celles des formations pédologiques des Bahamas. L'hydrotalcite *s.s.* est le pôle alumineux de la famille des hydrotalcites *s.l.* Ces minéraux ont été nommés « hydroxydes doubles » car leur base structurale est faite de feuillets de brucite ($Mg(OH)_2$). Il s'agit de carbonates hydratés de Mg, Fe, Ni avec du Fe ou du Al. Ils se forment dans les milieux anaérobies comme les sols hydromorphes de type gleys. Ces minéraux sont instables et s'oxydent rapidement en goethite, lepidocrocite ou ferrhydrite. De plus, si

l'oxydation se fait dans l'eau, ces formes seront alumineuses. Plus généralement c'est de la goethite alumineuse qui sera formée. Il est donc très surprenant de les rencontrer dans les paléosols des Bahamas.

L'origine de l'hydrotalcite doit être discutée. La formation de ce minéral a été décrite au sein de sols pollués par des métaux lourds (enrichissement en Zn) (Juillot *et al.*, 2003). Or, au vu de l'isolement des affleurements et du faible degré de développement de l'industrie et de l'agriculture bahamiennes, les sols et paléosols de l'archipel sont considérés comme non pollués. Thomassin et Touray (1982) présentent également l'hydrotalcite comme un probable précurseur à la formation des phyllosilicates au sein des sols (Thomassin et Touray, 1982). Là encore, les conditions de formation s'éloignent de celles observées aux Bahamas puisque leur étude se focalise sur les réactions qui se déroulent à l'interaction du verre basaltique et de l'eau de mer.

Ainsi, afin d'expliquer l'origine de l'hydrotalcite, l'apport de matériel volcanique pourrait être proposé (Chapitre 2).

4.5.2.1. Introduction

Dans cette partie, nous proposons d'examiner l'évolution du cortège minéralogique des formations pédologiques d'Eleuthera en fonction de deux paramètres.

- **L'âge du profil** (estimé grâce à l'âge de l'encaissant) peut renseigner sur l'évolution de la nature du matériel source en fonction du temps. Ce matériel est majoritairement d'origine allochtone. La minéralogie des profils devrait donc enregistrer la variation de la nature du matériel source au cours du temps. Ainsi, les formations pédologiques pourraient être utilisées comme outils stratigraphiques. L'âge de l'encaissant permet de distinguer les formations qui se sont développées au cours d'une période glaciaire ou au cours d'une période interglaciaire. Ainsi, il est possible de consulter un enregistrement des variations de la nature du matériel source en fonction des cycles climato-eustatiques quaternaires.
- La **durée d'exposition** de la formation pédologique contrôle deux autres facteurs intervenant dans la constitution des sols. Elle contrôle en effet l'apport total de poussières allochtones accumulées et la durée disponible pour l'altération pédologique.

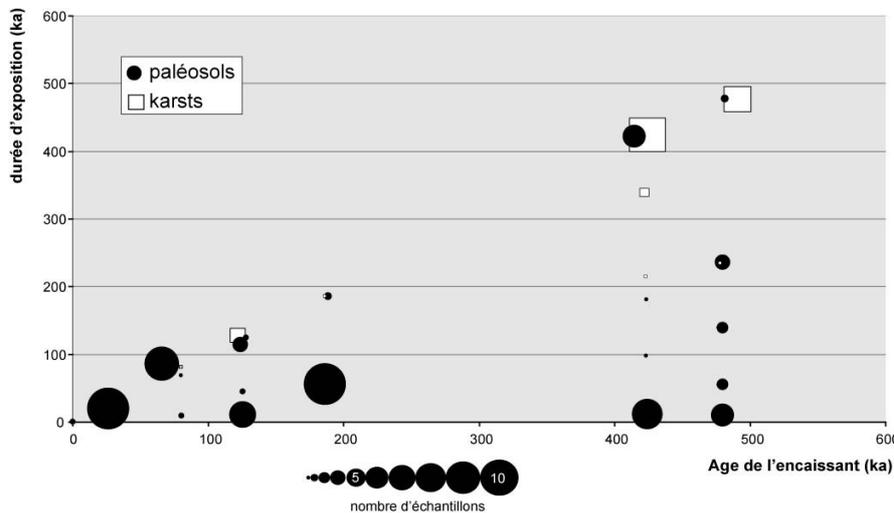


Figure 85 - Age de l'encaissant en fonction de la durée d'exposition. Diagramme obtenu depuis les données de terrain de Nawratil-De Bono (2005). Les paléosols reposent sur des substrats de tout âge et présentent une durée d'exposition courte. En revanche, les karsts reposent plutôt sur des substrats anciens et présentent une durée d'exposition importante.

Nous avons intégré l'ensemble des données minéralogiques acquises sur les formations pédologiques d'Eleuthera lors de la thèse de Nawratil-De Bono (2005) (Annexes 4 et 5). Il ressort que les karsts ont bénéficié d'une période de maturité plus élevée car ils sont le plus souvent non scellés (Fig. 85). La durée d'exposition des paléosols est généralement plus faible.

4.5.2.2. Le cortège carbonaté

La minéralogie des carbonates au sein des formations pédologiques d'Eleuthera est présentée par la figure 86. Les échantillons provenant des karsts et des paléosols ont été distingués.

Evolution en fonction de l'âge

Minéralogie des formations pédologiques au cours du temps

Les **paléosols** récents (post-MIS 5e) et les paléosols plus anciens peuvent être discriminés en fonction de leur cortège carbonaté (Fig. 86A). En effet, les paléosols récents présentent un cortège minéralogique riche en kutnahorite et en aragonite tandis que le cortège minéralogique des paléosols plus anciens ne présente que peu d'aragonite, plus de kutnahorite mais essentiellement de la calcite. L'hydrotalcite est détectée en traces uniquement dans les paléosols les plus anciens. La dolomite apparaît de manière erratique quelque soit l'âge des paléosols.

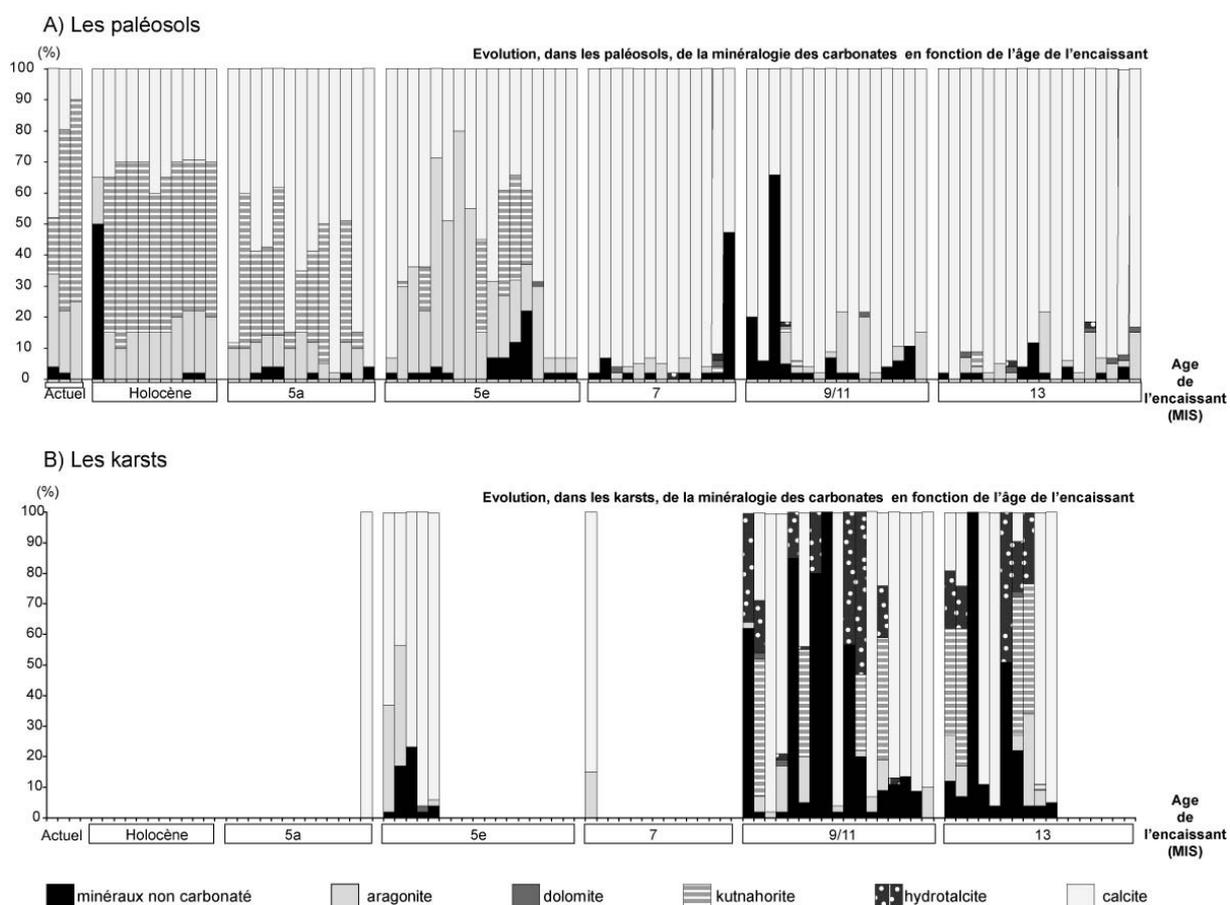


Figure 86 - Evolution du cortège des minéraux carbonatés au sein des formations pédologiques d'Eleuthera en fonction de l'âge de l'encaissant. A) détail pour les paléosols. B) détail pour les remplissages de conduits karstiques. Le cortège des paléosols récents se distingue de celui des karsts anciens. MIS : Marine Isotope Stage.

Les **conduits karstiques** sont majoritairement présents sur des substratums ante-MIS 7. Les rares conduits karstiques récents (post-MIS 5e) présentent un cortège carbonaté dominé par la calcite et caractérisé par la présence d'aragonite tandis que les conduits plus anciens présentent un cortège plus complexe et varié, caractérisé par la présence d'hydrotalcite et la kutnahorite (Fig. 86B). Notons que l'hydrotalcite et la kutnahorite sont souvent associées. Lorsque ces minéraux sont absents du profil, la calcite est le minéral dominant.

Le minéral **hydrotalcite** n'est présent que dans les formations pédologiques anciennes (Fig. 87), qu'il s'agisse de paléosols ou de remplissage de conduits karstiques. Ceci pourrait être lié à une modification de la nature du matériel source au cours du temps (ici, avant et après le MIS 7). Mais ce minéral étant un minéral d'altération, il est également possible qu'il trace l'évolution du degré de maturité des remplissages karstiques qui ont bénéficié d'une durée d'exposition plus importante (Fig. 85).

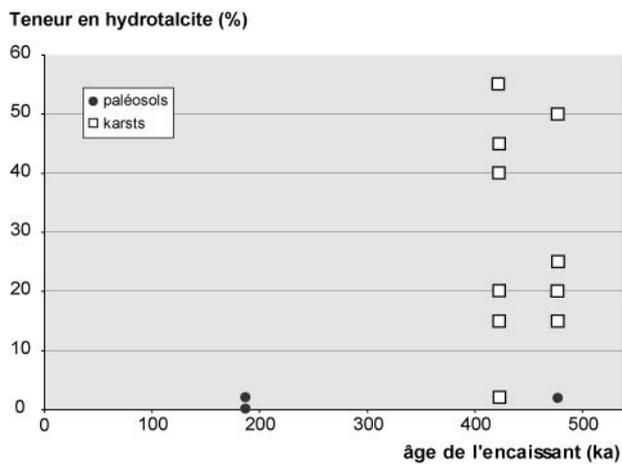


Figure 87 - Répartition de la teneur en hydrotalcite dans les formations pédologiques d'Eleuthera (karsts et paléosols) en fonction de l'âge de l'encaissant. Les fortes teneurs en hydrotalcite sont caractéristiques des karsts anciens.

La disparition de la **kutnahorite** dans les paléosols est sans doute liée à son instabilité structurale. Tout comme l'aragonite, cette dolomite a probablement tendance à se déstabiliser avec le temps. Au vu de l'enregistrement proposé par les paléosols d'Eleuthera, il est possible d'estimer à moins de 200 ka la durée de vie de cette dolomite au sein des profils (Figs. 86 et 88). La présence de ce minéral au sein de formations anciennes non scellées est un indice de la contamination de ces dernières par du matériel récent (Fig. 88).

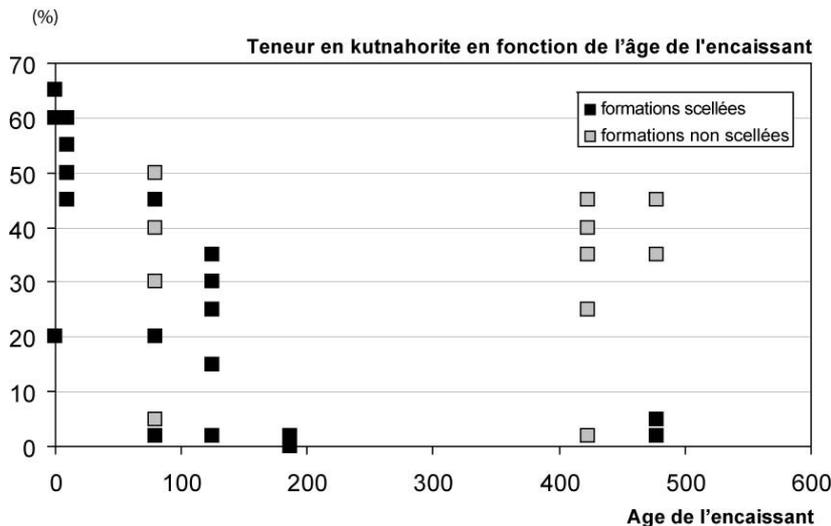


Figure 88 - Comparaison de l'évolution de la teneur en kutnahorite des formations pédologiques d'Eleuthera en fonction de l'âge de l'encaissant. La présence de ce minéral au sein de formations anciennes non scellées est un indice de la contamination de ces dernières par du matériel récent.

Minéralogie des formations pédologiques en fonction des cycles glacio-eustatiques

Il est possible de distinguer une sélection des formations pédologiques qui se sont développées :

- pendant une période interglaciaire. Ce sont, pour la plupart, des protosols (exemple sur le site The Cliffs, les formations intra MIS 7 et intra MIS 13).
- au cours d'une période glaciaire. Elles reposent entre deux dépôts datés de périodes interglaciaires.

Les formations pédologiques qui se sont développées au sein d'une même période interglaciaire présentent un cortège minéralogique dominé par les carbonates (Fig. 89A). Il est possible de retrouver ici les observations faites précédemment : lorsque la formation repose sur un substrat récent, elle est riche en kutnahorite et en aragonite. En revanche, lorsqu'elle est plus ancienne, ces minéraux ne sont pas présents et la calcite devient le minéral prépondérant.

Les paléosols scellés qui se sont développés entre deux périodes interglaciaires successives sont peu nombreux (Fig. 89B). La minéralogie de ces paléosols est particulièrement pauvre en minéraux non carbonatés. Ceci est surprenant car les périodes glaciaires sont plus longues que les périodes interglaciaires. De plus le flux de poussières atmosphériques était théoriquement plus important pendant ces périodes.

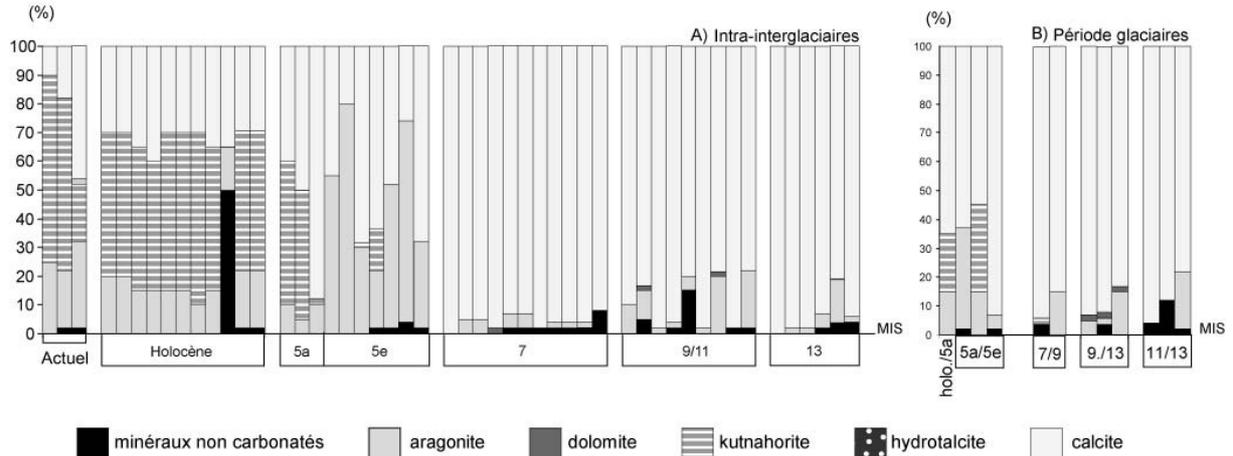


Figure 89 - Minéralogie des paléosols d'Eleuthera en fonction des cycles climatiques quaternaires. A) paléosols développés pendant une période interglaciaire. B) paléosols développés pendant une période glaciaire. Ces formations pédologiques présentent des minéralogies comparables, dominées par les minéraux carbonatés. MIS : Marine Isotope Stage.

La teneur moyenne en minéraux non carbonatés est proche de 2 % dans les deux catégories de formations. Or, la durée moyenne de formation des paléosols est de ~ 100 ka pour les glaciaires et de ~ 20 ka pour les interglaciaires. Ceci signifie que le flux de minéraux insolubles enregistrés pendant les périodes interglaciaires est plus important que pendant les périodes glaciaires. Ceci est en contradiction avec la majorité des données disponibles (Sarnthein, 1978; Kolla *et al.*, 1979; Sarnthein *et al.*, 1981; Eaton, 1986; Boardman *et al.*, 1995).

Il est possible d'envisager que, pendant les périodes chaudes, les processus d'altération sont plus efficaces. Les calculs mettent en évidence le renforcement de l'altération interglaciaire. Au cours des périodes chaudes, l'épikarst se développe et les phénomènes de dissolution de l'encaissant sont plus efficaces. Il en résulte une plus grande concentration des minéraux non carbonatés pendant les périodes chaudes malgré un flux allochtone théoriquement plus faible.

Il est difficile de mettre en évidence des contrastes minéralogiques entre les paléosols formés au cours de périodes glaciaires et les paléosols formés au cours des périodes interglaciaires. Dans les deux cas, on distingue les formations récentes (post-MIS 5e) et les formations plus anciennes (ante-MIS 5e). Ainsi il n'y aurait pas de différence dans la nature du matériel source selon les cycles climatiques.

Evolution en fonction de la durée d'exposition

La durée d'exposition des paléosols est généralement peu importante (Figs. 85 et 90A). Elle dépasse rarement 200 ka. En revanche, celle des karsts non scellés, est estimée beaucoup plus longue. La plupart sont exposées depuis plus de 200 ka (Figs. 85 et 90B).

La calcite est le minéral carbonaté le plus important principalement dans les **paléosols** qui ont bénéficié d'une durée d'exposition importante (Fig. 90A). La présence de kutnahorite n'est plus relevée lorsque la durée d'exposition du paléosol est supérieure à 115 ka. De même, la teneur en aragonite tend à diminuer lorsque la durée d'exposition du paléosol augmente. La dolomite n'est détectée qu'en trace et de manière irrégulière quelque soit la durée d'exposition des paléosols.

Les échantillons provenant de **conduits karstiques** ayant bénéficié d'une durée de formation faible (<300 ka) sont peu nombreux (Fig. 90B). Leur minéralogie est alors dominée par la calcite et l'aragonite. En revanche, lorsque le karst a bénéficié d'une durée d'exposition plus importante (>300 ka), son cortège minéralogique se caractérise alors par d'importantes teneurs en hydrotalcite et en kutnahorite. L'hydrotalcite est peut-être issue de la destabilisation de la kutnahorite, combiné avec une source d'aluminium. Les poussières minérales ou le matériel volcanique pourraient constituer cette source additionnelle de matériel.

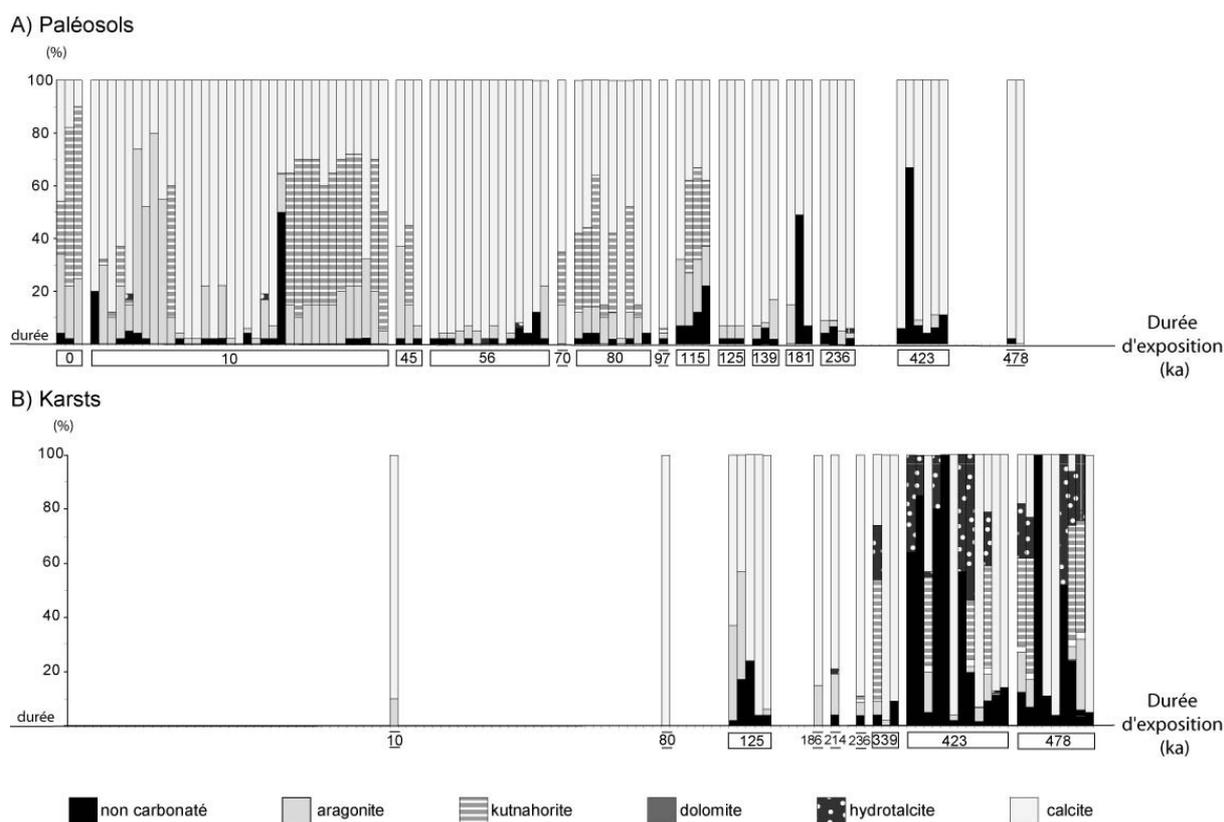


Figure 90 - Evolution du cortège des minéraux carbonatés au sein des formations pédologiques d'Eleuthera en fonction de la durée d'exposition. A) détail pour les paléosols. B) détail pour les remplissages de conduits karstiques.

4.5.2.3. Le cortège non carbonaté

Les principaux minéraux rencontrés sont les minéraux argileux, le quartz, la goethite, la boehmite, l'hématite (un échantillon) et le gypse (un échantillon).

Evolution en fonction de l'âge

L'évolution du cortège non carbonaté des formations pédologiques d'Eleuthera est présentée sur la figure 91.

Les **paléosols** sont généralement pauvres en minéraux non carbonatés (Fig. 91A). La présence de gypse (jusqu'à 50 %) dans un des échantillons est mise en relation avec les embruns marins. Il est difficile de discriminer les paléosols anciens des paléosols récents. La seule différence notable est la contribution plus importante de la goethite dans les quelques échantillons ante-MIS 7.

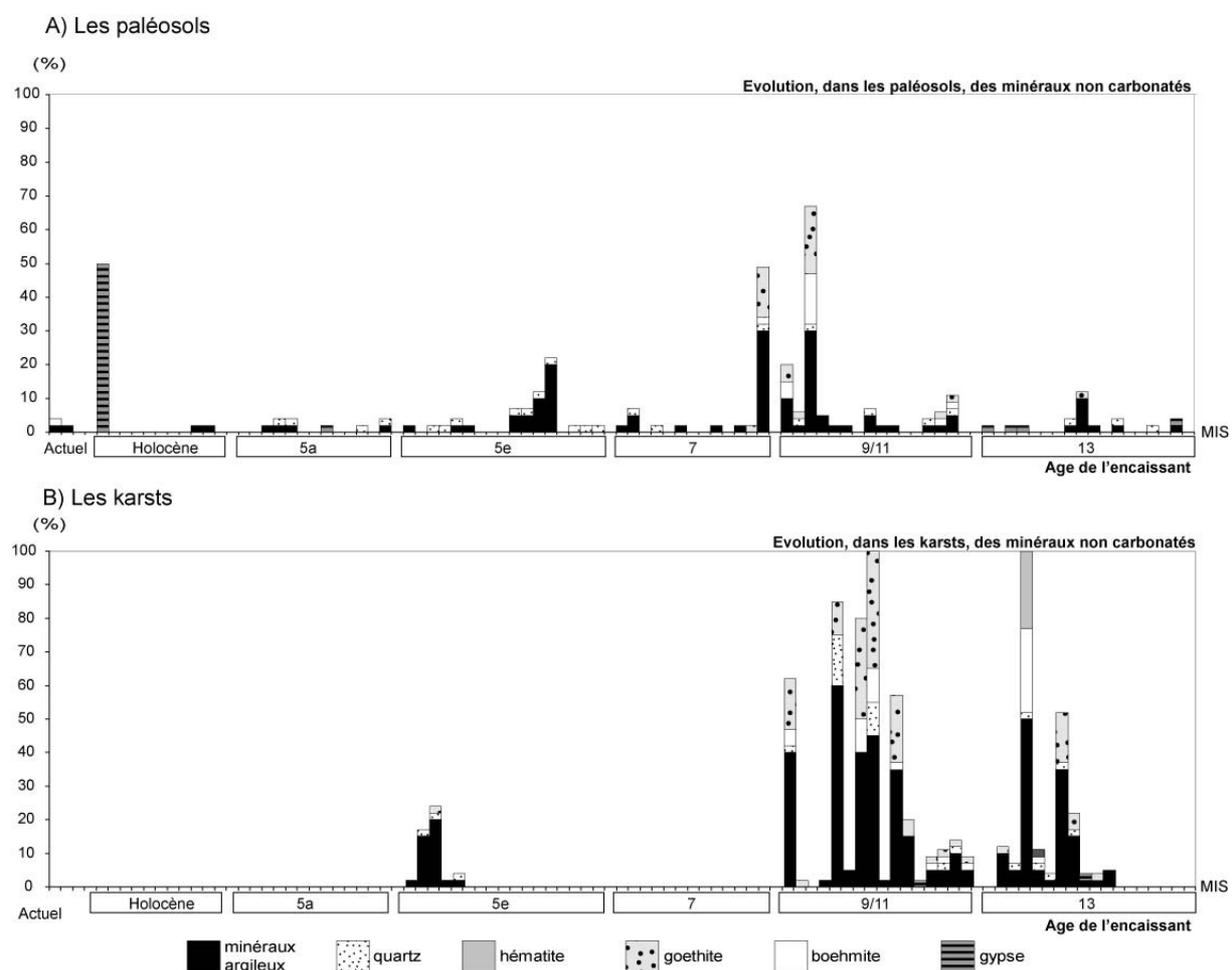


Figure 91 - Evolution de la teneur en minéraux non carbonatés au sein des formations pédologiques d'Eleuthera en fonction de l'âge du substratum. A) détails pour les paléosols. B) détails pour les remplissages de conduits karstiques. Une variation de la teneur des minéraux non carbonatés en fonction de l'âge est observée. Les minéraux qui apparaissent dans les cortèges plus anciens sont des minéraux pédologiques. MIS : Marine Isotope Stage.

Les **remplissages karstiques** peuvent être discriminés en fonction de leur âge. En effet, les remplissages anciens (ante-MIS 7) présentent un cortège minéralogique non carbonaté plus riche en minéraux argileux et se caractérisent par l'importance de leurs teneurs en goethite et en boehmite (Fig. 91B). Un échantillon présente une teneur remarquable en hématite (25 % du cortège total).

Il est donc possible d'observer une variation de la teneur en minéraux non carbonatés en fonction de l'âge. Les minéraux qui apparaissent dans les cortèges plus anciens sont des minéraux d'origine pédologique (boehmite et goethite).

Détaillons l'évolution du cortège des minéraux argileux. Les minéraux détectés sont la kaolinite, la chlorite, l'illite et les minéraux interstratifiés. La boehmite est incluse dans ces diagrammes (Fig. 92). Les analyses minéralogiques ont principalement été réalisées à partir d'échantillons provenant de remplissages karstiques car les paléosols ne présentaient pas de fraction argileuse suffisante pour en déterminer le cortège. Le cortège argileux des remplissages karstiques ne semble pas évoluer en fonction de l'âge du substratum.

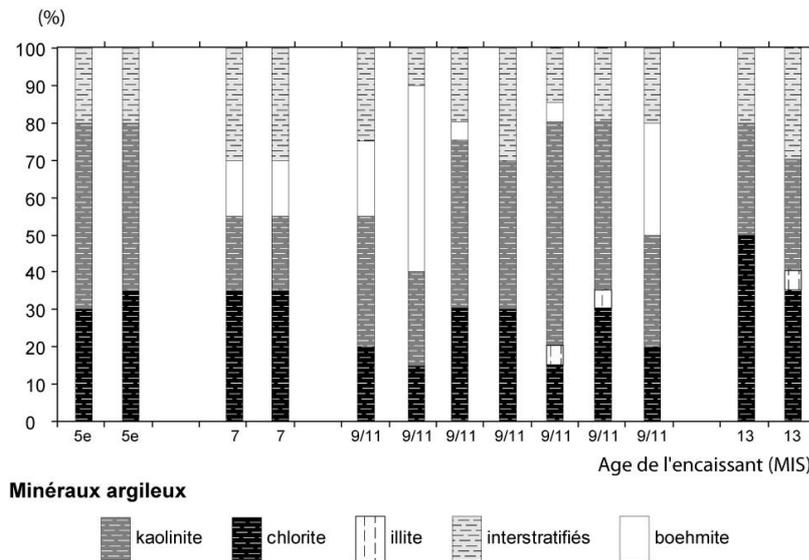


Figure 92 - Evolution de la minéralogie du cortège argileux en fonction de l'âge de l'encaissant. Le cortège argileux ne semble pas évoluer en fonction de l'âge du substratum. MIS : Marine Isotope Stage.

Evolution en fonction de la durée d'exposition

La teneur en minéraux non carbonatés des **paléosols** augmente avec la durée d'exposition (Fig. 93A). Lorsqu'elle est faible, les minéraux argileux, la boehmite et le quartz ne sont présents qu'en de faibles teneurs (5-10 %). Lorsque la durée d'exposition de la formation augmente, la teneur en ces minéraux augmente.

De même au sein des **remplissages karstiques**, la teneur en minéraux argileux augmente avec la durée d'exposition (Fig. 93B). En parallèle, la teneur en goethite et en boehmite augmente également. Ainsi, les teneurs en minéraux argileux peuvent représenter jusqu'à 55 % du cortège total, les teneurs en goethite jusqu'à 35 % du cortège total et les teneurs en boehmite jusqu'à 25 % du cortège total.

L'évolution de la teneur des minéraux non carbonatés pédogénétiques indique un degré de maturité plus important des formations qui ont bénéficié d'une durée d'exposition plus importante.

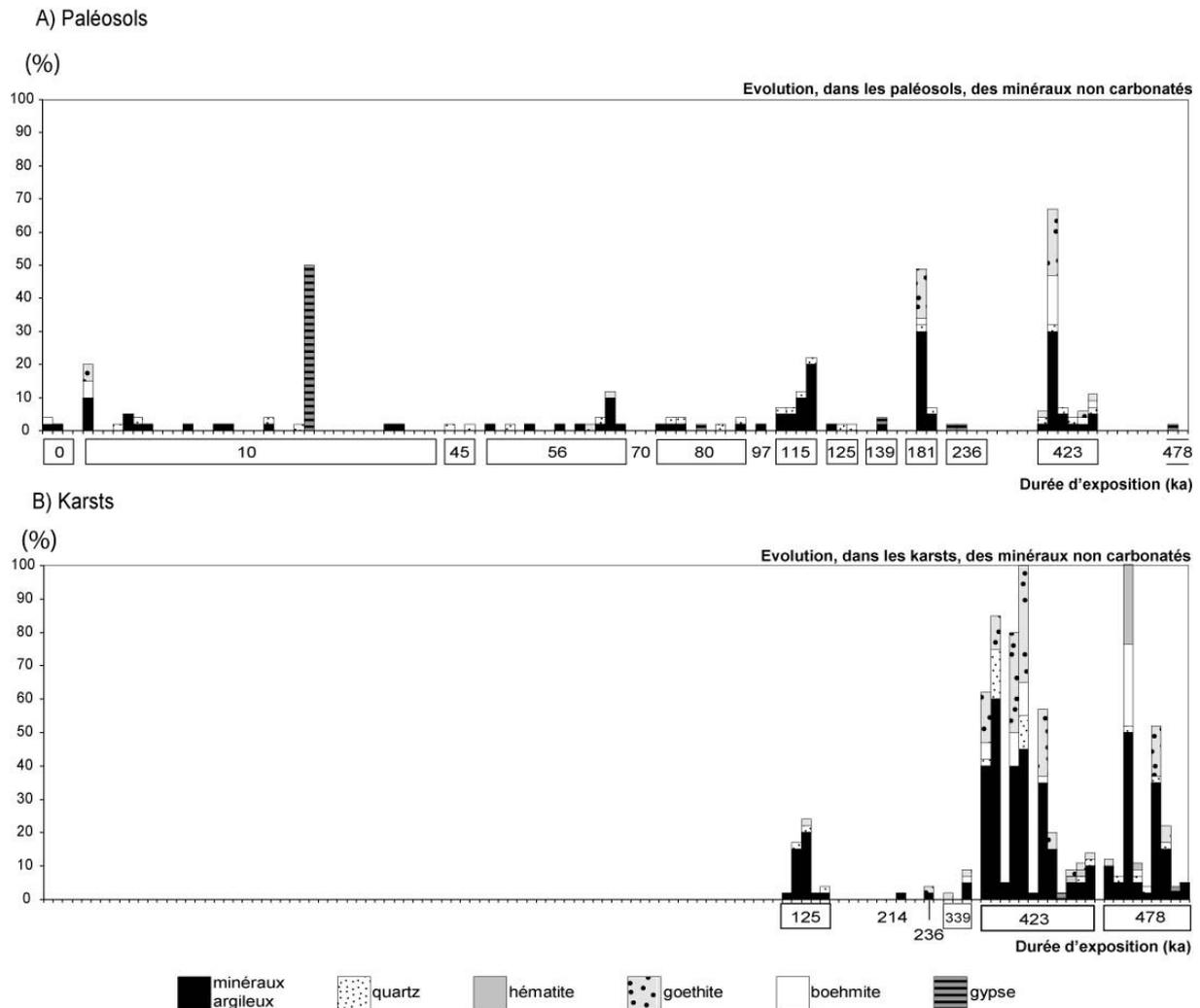


Figure 93 - Evolution de la teneur en minéraux non carbonatés en fonction de la durée d'exposition. A) pour les paléosols. B) pour les karsts. L'évolution de la teneur des minéraux non carbonatés indique un degré de maturité plus important des formations qui ont bénéficié d'une durée d'exposition plus importante.

Au sein des remplissages karstiques, l'illite et la chlorite héritées du matériel détritique allochtone ont probablement été altérées par des processus pédogénétiques et ont permis la constitution de la fraction authigène du cortège composé de kaolinite, de minéraux interstratifiés et de boehmite. On observe en effet une décroissance progressive de la teneur en chlorite, donc en minéraux primaires, avec l'augmentation de la durée d'exposition de la formation (Fig. 94). Elle semble se faire au profit de la kaolinite et de la boehmite. Or, la kaolinite est également présente au sein des formations peu évoluées. Ceci marque certainement le double caractère allochtone/authigène de ce minéral.

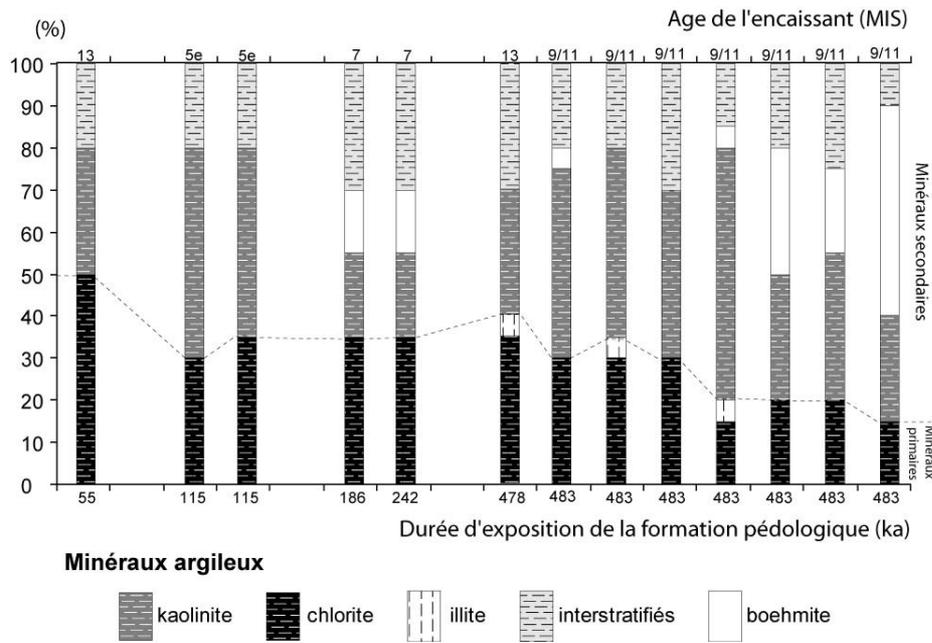


Figure 94 - Evolution de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ au sein des remplissages karstiques de l'île d'Eleuthera. La teneur en minéraux primaires diminue à mesure que la durée d'exposition de la formation augmente. MIS : Marine Isotope Stage.

4.5.2.4. Discussion et conclusions

Une minéralogie qui évolue en fonction de la durée d'exposition de la formation

L'étude des formations pédologiques d'Eleuthera a mis en évidence l'importance de **la durée d'exposition** dans le contrôle de l'évolution de la minéralogie. Ce paramètre semble plus important que l'âge de la formation étudiée. Les différences minéralogiques sont particulièrement visibles entre les paléosols récents et les karsts ayant fonctionnés tout au long des 400 derniers milliers d'années. Les variations les plus importantes s'enregistrent dans la nature des carbonates et dans la teneur en minéraux argileux.

La discrimination entre paléosols récents et karsts anciens est nette à partir du MIS 9/11. Les formations exposées depuis le MIS 9/11 ont une minéralogie riche en minéraux argileux et en hydrotalcite. Les formations plus récentes présentent une teneur en minéraux argileux beaucoup plus faible et les minéraux carbonatés dominants sont la calcite, l'aragonite et la kutnahorite.

La diffraction des rayons X sur roche totale ne permet pas de mettre évidence des variations dans la minéralogie des paléosols interglaciaires et glaciaires. Elle ne permet donc pas non plus de déterminer si le matériel source à l'origine des paléosols des Bahamas a changé de composition au cours du temps. Seul le minéral hydrotalcite pourrait illustrer une variation.

En revanche, l'étude de l'évolution minéralogique des formations pédologiques met en évidence l'influence d'une pédogénèse renforcée lors des périodes interglaciaires. Les paléosols interglaciaires ont bénéficié d'une durée d'exposition 5 fois inférieure à celle des paléosols glaciaires. Cependant, les deux types de formation présentent un pourcentage de minéraux non carbonatés identique. Une augmentation du flux de particules

atmosphériques durant les périodes interglaciaires serait en contradiction avec toutes les autres études paléoclimatiques, y compris celles menées dans la région (Eaton, 1986). Alors, il est possible que s'enregistre ici l'intensification de l'altération pédologique interglaciaire sur le cortège argileux des paléosols.

Le quartz est un minéral allochtone dans ces formations. Sa teneur est plus importante au sein des formations qui se développent depuis le MIS 9/11. En revanche, ses teneurs ne sont pas aussi importantes dans les formations exposées depuis le MIS 13. Donc, l'évolution de la teneur en quartz n'est pas une fonction simple du taux d'accumulation des minéraux allochtones. Il est possible que l'altération pédologique influence la teneur en quartz au sein des formations les plus évoluées d'Eleuthera.

La minéralogie des formations pédologiques, un outil stratigraphique ?

La minéralogie des formations pédologiques est issue de carbonates d'origine locale et de minéraux non carbonatés allochtones. L'évolution du cortège non carbonaté semble être essentiellement fonction de la durée d'exposition. En effet, une durée d'exposition importante permet une plus grande accumulation de minéraux allochtones ainsi qu'une pédogénèse plus avancée. Ces processus relativisent donc l'utilité du cortège non carbonaté en tant qu'outil stratigraphique.

En revanche, le cortège carbonaté semble quant à lui présenter une évolution temporelle :

La kutnahorite

La kutnahorite est un minéral qui se retrouve uniquement au sein des paléosols récents. Cette dolomite est probablement instable. Elle disparaît après une période estimée un peu supérieure à 100-125 ka. Sa présence au sein de certains karsts anciens illustre la contamination des dépôts anciens non scellés par du matériel moderne. La présence de ce minéral dans un paléosol scellé de l'île d'Eleuthera implique que l'âge de la formation n'excède pas l'avant-dernier maximum glaciaire.

L'hydrotalcite

L'hydrotalcite est le principal minéral carbonaté rencontré au sein des remplissages de karst plus anciens. Sa présence est uniquement relevée au sein des formations antérieures au MIS 7. Ceci pourrait signifier l'existence d'importantes différences dans la composition du matériel source des formations pédologiques avant et après le MIS 7.

Néanmoins, les cortèges de minéraux non carbonatés, majoritairement issus d'un cortège allochtone et de son altération, ne montrent pas d'évolution similaire. Il est donc peu probable que le matériel source à l'origine des formations pédologiques d'Eleuthera ait connu de fortes variations de composition. L'hydrotalcite est un minéral d'altération qui se forme probablement consécutivement à la déstabilisation des carbonates encaissants, en particulier de la kutnahorite, et des minéraux allochtones. Elle constitue donc un indice

d'une maturité importante. Cette maturité n'est possible que lorsque la durée d'exposition est d'au moins 400 ka.

Une minéralogie différente de celle de San Salvador

La minéralogie des paléosols de North Andros et surtout de San Salvador a été déterminée par McCartney et Boardman (1986) et Boardman *et al.* (1995) (Fig. 19A). Leurs travaux présentent la minéralogie des minéraux non carbonatés, contenus au sein des paléosols, protosols et conduits karstiques de l'île. La minéralogie des carbonates n'est pas détaillée et l'étude est basée sur une stratigraphie qui est aujourd'hui obsolète (absence de discrimination entre les MIS 7, 9/11 et 13 par exemple) (Carew et Mylroie, 1995a). Donc les comparaisons possibles avec les données de cette étude sont limitées.

McCartney et Boardman (1986) et Boardman *et al.* (1995) signalent que le cortège minéralogique des minéraux non carbonatés des paléosols de San Salvador est le plus souvent dominé par la kaolinite et le quartz (Fig. 19A). Ils distinguent deux familles de paléosols en fonction de leur rapport en illite/boehmite (Fig. 19B).

Les principaux minéraux non carbonatés des paléosols et karsts de l'île d'Eleuthera sont les minéraux argileux et la goethite. Le cortège argileux déterminé montre une composition autour de quatre minéraux : la kaolinite (30 %), la chlorite (30 %), les interstratifiés (25 %) et l'illite (jusqu'à 15 %). La boehmite complète la fraction à 2 µm, sa teneur pouvant atteindre 50 %. La composition de la fraction non carbonatée d'Eleuthera semble donc plus complexe que celle de San Salvador (Fig. 95).

Composante non carbonatée

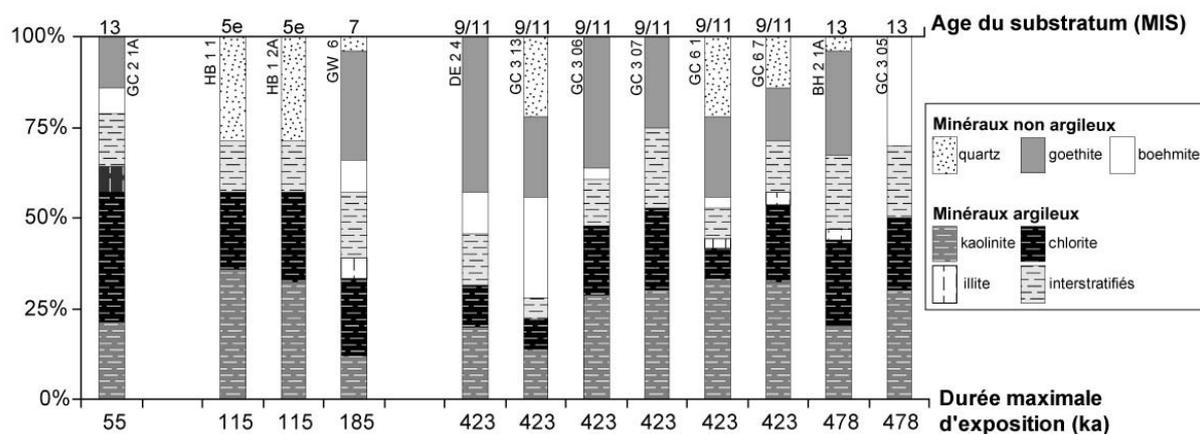


Figure 95 - Composition normalisée à 100 % de la fraction non carbonatée des remplissages karstiques d'Eleuthera. La composition de la fraction non carbonatée d'Eleuthera semble plus complexe que celle de San Salvador. MIS : Marine Isotope Stage.

Ainsi, les paléosols des deux îles semblent présenter des minéralogies sensiblement différentes. Sur Eleuthera, la minéralogie des formations pédologiques est composée par de la calcite, de l'aragonite, de l'hématite, de la goethite, des minéraux argileux de type H.I.C., de la boehmite et du quartz. La kaolinite présente dans les paléosols de San Salvador est issue de l'altération des H.I.C., phases minéralogiques métastables (Foos, 1991). Les formations pédologiques de San Salvador seraient donc plus matures que celles d'Eleuthera.

La minéralogie des sols latéritiques et des paléosols est théoriquement héritée d'un même cortège saharien et de son altération au cours des processus pédologiques. Les deux îles étant géographiquement proches, les différences minéralogiques observées ne peuvent pas être expliquées par l'existence de matériel source différent, ni par la présence d'un gradient climatique.

Il faut noter que les analyses minéralogiques des échantillons des paléosols d'Eleuthera (Nawratil-De Bono, 2005) et de ceux de San Salvador (McCartney et Boardman, 1986 et Boardman *et al.*, 1995) ont été effectuées dans des laboratoires différents, ce qui pourrait être à l'origine de la détermination de cortèges différents. Cependant, nous avons choisi d'examiner ces différences car des observations analogues avaient déjà été relevées par Foos (1991).

4.6. Comparaison de la minéralogie des paléosols des îles d'Eleuthera et de San Salvador : mise en évidence de l'importance des facteurs locaux

Les paléosols d'Eleuthera et de San Salvador présentent des minéralogies différentes. Celle des paléosols de San Salvador semble témoigner d'une altération pédologique plus intense. Cependant, les contextes géographiques, climatiques et environnementaux sont proches. L'influence de facteurs locaux doit donc être envisagée.

Deux hypothèses peuvent être suggérées pour expliquer les différences observées : 1) une variation de la quantité de carbonate de calcium soufflée sur les îles, induite par deux morphologies différentes de la plate-forme sous-jacente ; ou 2) une influence de la nature des substrats carbonatés (aragonitique ou calcitique) qui sont différents entre les deux îles.

4.6.1. DEUX MORPHOLOGIES DIFFERENTES DE LA PLATE-FORME

Les deux îles se trouvent au sommet de bancs carbonatés de structures différentes. Au vu de l'étendue de la plate-forme du « Great Bahama Bank », il est possible que la quantité de sédiments carbonatés disponibles pour la remobilisation ait été plus importante à Eleuthera qu'à San Salvador, situé au sommet d'un banc isolé (Fig. 13). Bien que l'apport sédimentaire proviennent majoritairement de l'Est, sous l'influence des alizés, l'hypothèse d'une variation de la quantité de carbonates intégrant les sols des deux îles est prise en compte dans les modélisations de l'altération réalisées par J.M. Schmitt grâce au logiciel CHESS.

4.6.1.1. Modélisations géochimiques

Les principaux paramètres utilisés ici sont présentés dans en annexe 5. Deux modélisations ont été réalisées. La première représenterait l'évolution du cortège minéralogique sur San Salvador. Elle met en jeu l'altération d'une roche mère composée de poussières sahariennes et d'une faible quantité de calcite. La seconde représenterait l'évolution du cortège minéralogique sur Eleuthera. Elle fait intervenir les mêmes paramètres, mais la quantité de calcite dans la roche mère est nettement plus importante. Il a été choisi de conserver la composition des poussières sahariennes actuelles (Glaccum et Prospero, 1980). En effet, le principal paramètre de variation est la calcite qui provient de sources locales et l'objectif est, ici, de comparer l'évolution d'un même cortège sur deux îles proches. Lors des modélisations réalisées, la roche mère n'est pas renouvelée contrairement au système naturel. Cette différence implique certainement la cohabitation de paragenèses altérées et non altérées dans les systèmes naturels. En effet, l'arrivée permanente de

matériel frais permet d'expliquer la cohabitation de minéraux frais (illite) et de minéraux altérés (kaolinite) au sein des profils.

Les résultats de ces deux modélisations de référence sont présentés sur les figures 96A et 96B. L'évolution de la minéralogie de la roche mère est fonction de la quantité d'eau introduite, constante par pas de temps. L'évolution de la minéralogie peut donc être considérée comme une fonction du temps.

La modélisation 1 (Fig. 96A) montre que les premiers minéraux à être lessivés sont les carbonates. La quantité de calcite diminue rapidement. La destruction de ce minéral participe à la néoformation de dolomite. Une fois l'intégralité de la calcite éliminée, la dolomite est lessivée. De même, l'altération de la kaolinite et du quartz permet la formation d'illite et de smectite (la saponite). Cette smectite se forme tant qu'il reste du carbonate dans le système (ici, de la dolomite). Une fois le carbonate lessivé, la smectite commence à être altérée. Une fois éliminée, l'altération se reporte sur la muscovite (analogue dans la modélisation de l'illite du système naturel). Alors, l'altération du minéral muscovite conduit à la néoformation de la kaolinite. En parallèle, le quartz est lessivé. Une fois l'intégralité de la muscovite altérée, la concentration en kaolinite reste stable. Elle n'évolue que lorsque la totalité du quartz est lessivée. Alors, la quantité de kaolinite diminue car il y a néoformation de boehmite.

La modélisation 2 (Fig. 96B) met en jeu une roche mère plus riche en calcite. Ce minéral domine le cortège minéralogique. Lors de l'altération, la calcite est le premier minéral à être lessivé. Ce processus participe à la néoformation de dolomite. Une fois toute la calcite éliminée, la dolomite est lessivée jusqu'à disparaître. En parallèle, au début du processus d'altération, la kaolinite et le quartz sont altérés et participent à la néoformation de la smectite montmorillonite. Une fois l'intégralité de la kaolinite évacuée, la montmorillonite est altérée et participe à la néoformation de la smectite saponite. La quantité de ce minéral augmente aux dépens de la quantité de quartz et de muscovite. Lorsque la totalité du quartz a été lessivée, l'altération de la muscovite s'accroît et donne lieu à la formation de la smectite saponite et à de la boehmite. Néanmoins, lorsque l'intégralité du carbonate présent dans le système est lessivée, le pH du système est modifié. Ceci entraîne le lessivage de la boehmite et de la saponite. L'altération de la saponite dans un système où la boehmite a disparu conduit à la formation de quartz. Lorsque l'ensemble de la saponite a été lessivé, le système décrit par la modélisation 2 est composé de muscovite et de quartz. Ce système se rapproche alors de celui décrit dans la modélisation 1, une fois les carbonates éliminés. Dans le cadre de la modélisation 2, les réactions observées sont alors les mêmes. La kaolinite se forme aux dépens de la muscovite, jusqu'à la disparition de cette dernière. Le quartz est lessivé en parallèle. Tant que le quartz est présent dans le système, la concentration en kaolinite reste constante. En revanche, une fois le quartz intégralement lessivé, la kaolinite est détruite et de la boehmite est formée.

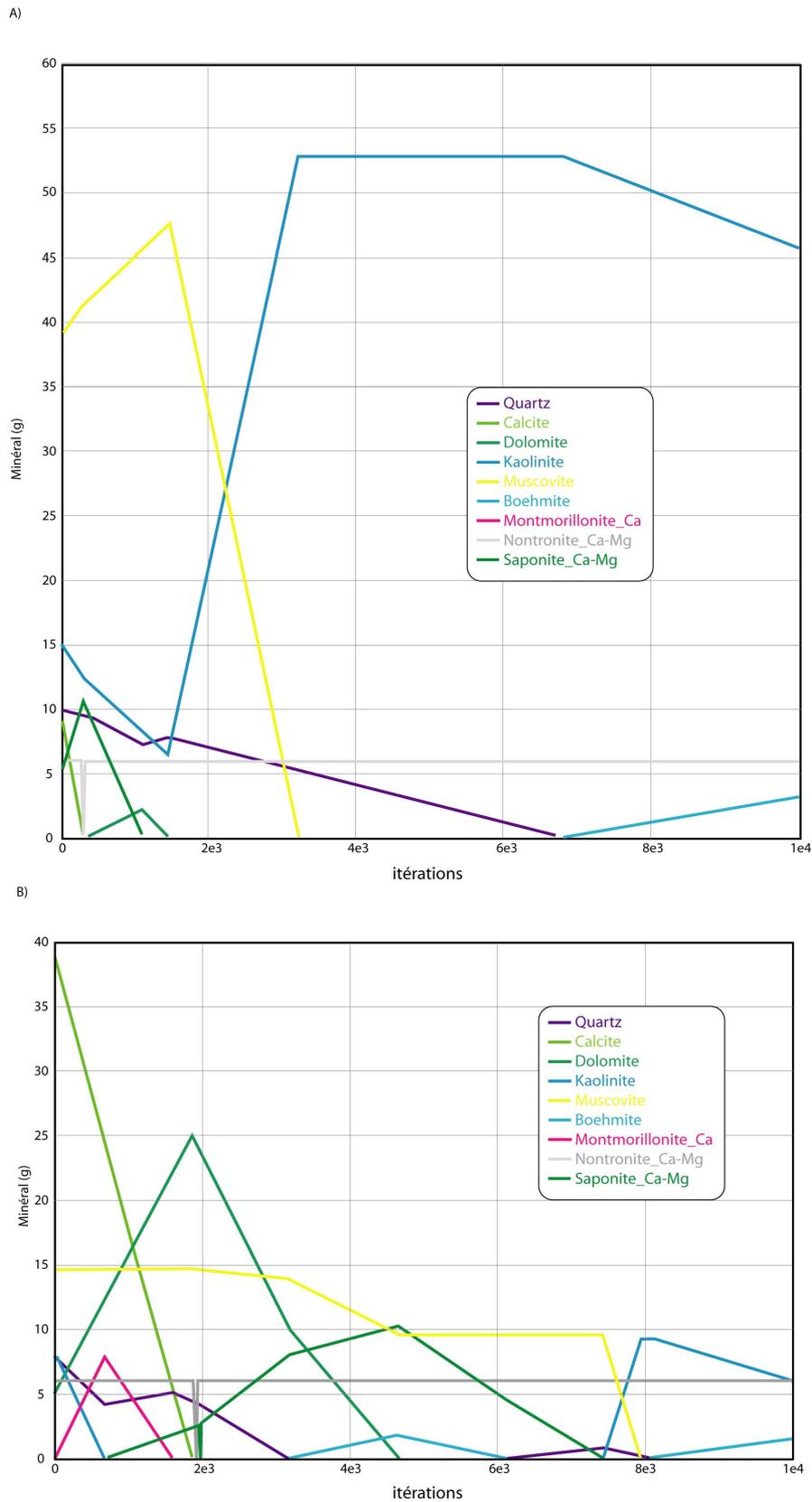


Figure 96 - Résultats des modélisations géochimiques simulant l'altération du cortège non carbonaté des formations pédologiques de San Salvador et d'Eleuthera. A) modélisation 1, faible teneur en calcite, analogie de l'altération sur l'île de San Salvador. B) modélisation 2, teneur en calcite plus importante, analogie de l'altération sur l'île d'Eleuthera.

4.6.1.2. Comparaison des modélisations avec les analyses minéralogiques des paléosols

San Salvador

La minéralogie des formations pédologiques de San Salvador est dominée par le quartz et la kaolinite. Les autres minéraux présents au sein du cortège permettent de distinguer deux familles de paléosols : ceux qui sont riches en illite et ceux qui sont riches en boehmite (McCartney et Boardman, 1986 et Boardman *et al.*, 1995).

La prédominance de la kaolinite au sein du cortège non carbonaté illustre le haut degré de maturité atteint par ces sols. Or, un tel degré ne peut être atteint que lorsque l'intégralité des carbonates du système a été lessivée. En effet, leur disparition contrôle l'évolution du pH. Ce dernier passe d'une valeur initiale de 8 à une valeur de 5 lorsque tous les carbonates ont disparu. Cette modification des conditions chimiques du milieu entraînent la destruction des phases intermédiaires d'altération (ici des minéraux de la famille des smectites) puis l'altération du cortège allochtone. Alors, l'altération de l'illite permet la néoformation de kaolinite.

Dans la modélisation de référence, le quartz est lessivé. Or, il semble être très présent au sein des formations de San Salvador. Soit les formations pédologiques ont atteint un stade d'altération moins avancé que celui atteint à la fin de la modélisation géochimique soit le flux continu de quartz a été sous-estimé.

La ségrégation des paléosols en deux familles distinctes (riches en boehmite/riches en illite) est particulièrement bien illustrée par la modélisation géochimique. En effet, la formation de la boehmite se fait aux dépens de la kaolinite néoformée et s'initie lorsque toute l'illite et tout le quartz du système ont été lessivés. Il n'est donc pas surprenant que McCartney et Boardman (1986) et Boardman *et al.* (1995) n'aient pas rencontré beaucoup de paléosols où les deux minéraux cohabitaient.

Eleuthera

Le cortège argileux des formations pédologiques d'Eleuthera contient des minéraux interstratifiés et/ou des H.I.C. (Foos, 1991; Foos et Bain, 1995; Nawratil-De Bono, 2005). Ce sont des minéraux intermédiaires de l'altération. Ce qui signifie, au vu de la modélisation géochimique, qu'une grande partie du cortège minéralogique des sols anciens s'est constituée sous l'influence d'une importante quantité de carbonate de calcium. Ceci est en accord avec les observations conduites par Foos (1991) sur les sols actuels qui ne présentent pas de teneur importante en kaolinite. Formés à proximité des plages et sous l'influence d'un apport important en carbonate de calcium, leur minéralogie est dominée par les phases minéralogiques intermédiaires de l'altération (les H.I.C.). En période interglaciaire, sur Eleuthera, il semblerait que les formations pédologiques ne parviennent que difficilement à lessiver l'intégralité de leur contenu carbonaté.

4.6.2.

UN SUBSTRATUM CARBONATE DE NATURE DIFFERENTE

Tous les échantillons de paléosols provenant des études de McCartney et Boardman (1986) et Boardman *et al.* (1995) reposent sur des dépôts relativement riches en aragonite (Kindler et Hearty, 1997; Kindler, communication personnelle) attribués à la Formation de Grotto Beach. Sur Eleuthera, les formations pédologiques reposent sur des substratum d'âges et de natures plus variés (Kindler et Hearty, 1997; Nawratil-De Bono, 2005). De nombreux profils se sont développés sur des substrats riches en calcite. L'omniprésence de l'aragonite, dont la déstabilisation est plus rapide, est peut-être un facteur qui a influencé le développement des sols de San Salvador. Une modélisation faisant intervenir de l'aragonite sera entreprise à l'avenir pour tester cette hypothèse. Il est probable que le cortège minéralogique à l'issue de cette modélisation soit proche de celui obtenu avec la modélisation 1, lorsque le lessivage de l'intégralité du carbonate est rapide.

4.6.3.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Une variation dans la minéralogie des paléosols en fonction des îles a été observée. La comparaison des minéralogies des formations pédologiques d'Eleuthera et de San Salvador permet de mettre en évidence la prépondérance des processus locaux (temps de maturité, modifications géomorphologiques) dans la formation des paléosols des Bahamas.

Ces variations pourraient être liées à la capacité des sols à lessiver l'intégralité de leur contenu carbonaté. La quantité de carbonate disponible conditionne la formation et la persistance de phases minéralogiques intermédiaires d'altération. Elle explique comment elle modère l'altération d'un même matériel non carbonaté allochtone et conduit à des cortèges d'altération différents.

Ces variations pourraient également être liées aux différentes minéralogies du substratum rencontrées sur les îles : aragonitique sur San Salvador et calcitique sur Eleuthera.

Le fait que la composition des poussières sahariennes ait pu évoluer au cours du temps n'est pas ici un problème. En effet, cette étude compare deux îles très proches. Les teneurs relatives des minéraux constitutifs des poussières peuvent varier dans le temps, elles ne varieront pas d'une île à l'autre.

Le scénario présenté ici tend à souligner l'impact des phénomènes locaux sur les processus de formation des paléosols. Dans le but de tester les hypothèses proposées, il conviendra d'effectuer de nouvelles modélisations et de conduire des études comparables sur d'autres îles des Bahamas.

4.7. Origine du matériel détritique parvenant jusqu'à l'archipel des Bahamas

L'étude du flux détritique au large des Bahamas est accessible dans les archives marines. L'origine du détritisme est discutée. En fonction des études, elle peut être :

- éolienne : d'origine saharienne ou nord-américaine
- fluviatile : en provenance de Cuba ou d'Hispanola

Les études menées en parallèle sur les formations pédologiques des Caraïbes mettent en évidence le flux des particules sahariennes au-dessus de la région (Syers *et al.*, 1969; Muhs *et al.*, 1990).

D'autre part, notre étude a montré que le cortège argileux des paléosols d'Eleuthera n'était pas totalement en accord avec la composition minéralogique des poussières sahariennes actuelles. Il convient donc de comparer les archives bahamiennes continentales et marines afin de préciser l'origine du détritisme.

4.7.1. LES SEDIMENTS MARINS AU LARGE DES BAHAMAS

4.7.1.1. Localisation des forages

Quatre séries distinctes de forages récents ont été réalisées dans la région des Bahamas (Fig. 97).

- Le forage réalisé par l'équipe de M. Boardman de l'Université de Miami au milieu du « Northwest Providence Channel » (Eaton, 1986; Boardman *et al.*, 1995).
- Le leg ODP 101 date de l'année 1985. Parmi les nombreux sites forés, les sites 626 et 627 ont permis l'acquisition de données minéralogiques sur les sédiments argileux. Le site 626 a été foré sur la plate-forme de Floride et le site 627 sur le talus du « Little Bahama Bank », au nord-est de l'île de Grand Bahama (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988).
- Les forages Clino et Unda ont été réalisés en 1990 au cours du Bahamian Drilling Project (BDP) de l'équipe du Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS) de l'Université de Miami (Floride) [synthèse dans Eberli *et al.* (1997)].
- Le leg ODP166 a donné lieu à de nombreux forages sur la plate-forme bahamienne et le bassin du « Florida Straits ». Ils se répartissent depuis le talus (site 1003, 1004 et 1005) jusque dans le bassin constitué par le « Santaren Channel » (site 1006 et 1007). Les carottes ainsi obtenues

sont essentiellement constituées de carbonates parcourus par quelques faisceaux argileux. L'étude de ces sédiments a principalement été conduite sur les sites 1006 et 1007 (Karpoff *et al.*, 2002). L'auteur montre que l'essentiel du cortège argileux, en particulier au Miocène, est en partie issu de processus diagénétiques. En revanche, au sein des derniers niveaux plio-pléistocènes, les sédiments enregistrent un apport de minéraux détritiques comportant des illites, des chlorites, des smectites et des minéraux interstratifiés.

A)

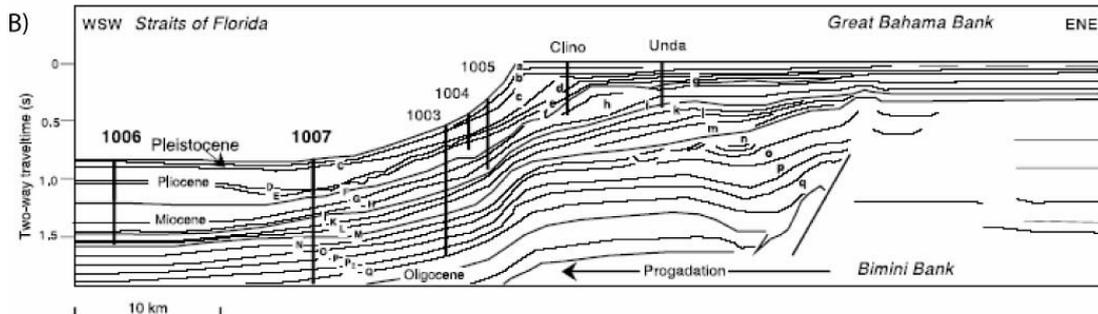
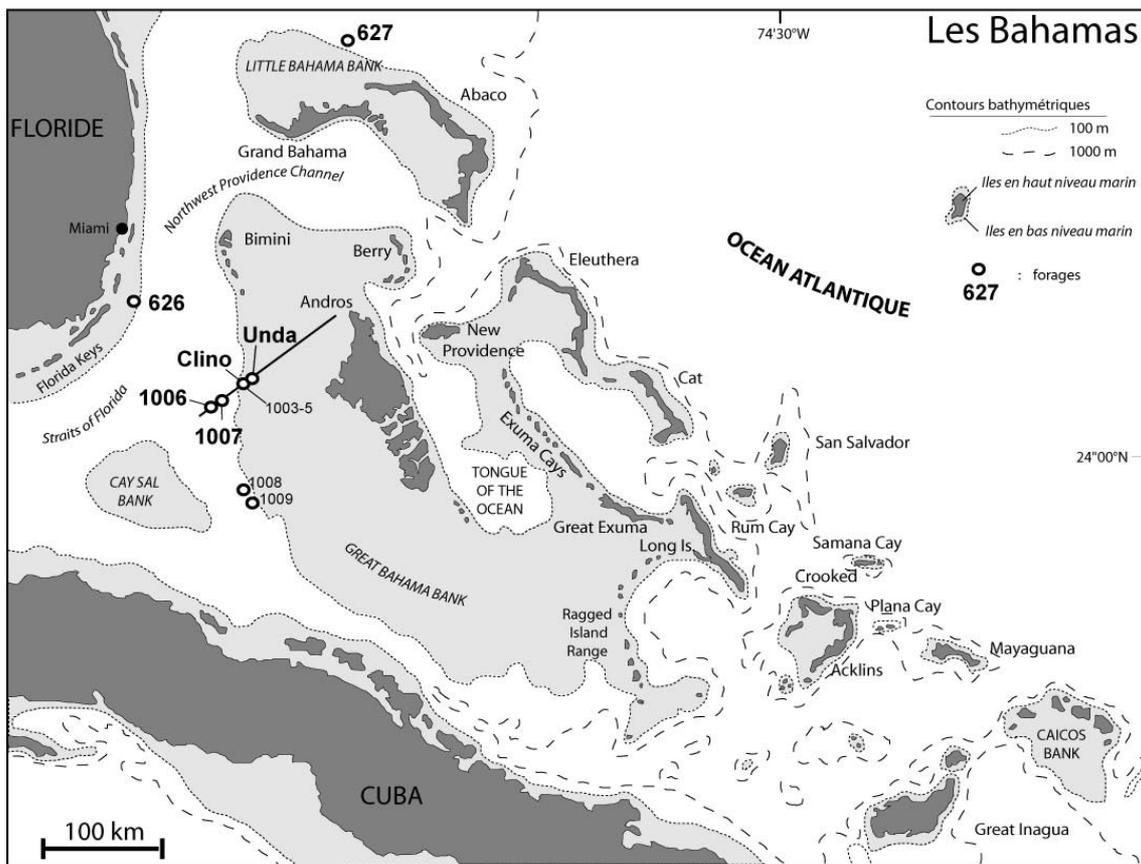


Figure 97 - Localisation des différents forages effectués au large des Bahamas. A) en carte. B) en coupe (Carew et Mylroie, 1995a; Eberli *et al.*, 1997).

4.7.1.2. Des dépôts carbonatés parcourus de niveaux argileux

Quelques soient les forages, la nature des sédiments marins est assez homogène. Ils sont très majoritairement constitués de carbonates (Eberli *et al.*, 1997). Les forages effectués ont pénétré les carbonates du Jurassique supérieur à une profondeur de 5 km. Lors de ces forages, des dolomies et des évaporites ont également été traversées. Il est probable que 5 km supplémentaires de dépôts complètent la série (Meyerhoff et Hatten, 1974). L'analyse de carottes moins importantes montre que le pourtour du « Great Bahama Bank » est le siège d'une transition entre des faciès bioclastiques et récifaux du Pliocène et des faciès quaternaires dominés par des oolithes et des éolianites. L'apparition de ces dernières a été associée à l'amorce des glaciations de l'hémisphère nord (Schlager et Ginsburg, 1981).

Dans les bassins, les forages sont parfois interrompus par des niveaux argileux qui s'organisent en faisceaux. Ainsi, sur le leg 166, le site 1006 A présente de nombreux niveaux argileux du Pliocène supérieur et du Pleistocène (entre 20 et 30). En revanche, sur la plate-forme, le dépôt de ces niveaux argileux n'est pas uniforme et leur préservation apparaît plutôt comme exceptionnelle. Ainsi, très peu de niveaux argileux ont été signalés sur les sites 1003, 1004, 1005, 1007, 1008 et 1009 pour la même période de temps (Eberli *et al.*, 1997).

4.7.1.3. Age des niveaux argileux

Les forages du leg 166 atteignent des niveaux âgés du Miocène inférieur, voire Oligocène supérieur (Eberli *et al.*, 1997). Des niveaux argileux y apparaissent au sommet, depuis le Pliocène (2,7 Ma) et se répartissent en faisceaux jusqu'à l'actuel. L'absence de données sur les niveaux argileux du Pliocène inférieur n'est pas liée à un problème de recouvrement de la carotte mais bien à une absence de dépôt.

L'âge des niveaux argileux est le mieux contraint sur le site 1006 du leg 166 (Eberli *et al.*, 1997). Ce site présente le plus grand nombre de faisceaux argileux et bénéficie de modèles d'âge établis par des méthodes différentes, dont les résultats sont cohérents (pour le Quaternaire). Les niveaux argileux les plus jeunes présentent un âge proche de 400 ka car un hardground interrompt la sédimentation dans la partie supérieure de la carotte (Eberli *et al.*, 1997).

Le premier modèle d'âge basé sur la biostratigraphie et qui donne un taux de sédimentation moyen de 5 cm/ka (Eberli *et al.*, 1997) est conforté par le modèle de Kroon *et al.* (2000). Ce modèle est basé sur la biostratigraphie et les analyses isotopiques de l'oxygène calées sur les cycles astronomiques. Les différents résultats des calculs d'âge des niveaux argileux du site 1006 et 1007 sont présentés sur la figure 98 et en annexe (Annexe 5).

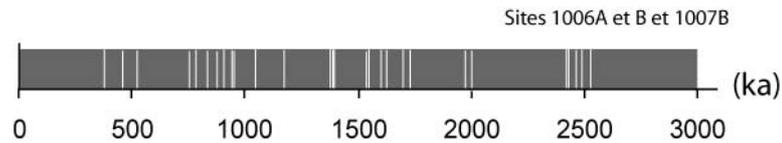


Figure 98 - Ages des derniers faisceaux argileux des sites 1006 et 1007 du leg 166 calculés d'après les données disponibles dans la littérature (Eberli *et al.*, 1997; Karpoff *et al.*, 2002).

4.7.1.4. Origine des niveaux argileux

Les études menées sur les différentes carottes forées au large des Bahamas mettent en évidence l'importance de l'apport détritique dans la région au cours du Quaternaire. Néanmoins, l'origine du matériel est discutée. Une interprétation différente est proposée selon les auteurs et selon les forages étudiés : une origine saharienne (forage du « Northwest Providence Channel ») (Eaton, 1986 et Boardman *et al.*, 1995), une origine nord-américaine (Leg 101) (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988) et une origine cubaine (Leg 166) (Eberli *et al.*, 1997).

Une origine saharienne ?

Une des hypothèses avancée pour expliquer l'origine de la formation des niveaux argileux des sédiments marins au large des Bahamas réside dans le détritisme éolien saharien (Boardman *et al.*, 1995). Le cortège minéralogique de la carotte de « Northwest Providence Channel » est composé de quartz, de dolomite et de feldspath. Ces minéraux portent des traces de transport (grains émoussés) qui attestent de leur origine détritique.

Cependant, le diamètre moyen des particules sahariennes est de l'ordre de 6 μm au-dessus des îles du Cap-Vert (500 km des côtes africaines), tandis qu'il n'est plus que d'environ 2 μm à la Barbade et à Miami (5000 km des côtes africaines) (Glaccum et Prospero, 1980). Le matériel détritique préservé dans la carotte marine du « Northwest Providence Channel » présente une granulométrie silteuse beaucoup plus grossière (Eaton, 1986 et Boardman *et al.*, 1995), pendant les périodes chaudes et pendant les périodes froides, que la granulométrie des poussières qui parviennent aujourd'hui dans la région des Caraïbes. La source de ces éléments est donc probablement plus proximale que le Sahara. Il faut souligner un paradoxe majeur : le cortège quartz, dolomite, feldspath est ici interprété comme saharien alors que les études récentes montrent que la minéralogie des poussières sahariennes est majoritairement constituée d'illite et, en de moindres teneurs, de quartz et de kaolinite (Glaccum et Prospero, 1980; Caquineau, 1997). La dolomite ne semble jamais être un des principaux minéraux constitutifs des poussières sahariennes (Tab. V). Il faut donc envisager une autre source de matériel pour expliquer la présence de dolomite dans les sédiments marins au large des Bahamas.

Dans la carotte du « Northwest Providence Channel », la teneur en dolomite évolue en fonction de l'âge du sédiment. Elle est élevée pendant les périodes froides et baisse pendant les périodes interglaciaires (Fig. 30).

Cette variation a été interprétée comme le résultat d'une migration vers le sud du panache de poussières sahariennes au cours des périodes glaciaires vers le centre du Sahara. Cette hypothèse est soutenue par une augmentation de la teneur en dolomite au large du Cap Blanc (Johnson, 1979) (Fig. 99). Or, cette anomalie est locale. Elle est située en aval du réseau hydrographique situé à la frontière entre la Mauritanie et le Sahara occidental.

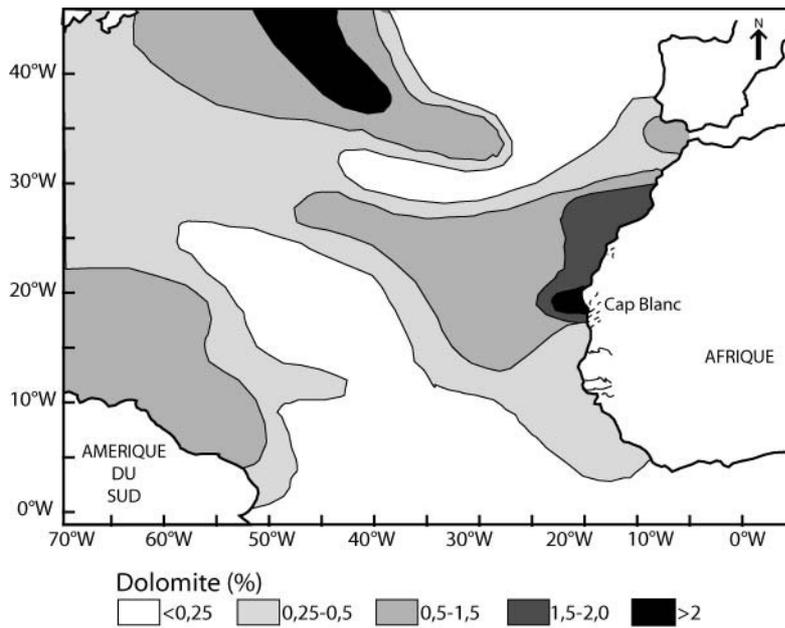


Figure 99 - Variation locale de la teneur en dolomite au large du Cap Blanc (Johnson, 1979). Les teneurs maximales se retrouvent au niveau de l'Atlas marocain et en particulier en face du réseau hydrographique au large du Cap Blanc (Sarnthein *et al.*, 1982).

Il faut par ailleurs souligner que les zones du centre et du sud du Sahara ne sont pas connues pour être particulièrement riches en dolomite. Les aérosols collectés en région sahélienne semblent dépourvus de minéraux solubles (McTainsh et Walker, 1982; Wilke *et al.*, 1984; Moberg *et al.*, 1991). La dolomite est classiquement associée à la calcite qui se trouve essentiellement dans les zones nord du Sahara. En effet, les poussières provenant de l'Atlas marocain sont plus riches en dolomite que les autres zones sources du nord du Sahara. Néanmoins, les teneurs en dolomite restent toujours relativement modestes dans ces régions africaines (jusqu'à 2 % de la minéralogie des poussières) (Tab. V et Fig. 99). Il est donc peu probable que le flux de matériel d'origine saharienne puisse expliquer les teneurs et les variations observées de la dolomite.

Une origine nord-américaine ?

La première étude minéralogique des faisceaux argileux conduite dès le leg 101 a permis de proposer une origine nord-américaine (Hüggemberg et Füchtbauer, 1988).

La carotte étudiée recouvre une longue période depuis l'Albien final jusqu'au Quaternaire. La minéralogie des roches totales est dominée par les carbonates (calcite, dolomite et aragonite). Les minéraux non carbonatés détectés sont le quartz, les minéraux argileux (smectite, illite, kaolinite, chlorite), la zéolite, l'amphibole hastingsite, la glauconie et la pyrite. Dans ces niveaux, la palygorskite et la sépiolite sont erratiques. Les résultats des analyses minéralogiques obtenus par Hüggemberg et Füchtbauer (1988) sur les niveaux argileux des sites 626 et 627 sont présentés dans le tableau XIII.

Tableau XIII - Résultats des analyses minéralogiques effectuées sur les niveaux argileux des carottes prélevées sur les sites 626C et 627B (Hüggemberg et Füchtbauer, 1988). Mbsf = meter below sea floor (profondeur sous le plancher océanique), K = kaolinite ; C = chlorite ; ? = présence probable.

Site	mbsf	Age estimé (ka)	Smectite	Minéraux à 7A	Illite/muscovite
627A	3,7	264	4	29 (K et C)	67
627A	5,1	364	présent	C, K?	présent
627B	3,2	229	4	34 (K et C)	62
627B	4,5	321	?	?	présent
627B	11,4	814	27	31 (K et C)	42
627B	30,8	2200	22	40 (K et C)	38

Minéraux authigènes

La présence de smectites et de zéolites (clinoptilolite) est plus importante dans les échantillons riches en calcite. La smectite et les clinoptilolites seraient d'origine authigène. Elles sont surtout abondantes dans les sédiments plus anciens datés du Miocène. La structure alvéolaire des smectites et le caractère automorphe des clinoptilolites suggèrent une origine *in situ*, ce qui est courant dans les sédiments marins profonds. La présence d'opale biogénique, de verre volcanique et de feldspath a probablement participé à la formation authigénique des smectites et des clinoptilolites. La glauconie et la pyrite apparaissent en faibles quantités dans la majorité des échantillons analysés.

Minéraux volcaniques ?

L'amphibole hastingsite pourrait traduire un apport de matériel volcanique. Néanmoins, ce minéral, seul, ne peut être considéré comme un traceur du volcanisme centre américain (y compris le Mexique, J.L. Macias, communication personnelle). Une contribution d'origine volcanique ne peut être établie sans la réalisation d'analyses complémentaires.

Minéraux détritiques

Les principaux minéraux terrigènes sont l'illite, la kaolinite, la chlorite, le quartz et le feldspath. Ce cortège a été interprété comme provenant des terres émergées de Floride.

Une origine caribéenne (Grandes Antilles) ?

Les niveaux argileux des sédiments marins du leg 166 ont été interprétés comme provenant de l'altération et l'érosion des îles de Cuba et d'Hispanola (Eberli *et al.*, 1997).

L'étude de la minéralogie des niveaux argileux du leg 166 a été réalisée par Karpoff *et al.* (2002). Les minéraux reconnus par diffraction des rayons X au sein des niveaux argileux sont : l'aragonite, la calcite, la calcite magnésienne, la dolomite, le quartz, le plagioclase, la pyrite, la clinoptilolite et les phyllosilicates. Les minéraux argileux déterminés sont la chlorite, la kaolinite, l'illite, la smectite et les interstratifiés illite/smectite. La palygorskite et la célestite sont également observables au microscope électronique à transmission. Les principales variations de minéralogie s'observent entre les dépôts plio-pléistocènes et les dépôts miocènes (Fig. 100).

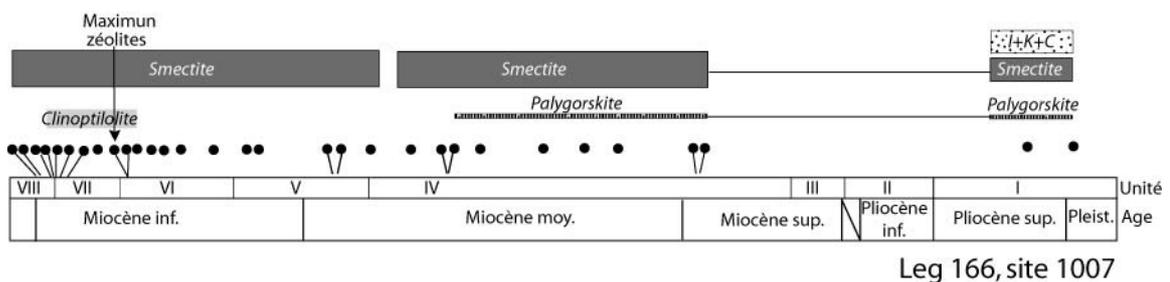


Figure 100 - Variation de la composition minéralogique des niveaux argileux le long de la carotte forée sur le site 1007 (Karpoff *et al.*, 2002).

Au Plio-Pléistocène, la calcite et le quartz sont plus abondants que les phyllosilicates. Les niveaux de cet âge sont riches en calcite, aragonite, en dolomite et en calcite magnésienne. Le quartz et le feldspath sont plus abondants dans les niveaux argileux pléistocènes que dans les niveaux pliocènes.

Au Pléistocène, le cortège argileux est formé par de la chlorite (~ 20 %), de la kaolinite (de 15 à 30 %), de l'illite (30 à 50 %), de la smectite (5 à 15 %) et des interstratifiés illite/smectite (5 à 15 %) (Fig. 101). Au Pliocène supérieur, ce cortège argileux évolue : les interstratifiés disparaissent et la teneur en smectite est multipliée par 3. Le cortège argileux est alors chlorite (10-25 %), kaolinite (~ 20 %), illite (10 à 20 %) et smectite (45 à 55 %) (Fig. 101).

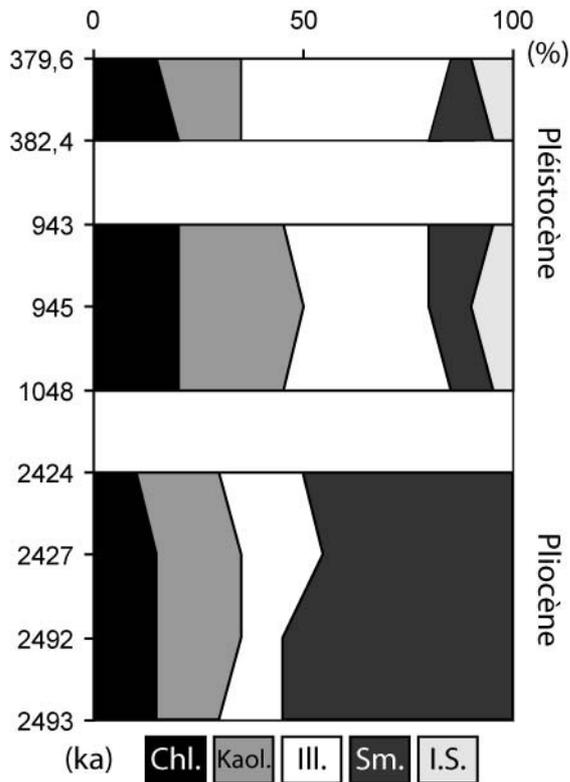


Figure 101 - Evolution de la composition des argiles plio-pléistocènes sur le site 1006 (Karpoff *et al.*, 2002). Les cortèges pliocènes et pléistocènes se différencient par leur teneur en smectite. Chl. = chlorite ; Kaol. = kaolinite ; Ill. = illite ; Sm. = smectite ; I.S. = minéraux interstratifiés.

Les occurrences de niveaux argileux sur les sites 1006 et 1007 du leg 166 du Miocène et au Pléistocène ne sont pas en accord avec l'évolution de la quantité de matériel détritique dans les autres bassins de la mer des Caraïbes (leg 165) (Peters *et al.*, 2000). Entre le Mexique et Cuba, le détritisme augmente à partir de 10 Ma jusqu'à nos jours, en relation avec le soulèvement de la région et consécutivement à l'augmentation de l'érosion des terres d'Hispaniola et Cuba (Fig. 102). Cette évolution est différente de celle observée au large des Bahamas où l'arrivée du détritisme ne s'enregistre qu'à la fin du Pliocène par quelques rares faisceaux à partir de 2,7 Ma (Karpoff *et al.*, 2002).

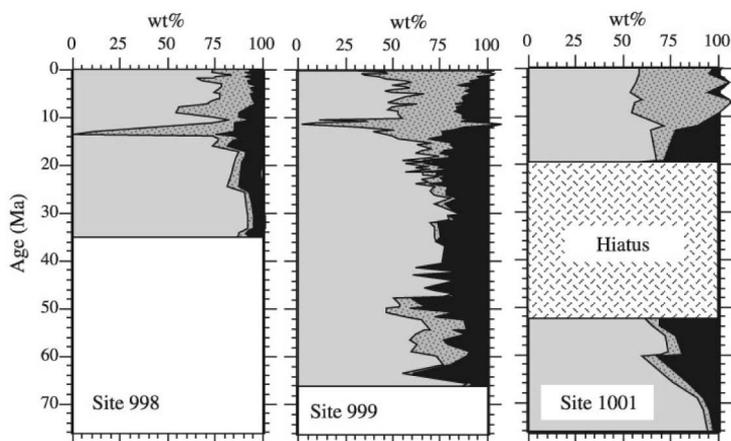


Figure 102 - Principales composantes de la sédimentation de la mer Caraïbes. Noir : cendres, Gris tacheté : terrigène, Gris uniforme : sédimentation carbonatée (Peters *et al.*, 2000).

Discussion sur l'origine des niveaux argileux détritiques

Au vu de la proximité des forages et des minéralogies déterminées, il est envisageable que le matériel détritique à l'origine des niveaux argileux des sédiments marins soit identique. Cependant, les interprétations diffèrent d'un auteur à l'autre et d'un forage à l'autre. Une discussion doit donc être menée pour tenter de comprendre ces divergences.

La variation de la teneur en dolomite

Les sédiments marins du « Northwest Providence Channel » enregistrent un apport prononcé en dolomite pendant les périodes froides (Eaton, 1986 et Boardman *et al.*, 1995). Nous proposons une interprétation selon laquelle la dolomite pourrait provenir des loess du Mississippi.

La composition de ces loess a été décrite comme étant dominée par le quartz, la dolomite (jusqu'à 20 %) et le feldspath. Les autres minéraux constitutifs de ces formations sont le mica, la chlorite, la calcite et des minéraux lourds (Pye et Johnson, 1988) (Fig. 25). La minéralogie des argiles dans les loess varie selon la provenance des dépôts. Néanmoins, elle est dominée par une forte teneur en illite (40-60 % et jusqu'à 84 %) et en smectite (~ 10 %) (Svensson *et al.*, 2000). Lorsque ces loess sont pédogénéisés, la calcite et la dolomite disparaissent au profit des argiles (majoritairement des smectites et des interstratifiés illite-smectite) ainsi que de la goéthite. Cette composition se rapproche donc de celle du cortège détritique décrit par Eaton (1986) et Boardman *et al.* (1995).

Nous proposons que les sédiments du « Northwest Providence Channel » enregistrent l'arrivée de deux types de loess. Pendant et juste après les périodes glaciaires, il s'agirait de loess non altérés, riches en dolomite. Pendant les périodes interglaciaires, il s'agirait de loess altérés par la pédogénèse et appauvris en dolomite. Le flux serait plus important pendant les périodes glaciaires ou pendant les transitions interglaciaires / glaciaires en raison de la diminution du couvert végétal.

La présence de palygorskite

La présence de palygorskite retrouvée dans les sédiments marins au large des Bahamas (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988; Karpoff *et al.*, 2002) peut être discutée.

L'origine de ce minéral est soumise à débats. Dans les sédiments marins, la palygorskite peut être considérée comme authigénique [synthèse dans Thiry (2006)] ou détritique. Ici, elle est considérée d'origine détritique par les auteurs (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988; Karpoff *et al.*, 2002). Alors, nous pouvons envisager deux sources pour ce matériel.

- Une **source américaine**. En effet, la palygorskite est présente au sein d'importants dépôts miocènes en Floride et au sud-ouest de la Géorgie (Weaver et Beck, 1977). Ces sédiments, composés par un ensemble

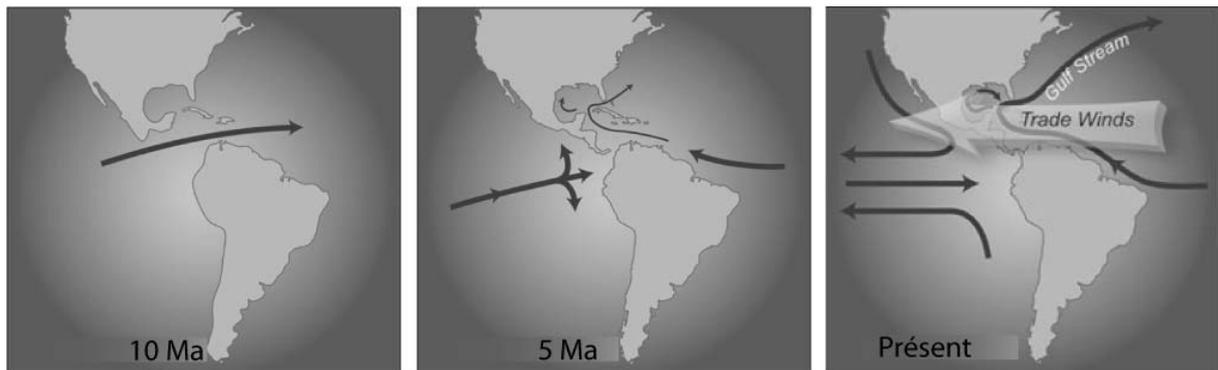
d'argiles palygorskite-sépiolite, témoignent de l'installation de conditions lagunaires et saumâtres. Ces dépôts ont été remobilisés et seraient à l'origine des importantes accumulations locales dans les sédiments du leg 101 datés du Miocène (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988). En revanche, une faible quantité de palygorskite est également détectée au sein des sédiments quaternaires. Or, les dépôts miocènes riches en palygorskite affleurent peu car ils se trouvent actuellement essentiellement sous le niveau marin et sont souvent recouverts par des dépôts pliocènes. Il est donc peu probable que ces dépôts aient pu être récemment remobilisés par le vent.

- Une **source nord-africaine** peut également être proposée. En effet, la palygorskite est abondante dans les sols des régions nord du Sahara (Chamley, 1971; Sassi, 1974; Paquet *et al.*, 1984; Coudé-Gaussen et Blanc, 1985; Schütz et Sebert, 1987; Coudé-Gaussen, 1991). Ce minéral associé à de la calcite est attribué aux dépôts africains paléogènes (Foucault et Mélières, 2000). Il est généralement considéré comme un minéral traceur des sources situées au nord du Sahara (Bücher et Lucas, 1984; Coudé-Gaussen et Blanc, 1985; Coudé-Gaussen *et al.*, 1987; Schütz et Sebert, 1987; Molinaroli *et al.*, 1993). Il a été détecté dans les échantillons collectés en Méditerranée et sa présence a été mise en évidence dans des échantillons d'aérosols sahariens collectés aux îles Canaries (Coudé-Gaussen *et al.*, 1987) et à la Barbade (Caquineau, 1997). Les zones sources de ce minéral sont donc l'Algérie, la Tunisie et le sud de l'Atlas, zones qui correspondent aux régions sources de poussières sahariennes estivales actuelles.

4.7.1.5. Conclusions et perspectives

Les sédiments marins au large des Bahamas sont majoritairement constitués de sédiments carbonatés quelquefois interrompus par des faisceaux de minéraux argileux. Ces niveaux sont probablement d'origine détritique. Les auteurs ne s'accordent pas sur l'origine de ce détritisme : saharien, nord-américain (Floride) ou caribéen (Grandes Antilles).

Le dépôt des niveaux argileux au large des Bahamas s'initie vers 2,7 Ma (Karpoff *et al.*, 2002). Or, cette date correspond à la première glaciation plio-pléistocène de l'hémisphère nord. En effet, la fermeture de l'isthme de Panama a provoqué une réorganisation globale des systèmes océaniques et atmosphériques. Initié il y a 4,7 Ma, cette réorganisation conduit à la première glaciation de l'hémisphère nord il y a près 2,7 Ma. Le décalage entre l'enregistrement de la modification de salinité (4,7 Ma) et la première glaciation (2,7 Ma) est lié à la mise en place progressive de la circulation thermohaline actuelle (Fig. 103) (Haug et Tiedemann, 1998).



10 Ma
Les eaux de surfaces coulent depuis le Pacifique jusque dans l'Atlantique via un passage appelé "le Central American Seaway". Les deux océans ont la même salinité.

5 Ma
Les plaques nord américaine, sud américaine et caraïbe convergent. La surrection et fermeture de l'isthme de Panama limite les échanges de masse d'eau entre les deux océans. Leurs salinités commencent à se différencier. La fermeture de l'isthme oblige les masses d'eaux à se dérouter. Le Gulf Stream commence à s'intensifier.

Présent
L'évaporation a lieu dans les basses latitudes de l'océan Atlantique et dans la mer Caraïbes. La vapeur d'eau est transportée dans le Pacifique par les vents dominants. La salinité de l'Atlantique est plus importante que celle du Pacifique.

Figure 103 - Fermeture de l'isthme de Panama et mise en place des systèmes océaniques et atmosphériques actuels (Haug *et al.*, 2004).

Les faisceaux argileux apparaissent peu après cette première glaciation pliocène. Alors, nous proposons que ces niveaux soient, dans la région des Caraïbes, les témoins de la mise en place du système atmosphérique tel que nous le connaissons aujourd'hui.

La carotte forée au large de l'île de North Andros enregistrerait donc :

- soit les premiers témoins de la réorganisation du système atmosphérique consécutivement à la glaciation et à la mise en place de la circulation thermohaline ;
- soit l'apparition de dépôts remobilisables par les vents qui pourraient être les loess périglaciaires nord-américains dont le dépôt ne peut être que postérieur à la glaciation.

Ainsi, il est possible que les loess nord-américains contribuent à la fraction détritique caribéenne. Selon nous, la présence de palygorskite dans ces sédiments témoigne de la pérennité de l'apport de matériel depuis le nord du Sahara. Il convient néanmoins de rester prudent et de réaliser des analyses minéralogiques, destinées à tester les hypothèses que nous avançons ici.

4.7.2. COMPARAISON DES ENREGISTREMENTS MARINS ET CONTINENTAUX

Dans ce paragraphe, nous nous proposons de vérifier si les enregistrements marins et continentaux du détritisme sont cohérents. Nous allons particulièrement nous attarder sur le flux des minéraux non carbonatés et leur minéralogie. De plus nous comparerons les rapports Al_2O_3/TiO_2 afin de vérifier si le matériel à l'origine des dépôts argileux marins et des paléosols est le même.

4.7.2.1. Un flux de minéraux non carbonatés comparable

Il est possible de calculer le flux de minéraux non carbonatés enregistré par les paléosols d'Eleuthera. Dans ce calcul, les karsts et les paléosols seront distingués. Les résultats se trouvent au sein du tableau XIV. Cette démarche est comparable à celle appliquée sur les formations pédologiques de San Salvador (McCartney et Boardman, 1986). Néanmoins, elle ne prend pas en considération les éventuels phénomènes de pertes par lessivage et accumulation inhérentes aux processus pédologiques. Elle est donc fort imprécise et ne peut être appliquée que dans les cas où la pédogénèse a été faible. Ce postulat, envisageable pour les paléosols, est discutable pour les remplissages karstiques.

Tableau XIV - Calcul du flux de minéraux non carbonatés enregistré par les paléosols d'Eleuthera. Les épaisseurs utilisées sont indicatives.

	Epaisseur moyenne (m)	Taux moyen de minéraux non carbonatés. (%)	Durée moyenne de formation (ka)	Taux d'accumulation des minéraux non carbonaté (m/m ² /100ka)
Paléosols	0,2	13	92	0,028

Le taux d'accumulation moyen des minéraux non carbonatés enregistrés par les formations pédologiques d'Eleuthera est de $\sim 0,03$ m/m²/100 ka. Il est intéressant de comparer ces taux calculés en surface de l'île avec le taux moyen calculé par Eaton (1986) au sein des sédiments d'une carotte prélevée au large des Bahamas qui est également de 0,03 m/m²/100 ka.

Les calculs réalisés sur les enregistrements marins et continentaux donnent donc les mêmes résultats. Ceci laisse supposer que les paléosols d'Eleuthera n'enregistreraient pas d'autres apports de matériel que celui enregistré dans la carotte d'Eaton (1986).

4.7.2.2. Un cortège argileux proche

La minéralogie des argiles des niveaux pléistocènes de la carotte du site 1006 foré au large de l'île de North Andros évolue en fonction de la profondeur. Le cortège des sédiments les plus jeunes est : chlorite 20 %; kaolinite 20 %, illite 40 %, smectite et interstratifiés 10 % (Fig.101). De même, le cortège argileux des formations pédologiques bahamiennes est composé de kaolinite (teneur entre 20 et 60 % avec une moyenne de 30 %), de chlorite (15 à 35 % moyenne de 30 %), d'interstratifiés (10 à 30 %, moyenne de 25 %) et d'illite (5 à 10 %) (Figs. 84, 92 et 94). Cette composition se retrouve au sein des formations anciennes et récentes (Nawratil-De Bono, 2005). Les deux cortèges sont donc proches et ils enregistrent un flux de chlorite allochtone important.

4.7.2.3. Comparaison des rapports Al_2O_3/TiO_2

Le rapport Al_2O_3/TiO_2 établi sur les niveaux argileux marins (Karpoff *et al.*, 2002) est comparé avec celui obtenu sur les paléosols des Bahamas (Nawratil-De Bono, 2005) et avec celui obtenu sur les poussières sahariennes actuelles (Glaccum et Prospero, 1980) (Fig. 104).

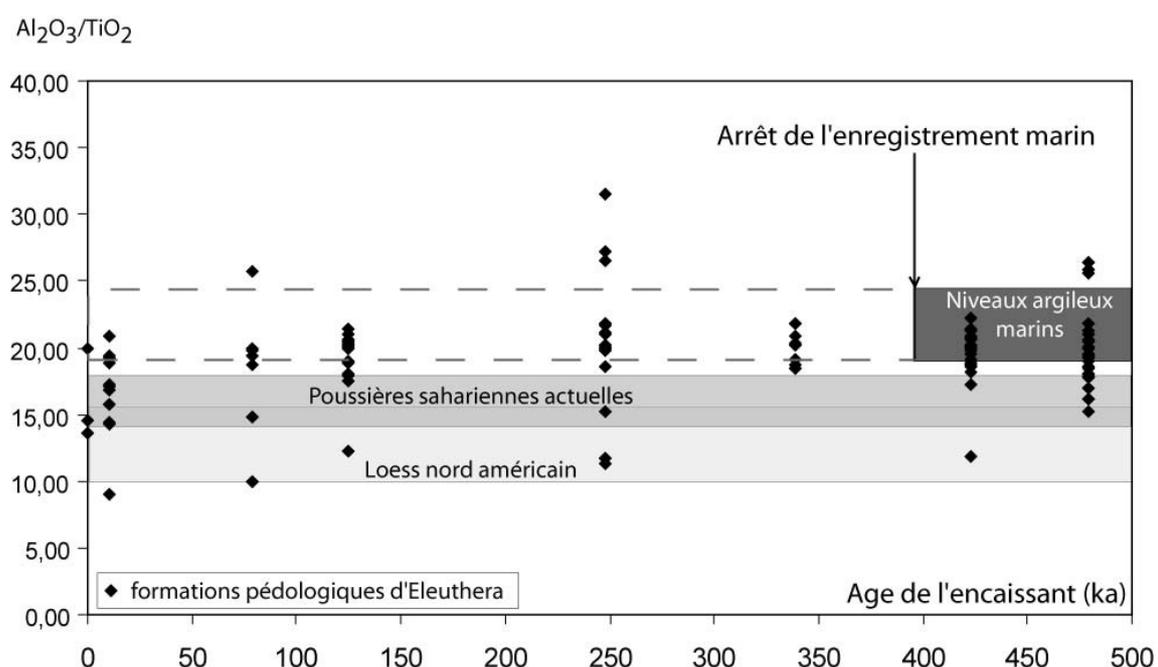


Figure 104 - Comparaison des valeurs du rapport Al_2O_3/TiO_2 des formations pédologiques de l'île d'Eleuthera (Nawratil-De Bono, 2005) avec celles des poussières sahariennes actuelles (Muhs *et al.*, 1990), des loess nord-américains (Pye et Johnson, 1988; Herwitz et Muhs, 1995) et celles des niveaux argileux du site 1006 (Karpoff *et al.*, 2002).

Les résultats présentés dans la figure 104 et disponibles en annexe 5, montrent que les valeurs du rapport au sein des paléosols, des argiles marines et des poussières sahariennes diffèrent, les écarts observés pouvant être considérées comme discriminantes.

Elles montrent que :

- les poussières sahariennes actuelles et les loëss nord-américains présentent une valeur du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ différente de celle des argiles du site 1006 ;
- les valeurs du rapport obtenues à partir des paléosols présentent un large intervalle de variation qui recouvre les valeurs obtenues pour les niveaux argileux marins, pour les poussières sahariennes et même pour les loëss
- lorsque les âges sont comparables, les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ des paléosols d'Eleuthera et des niveaux argileux marins sont proches.

Les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ sont plus fluctuantes pour les paléosols que pour les niveaux argileux ou les poussières. En premier lieu parce que les points d'analyse sur ces objets sont plus nombreux. Ensuite parce que les valeurs des poussières sahariennes et des loëss sont issues de moyennes effectuées par les auteurs (Muhs *et al.*, 1990; Herwitz et Muhs, 1995). De plus, il n'est pas exclu que les formations pédologiques enregistrent des apports de matériel provenant de différentes sources. Enfin, il est possible que les phénomènes pédogénétiques affectent les valeurs du rapport. En effet, les formations présentent en général une très forte teneur en carbonates. Or, les analyses du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ effectuées sur des carbonates tests montrent une gamme de variations du rapport allant de 0 à 50. Il est donc possible que la valeur du rapport des paléosols fluctue autour d'une valeur moyenne. Celle-ci serait de 21. Cette valeur est recouverte par l'intervalle de variation du rapport des niveaux argileux (19 à 24,3) mais pas par celui des poussières sahariennes actuelles (14 à 18).

La géochimie des niveaux argileux et des paléosols semble sensiblement différente de celle des poussières sahariennes qui atteignent aujourd'hui la région. Ceci est peut être lié à plusieurs facteurs.

- Une origine non saharienne des niveaux argileux marins. Les auteurs précédents mettent en avant l'importance de la contribution de source de matériel nord-américain (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988). A la lumière des valeurs élevées du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, il est également possible d'évoquer un apport de matériel d'origine volcanique. Néanmoins, les travaux menés par Karpoff *et al.* (2002, soumis et Karpoff, communication personnelle) ne mettent pas en évidence la présence de tephra quaternaires au sein des sédiments marins bahamiens.
- Une variation de la composition des poussières sahariennes au cours du temps.

- La présence d'un mélange entre plusieurs sources de matériels détritiques, y compris une troisième source aujourd'hui inconnue.
- Un problème de représentativité des analyses effectuées sur les poussières sahariennes actuelles. Les valeurs présentées du rapport Al_2O_3/TiO_2 sont celles classiquement prises en référence (Muhs *et al.*, 1990). Or, elles ont été déterminées lors d'une série d'événements au cours du mois d'août 1974 (Glaccum et Prospero, 1980). La résolution temporelle est donc de quelques semaines. Par opposition, le dépôt des argiles marines résulte du mélange et de la décantation des argiles détritiques dans la tranche d'eau. La résolution temporelle de ce système sédimentaire est donc supérieure à celui d'un épisode d'émission. Notons que les formations pédologiques sont issues de l'altération des poussières allochtones pendant des périodes de 10 à 100 ka en moyenne avec pour certaines un maximum de 400 ka.

Le matériel source à l'origine des paléosols est donc probablement conservé au sein des niveaux argileux marins, mais il est difficile de déterminer son exacte provenance par cette méthode.

4.7.2.4. Discussion : un mélange de matériel d'origine américaine et africaine ?

Le matériel à l'origine des paléosols d'Eleuthera n'est probablement pas uniquement composé par les poussières sahariennes actuelles.

La composition du cortège argileux de référence à l'origine des formations pédologiques des Bahamas se rapproche du cortège argileux retrouvé dans l'enregistrement sédimentaire du site 1006 : chlorite 20 %; kaolinite 20 %; illite 40 %, smectite 10 % et interstratifiés 10 %. Cette composition diffère de la composition actuelle des poussières sahariennes qui arrivent dans la région des Caraïbes [illite 60 %, chlorite et smectite~5 % et kaolinite <10 % (Glaccum et Prospero, 1980)].

Cette observation pourrait être appuyée par l'orientation des dunes de San Salvador : elles se construisent en fonction de deux directions de vents dominants : 1- depuis l'est vers l'ouest, sous l'influence des alizés, probablement chargés en poussières sahariennes ; 2- depuis le nord-ouest vers le sud-est, sous l'influence des masses d'air nord-américaines peut-être chargées de particules de lœss (Ersek, 2004) (Fig. 105).

Cette hypothèse doit être nuancée car les travaux de MacKenzie (1964a et b) ont montré que ce sont les vents côtiers qui contribuent principalement à l'édification des dunes éoliennes. Dans le cas étudié (les Bermudes), l'orientation des éolianites est perpendiculaire au trait de côte (Fig.8). Les vents dominants n'auraient que peu d'influences sur l'orientation des éolianites.

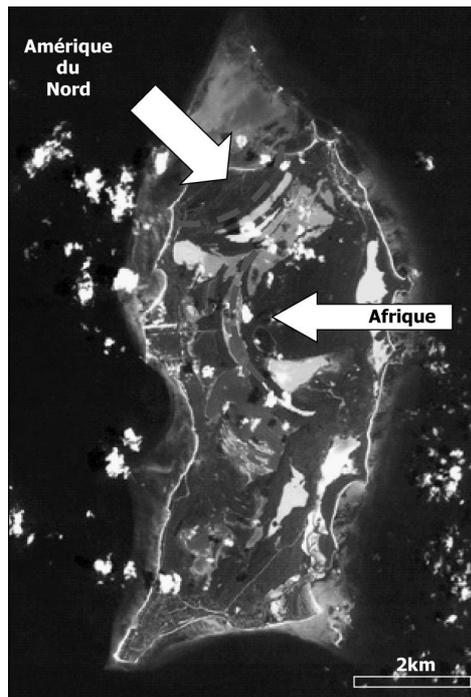


Figure 105 – Photo aérienne de San Salvador et orientation des dunes sous les vents dominants (Ersek, 2004).

Une composante nord africaine ?

La présence de palygorskite a été relevée dans les sédiments marins quaternaires prélevés au large des Bahamas (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988; Karpoff *et al.*, 2002). Ce minéral est peut être un traceur de l'origine nord-saharienne du matériel qui parvient dans la région. Dans ce cas, il n'y a pas eu de migration des zones sources des poussières sahariennes entre les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires. Ces résultats sont en accord avec les données de Grousset *et al.* (1998) qui montrent que les valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des aérosols du dernier maximum glaciaire sont majoritairement dans un champ de valeurs qui les rattache aux régions du Maroc, de la Mauritanie et de l'Algérie.

Les études de Caquineau confirment que les zones nord du Sahara sont aujourd'hui à l'origine des poussières qui parviennent jusqu'aux Caraïbes. Néanmoins elles mettent en évidence les grandes incertitudes et variabilités qui entourent leur composition (Caquineau, 1997; Caquineau *et al.*, 1998; Caquineau *et al.*, 2002). Cette variabilité est liée à une forte saisonnalité des processus étudiés et à la difficulté de comparer les interprétations des spectres-diagrammes de diffractométrie provenant d'études différentes [détail dans Caquineau (1997)]. En revanche, les différentes études s'accordent sur l'abondance de l'illite, de la kaolinite et de la faible teneur en chlorite au sein des poussières originaires du nord du Sahara. Cette composition est confirmée par les analyses par spectrométrie à transmission infrarouge (Avila *et al.*, 1997; Blanco *et al.*, 2003). La région de l'Atlas marocain, qui aujourd'hui n'est pas une zone source majeure de poussières estivales, semble être la seule susceptible de présenter une teneur en chlorite plus importante (Lange, 1982).

Une composante nord-américaine ?

Les teneurs en chlorite des paléosols d'Eleuthera et des niveaux argileux marins du site 1006 oscillent entre 15 % et 20 %. Cette variation pourrait être liée à une modification de la minéralogie des poussières sahariennes au cours des temps géologiques. Néanmoins cette anomalie est relativement constante au cours du temps et s'enregistre également dans les formations actuelles (profil FR] et anciennes (Goulding Cay) (Nawratil-De Bono, 2005). Cette teneur en chlorite pourrait donc être le résultat d'un apport de matériel d'origine nord-américaine.

Il est possible que le flux de matériel nord-américain enregistré aux Bahamas soit permanent au cours des périodes glaciaires et interglaciaires. La variation de la teneur en dolomite est liée au degré de maturité du lœss. Lorsqu'il est frais, à la sortie des périodes glaciaires, il est riche en dolomite. Lorsqu'il est altéré, il est plus pauvre en dolomite et plus riche en argile. Les rapports Al_2O_3/TiO_2 de ce lœss oscillent entre 12 et 13. Ils sont donc sensiblement différents des rapports des formations pédologiques bahamiennes. Ceci est probablement lié au fait que les lœss sont des formations qui présentent une minéralogie complexe et géographiquement variable. Les formations analysées par Herwitz et Muhs (1995) et Herwitz *et al.* (1996) proviennent de la basse vallée du Mississippi. Ils sont plus jeunes que les paléosols et les niveaux argileux étudiés ici et ne peuvent donc pas être à l'origine de leur formation. Le matériel source des paléosols est probablement un analogue pléistocène de ces formations.

Une composante volcanique ?

L'apport de matériel volcanique au sein des formations pédologiques des Bahamas ne peut être totalement écarté. Il pourrait constituer une source d'aluminium participant à la formation de l'hydrotalcite et serait à l'origine des valeurs relativement élevées des rapports SiO_2/Al_2O_3 des paléosols d'Eleuthera. Des analyses complémentaires, par exemple sur les spectres de terres rares, devront être réalisées pour préciser l'importance de la contribution volcanique dans la constitution des paléosols bahamiens.

4.7.3. CONCLUSIONS

Les argiles présentes au sein des formations pédologiques des Bahamas sont en grande partie allochtones et d'origine atmosphérique.

La comparaison des enregistrements marins et continentaux aux Bahamas est possible dans une fenêtre de temps proche de 400 ka (MIS 9/11 et 13). Cette comparaison est uniquement possible sur les niveaux argileux marins qui apparaissent en faisceaux. L'étude de la géochimie de ces niveaux argileux marins permet d'en rapprocher la composition avec celle des paléosols des Bahamas. En effet, leurs cortèges argileux sont proches et présentent

la même teneur élevée en chlorite (15 %). Cette teneur anormale conduit à distinguer d'une part les paléosols et les niveaux argileux marins et d'autre part les poussières sahariennes actuelles, tout du moins celles dont la composition est fournie par Glaccum et Prospero (1980) et qui ne présentent qu'une teneur en chlorite de 5 %.

L'analyse des rapports Al_2O_3/TiO_2 illustre que la composition des poussières sahariennes n'est ni représentative des argiles marines ni représentative des paléosols des Bahamas. Ceci signifie soit que les valeurs actuelles des poussières ne sont pas représentatives, soit que les argiles marines bahamiennes sont issues d'un mélange entre plusieurs sources de matériel.

Une autre source de matériel participant à la constitution des formations pédologiques des Bahamas peut en effet être suggérée. Il s'agirait des loess périglaciaires nord-américains. L'apport de ce matériel est peut-être à l'origine de la relative abondance de chlorite au sein des formations bahamiennes et explique les variations de teneur en dolomite observées au sein de la carotte du « Northwest Providence Channel ». Sous réserve que les hypothèses avancées dans cette étude soient vérifiées, il est possible que la région des Bahamas enregistre l'évolution du système atmosphérique nord-américain sous l'influence des cycles glaciaires. L'individualisation de faisceaux laisse supposer une augmentation du flux détritique plus marqué lors de trois périodes : 400 ka, 900 ka et 2,4-2,6 Ma (Karpoff *et al.*, 2002). Or, ces trois périodes correspondent aux terminaisons des périodes glaciaires nord-américaines du Kansan, du Pre-Pastonian et de la première glaciation plio-pléistocène (Haug *et al.*, 2004). Par la même, il est donc possible que la région des Bahamas fournisse un enregistrement détaillé de l'histoire et de l'évolution des phases glaciaires nord-américaines. Le début de l'enregistrement à 2,7 Ma suggère que ce système s'est mis en place consécutivement à la fermeture de l'isthme de Panama.

Néanmoins, en l'absence de données supplémentaires, il convient de rester prudent. En effet, beaucoup d'incertitudes sont liées au recoupement d'informations provenant d'études et de méthodes différentes.

4.8. Conclusions du chapitre

Les formations pédologiques des Bahamas sont des formations rouges, peu épaisses qui se sont développées pendant les périodes glaciaires et pendant les périodes interglaciaires. L'interruption des processus pédologiques n'intervient que lors du recouvrement par une éolianite.

La minéralogie de ces formations est largement dominée par les carbonates (calcite, kutnahorite, hydrotalcite, aragonite et dolomite). L'étude des formations d'Eleuthera a montré que la kutnahorite n'était présente que dans les formations les plus jeunes et qui n'avaient bénéficié que d'une courte durée d'exposition, estimée à 125 ka. Dans les formations les plus anciennes de l'hydrotalcite apparaît. Ce minéral d'altération est un précurseur de la formation des phyllosilicates. Sa teneur n'est importante que dans les conduits karstiques qui ont bénéficié d'une longue durée d'exposition. Il apparaît dans la plupart des formations antérieures au MIS 7. Il est possible que ce minéral soit issu de la dégradation de la kutnahorite.

Les formations pédologiques étudiées sur l'île d'Eleuthera présentent de faibles teneurs en minéraux non carbonatés. Ces derniers sont majoritairement issus d'un cortège allochtone et de son altération. Il faut distinguer la goethite, la boehmite, le quartz, l'hématite et les minéraux argileux. Ces derniers sont formés de kaolinite, chlorite, illite, smectite et de minéraux interstratifiés. Cette minéralogie est sensiblement différente de celle des paléosols de San Salvador. Sur cette île, le cortège des minéraux non carbonatés est dominé par la kaolinite et le quartz. Ainsi, malgré leur proximité géographique et climatique les deux îles abritent des formations pédologiques qui présentent des degrés de maturité différents. Notre étude montre que cette observation peut être expliquée par la prépondérance de facteurs locaux : les processus qui conditionnent l'évolution des formations pédologiques sont contrôlés par la capacité des sols à lessiver leur contenu carbonaté. Ce facteur peut être en partie contrôlé par la structure de la plate-forme. Sur Eleuthera, la présence du grand banc carbonaté assure un flux important de carbonate et donc maintient un pH élevé dans les sols. En revanche, sur San Salvador, il est possible que le flux de carbonate soit moins important. De plus, cette île est recouverte de dépôts relativement plus riches en aragonite. Ces phénomènes conduiraient à une altération plus rapide du cortège non carbonaté allochtone sur San Salvador que sur Eleuthera.

Ce cortège détritique parvenant aux Bahamas se retrouve au sein des niveaux argileux marins, comme l'indique l'étude des forages du leg 166. Ces derniers apparaissent vers 2,7 Ma juste après la première glaciation plio-pléistocène. La teneur en chlorite des enregistrements continentaux et marins semble être plus importante que celle des poussières sahariennes actuelles. Ce flux et les variations de la teneur en dolomite enregistrée au sein de la carotte forée dans le « Northwest Providence Channel » témoignent

de la contribution probable d'une autre source de matériel, les loëss nord-américains. Ces derniers sont riches en quartz, en feldspath, en dolomite et en minéraux argileux : chlorite, smectite, illite et illite-smectite. Ce cortège minéralogique est donc susceptible de s'ajouter à celui des poussières sahariennes. Ces dernières proviendraient des parties nord du désert comme l'atteste la présence de palygorskite au sein des sédiments argileux quaternaires. La présence de ce minéral laisse donc supposer une certaine stabilité du panache de poussières sahariennes lors des périodes passées. Par ailleurs, la variation de la teneur en dolomite dans les sédiments du « Northwest Providence Channel » est peut-être liée à l'état d'altération des dépôts de loëss : lorsqu'ils sont frais, ils sont riches en dolomite alors qu'une fois pédogénétiés, ils sont dépourvus de carbonates et enrichis en argiles.

Chapitre 5. Conclusions générales et perspectives

5.1. Conclusions générales

Les formations pédologiques quaternaires des Bahamas et des Bermudes se sont développées pendant des périodes de temps et dans des contextes environnementaux comparables. Les deux archipels sont en effet isolés au milieu de l'océan Atlantique et les formations sédimentaires y sont principalement dominées par des dépôts carbonatés au sein desquels s'intercalent des paléosols.

Le développement des formations pédologiques des Bermudes et des Bahamas est sous le contrôle de **facteurs globaux** : le système atmosphérique au-dessus de l'Atlantique et les variations climato-eustatiques.

1) Les **modifications du système atmosphérique au-dessus de l'Atlantique** contrôlent la provenance et l'importance du flux de minéraux d'origine atmosphérique participant à la formation des sols des Bermudes et des Bahamas. Jusqu'à maintenant, ces derniers étaient considérés comme issus de l'accumulation et de l'altération des poussières sahariennes.

- Aux Bermudes, le flux de poussières provenant du Sahara ou d'Amérique du Nord n'a pu être tracé au sein des paléosols. En effet, nous ne pouvions caractériser cet apport que par la présence du minéral illite. Cependant, le flux de ce minéral d'origine atmosphérique était très inférieur à celui des minéraux volcaniques d'origine locale. Ainsi dilué, il était indétectable par la méthode de diffraction des rayons X.

- Aux Bahamas, les fortes teneurs en illite et la présence de palygorskite sont des traceurs des zones sources de poussières du nord du Sahara. La présence de palygorskite met en évidence la stabilité du panache de poussières sahariennes au cours du Quaternaire. Par ailleurs, les teneurs en chlorite et en smectite des formations pédologiques et des niveaux argileux marins semblent élevées en comparaison des teneurs actuelles des poussières. Cette composition traduit probablement un apport complémentaire de matériel nord-américain. Il est possible qu'il s'agisse de dépôts périglaciaires, comme les lœss du Mississippi.

2) **Les variations eustatiques** vont créer un contrôle par des **facteurs locaux** : par exemple par la mise à nu du substratum volcanique des Bermudes en bas niveau marin, qui va permettre d'alimenter les formations pédologiques en minéraux volcaniques.

A l'heure actuelle, en haut niveau marin, les systèmes sédimentaires de ces archipels sont comparables et seul le gradient climatique différencie la nature de la production carbonatée et certainement les modalités de la pédogénèse.

En bas niveau marin, le piton volcanique des Bermudes est émergé. Le matériel volcanique est alors soufflé sur l'île. Les minéraux transportés subissent donc un tri densitaire et seuls les éléments les plus légers sont incorporés dans les sols. Là, une partie d'entre eux subissent les processus d'altération pédologique. Néanmoins, le flux de minéraux volcaniques d'origine locale était supérieur à la vitesse d'altération. Ainsi, le cortège minéralogique des paléosols des Bermudes est en grande partie hérité d'une première phase d'altération, non pédologique, qui correspond à l'albitisation et à la chloritisation de l'édifice volcanique sous-jacent. Cet apport local de matériel déjà altéré permet d'expliquer le degré avancé de maturité des paléosols malgré la position géographique de l'archipel.

Les résultats de ce travail de thèse mettent en avant le rôle des différents paramètres, tant allochtones qu'autochtones, qui contrôlent le développement des unités pédologiques des archipels isolés. Une fois le rôle des différents facteurs discriminé, nous avons pu montrer au combien les paléosols pouvaient être de précieux enregistrements, témoins de l'évolution des systèmes climatiques quaternaires. Leur localisation et leur nature en font des compléments, trop souvent délaissés, des archives marines.

5.2. Perspectives

Notre étude s'est focalisée sur les formations pédologiques des Bahamas et des Bermudes : la provenance de leur matériel source et leur évolution au cours du Quaternaire. Ces travaux nous ont ouvert plusieurs champs de réflexion qui permettront d'approfondir nos connaissances sur la géologie de ces archipels.

Différences minéralogiques entre les paléosols bahamiens

En premier lieu, cette différence doit être confirmée. En effet, au cours de cette étude, nous avons comparé des analyses provenant de laboratoires différents. Il est donc possible que les différences relevées soient liées à cette démarche. Seules des analyses d'échantillons provenant de San Salvador et d'Eleuthera réalisées au sein d'un même laboratoire pourraient lever cette incertitude.

Au cours de notre étude, l'influence de la morphologie de la plate-forme carbonatée sur le développement des formations pédologiques a été suggérée. L'étude présentée se fonde sur la comparaison de deux îles au nord de l'archipel : Eleuthera et San Salvador. Or, dans le but d'être validée, elle doit être exportée à d'autres îles. Parmi celles situées au sud de l'archipel, il sera possible de se focaliser sur l'île de Great Inagua. En effet, cette île, qui se trouve au sommet d'un banc isolé, tout comme San Salvador, et présente des formations pédologiques fossiles dont la minéralogie est comparable à celle d'Eleuthera mais dont le degré de maturité est plus important. En conséquence, elle apparaît comme un excellent candidat permettant de tester les scénarii présenté dans ce travail.

De même, le rôle de la nature du substrat, calcitique ou aragonitique, dans le développement des unités pédologiques sera précisé par des modélisations géochimiques.

Les archipels étudiés ne présentent pas de réseau hydrographique développé. Les îles de Cuba et d'Hispaniola, quant à elles, sont le siège d'une intense érosion fluviale, résultat de leur soulèvement tectonique (Peters *et al.*, 2000). Ce matériel détritique est susceptible de constituer une source locale de matériel qui pourrait influencer le développement des formations pédologiques. La singularité de la nature du socle de chaque île étant à même de fournir un traceur de cette influence locale.

Influence du volcanisme

Le matériel détritique qui parvient jusque dans la région des Bahamas est encore mal connu. Ce flux de matériel allochtone s'enregistre au sein des paléosols des îles de l'archipel et au sein des sédiments marins. Les valeurs du rapport Al_2O_3/TiO_2 ont montré que la géochimie des niveaux argileux marins était proche de celle des formations pédologiques, laissant supposer une origine commune. En revanche, ces valeurs sont différentes de celles des poussières sahariennes actuelles et des loess fini-pléistocènes du Mississippi. Il convient donc de vérifier, sur la base d'analyses complémentaires, la provenance exacte de

ce matériel argileux. Ceci d'autant plus que les valeurs élevées du rapport peuvent suggérer un éventuel apport de matériel d'origine volcanique. L'analyse des spectres de terres rares des sédiments de la carotte 1006 et leur comparaison avec les formations pédologiques pourrait permettre d'approfondir notre connaissance de ce pan mal connu de la dynamique sédimentaire des Bahamas.

Contrôle astroclimatique du détritisme au sein de la région caraïbe

Les sédiments marins non carbonatés apparaissent sous la forme de faisceaux au sein des carottes 1006 et 1007. Trois événements majeurs sont enregistrés vers 400 ka, 900 ka et 2,4-2,6 Ma (Karpoff *et al.*, 2002). Or, l'apparition de ces faisceaux est consécutive aux terminaisons des périodes glaciaires nord-américaines du Kansan, du Pré-Pastonian et de la première glaciation plio-pléistocène. La répartition dans le temps de ces faisceaux laisse peu de doute quant au contrôle astroclimatique de leur formation. Ils constituent près de 2,7 Ma d'années d'archives inexplorées du flux détritique local. Si ce détritisme se révélait être d'origine nord-américaine, son étude serait un complément indispensable aux 500 ka d'enregistrement continental loessique nord-américain.

Il sera alors possible de s'interroger sur l'origine de la discrétisation de ces niveaux. En effet, leur apparition pourrait être liée soit à une augmentation du flux de matériel non carbonaté soit à une baisse de la production carbonatée. De plus, leur signification devrait être précisée. Leur apparition est-elle liée à la mise en place du système climatique moderne et/ou à l'influence des dépôts remobilisables par les vents, *i.e.* les loess périglaciaires ?

Ce contrôle astroclimatique des flux détritiques aux Bahamas pourrait être corrélé à l'enregistrement plio-pleistocène des loess chinois dans le bassin Pacifique. Ceci permettrait d'affiner notre connaissance de l'évolution des systèmes atmosphériques consécutivement à la première glaciation plio-pléistocène de l'hémisphère nord.

Bibliographie

- Ahmad, N., Jones, R.L., 1969. Occurrence of aluminous lateritic soils (bauxites) in the Bahamas and Cayman islands. *Economic Geology*, v. **30**, p. 719-722.
- Ahmad, N., Jones, R.L., Beavers, A.H., 1966. Genesis, mineralogy and related properties of West Indian soils, 1 Bauxite soils of Jamaica. *Proceedings of the Soil Science Society of America*, p. 719-722.
- Aumento, F., Gunn, B.M., 1974. Geology of the Bermuda seamount. *Unpublished, available from World Wide Web <http://www.geokem.com/files/Bermuda.pdf>*.
- Avila, A., Queralt-Mitjans, I., Alarcon, M., 1997. Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over the Northeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, v. **102**, p. 21977-21996.
- Ball, M.M., 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **37**, p. 556-591.
- Barnhisel, R.I., Bertsch, P.M., 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite, in Dixon, J.B., and Weed, S.B., (eds.). *Minerals in soil environments*, second edition: Madison, Wisconsin, USA, Soil Science Society of America, p. 729-779.
- Bathurst, R.C.G., 1976. *Carbonate sediments and their diagenesis* (second edition). Amsterdam, Development in sedimentology, Elsevier, 658 pp.
- Beach, D.K., Ginsburg, R.N., 1980. Facies succession of Pliocene-Pleistocene carbonates, Northwestern Great Bahama Bank. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. **64**, p. 1634-1642.
- Bertrand, J., Baudet, J., Drochon, A., 1974. Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. *Journal de Recherches Atmosphériques*, v. **8**, p. 845-860.
- Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., 1999. Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology*, v. **46**, p. 1127-1143.
- Bini, B., Menchetti, S., 1985. Kutnohorite from Levane, Upper Valdarno (Italy). *Periodico de Mineralogia*, v. **54**, p. 61-66.
- Birkeland, P.W., 1984. *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, New York, 372 pp.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, v. **76**, p. 803-832.
- Blackburn, G., Taylor, R.M., 1969. Limestones and red soils of Bermuda. *Geological Society of America Bulletin*, v. **80**, p. 1595-1597.
- Blackburn, G., Taylor, R.M., 1970. Limestones and red soils of Bermuda; Reply. *Geological Society of America Bulletin*, v. **81**, p. 2525-2526.
- Blanco, A., De Tomasi, F., Filippo, E., Manno, D., Perrone, M.R., Serra, A., Tafuro, A.M., Tepore, A., 2003. Characterization of African dust over southern Italy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. **3**, p. 2147-2159.
- Boardman, M.R., McCartney, R.F., Eaton, M.R., 1995. Bahamian paleosols: origin, relation to paleoclimate, and stratigraphic significance, in: Curran, H.A., and White, B., (eds.). *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda*. Geological Society of America Special Paper, v. **300**, p. 33-49
- Bretz, J.H., 1960. Bermuda: a partially drowned late mature Pleistocene karst. *Geological Society of America Bulletin*, v. **71**, p. 1729-1754.
- Bricker, O., Mackenzie, F.T., 1970. Limestones and red soils of Bermuda, discussion. *Geological Society of America Bulletin*, v. **81**, p. 2523-2524.
- Bricker, O., Prospero, J.M., 1969. Airborne dust on the Bermuda islands and Barbados [Abs.]. *EOS (Transaction, American Geophysical union)*, v. **50**, p. 176.
- Bücher, A., Lucas, C., 1984. Aeolian intercontinental sedimentation, Saharan dust and geology. *Bulletin du Centre de Recherches et d'Exploration-Elf Aquitaine*, v. **8**, p. 151-165.
- Buck, B., J., Merkler D., Mrozek, S., Harrison, B., Lato, L., 2005. Spheroidal dolomite, Mg-Calcite, and Mg-Kutnohorite, Death Valley Ca, USA: implications for genesis and paleoenvironmental interpretations (Poster), in: Tursina, T., V., (eds.). *The 12th international conference on soil micromorphology*, Adana, Turkey, Eurasian Soil Sciences, v. **39**, p. 123-125.

- Bukowsky, A., 1901. Kuttenberger manganmineralien. Anz. Der III Congr. Bohm. Naturforsch, und Arzte, b. Min. 2, Prague, v. **293**, p. 238.
- Calvert, S., E., Pedersen, T., F., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese: implications for the environment of formation of manganeseiferous black shales. *Economic Geology*, v. **91**, p. 36-47.
- Cancian, G., Princivale, F., 1991. Kutnahorite from Caverna Pocala soil (Trieste karst, Italy). *Periodico de mineralogia*, v. **60**, p. 15-20.
- Caputo, M.V., 1993. Eolian structures and textures in oolitic-skeletal calcarenites from the Quaternary of San Salvador Island, Bahamas; a new perspective on eolian limestones, *in*: Keith, B.D., and Zuppann, C.W., (eds.). Mississippian oolites and modern analogs. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, v. **35**, p. 243-259.
- Caquineau, S., 1997. Les sources des aérosols sahariens transportés au-dessus de l'Atlantique tropical Nord: localisation et caractéristiques minéralogiques. Thèse de 3^{ème} cycle, Créteil, Université Paris 12, Val-de-Marne, 205 pp.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Legrand, M., 2002. Mineralogy of Saharan dust transported over Northwestern Tropical Atlantic ocean in relation to source regions. *Journal of Geophysical Research, D, Atmospheres*, v. **107**, 4251, doi: 10.1029/2000JD000247.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Magontheir, M.C., Chatenet, B., 1998. Saharan dust: clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived dust. *Geophysical Research Letters*, v. **25**, p. 983-986.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1985. The Pleistocene and Holocene stratigraphy of San Salvador island, Bahamas, with reference to marine and terrestrial lithofacies at French Bay, *in*: Curran, H.A., (eds.). Pleistocene and Holocene carbonate environments on San Salvador island, Bahamas. San Salvador, Bahamian field station, v. **60**, p.11-16.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1994. Discussion of: Hearty, P.J. and Kindler, P., 1993. New perspectives on the Bahamian geology: San Salvador island, Bahamas. *Journal of Coastal Research*, 9, 577-594: *Journal of Coastal Research*, v. **10**, p. 1087-1094.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1995a. Depositional model and stratigraphy for the quaternary geology of the Bahama islands, *in*: Curran, H.A., and White, B., (eds.). Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda. Geological Society of America Special Paper. v. **300**, p. 5-32.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1995b. Rejoinder To: Hearty, P.J. And Kindler, P., 1994. Reply- straw men, glass houses, apples and oranges: a response to Carew and Mylroie's comment on Hearty and Kindler (1993). *Journal of Coastal Research*, v. 10 (4), p. 1095-1105: *Journal of Coastal Research*, v. **11**, p. 256-260.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1995c. Quaternary tectonic stability of the Bahamian archipelago: evidence from fossil coral reefs and flank margin caves. *Quaternary Science Reviews*, v. **14**, p. 145-153.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1997. Geology of the Bahamas, *in*: Vacher, H.L., and Quinn, T.M., (eds.). Geology and hydrogeology of carbonate islands. Amsterdam, Elsevier Science, p. 91-139.
- Carew, J.L., Mylroie, J.E., Sealey, N., 1992. Field guide to sites of geological interest, Western New Providence island, Bahamas. The 6th Symposium on the geology of the Bahamas: field trip guidebook. San Salvador, Bahamian field station, p. 1-23.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 2000. Grain size of Miocene volcanic ash layers from sites 998, 999, and 1000: implications for source areas and dispersal. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. **165**, p. 101-113.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 1980. The roseau ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, v. **7**, p. 67-86.
- Carlson, T.N., Prospero, J.M., 1972. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology*, v. **11**, p. 283-297.
- Carman, K.W., 1933. Shallow-water foraminifera of Bermuda. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, 181 pp.
- Chamley, H., 1971. Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Strasbourg, Sciences Géologiques, v. **35**, 401 pp.
- Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Berlin, Springer-Verlag, 663 pp.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period: ²³⁴U-²³⁰Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, v. **103**, p. 82-97.

- Chester, R., Elderfield, H., Griffin, J.J., Johnson, L.R., Padgham, R.C., 1972. Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic ocean. *Marine Geology*, v. **13**, p. 91-105.
- Chiapello, I., 1996. Les aérosols atmosphériques au-dessus de l'Atlantique Nord tropical : approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution des différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris VII, 93 pp.
- Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F., Santos Suarez, E., 1997. Origins of African dust transported over the North-Eastern Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. **102**, p. 13701-13709.
- Chung, F.H., 1975. Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. III. Simultaneous determination of a set of reference intensities. *Journal of Applied Crystallography*, v. **8**, p. 17-19.
- Comer, J.B., Jackson, T.A., 2004. Miocene bentonites in the White Limestone Group, in: Donovan, S.K., (eds.). The mid-Cainozoic White Limestone Group of Jamaica. *Cainozoic Research*, v. **3**, (1-2), p.31-37.
- Coudé-Gaussen, G., 1991. Les poussières sahariennes. Montrouge, France, John Libbey Eurotext, 485 pp.
- Coudé-Gaussen, G., Blanc, P., 1985. Présence de grains éolinisés de palygorskite dans les poussières actuelles et les sédiments d'origine désertique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. **8**, p. 571-579.
- Coudé-Gaussen, G., Rognon, P., Bergametti, G., Gomes, L., Strauss, B., Gros, J.M., LeCoustumer, M.N., 1987. Saharan dust over Fuerteventura island (Canaries): chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories and probable sources. *Journal of Geophysical Research*, v. **92**, p. 9753-9771.
- d'Almeida, G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. *Journal of Applied Meteorology*, v. **25**, p. 903-916.
- Darwin, C., 1846. An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic ocean. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. **1**, p. 26-30.
- Delaney, A.C., Parkin, D.W., Griffin, J.J., Goldberg, E.D., Reimann, B.E.F., 1967. Airborne dust collected at Barbados. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **31**, p. 885-909.
- deMenocal, P., Ruddiman, W., Pokras, E., 1993. Influences of high- and low-latitude processes on African terrestrial climate. Pleistocene eolian records from equatorial Atlantic Ocean Drilling Program Site 663. *Paleoceanography*, v. **8**, p. 209-242.
- deMenocal, P., 1995. Plio-Pleistocene African climate. *Science*, v. **270**, p. 53-59.
- Detrick, R.S., Von Herzen, R.P., Parsons, B., Sandwell, D., Dougherty, M., 1986. Heat flow observations on the Bermuda Rise and thermal models of midplate swells. *Journal of Geophysical Research*, v. **91**, p. 3701-3723.
- Dunbar, G.B., 2001. A detailed characterization of Dansgaard-Oeschger cycles at site 1063 (Bermudarise), in: Keigwin, L.D., Rio, D., Acton, G.D., and Arnold, E., (eds.). Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results, v. **172**, p. 1-24.
- Eaton, M.R., 1986. Origin of insoluble residues in a deep-sea sediment core from Northwest Providence Channel, Bahamas. MS.c. thesis. Oxford, Miami University.
- Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., 1987. Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, Northwestern Great Bahama Bank. *Geology*, v. **15**, p. 75-79.
- Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., 1997. Proceedings of the Ocean Drilling Program initial reports. College Station, TX, v. **166**, 850 pp.
- Eggleton, R.A., Banfield, J.F., 1985. The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogist*, v. **70**, p. 902-910.
- Endrey de, A.S., 1963. Estimation of free iron oxides in soils and clays by a photolithic method. *Clay Mineralogy Bulletin*, v. **29**, p. 209-217.
- Enos, P., 1974. Map surface sediment facies of the Florida-Bahama plateau, in: America, G.S.o., (ed.), Map series. Boulder, CO, MC-5.
- Ersek, V., 2004. Analyse of common elements and oxides in the paleosols of the Bahamas and of the Northern Mariana islands. MS.c. thesis, Mississippi State University, 124 pp.
- Flicotiaux, R., 1982. Genèse des phosphates alumineux du Sénégal occidental: étapes et guides de l'altération. Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg, Université de Strasbourg, 229 pp.

- Foos, A.M., 1991. Aluminous lateritic soils, Eleuthera, Bahamas; a modern analog to carbonate, paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **61**, p. 340-348.
- Foos, A.M., Bain, R.J., 1995. Mineralogy, chemistry, and petrography of soils, surface crusts, and soil stones, San Salvador and Eleuthera, Bahamas, *in*: Curran, H.A., and White, B., (eds.). Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda. Geological Society of America Special Paper. v. **300**, p. 223-232.
- Foucault, A., Mélières, F., 2000. Palaeoclimatic cyclicity in central mediterranean Pliocene sediments: the mineralogical signal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **158**, p. 311-323.
- François, R., Bacon, M.P., Suman, D.O., 1990. Thorium 230 profiling of deep-sea sediments: high resolution records of flux and dissolution of carbonate in the Equatorial Atlantic during the last 24,000 years. *Paleoceanography*, v. **5**, p. 761-787.
- Garrett, P., Gould, S.J., 1984. Geology of New Providence island, Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, v. **95**, p. 209-220.
- Gees, R.A., 1969. The age of the Bermuda Seamount. *Maritime sedimentology*, v. **5**, p. 56-57.
- Ginsburg, R.N., 2001. The Bahamas drilling project: background and acquisition of cores and logs, *in*: Ginsburg, R.N., (ed.), subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank. Results of the Bahamas Drilling Project, Tulsa, Society for Sedimentary Geology Special Publication, v. **70**, p.3-13.
- Glaccum, R.A., Prospero, J.M., 1980. Saharan aerosols over the Tropical North Atlantic: mineralogy. *Marine Geology*, v. **37**, p. 295-321.
- Goudie, A., Middleton, N., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, v. **56**, p. 179- 204.
- Gould, S.J., 1969. An evolutionary microcosm: Pleistocene and recent history of the land snail (*Poecilozonites*) in Bermuda. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, v. **138**, p. 407-532.
- Grousset, F., Parra, M., Bory, A., Martinez, P., Bertrand, P., Shimmiel, G., Ellam, R.M., 1998. Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: last glacial maximum vs today. *Quaternary Science Reviews*, v. **17**, p. 395-409.
- Grousset, F.E., Biscaye, P.E., 2005. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chemical Geology*, v. **222**, p. 149-167.
- Grousset, F.E., Biscaye, P.E., Zindler, A., Prospero, J., Chester, R., 1988. Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **87**, p. 367-378.
- Halley, R.B., Harris, P.M., Hine, A.C., 1983. Bank margin, *in*: Scholle, P.A., Bebout, D.G., and Moore, C.H., (eds.). Carbonate deposits environments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. **33**, p. 463-506.
- Hare, P.E., Mitterer, R.M., 1967. Non-protein amino acids in fossil shells. Carnegie Institution of Washington Year Book, v. **65**, p. 362-364.
- Hare, P.E., Mitterer, R.M., 1969. Laboratory simulation of amino-acid diagenesis in fossils. Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. **67**, p. 205-208.
- Harmon, R.S., Land, L.S., Mitterer, R.M., Garrett, P., Schwarcz, H.P., Larson, G.J., 1981. Bermuda sea level during the last interglacial. *Nature*, v. **289**, p. 481-483.
- Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriausakul, N., Land, L.S., Schwarcz, H.P., Garrett, P., Larson, G.J., Vacher, H.L., Rowe, M., 1983. U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **44**, p. 41-70.
- Harmon, R.S., Schwarcz, H.P., Ford, D.C., 1978. Late Pleistocene sea level history of Bermuda. *Quaternary Research*, v. **9**, p. 205-218.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the isthmus of Panama on Atlantic ocean thermohaline circulation. *Nature*, v. **393**, p. 673-676.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., Keigwin, L.D., 2004. How the isthmus of Panama puts ice in the Arctic? *Oceanus magazine*, v. **42**, p. 1-4.
- Hearty, P.J., 1998. The geology of Eleuthera island, Bahamas: a rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea level-history. *Quaternary Science Reviews*, v. **17**, p. 333-355.
- Hearty, P.J., 2002. Revision of the late Pleistocene stratigraphy of Bermuda. *Sedimentary Geology*, v. **153**, p. 1-21.

- Hearty, P.J., Kaufman, D., S., 2000. Whole-rock aminostratigraphy and Quaternary sea-level history of the Bahamas. *Quaternary Research*, v. **54**, p. 163-173.
- Hearty, P.J., Kindler, P., 1993. New perspectives on Bahamian geology: San Salvador island, Bahamas. *Journal of Coastal Research*, v. **9**, p. 577-594.
- Hearty, P.J., Kindler, P., 1994. Straw men, glass houses, apples and oranges: a response to Carew and Mylroie's comment on Hearty and Kindler (1993). *Journal of Coastal Research*, v. **10**, p. 1095-1105.
- Hearty, P.J., Kindler, P., 1995. Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas). *Journal of Coastal Research*, v. **11**, p. 675-689.
- Hearty, P.J., Olson, S.L., Kaufman, D.S., Edwards, R.L., Cheng, H., 2004. Stratigraphy and geochronology of pitfall accumulations in caves and fissures, Bermuda. *Quaternary Science Reviews*, v. **23**, p. 1151-1171.
- Hearty, P.J., Vacher, H.L., Mitterer, R.M., 1992. Aminostratigraphy and ages of Pleistocene limestones of Bermuda. *Geological Society of America Bulletin*, v. **104**, p. 471-480.
- Heezen, B.C., Tharp, M., Ewing, M., 1959. The floors of the oceans: 1. The North Atlantic. Geological Society of America Special Paper, v.**65**, 122 pp.
- Herwitz, S.R., 1993. Stemflow influences on the formation of solution pipes in Bermuda eolianite. *Geomorphology*, v. **6**, p. 253-271.
- Herwitz, S.R., Muhs, D.R., 1995. Bermuda solution pipe soils; a geochemical evaluation of eolian parent materials, *in*: Curran, H.A., and White, B., (eds.). Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda. Geological Society of America Special Paper, v. **300**, p. 311-323.
- Herwitz, S.R., Muhs, D.R., Prospero, J.M., Mahan, S., Vaughn, B., 1996. Origin of Bermuda's clay-rich Quaternary paleosols and their paleoclimatic significance. *Journal of Geophysical Research*, v. **23**, p. 389-400.
- Hooke, R.L., Schlager, W., 1980. Geomorphic evolution of the Tongue of the Ocean and the Providence Channels, Bahamas. *Marine Geology*, v. **35**, p. 343-366.
- Hüggenberg, H., Füchtbauer, H., 1988. Clay mineral and their diagenesis in carbonate-rich sediments (Leg 101, Sites 626 and 627), *in*: Austin J. A., Schlager W., *et al.* (eds.). Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific result, College Station, TX, Ocean Drilling Program, v. **101**, p. 171-177.
- Husar, R.B., Prospero, J.M., Stowe, L.L., 1997. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research*, v. **102**, p. 16889-16909.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1994. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O records, *in*: A.I. Berger *et al.* (eds.). Milankovitch and climate, Part 1. Reidel, Dordrecht, p. 269-305.
- James, N.P., Schenk, P.E., 1983. Field-guide to Pleistocene and modern carbonates of Bermuda. Bermuda Biological Station for Research Special publication, v. **25**, 72 pp.
- Jickells, T.D., Dorling, S., Deuser, W.G., Church, T.M., Arimoto, R., Prospero, J., 1998. Air-borne dust fluxes to a deep water sediment trap in the Sargasso sea. *Global Biogeochemical Cycles*, v. **12**, p. 311-320.
- Johnson, L.R., 1979. Mineralogical dispersal patterns of North Atlantic deep-sea sediments with particular reference to eolian dusts. *Marine Geology*, v. **29**, p. 335-345.
- Jordan, B.R., 2004. Geochemical correlation, variation and petrogenesis of ignimbrites in Central America and associated Caribbean sea tephra layers. Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 280 pp.
- Juillot, F., Morin, G., Ildelfonse P., Trainor, T.P., Benedetti, M., Galois, L., Calas, G., Brown, G.E.Jr., 2003. Occurrence of Zn/Al hydrotalcite in smelter-impacted soils from Northern France: evidence from exafs spectroscopy and chemical extractions. *American Mineralogist*, v. **88**, p. 509-526.
- Kalu, A.E., 1979. The African dust plume: its characteristics and propagation across West Africa in winter, *in*: Morales, C. (ed.), Saharan dust: mobilization, transport, deposition. Chichester, Wiley, p. 95-118.
- Karppoff, A.M., Destrigneville, C., Bartier, D., Déjardin, P., 2002. Phyllosilicates and zeolite assemblages in the carbonate periplatform of the Great Bahama Bank: origin and relation to diagenetic processes (ODP Leg 166, Sites 1006 and 1007). *Marine Geology*, v. **185**, p. 55-74.

- Karppoff, A.M., Destringneville, C., Stille, P., *soumis*. Clinoptilolite as a tracer of the enhanced biogenic silica productivity in carbonate sediments: isotopic and thermodynamic evidences of an early diagenesis in Lower Miocene sequences (Bahamas periplatform, ODP Leg 166). *Geochimica Cosmochimica Acta*.
- Keegan, W.F., 1992. The people who discovered Columbus: the prehistory of the Bahamas. Gainesville, University Press of Florida, 279 pp.
- Kefffer, T., Martinson, D.G., Corliss, B.H., 1988. The position of the Gulf Stream during Quaternary glaciations. *Science*, v. **241**, p. 440-442.
- Kent, D.V., Gradstein, F.M., 1986. A Jurassic to recent chronology, *in*: Vogt, P.R., and Tucholke, B.E., (eds.). The Western North Atlantic region: the geology of North America. *Geological Society of America*, v.**M**, p. 45-50.
- Kievman, C.M., 1998. Match between Late Pleistocene Great Bahama Bank and deep-sea oxygen isotope records of sea level. *Geology*, v. **26**, p. 635-638.
- Kindler, P., Hearty, P.J., 1995. Pre-Sangamonian eolianites in the Bahamas? New evidence from Eleuthera island. *Marine Geology*, v. **127**, p. 73-86.
- Kindler, P., Hearty, P.J., 1996. Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: new data from Bahamian quaternary units. *Sedimentology*, v. **43**, p. 381-399.
- Kindler, P., Hearty, P.J., 1997. Geology of the Bahamas: architecture of Bahamian islands, *in*: Vacher, H.L., and Quinn, T.M., (eds.). Geology and hydrogeology of carbonate islands. Developments in sedimentology, Amsterdam, Elsevier Science, v. **54**, p. 141-160.
- Kindler, P., Reyss, J.-L., Cazala, C., Plagnes, V., 2007. Geochronological evidence for a composite reefal terrace of Middle and Late Pleistocene age in Great Inagua island, Bahamas. *Sedimentary Geology*, v. **194**, p. 141-147.
- Kindler, P., Strasser, A., Nawratil-De Bono, C., 2004. Pleistocene and Holocene carbonate environments, Eleuthera island, Bahamas. Field Guide, Université de Genève, 57 pp.
- Kolla, V., Biscaye, P.E., Hanley, A.F., 1979. Distribution of quartz in Late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate. *Quaternary Research*, v. **11**, p. 261-277.
- Kroon, D., Reijmer, J.J.G., Rendle, R., 2000. Mid- to Late-Quaternary variations in the oxygen isotope signature of *Globigerinoides ruber* at site 1006 in the Western Subtropical Atlantic, *in*: Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F., (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station TX, v. **166**, p. 13-22.
- Kutzbach, J.E., 1981. Monsoon climate of the Early Holocene. *Science*, v. **214**, p. 59-61.
- Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journal of Atmospheric Science*, v. **43**, p. 1726-1759.
- Land, L.S., Mackenzie, F.T., 1970. Field guide to Bermuda geology. St. Georges West, Bermuda, 14 pp.
- Land, L.S., Mackenzie, F.T., Gould, S.J., 1967. The Pleistocene history of Bermuda. *Geological Society of America Bulletin*, v. **78**, p. 993-1006.
- Lang Farmer, G., Barber, D., Andrews, J., 2003. Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, v. **209**, p. 227-243.
- Lange, H., 1982. Distribution of chlorite and kaolinite in Eastern Atlantic sediment of North Africa. *Sedimentology*, v. **29**, p. 427-431.
- Leroy, S., Dupont, L., 1994. Development of vegetation and continental aridity in Northwestern Africa during Late Pliocene: the pollen record of ODP Site 658. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **109**, p. 295-316.
- Little, B.G., Buckley, D.K., Cant, R., Henry, P.W.T., Jefferiss, A., Mather, J.D., Stark, J., Young, R.N., 1977. Land resources of the Bahamas: a summary. Surbiton, Ministry of Overseas Development, 133 pp.
- Lucas, J., Flicoteaux, R., Yaacov, N., Prévot, L., Yacov, S., 1980. Different aspects of phosphorite weathering. *SEPM Special Publication*, v. **29**, p. 105-112.
- Lutgens, F., K., Tarbucks, E., J., Tasa, D., 2001. The atmosphere: an introduction to meteorology, 8th Edition, Prentice Hall, 554 pp.
- Lynch-Stieglitz, J., Curry, W.B., Slowey, N., 1999. Weaker Gulf Stream in the Florida Straits during the last glacial maximum. *Nature*, v. **402**, p. 644-648.
- Mackenzie, F.T., 1964a. Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds. *Sedimentology*, v. **3**, p. 52-64.
- Mackenzie, F.T., 1964b. Geometry of Bermuda calcareous dune cross-bedding. *Science*, v. **144**,

p. 1449-1450.

- Manfrino, C.M., Ginsburg, R.N., 2001. Pliocene to Pleistocene deposition history of the upper platform margin, *in*: Ginsburg, R.N., (ed.). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project. Tulsa, Society for Sedimentary Geology Special Publication, v. **70**, p. 17-39.
- McCartney, R.F., Boardman, M.R., 1986. Bahamian paleosols; implications for stratigraphic correlation. Proceedings of the 3rd symposium on the geology of the Bahamas, Fort Lauderdale, Florida, CCFL Bahamian Field Station, v. **3**., p. 99-107.
- McNeill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K., Kenter, J.A.M., 2001. Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank, *in*: Ginsburg, R.N., (ed.). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. Tulsa, Society for Sedimentary Geology Special Publication, v. **70**, p. 101-134.
- McTainsh, G.H., Walker, P.H., 1982. Nature and distribution of Harmattan dust. *Zeitschr fur Geomorph. N. F.*, v. **26**, p. 417-435.
- Meischner, D., Vollbrecht, R., Wehmeyer, D., 1995. Pleistocene sea-level yo-yo recorded in stacked beaches, Bermuda South Shore, *in*: Curran, H.A., and White, B., (eds.). Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda. Geological Society of America Special Paper. v. **300**, p. 295-310.
- Meyerhoff, A.A., Hatten, C.W., 1974. Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. **58**, p. 1201-1239.
- Marques, D., Serier, S., Sédimentologie et pétrographie des dépôts littoraux du Pléistocène moyen et supérieur aux Bermudes. Master en Géologie, Université de Genève, 92 pp.
- Michaud, T., 1999. Géologie, stratigraphie et étude physico-chimique des paléosols de la région de North-Eleuthera (Bahamas). Diplôme d'études supérieures d'ingénieur-géologue, Université de Genève, 92 pp.
- Miller, G.H., Brigham-Grette, J., 1989. Amino Acid Geochronology: resolution and precision in carbonate fossils, *in*: Rutter, N., Brigham-Grette, J., and Catto, N.G., (eds.). Applied aspects of quaternary geochronology. *Quaternary International*, v. **1**, p. 111-128.
- Miller, G.H., Mangerud, J., 1985. Aminostratigraphy of European marine interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, v. **4**, p. 215-278.
- Mirecki, J.E., Carew, J.L., Mylroie, J.E., 1993. Precision of amino acid enantiometric data from fossiliferous Late Quaternary units in San Salvador island, Bahamas. Proceedings of the 6th Symposium on the Geology of the Bahama; Port Charlotte, Bahamian Field Station, p. 95-101.
- Moberg, J.P., Esu, I.E., Malgwi, W.B., 1991. Characteristics and constituent composition of Harmattan dust falling in Northern Nigeria. *Geoderma*, v. **48**, p. 73-81.
- Molinaroli, E., Guerzoni, S., Rampazzo, G., 1993. Contribution of Saharan dust to the central Mediterranean basin. *Geological Society of America Special Paper*, v. **284**, p. 303-312.
- Muhs, D.R., Bush, C.A., Stewart, K.C., Rowland, T.R., Crittenden, R., 1990. Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and Western Atlantic islands. *Quaternary Research*, v. **33**, p. 157-177.
- Muhs, D.R., Crittenden, R., Rosholt, J.N., Bush, C.A., Stewart, K.C., 1987. Genesis of marine terrace soils, Barbados, West Indies; evidence from mineralogy and geochemistry. *Earth Surface Process and landforms*, v. **12**, p. 605-618.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Steinke, B., 2002. Timing and warmth of the last interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews*, v. **21**, p. 1355-1383.
- Mullins, H.T., Breen, N.A., Dolan, J., Wellner, R.W., Petruccione, J.L., Gaylord, M., Andersen, C.B., Melillo, A.J., Jurgens, A.D., Orange, D.L., 1992. Carbonate platforms along the Southeast Bahamas-Hispaniola collision zone. *Marine Geology*, v. **105**, p. 169-209.
- Mullins, H.T., Lynts, G.W., 1977. Origin of the Northwestern Bahama platform: review and reinterpretation. *Geological Society of America Bulletin*, v. **88**, p. 1461-1477.
- Multer, H.G., Hoffmeister, J.E., 1968. Subaerial laminated crust of the Florida Keys. *Geological Society of America Bulletin*, v. **79**, p. 183-192.
- Munsell Soil Color Charts revised edition, 1974. Colour plates and explanation guide. New Windsor, 10 pp.
- Mylroie, J.E., Carew, J.L., Vacher, H.L., 1995. Karst development in the Bahamas and Bermuda, *in*

- Curran, H.A., and White, B., (eds.). Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda. Geological Society of America Special Paper, v. **300**, p. 251-267.
- Natland, J., 1984. Occurrences of air-fall volcanic ash derived from the Lesser Antilles arc at Leg 78a Drill Sites, *in*: Biju-Duval, B., and Moore, J.C., (eds.). Deep Sea Drilling Project Initial Reports, Washington, v. **78**, p. 369-375.
- Nawratil-De Bono, C., 2005. Pétrographie, micromorphologie et minéralogie des paléosols pléistocènes d'Eleuthera, Bahamas: enseignements paléo-environnementaux, Thèse de 3^{ème} cycle non publiée, Université de Genève.
- NOAA, 1993. Global Upper Air Climatic Atlas Ver. 1.0, Vol. I, Ii [Cdrom]. National Climatic Data Center, Federal Building, 151 Patton Avenue, Asheville, NC 28801-5001, U.S.A.
- Nriagu, J.O., Moore, P.B., 1984. Phosphate minerals. Berlin, Springer, 442 pp.
- Officer, C.B., Ewing, M., Wuenschel, P.C., 1952. Seismic refraction measurement in the Atlantic ocean basin. IV Bermuda, Bermuda Rise and Nares Basin. *Geological Society of America Bulletin*, v. **63**, p. 777-809.
- Paquet, H., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P., 1984. Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de latitude Nord. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. **25**, p. 257-265.
- Parkin, D.W., Shackleton, N.J., 1973. Trade wind and temperature correlation down a deep-sea core of the Sahara Coast. *Nature*, v. **245**, p. 455-457.
- Parmentier, M., 2006. Développement d'un module microbiologique dédié à la modélisation hydrobiogéochimique et application à la mobilité de l'arsenic. Thèse de 3^{ème} cycle, Ecole des Mines de Paris, Paris, 182 pp.
- Peckenham, J.M., 1981. On the nature and origin of some paleogene melilitic pillowed lava, breccias, and intrusives from Bermuda. Ph.D Thesis, Halifax, Nova Scotia, Dalhousie University, 307 pp.
- Peters, J.L., Murray, R.W., Sparks, J.W., Coleman, D.S., 2000. Terrigenous matter and dispersed ash in sediment from the Caribbean sea: results from Leg 165, *in*: Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., and Draper, G., (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, College Station, TX, v. **165**, p. 115-124.
- Pierson, B.J., 1982. Cyclic sedimentation, limestone diagenesis and dolomitization in Upper Cenozoic carbonates of the Southeastern Bahamas., Ph.D. Thesis, Miami, 286 pp.
- Pirsson, L.V., 1914a. Geology of Bermuda island: the igneous platform. *American journal of Science*, v. **38**, p. 189-206.
- Pirsson, L.V., 1914b. Geology of Bermuda island: petrology of the lava. *American journal of Science*, v. **38**, p. 331-334.
- Pokras, E.M., Mix, A.C., 1985. Eolian evidence for spatial variability of Late Quaternary climates in Tropical Africa. *Quaternary Research*, v. **24**, p. 137-149.
- Prospero, J.M., 1996. Saharan dust transport over the North Atlantic ocean and Mediterranean; an overview, *in*: Guerzoni, S., (ed.). The impact of desert dust across the Mediterranean. Chester, Roy Environmental Science and Technology Library, v. **11**, p. 133-152.
- Prospero, J.M., Carlson, T.N., 1972. Vertical and areal distribution of Saharan dust over the Western Equatorial North Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. **77**, p. 5255-5265.
- Prospero, J.M., Nees, R.T., 1987. Deposition rate of particulate and dissolved aluminum derived from Saharan dust in precipitation at Miami, Florida. *Journal of Geophysical Research*, v. **92**, p. 14723-14731.
- Pye, K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic press, London, 334 pp.
- Pye, K., Johnson, R., 1988. Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of Lower Mississippi Valley loess. *Earth Surface and Landforms*, v. **13**, p. 103-124.
- Pye, K., Winspear, N.R., Zhou, L.P., 1995. Thermoluminescence ages of loess and associated sediments in Central Nebraska. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology*, v. **118**, p. 73-87.
- Rea, D.K., 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, v. **32**, p. 159-195.
- Reid, P., R., Carey, S., N., Ross, D., R., 1996. Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles Island arc. *Geological Society of America Bulletin*, v. **108**, p. 78-100.
- Reijmer, J.J., Betzler, C., Kroon, D., Tiedemann, R., Eberli, G.P., 2002. Bahamian carbonate platform development in response to sea-level changes and the closure of the isthmus of Panama. *International Journal of Earth Sciences*, v. **91**, p. 482-489.

- Reynolds, P.R., Aumento, F.A., 1974. Deep Drill 1972: potassium-argon dating of the Bermuda drill core. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. **1**, p. 1269-1273.
- Rich, C.I., 1968. Hydroxy-interlayers in expansible layers silicates. *Clays and Clays Minerals*, v. **1**, p. 15-30.
- Robbin, D.M., Stipp, J.J., 1979. Depositional rate of laminated soilstone crusts, Florida Keys. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **49**, p. 175-180.
- Ruddiman, W.F., 1997. Tropical Atlantic terrigenous fluxes since 25,000 years B.P. *Marine Geology*, v. **136**, p. 189-207.
- Rueger, B.F., 2002. Recent atmospheric fallout of noncarbonate mineral grains on Bermuda and its relationship to NAO. Geological Society of America, annual meeting, v. **34-6**, p. 353.
- Rueger, B.F., 2004. Avian origin of quartz grains in organic-rich sediments from Lover's Lake and Warwick Pond, Bermuda, in: Lewis, R.D., and Panuska, B.C., (eds.). Proceedings of the 11th symposium on the geology of the Bahamas and other carbonate regions, v. **11**, p. 215-230.
- Ruhe, R.V., Cady, J.G., Gomez, R.S., 1961. Paleosols of Bermuda. *Geological Society of America Bulletin*, v. **72**, p. 1121-1142.
- Sarnthein, M., 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, v. **272**, p. 43-46.
- Sarnthein, M., Tetzlaff, G., Koopmann, B., Wolter, K., Pflaumann, U., 1981. Glacial and interglacial wind regimes over the Eastern Subtropical Atlantic and North-West Africa. *Nature*, v. **293**, p. 193-196.
- Sarnthein, M., Thiede, J., Pflaumann, U., Erlenkeuser, H., Fütterer, D., Koopmann, B., Lange, H., Seibold, E., 1982. Atmospheric and oceanic circulation patterns of Northwest Africa during the past 25 million years, in von Rad, U., Hinz, K., et al. (eds.). *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer, Berlin. p. 545-604.
- Sassi, S., 1974. La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le Sud et le Centre-Ouest de la Tunisie. Thèse de 3^{ème} cycle, Orsay, Université Paris Sud, 292 pp.
- Sayles, R.W., 1931. Bermuda during the Ice Age. *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, v. **66**, p. 381-468.
- Schlager, W., Ginsburg, R.N., 1981. Bahama carbonate platforms-the deep and the past. *Marine Geology*, v. **44**, p. 1-24.
- Schütz, L., Sebert, M., 1987. Mineral aerosols and source identification. *Journal of Aerosol Sciences*, v. **18**, p. 1-10.
- Sealey, N.E., 1994. Bahamian landscapes. An introduction to the geography of the Bahamas. 2nd edition. Mediapublishing, Nassau, Bahamas, 128 pp.
- Segalen, P., 1970. Extraction du fer libre des sols à sesquioxydes par la méthode de De Endredy par irradiation à l'ultraviolet de solutions oxaliques. *Cahier de l'Orstom*, v. **8**: Série Pédologie, p. 4.
- Sheridan, R.E., Mullins, H.T., Austin, J.A., Jr., Ball, M.M., Ladd, J.W., Grow, J.A., 1988. Geology and geophysics of the Bahamas, in: Sheridan, R.E., and Grow, J.A., (eds.). *The geology of North America*. Boulder. *Geological Society of America*, v. **I-2**, p. 329-364.
- Sigurdsson, H., Carey, S., 1981. Marine tephrochronology and Quaternary explosive volcanism in the Lesser Antilles arc, in: Self, S., and Sparks, R.S.J., (eds.). *Tephra Studies*. London, D. Reidel, p. 255-280.
- Sigurdsson, H., Kelley, R.M., Carey, S., Bralower, T., King, J., 2000. History of circum-caribbean explosive volcanism: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tephra layers. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, v. **165**, p. 299-314.
- Sigurdsson, H., Leckie, R.M., Acton, G.D., and Shipboard Scientific Party, 1997. Caribbean volcanism, Cretaceous/Tertiary impact, and ocean-climate history : synthesis of leg 165. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Shipboard Scientific Party, College Station, TX*, v. **165**, p. 377-400.
- Sigurdsson, H., Sparks, R.S.J., Carey, S.N., Huang, T.C., 1980. Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc. *Journal of Geology*, v. **88**, p. 523-540.
- Silveira, G., Stutzmann, E., 2002. Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. **132**, p. 237-248.
- Stanley, D.J., Swift, D.J.P., 1967. Bermuda's Southern eolianites reef tract. *Science*, v. **157**, p. 677-681.
- Strasser, A., 1984. Black pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia). *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **54**, p. 1097-1109.

- Strasser, A., Davaud, E., 1983. Black-pebble of the Purbeckien (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. **73**, p. 551-580.
- Svensson, A., Biscaye, P.E., Grousset, F.E., 2000. Characterization of late glacial continental dust in Greenland Ice Core Project. *Journal of Geophysical Research*, v. **105**, p. 4637-4656.
- Syers, J.K., Jackson, M.L., Berkheiser, V.E., Clayton, R.N., Rex, R.W., 1969. Eolian sediment influence on pedogenesis during the Quaternary. *Soil Science*, v. **107**, p. 421-427.
- Tamura, T., 1957. Identification of the 14 Å clay mineral component. *American Mineralogist*, v. **42**, p. 107-110.
- Taylor, R.M., 1984. The rapid formation of crystalline double hydroxy salts and other compounds by controlled hydrolysis. *Clay Minerals*, v. **19**, p. 591-603.
- Thiry, M., 2006, Medard's Homepage. Available from World Wide Web.
http://www.cig.ensmp.fr/~thiry/Clay_atlantic_pal/clay_atlan00.htm
- Thiry, M., Forette N., Schmitt J.M., 1983. Techniques de diffraction des rayons X et interprétation des diagrammes. Note Technique, Ecoles des Mines, CGGM: Paris, p. 51.
- Thomassin, J., H., Touray, J., C., 1982. L'hydrotalcite, un hydroxycarbonate transitoire précocément formé lors de l'interaction verre basaltique/eau de mer. *Bulletin de Minéralogie*, v. **105**, p. 312-319.
- Titus, R., 1980. Emergent facies patterns on San Salvador island, Bahamas, in: Gerace, D.T., (ed.). Field guide to the geology of San Salvador: Miami, CCFL Bahamian Field Station, p. 92-105.
- Titus, R., 1987. Geomorphology, stratigraphy, and the Quaternary history of San Salvador. Proceedings of the 3rd symposium on the geology of the Bahamas, Fort Lauderdale, CCFL Bahamian Field Station, p. 155-164.
- Tucholke, B.E., Mountain, G.S., 1986. Seismic stratigraphy, lithostratigraphy, and paleosedimentation patterns in the North American basin, in: Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. (eds.). Deep Drilling Results in the Atlantic ocean: continental margins and paleoenvironments, Maurice Ewing Serie, v. **3**, , p. 58-86.
- Tucholke, B.E., Vogt, P.R., 1979. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1114 pp.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. Oxford, UK, Blackwell, 482 pp.
- Upchurch, S.B., 1970. Sedimentation on the Bermuda platform. Ph.D. Thesis, Northwestern University, Evanston, 206 pp.
- Vacher, H.L., 1971. Late Pleistocene sea-level history: Bermuda evidence. Ph.D. Thesis, Northwestern University, Evanston.
- Vacher, H.L., 1973. Coastal dunes of Younger Bermuda, in: Coates, D.R., (ed.). Coastal geomorphology, p. 355-391.
- Vacher, H.L., Hearty, P.J., 1989. History of stage 5 sea level in Bermuda: review with new evidence of a brief rise to present sea level during substage 5a. *Quaternary Science Reviews*, v. **8**, p. 159-168.
- Vacher, H.L., Hearty, P.J., Rowe, M.P., 1995. Stratigraphy of Bermuda: nomenclature, concepts, and status of multiple systems of classifications, in: Curran, H.A., and White, B., (eds.). Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda. Geological Society of America Special Paper. v. **300** , p. 271-294.
- Vacher, H.L., Rowe, M.P., 1997. Geology and hydrogeology of Bermuda, in: Vacher, H.L., and Quinn, T.M., (eds.). Geology and hydrogeology of carbonate island, v. **54**, p. 35-90.
- Vacher, H.L., Rowe, M.P., Garrett, P., 1989. The geologic map of Bermuda. Scale 1:25,000, London, Oxford Cartographers.
- Van der Lee, J., 1998. Thermodynamic and mathematical concepts of CHESSE. Technical report, Nr. LHM/RD/98/39 CIG-École des Mines de Paris, Fontainebleau, France.
- Verrill, A.E., 1907. The Bermuda islands. Part VV, geology and paleontology, and Part V, an account of the coral reefs. *Transaction of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, v. **12**, p. 45-348.
- Vogt, P.R., 1991. Bermuda and Appalachian-Labrador rises: common non-hotspot processes? *Geology*, v. **19**, p. 41-44.
- Weaver, C.E., Beck, K.C., 1977. Miocene of the S.E. United States: a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. Development in sedimentology, Elsevier, Amsterdam, v. **22**, 234 pp.
- Wehmiller, J.F., 1982. A review of amino acid racemization studies in Quaternary mollusks; stratigraphic and chronologic applications in coastal and interglacial sites, Pacific and Atlantic

- coasts, United States, United Kingdom, Baffin Island and Tropical Islands. *Quaternary Science Reviews*, v. **1**, p. 83-120.
- Whitaker, F., F., Smart, P., L., 1997. Hydrogeology of the bahamian archipelago, *in*: Vacher, H.L., and Quinn, T.M., (eds.). *Geology and hydrogeology of the carbonate island. Development in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, v. **54**, p. 183-216.
- Wilke, B.M., Duke, B.J., Jimoh, W.L.O., 1984. Mineralogy and chemistry of harmattan dust in Northern Nigeria. *Catena*, v. **11**, p. 91-96.
- Williams, H., McBirney, A.R., Aoki, K., 1969. Volcanic history of Honduras. Berkeley, California, University of California Press, 101 pp.
- Wilson, J.T., 1963a. Continental drift. *Scientific American*, v. **2**, p. 13.
- Wilson, J.T., 1963b. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature*, v. **197**, p. 536-538.
- Winter, G., A., Essene, E., J., Peacor, D., R., 1981. Carbonates and pyroxenoids from the manganese deposit near Bald Knob, North Carolina. *American Mineralogist*, v. **66**, p. 278-289.

Listes des figures

Chapitre 1 : Contexte de l'étude

Figure 1 - Localisation des Bermudes et détails du « Bermuda pedestal»	7
Figure 2 - Carte des Bermudes et localisation des forages ayant atteint le substratum.	9
Figure 3 - Synthèse de la minéralogie de l'édifice volcanique des Bermudes.	12
Figure 4 - Diagramme de Wheeler présenté par Vacher <i>et al.</i> (1995).	14
Figure 5 - Stratigraphie complétée des dépôts quaternaires des Bermudes.	15
Figure 6 - Carte géologique des Bermudes.	16
Figure 7 - Mosaïque des dépôts sédimentaires.	18
Figure 8 - Carte de répartition des paléovents.	20
Figure 9 - Détails illustrant la variation de l'épaisseur des sets au sein d'une éolianite.	21
Figure 10 - Exemple de sol moderne aux Bermudes (South Road).	22
Figure 11 - Formations pédologiques types rencontrées aux Bermudes.	23
Figure 12 - Puits de dissolution observés aux Bermudes.	24
Figure 13 - Carte de l'archipel des Bahamas.	31
Figure 14 - Profil sismique montrant la structure profonde des bancs carbonatés bahamiens.	32
Figure 15 - Modèle d'évolution de l'architecture des dépôts aux Bahamas.	34
Figure 16 - Modèles stratigraphiques pour les sédiments des Bahamas.	36
Figure 17 - Exemple d'éolianites rencontrées aux Bahamas.	39
Figure 18 - Principales formations pédologiques rencontrées aux Bahamas.	41
Figure 19 - Minéralogie des paléosols de San Salvador.	42

Chapitre 2 : Un apport extérieur de matériel

Figure 20 - Schéma simplifié des circulations atmosphériques terrestres.	49
Figure 21 - Variations saisonnières de la direction des vents au-dessus de l'Atlantique Nord.	50
Figure 22 - Alternances saisonnières des trajectoires des poussières sahariennes.	53
Figure 23 - Flux total de poussières minérales au-dessus de l'archipel des Bermudes.	54
Figure 24 - Zones sources à l'origine des poussières émises en été et en hiver.	56
Figure 25 - Les loess du Mississippi.	59
Figure 26 - Vecteurs caractérisant les vents de hautes altitudes au-dessus des Caraïbes.	60
Figure 27 - Sédimentation volcanogénique pour les îles du centre de l'arc des Basses Antilles.	61
Figure 28 - La province à ignimbrites d'Amérique Centrale et les sites du leg ODP 165.	62
Figure 29 - Systèmes atmosphériques en fonction des cycles climatiques quaternaires.	63
Figure 30 - Teneur en dolomite au sein des sédiments du « Northwest Providence Channel ».	64

Figure 31 - Migration du panache de poussières sahariennes.	65
Figure 32 - Poussières enregistrées au sein du Florida Strait en fonction du temps.	67
Figure 33 - Sources de matériel possibles pour les paléosols des Bermudes et des Bahamas.	69
Figure 34 - Rapports géochimiques des formations pédologiques des Bermudes et des différentes sources potentielles de matériel considérées.	71
Figure 35 - Rapport Al ₂ O ₃ /TiO ₂ des verres volcaniques de la Dominique et des formations pédologiques des Caraïbes.	72
Figure 36 - Rapport SiO ₂ /Al ₂ O ₃ des poussières sahariennes, des sols de la Barbade et des paléosols des Bermudes.	73

Chapitre 3 : Les paléosols des Bermudes

Figure 37 - Carte de répartition des paléosols étudiés.	79
Figure 38 - Exemples d'interaction entre les paléosols et leurs encaissants.	85
Figure 39 - Traces de la végétation sur l'encaissant carbonaté.	86
Figure 40 - Conduit karstique près de Castle Harbour Hotel (Site CH).	87
Figure 41 - Paléosols et dépôts de colluvions.	89
Figure 42 - Éléments figurés observables au sein des paléosols des Bermudes.	91
Figure 43 - Micromorphologie des formations pédologiques du site BQ.	93
Figure 44 - Détail de la structure pédologique des paléosols.	94
Figure 45 - Détail de la structure pédologique des dépôts de colluvion.	96
Figure 46 - Illustration schématique des grands types de dépôts de colluvions aux Bermudes.	98
Figure 47 - Pluviométrie annuelle des Bermudes.	99
Figure 48 - Spectres diffractométriques de l'échantillon St-02.	102
Figure 49 - Dessin interprété du profil de Grape Bay Railway Track (GBRT).	104
Figure 50 - Profil Grape Bay Railway Track (GBRT).	105
Figure 51 - Détails du sommet du paléosol de l'intervalle Qtl/Qw de Bierman's Quarry.	106
Figure 52 - Profil de Bierman' Quarry (BQ).	107
Figure 53 - Dessin interprété du profil de Horse Shoe Bay (HSB).	109
Figure 54 - Profil de Horse Shoe Bay (HSB).	110
Figure 55 - Profil de Pink Beach Club (PBC).	111
Figure 56 - Répartition du cortège argileux des paléosols des Bermudes par site.	115
Figure 57 - Evolution du cortège argileux des paléosols des Bermudes.	116
Figure 58 - Répartition des paléosols au sein desquels des grains noirs ont été retrouvés.	117
Figure 59 - Spectres granulométriques des grains noirs.	118
Figure 60 - Morphologie des grains noirs.	120
Figure 61 - Micromorphologie des grains isolés au sein de la matrice pédologique.	121

Figure 62 - Grains analysés à la microsonde.	123
Figure 63 - Données minéralogiques disponibles sur l'édifice volcanique des Bermudes.	127
Figure 64 - Compositions des pyroxènes de l'édifice volcanique et des paléosols TP et WBB.	129
Figure 65 - Détail des grains de quartz prélevés au sein des paléosols des Bermudes.	131
Figure 66 - Comparaison des concentrations en quartz et en crandallite.	133
Figure 67 - Rapport Al_2O_3/TiO_2 des paléosols des Bermudes, des poussières sahariennes et du basalte altéré des Bermudes.	135
Figure 68 - Rapport SiO_2/Al_2O_3 des poussières sahariennes, du basalte altéré des Bermudes, des formations pédologiques de la Barbade et des paléosols des Bermudes.	138
Figure 69 - Détails de la carotte forée à Gibb's Hill lighthouse (Pirsson, 1914a).	141
Figure 70 - Schéma simplifié du dépôt des cônes de débris, probablement.	141
Figure 71 - Apport de matériel volcanique en fonction des variations du niveau marin.	144
Figure 72 - Trajectoire actuelle du panache estival de poussières sahariennes.	150
Figure 73 - Evolution du cortège minéralogique du piton volcanique des Bermudes.	153

Chapitre 4 : Les paléosols des Bahamas

Figure 74 - Localisation des sites étudiés sur l'île d'Eleuthera, Bahamas et carte géologique.	159
Figure 75 - Intervalles de temps étudiés au travers des paléosols échantillonnés Eleuthera.	160
Figure 76 - Schéma du principe du mode « flush » de la modélisation géochimique.	163
Figure 77 - Croûtes calcaires rencontrées au Bahamas.	166
Figure 78 - Exemples de formations pédologiques qui n'ont pas d'impact sur leur encaissant.	168
Figure 79 - Pénétration des formations pédologiques au sein de l'encaissant carbonaté.	169
Figure 80 - Principales figures micromorphologiques des paléosols des Bahamas.	172
Figure 81 - Description lithologique et minéralogie du paléosol de Preacher's Cave.	174
Figure 82 - Description lithologique et minéralogie des paléosols de « The Cliffs ».	176
Figure 83 - Description lithologique et minéralogie de Goulding Cay 2.	177
Figure 84 - Description lithologique et minéralogie de Goulding Cay 6.	178
Figure 85 - Age de l'encaissant en fonction de la durée d'exposition.	181
Figure 86 - Evolution du cortège des minéraux carbonatés en fonction de l'âge de l'encaissant.	182
Figure 87 - Répartition de la teneur en hydrotalcite en fonction de l'âge de l'encaissant.	183
Figure 88 - Evolution de la teneur en kutnahorite en fonction de l'âge de l'encaissant.	184
Figure 89 - Minéralogie des paléosols en fonction des cycles climatiques quaternaires.	185
Figure 90 - Evolution du cortège des minéraux carbonatés en fonction de la durée d'exposition.	186
Figure 91 - Evolution des minéraux non carbonatés en fonction de l'âge du substratum.	187
Figure 92 - Evolution de la minéralogie du cortège argileux en fonction de l'âge de l'encaissant.	188
Figure 93 - Evolution des minéraux non carbonatés en fonction de la durée d'exposition.	189

Figure 94 - Evolution de la fraction inférieure à 2 μm au sein des remplissages karstiques.	190
Figure 95 - Composition normalisée de la fraction non carbonatée des remplissages karstiques.	192
Figure 96 - Résultats des modélisations géochimiques.	196
Figure 97 - Localisation des différents forages effectués au large des Bahamas.	200
Figure 98 - Ages des derniers faisceaux argileux des sites 1006 et 1007 du leg 166.	202
Figure 99 - Variation locale de la teneur en dolomite au large du Cap Blanc (Johnson, 1979).	203
Figure 100 - Variation de la composition des niveaux argileux sur le site 1007.	205
Figure 101 - Evolution de la composition des argiles plio-pléistocènes sur le site 1006.	206
Figure 102 - Principale composante de la sédimentation de la mer Caraïbes.	206
Figure 103 - Fermeture de l'isthme de Panama et mise en place des systèmes océaniques et atmosphériques actuels.	209
Figure 104 - Valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ des formations pédologiques, des poussières sahariennes actuelles, des loess nord-américains et des niveaux argileux du site 1006.	211
Figure 105 - Photo aérienne de San Salvador et orientation des dunes sous les vents dominants.	214

Listes des tableaux

Chapitre 1 : Contexte de l'étude

Tableau I - Stratigraphie simplifiée des dépôts quaternaires des Bermudes.	17
Tableau II - Evolution de la chimie des eaux de pluie des Bermudes.	25
Tableau III - Liste des minéraux volcaniques présents au sein des paléosols.	27
Tableau IV - Stratigraphie des Bahamas.	37

Chapitre 2 : Un apport extérieur de matériel

Tableau V - Composition des poussières sahariennes.	55
Tableau VI - Composition des poussières sahariennes au-dessus de Sal Island, de la Barbade et de Miami.	56
Tableau VII - Taux de sédimentation des poussières atmosphériques à Miami, aux Bahamas et aux Bermudes.	58

Chapitre 3 : Les paléosols des Bermudes

Tableau VIII - Liste des sites étudiés.	79
Tableau IX - Profils pour lesquels des lames minces ont été préparées.	81
Tableau X - Densité des minéraux non carbonatés du volcan des Bermudes.	146
Tableau XI - Taux moyen de minéraux non carbonatés calculé pour 100 ka.	148

Chapitre 4 : Les paléosols des Bahamas

Tableau XII - Liste des sites étudiés sur l'île d'Eleuthera.	160
Tableau XIII - Analyses minéralogiques des niveaux argileux des sites 626C et 627B.	204
Tableau XIV - Calcul du flux de minéraux non carbonatés enregistré par les paléosols.	210

Annexe 1 : Méthodes analytiques

Protocole des analyses de diffraction aux RX

Roche totale

Les échantillons après séchage ont été finement broyés à la main au mortier d'agate pour la confection d'un échantillon de poudre orientée. Les analyses diffractométriques ont été effectuées dans les conditions standard grâce à un équipement X'PERT PRO Panalytical (ancien. Philips) (Rayonnement anode Cu - $K\alpha$) basé à l'Ecole des Mines de Paris. Les résultats ont été traités par les logiciels X'Pert Highscore de Panalytical. L'indexation automatique des diagrammes a été contrôlée.

La teneur des minéraux est estimée de façon semi-quantitative avec bouclage à 100 %.

Les quantités indiquées sont exprimées en pourcentage pondéral. Les valeurs données sont à 5%. Lorsque le minéral est présent mais en quantité inférieure à 5 %, nous avons utilisé la notation X dans les tableaux de données. Les symboles "-" indiquent qu'un minéral a été recherché et n'a pas été trouvé.

Analyse des minéraux argileux

La fraction argileuse $<2\mu\text{m}$ a été séparée par sédimentométrie d'une suspension diluée. Pour la détermination par DRX, la fraction a été orientée et 4 traitements effectués : séchage à l'air, saturation atmosphère Ethylène Glycol, saturation Hydrazine hydratée, chauffage à 490°C.

Analyses à la microsonde

Des analyses microsonde ont été effectuées sur lames minces polies métallisées au Carbone. L'appareil qui a été utilisé est la microsonde Cameca SX 100 du Laboratoire de pétrologie des Matériaux, Modélisation des Processus de l'Université de Paris VI. Le faisceau d'analyse recouvre une zone de 1 μm de diamètre.

Analyses ICP-AES

Echantillons des Bermudes : analyses effectuées par le Service d'analyse des roches et minéraux du CRPG, Nancy (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques).

Echantillons des Bahamas : analyses effectuées à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne

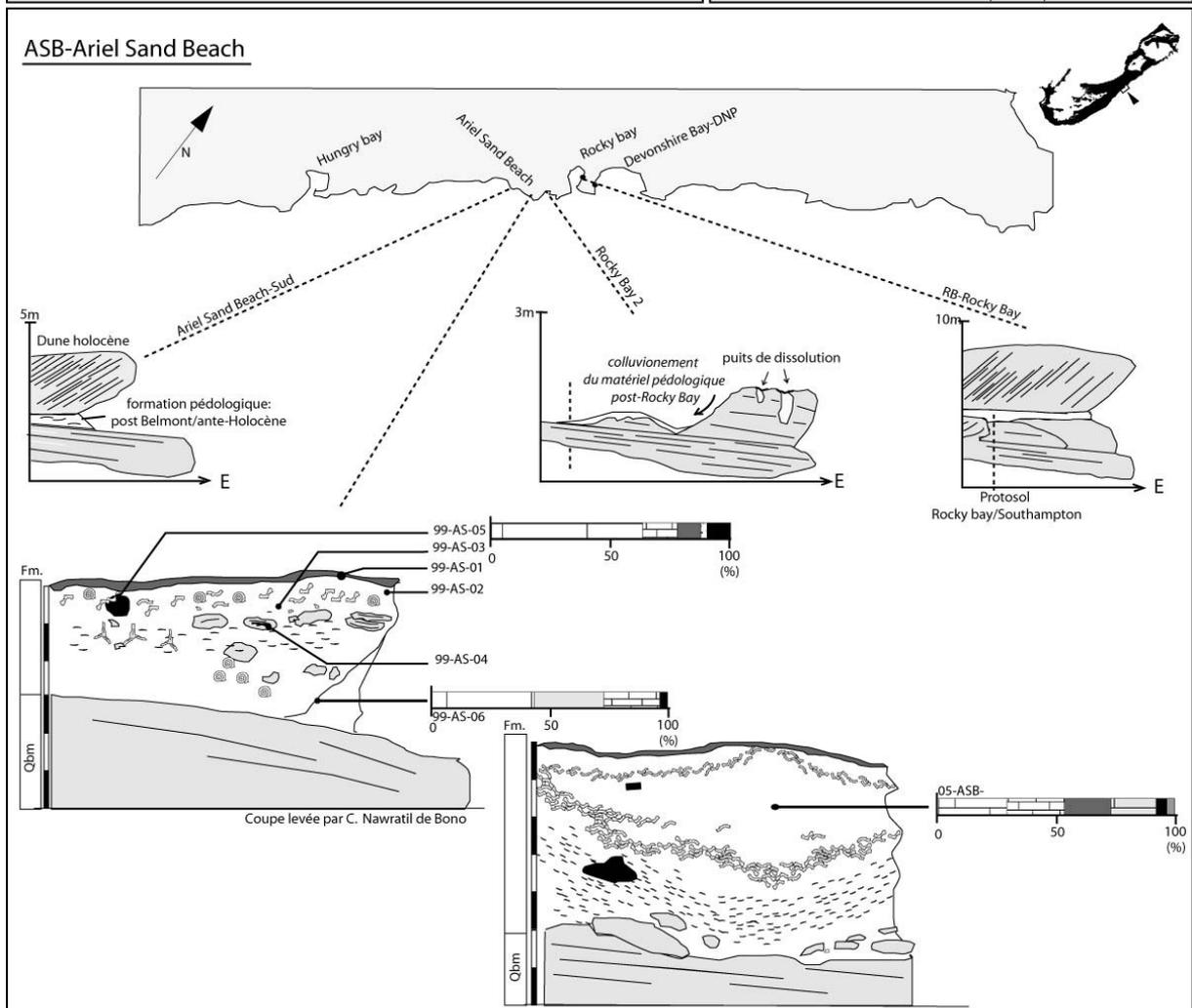
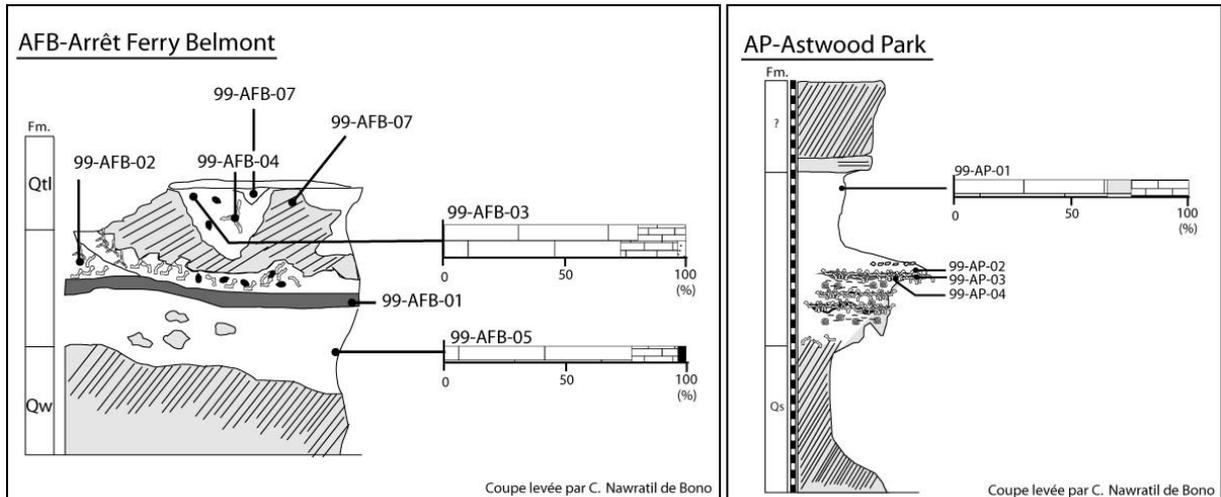
- Spectroanalyseur séquentiel haute résolution **Jobin-Yvon JY138 Ultrace**

- Caractéristiques :
 - Montage Czerny-Truner de 1m de focale
 - Réseau de 2400 traits/mm, utilisé dans le 2^{ème} ordre jusqu'à 310 nm
 - Fentes E/S contrôlées par logiciel (réglages standard, 20 μm /15 μm pour les traces, 20 μm /77 μm pour les majeurs)
 - Dispositif d'acquisition rapide « image » (Jobin-Yvon)
- Système de nébulisation : nébuliseur concentrique type Meinhard monté sur chambre cyclone

Spectres granulométriques

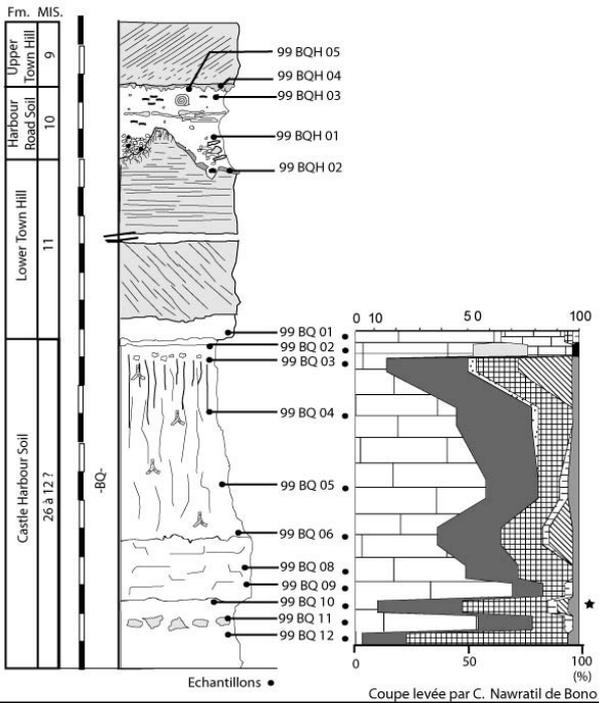
Les grains noirs prélevés au sein des paléosols des Bermudes ont été photographiés et mesurés à l'aide de la loupe binoculaire Zeiss et du programme Axio Vision du centre des Géosciences de l'ENSMP.

Annexe 2 : Profils étudiés aux Bermudes

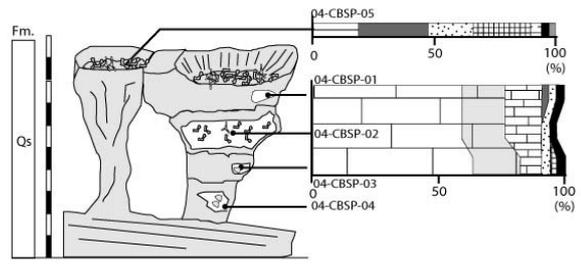


Lithologie				Éléments figurés			
Minéralogie roche rotale							

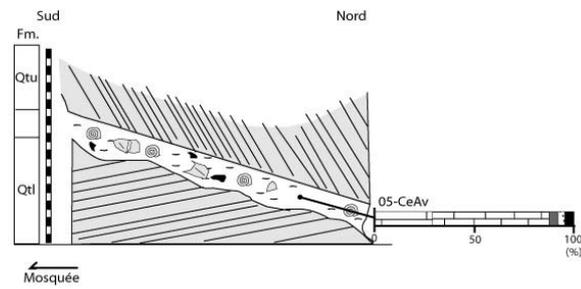
BQ et BQH- Bierman's Quarry



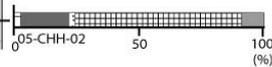
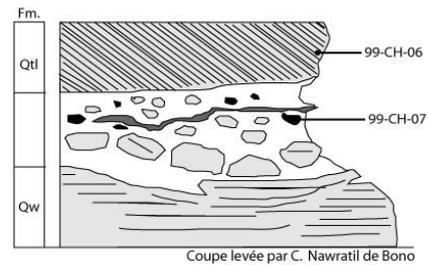
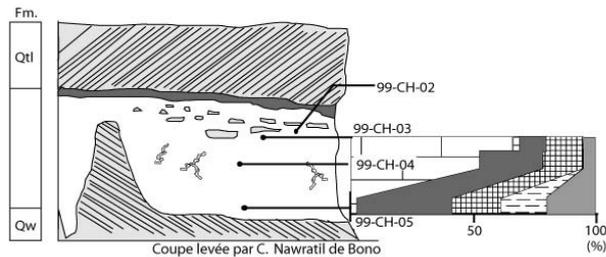
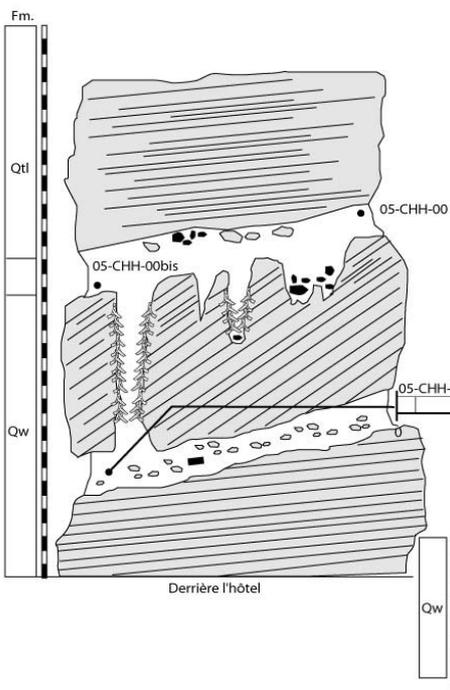
CBSP-Church Bay Solution Pipe-CBSP



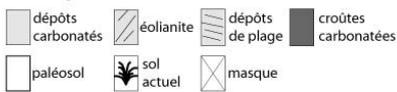
Cedar Avenue, Hamilton City



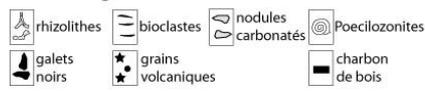
CH et CHH-Castle Harbour Marriot Hotel



Lithologie

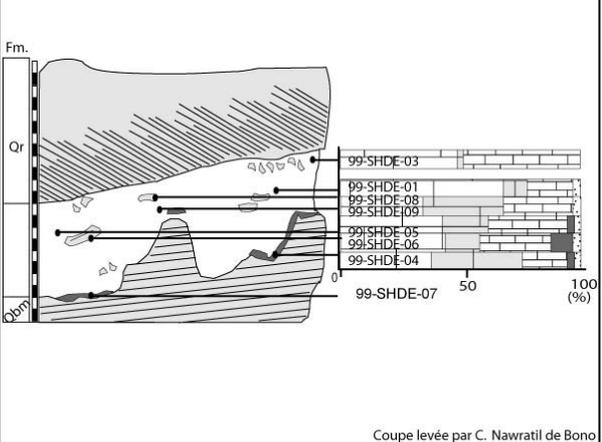
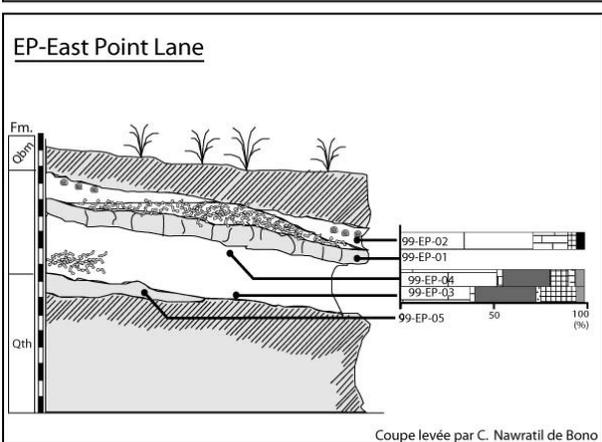
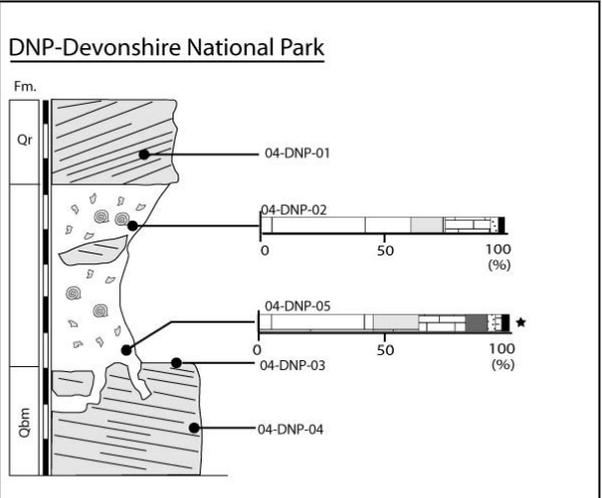
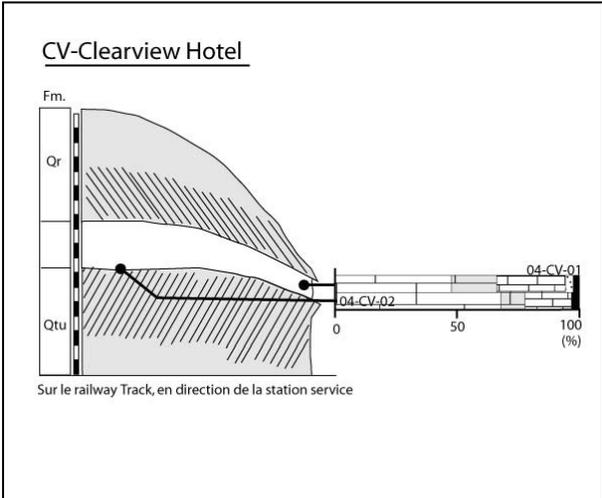
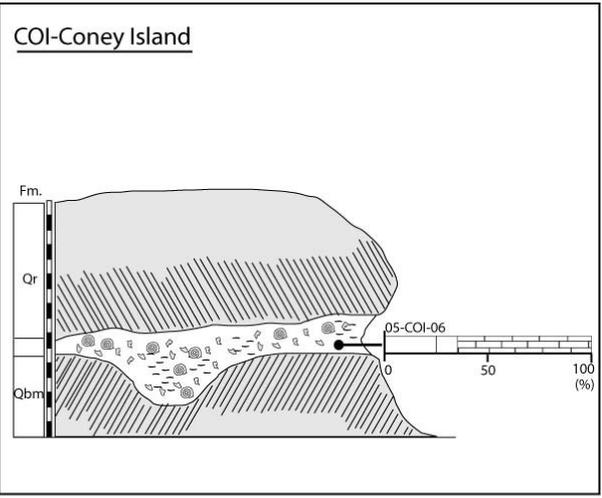
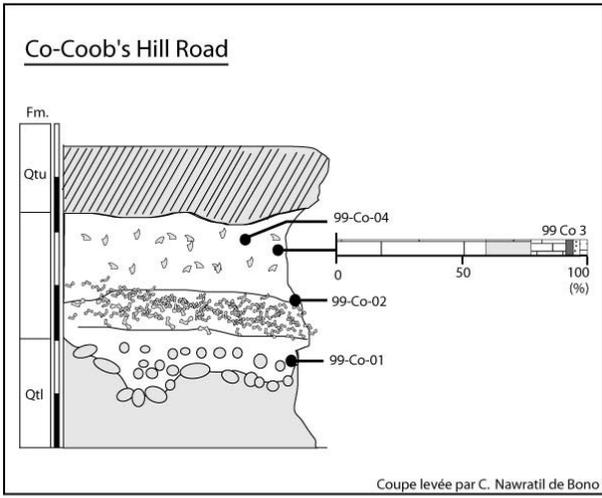


Éléments figurés

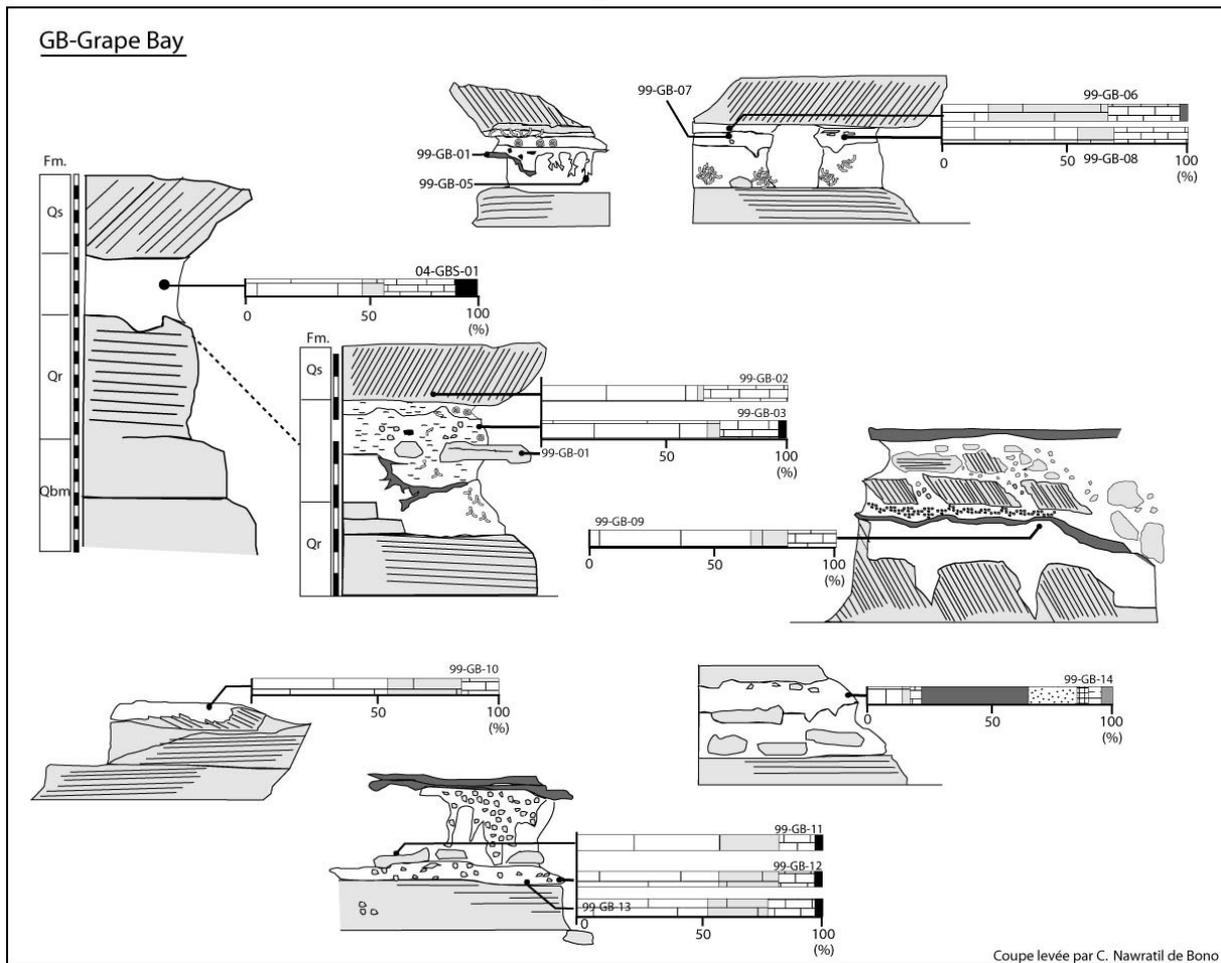
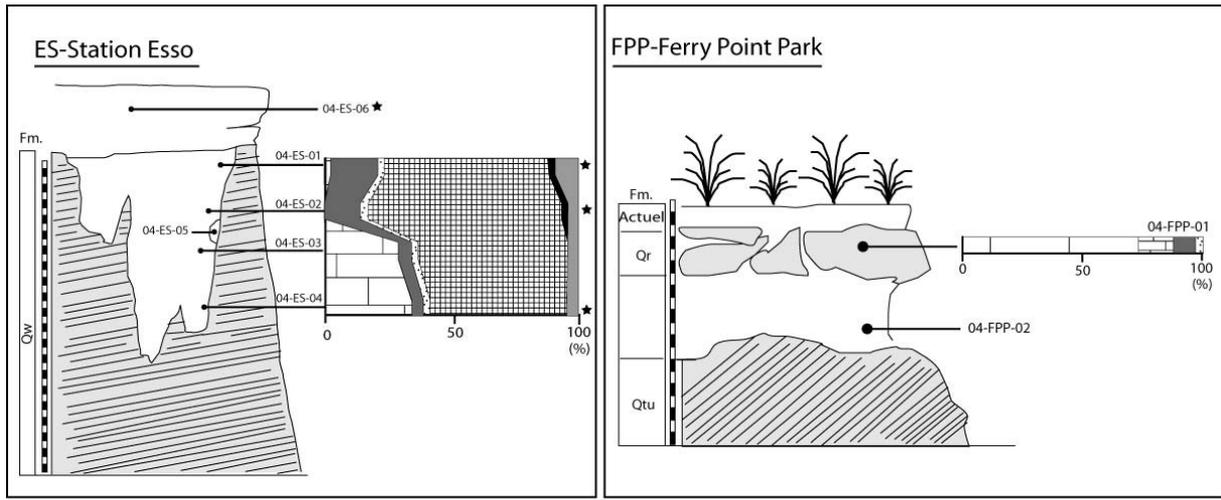


Minéralogie roche rotale

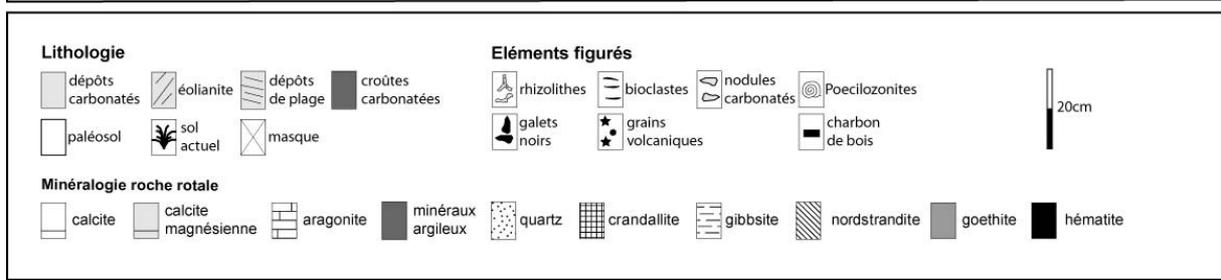
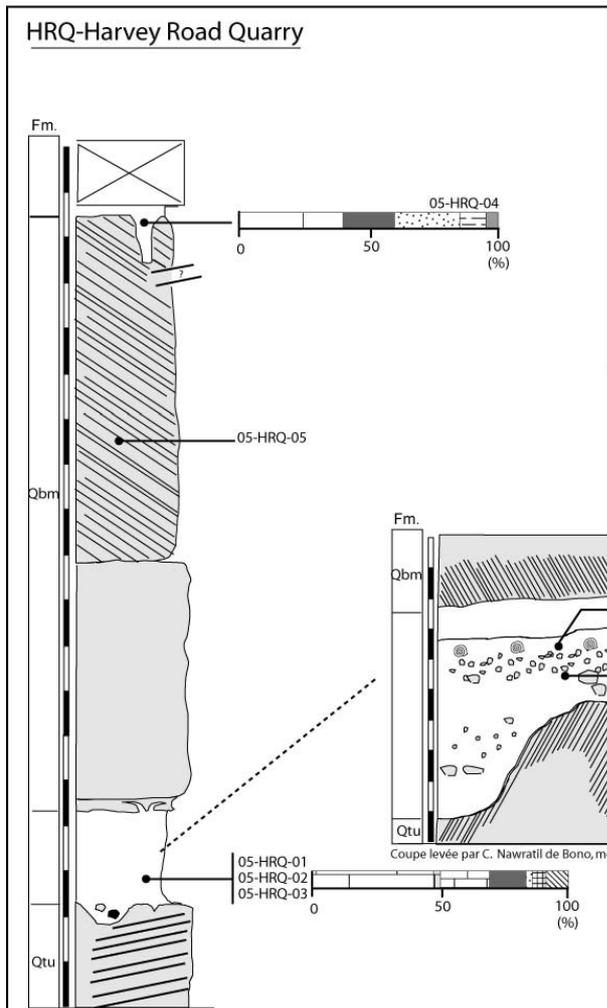
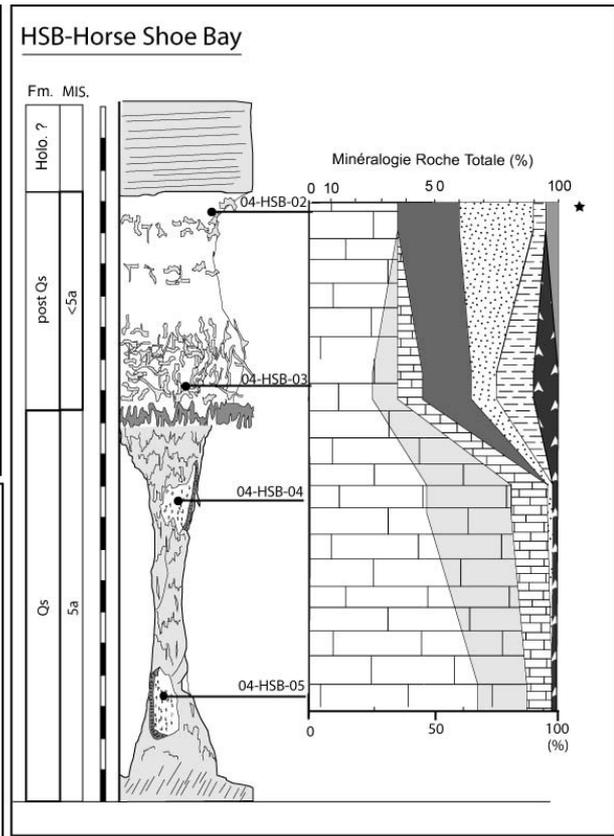
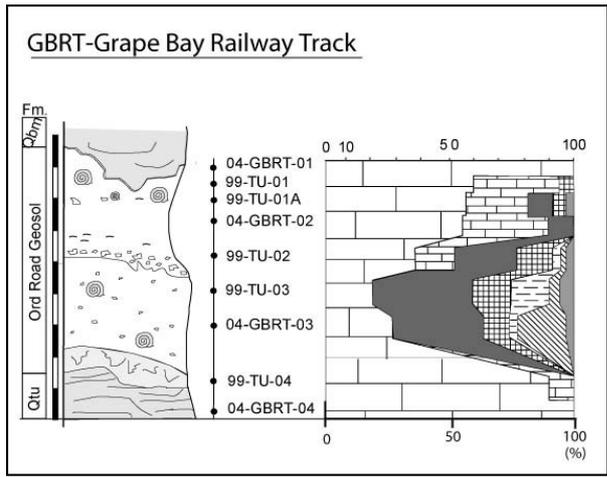


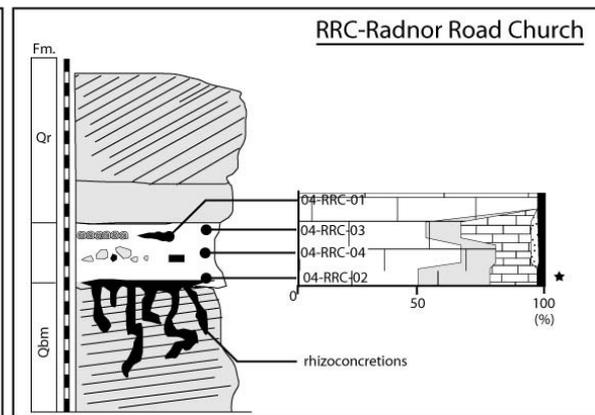
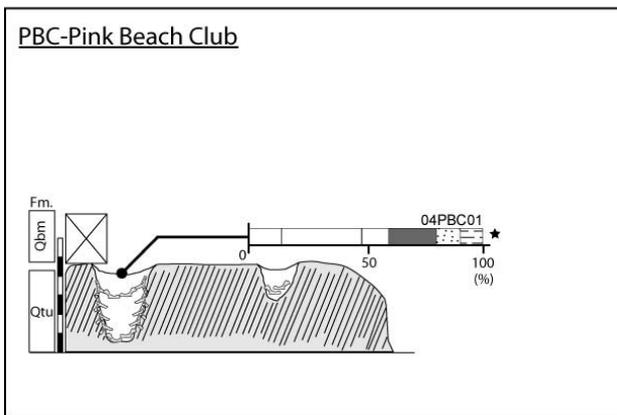
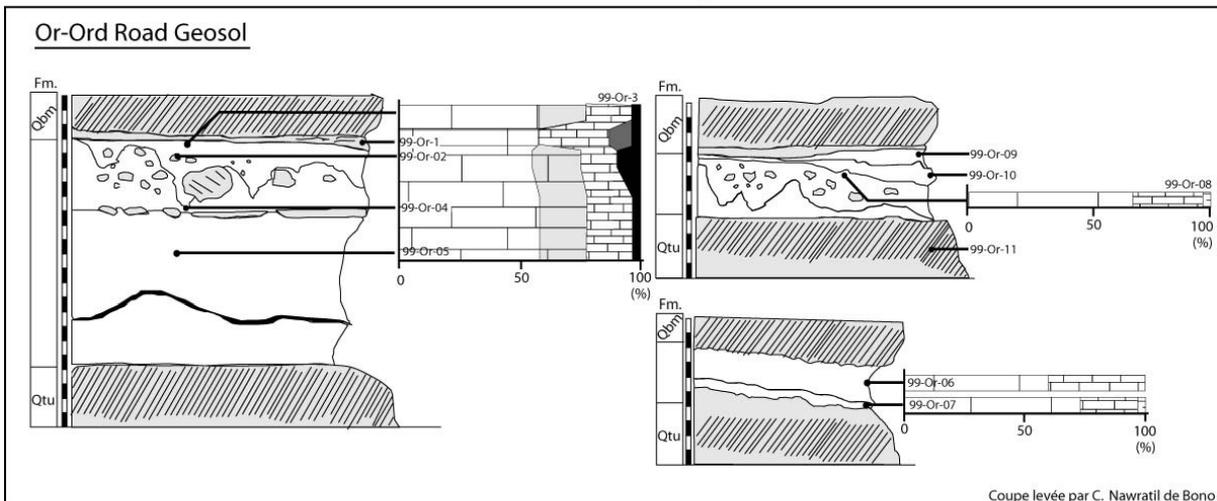
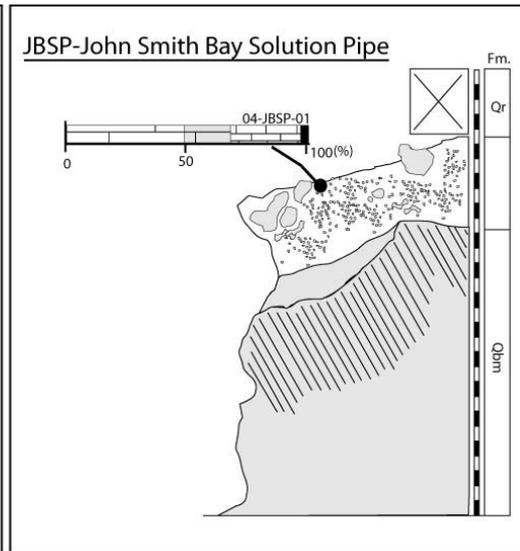
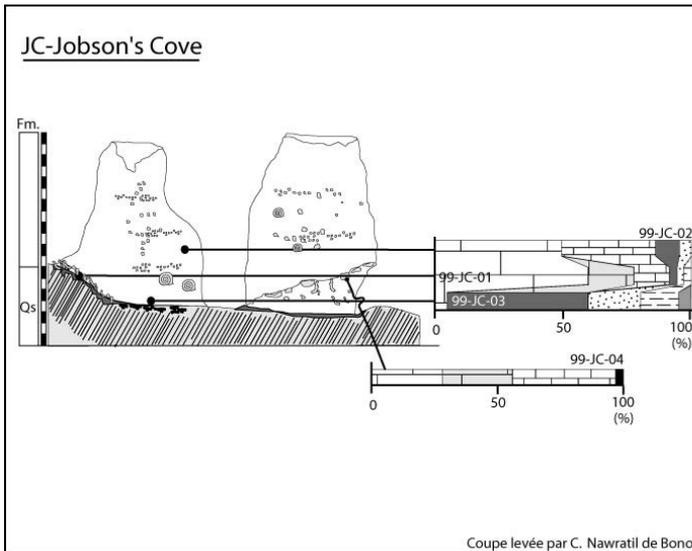


Lithologie		Eléments figurés		20cm
<ul style="list-style-type: none"> ☐ dépôts carbonatés ☐ paléosol 	<ul style="list-style-type: none"> ▨ éolianite ▨ sol actuel ▨ dépôts de plage ▨ masque 	<ul style="list-style-type: none"> ▨ rhizolithes ▨ galets noirs 	<ul style="list-style-type: none"> ▨ bioclastes ★ grains volcaniques ▨ nodules carbonatés ☉ Poecilozonites ▨ charbon de bois 	
Minéralogie roche rotale				
☐ calcite	▨ calcite magnésienne	▨ aragonite	▨ minéraux argileux	▨ quartz
		▨ crandallite	▨ gibbsite	▨ nordstrandite
			▨ goethite	▨ hématite



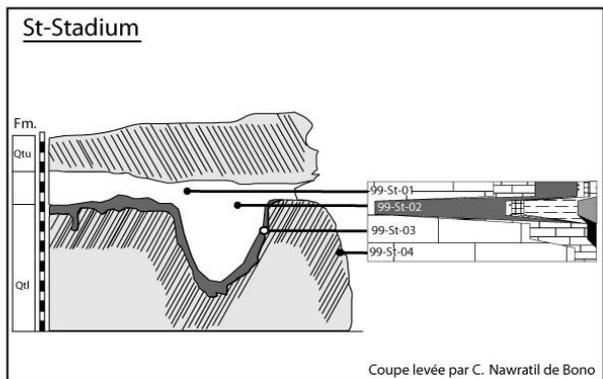
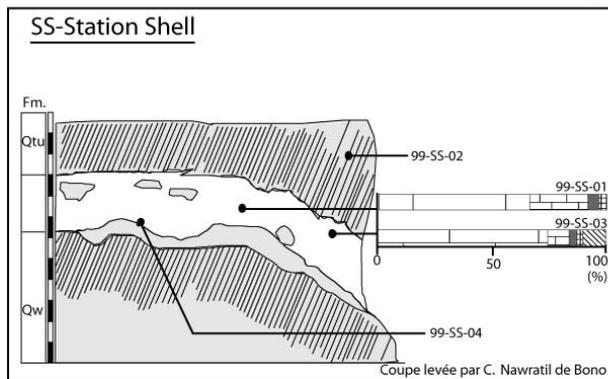
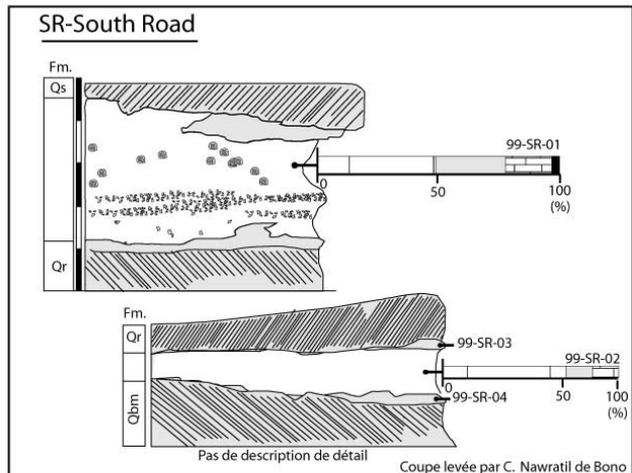
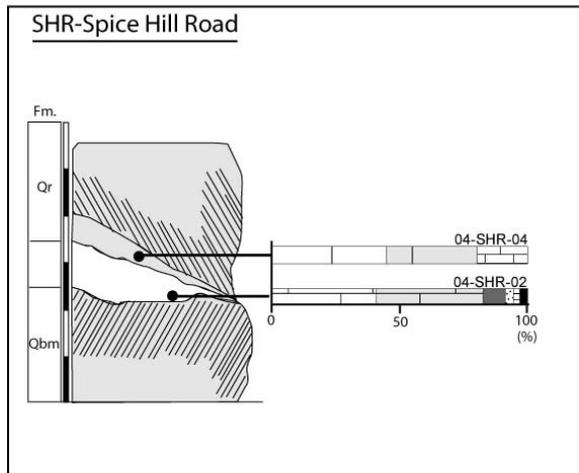
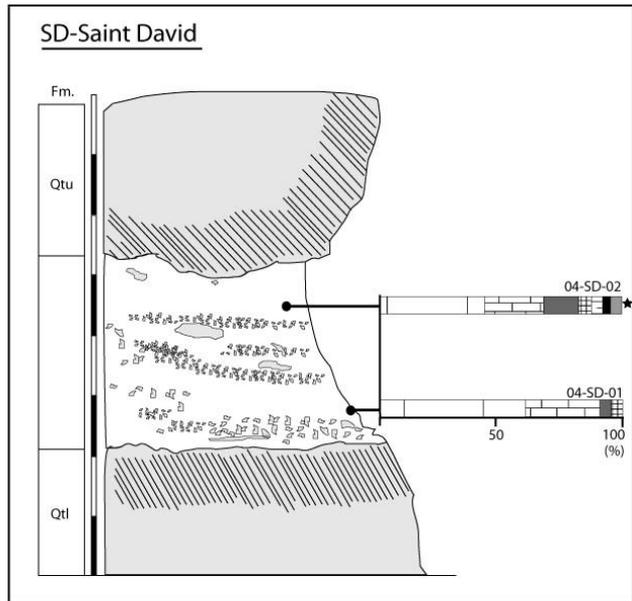
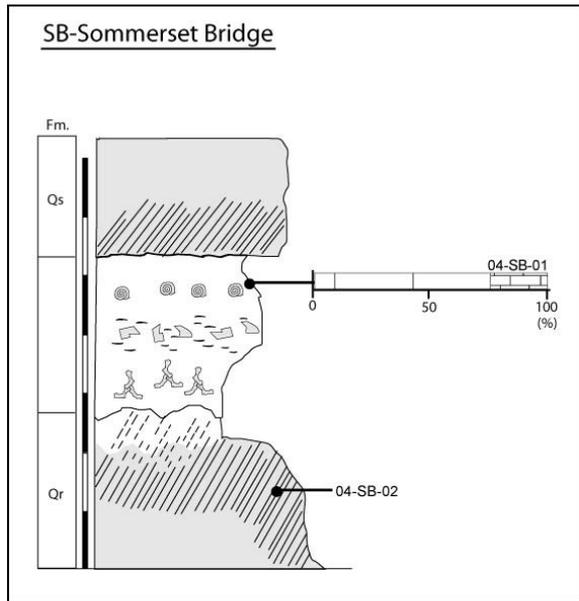
Lithologie		Éléments figurés		20cm
<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="width: 25%;"></div> </div>	<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="width: 25%;"></div> </div>			



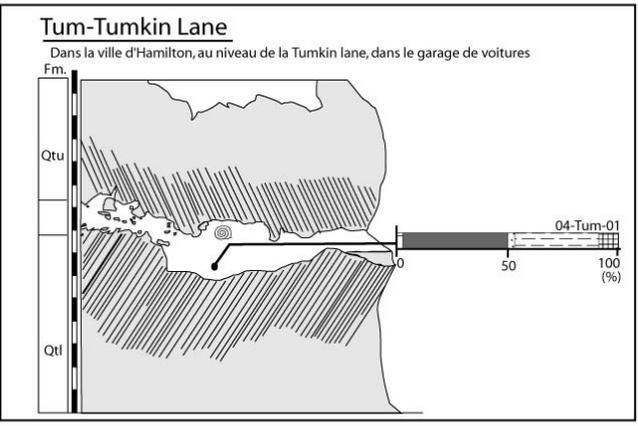
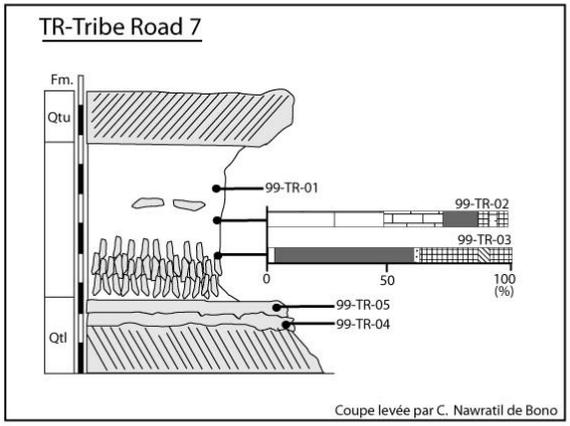
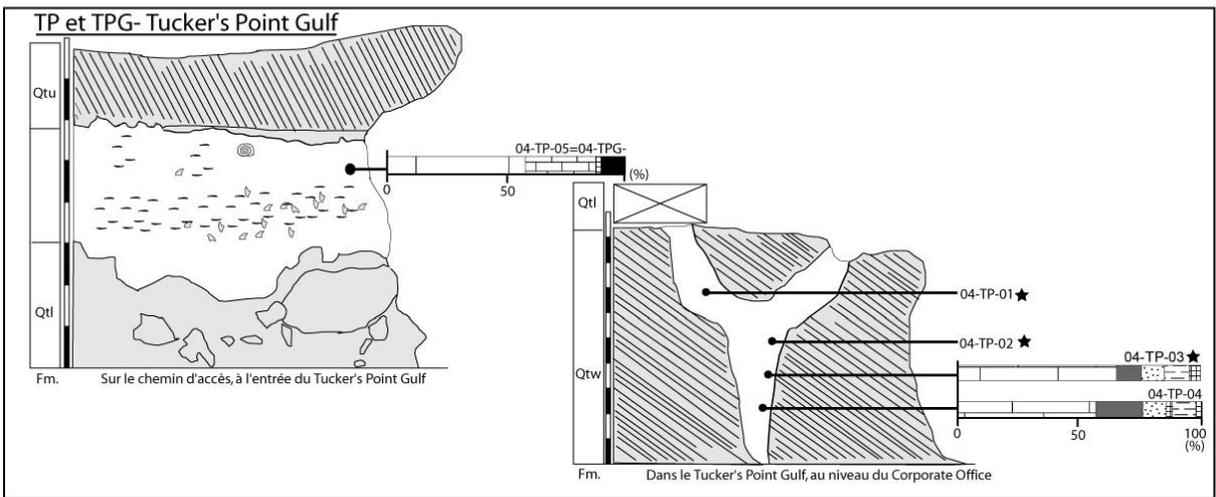
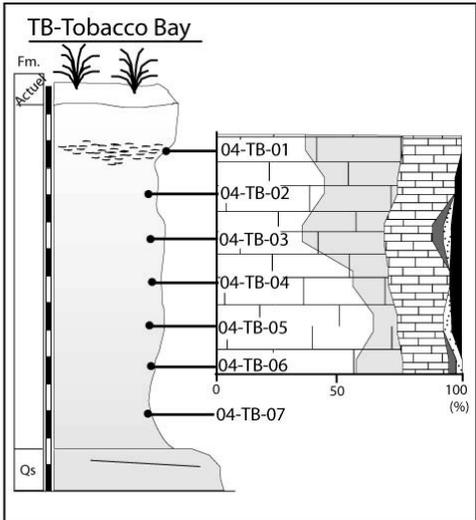
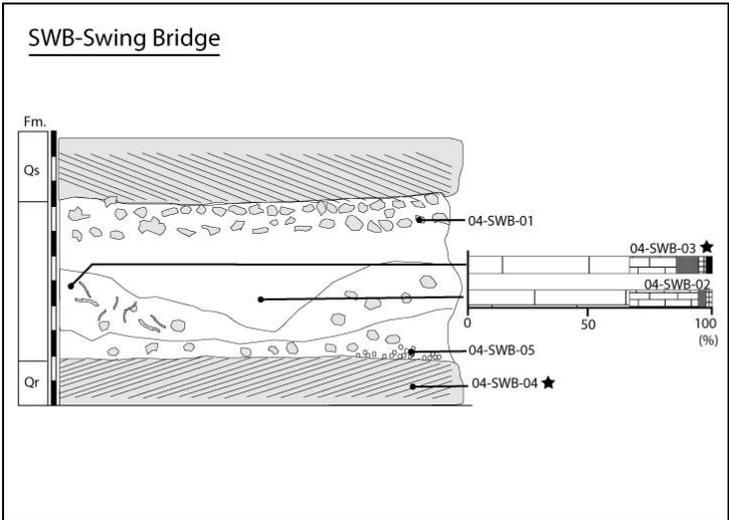


Lithologie				Éléments figurés			
Minéralogie roche rotale							

20cm



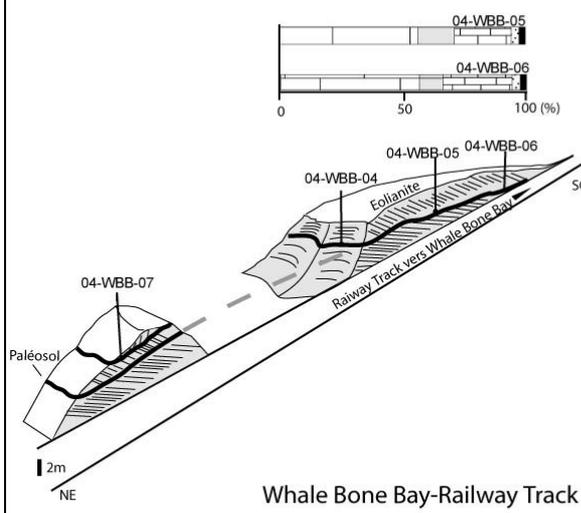
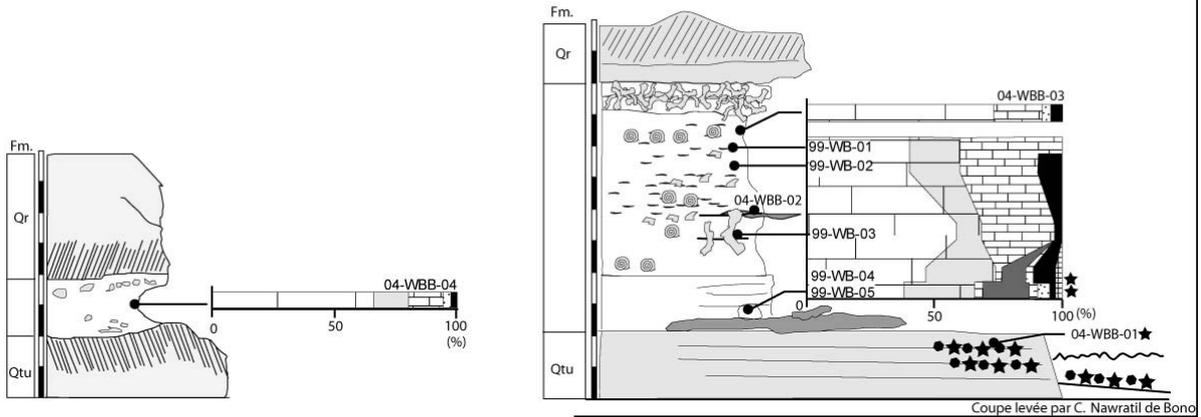
Lithologie				Éléments figurés				20cm
□ dépôts carbonatés	▨ éolianite	▨ dépôts de plage	■ croûtes carbonatées	▨ rhizolithes	▨ bioclastes	▨ nodules carbonatés	⊙ Poecilozonites	
□ paléosol	▨ sol actuel	▨ masque		▨ galets noirs	★ grains volcaniques	▨ charbon de bois		
Minéralogie roche rotale								
□ calcite	▨ calcite magnésienne	▨ aragonite	■ minéraux argileux	▨ quartz	▨ crandallite	▨ gibbsite	▨ nordstrandite	
						▨ goethite	■ hématite	



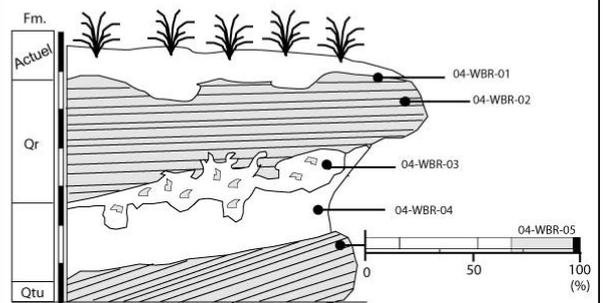
Lithologie		Éléments figurés	
Minéralogie roche rotale			

20cm

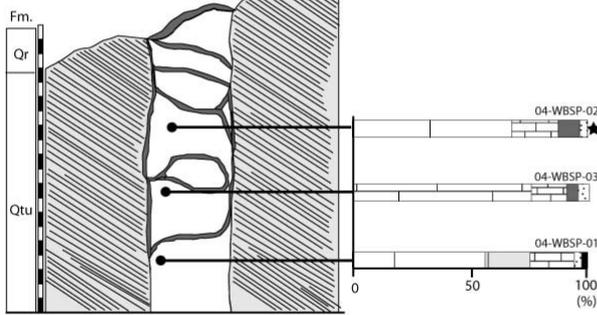
WBB-Whale Bone Bay



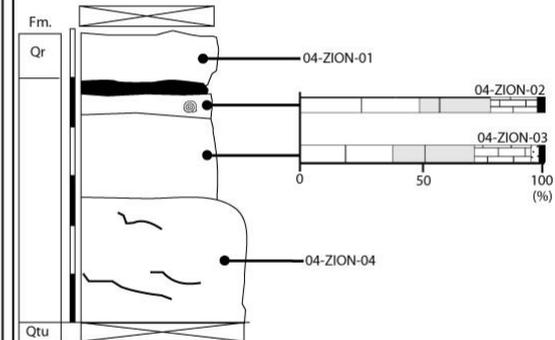
WBR-Whale Bay Road



WBSP-Whale Bone Bay Solution Pipe



ZION-Zion Church



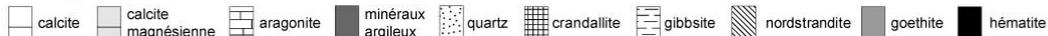
Lithologie



Éléments figurés



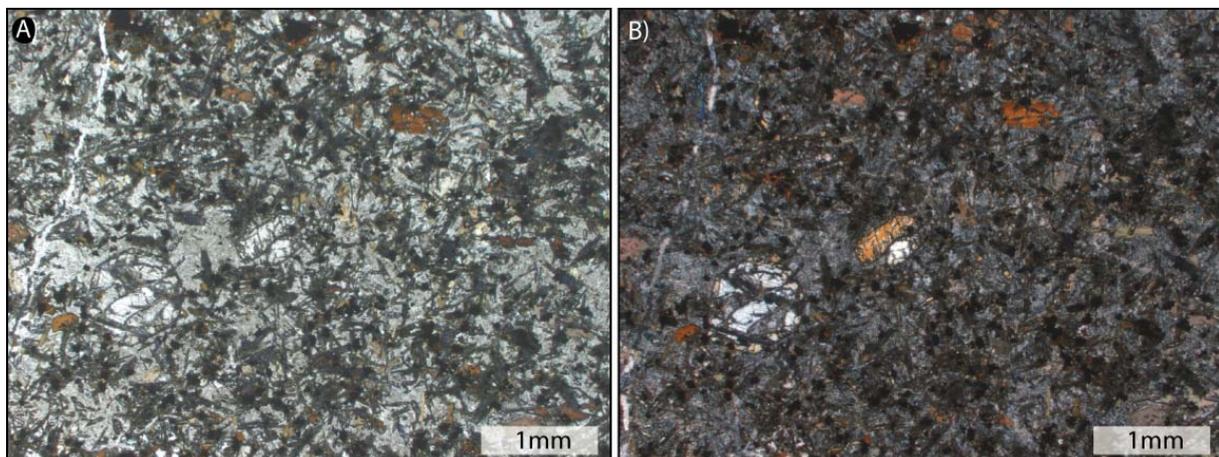
Minéralogie roche rotale



Annexe 3 : Résultats des analyses réalisées aux Bermudes

Minéralogie du piton volcanique

Une seule lame mince de roche du soubassement volcanique a pu être étudiée. Elle provient d'un fragment de la carotte prélevée par Aumento en 1972 (Aumento *et al.*, 1974). Le fragment *in situ* étudié se trouve à une cote de -132 pieds et a été décrit par Aumento comme un « Common Bermuda Basalt ». L'échantillon nous a été gracieusement fourni par W. Sterrer, Conservateur du Muséum d'Histoire Naturel (Bermuda Aquarium, Museum & Zoo). La description de la lame a été réalisée par M. Demange de l'Ecole des Mines de Paris (Centre des Géosciences).



Lame mince dans un échantillon du sous-bassement volcanique des Bermudes.

Texture

La lave présente quelques gros cristaux et un fond relativement homogène. Ce n'est pas une texture de lave effusive, plutôt une texture de roche de moyenne profondeur avec un refroidissement assez rapide. Ce refroidissement n'a pas entraîné la formation de verre. La lame est parcourue par des fractures remplies de calcite. Ces carbonates ont, à certains endroits, tendance à envahir le fond de la lame.

Matrice

Le fond de la lame, à grains fins de l'ordre du micron, est totalement altéré. Les minéraux d'origine étaient probablement des feldspaths ou des plagioclases mais l'état d'altération est tel, qu'il est impossible de fournir une interprétation. Ils ne présentent pas d'orientation préférentielle. Entre ces cristaux se trouvent un grand nombre de minéraux organisés en étoile. Ces minéraux en baguettes, qui s'organisent en étoiles, dominent quantitativement la lame. La taille des baguettes est comprise entre 0.2 et 0.5 mm. Ils sont

sub-opaques et présentent des couleurs très foncées allant du vert foncé au noir. Le minéral d'origine est extrêmement altéré mais à quelques rares endroits il est en partie préservé. Les minéraux à l'origine de ces baguettes présentent un relief extrêmement important. Ce sont peut-être des pyroxènes.

Phénocristaux

Peu nombreux, ils sont infiniment plus gros (jusqu'à 2 mm) que les minéraux constitutifs de la matrice. Les plus nombreux présentent un clivage et un fort relief, ce sont des pyroxènes. Ils sont, en général, très altérés.

Le plus gros minéral de la lame est une ancienne olivine. Extrêmement altérée, elle est transformée en un minéral appartenant probablement à la famille des serpentines. En effet, le minéral paraît « mité » et ses extrémités présentent un début de texture fibreuse caractéristique des serpentines. La teinte de polarisation de l'olivine est affectée puisqu'elle polarise dans les verts /jaune-vert, l'ensemble étant plutôt pâle.

La biotite apparaît sous la forme de minéraux très colorés dans les brun rouge. Plutôt informes, ils polarisent dans des teintes du 3ème ordre. Les couleurs de polarisations indiquent que la biotite est riche en titane. La biotite englobe souvent des minéraux en baguettes.

Ces minéraux en baguette font de petites lamelles incolores. Ils présentent deux clivages bien visibles : l'un parallèle à l'allongement, l'autre perpendiculaire. Leurs teintes de polarisation sont très particulières. Elles sont caractérisées par des irisations de bleu/bleu vert/bleu-gris d'une teinte anormale. Ils sont ici interprétés comme des mélilites. Un de ces minéraux présente une figure uniaxe négative. Cette figure indique que ce minéral est probablement de la gehlemite. C'est le pôle calcique de la mélilite. Il s'agit de l'équivalent du plagioclase calcique dans un milieu déficitaire en silice.

Des minéraux de sections losangiques se présentent en groupe. Ils polarisent dans les bruns. La teinte de polarisation est d'un ordre élevé. Ces minéraux sont altérés et présentent des cernes noires. Ces minéraux poussent en groupe et forment des figures de croissance. Leur section losangique est caractéristique des sphènes.

Les apatites ne sont pas rares dans la lame. Elles présentent une section hexagonale caractéristique.

La lame comprend de très nombreux minéraux opaques répartis régulièrement sur toute la surface de la lame. Il est possible d'en distinguer deux familles : 1) les minéraux issus de l'altération des phénocristaux ; 2) les opaques automorphes qui présentent des sections anguleuses et régulières (magnétite ? titanomagnétite ?). On remarque la présence d'opaques qui ont poussé en formant des figures dendritiques caractéristiques d'un refroidissement rapide.

Conclusion

Pour résumer, la lame étudiée est formée par une matrice altérée indéterminable. Elle présente de nombreux minéraux sub-opaques organisés en étoile qui sont probablement d'anciens pyroxènes altérés. Les phénocristaux retrouvés dans la lame sont : des pyroxènes, de la mélilite, de la biotite, de l'olivine altérée, des apatites, des sphènes, et des opaques. Le cortège minéralogique observé au sein de cette lame est classique et rappelle fortement les résultats présentés par Pirsson (1914) et Peckenham (1981).

A l'intérieur de la lame mince de lave issue de la carotte prélevée en 1980, des minéraux opaques présentent des structures dendritiques caractéristiques du refroidissement rapide.

Minéralogie roche totale

Ech.	Age	A.	Qtz	Cal.	Cal. Mg.	Ara.	Cra.	Gib.	Nor.	H.	Goe./ Hem.	And.	An.	Per.	pics suppl	bouclage
99JC04	post Qs			30	30	40				3						
99 JC03	post Qs	3	3	65	20	15		3								
99 JC 02	post Qs	10	5	45		40										
99 JC 01	post Qs	55	20	5				15			5					
99 AS 06	post Qb			45	30	25				3						
99 AS 03	post Qb	10	3	65		15				10						
99 AP 01	post Qs			65	10	25										
05 ASB 03	post Qs	20	20	30		25				5	3					
04TB06	post Qs	3	3	60	20	20										
04TB05	post Qs		3	65	10	20				5					3,25	
04TB04	post Qs			55	15	25				5					4.23-3.25	mauvais
04TB03	post Qs	5	3	35	35	20				5					2.06-1.84-1.7-1.58	
04TB02	post Qs			45	30	25				3					6.07-5.51-4.21	
04TB01	post Qs			35	40	25										
04HSB07	post Qs	30	15	20	5		20			10					3,25	mauvais
04HSB05	post Qs			70	20	10				3						mauvais
04HSB04	post Qs		3	50	35	15		?		3						
04HSB03	post Qs	20	10	25	10	10	?	15		10					3.25-1.85-1.72	mauvais
04HSB02	post Qs	25	30	35	?			5		5					3,39	
04CBSP05	post Qs	30	20	20	-	-	25	5		3	3					
04CBSP03	post Qs		3	70	20	10	3			3						
04CBSP02	post Qs		3	65	20	15				3					8,84	
04CBSP01	post Qs	3	3	65	20	15				3					5,71	mauvais
99GB12	Qs/Qr			60	25	15				3						
99 SR 05	Qs/Qr			15	65	20				?						
99 SR 02	Qs/Qr			70	15	15				?						
99 SR 01	Qs/Qr			50	30	20				3						mauvais
99 RB 06	Qs/Qr			40	20	40				3						
99 RB 05	Qs/Qr			60	10	30				3						
99 RB 04	Qs/Qr	?		50	5	45				3						
99 RB 03	Qs/Qr	3		55	-	45				3						
99 RB 02	Qs/Qr	3		50	5	45				3						
99 RB 01	Qs/Qr	3	3	65	3	35				3						
99 GB14	Qs/Qr	45	20	15	3	5	5	5			5					
99 GB 15	Qs/Qr	25	3	50	3	20	5				3?					
99 GB 13	Qs/Qr			55	25	20				3						
99 GB 11	Qs/Qr			60	25	15				3						
99 GB 10	Qs/Qr			55	30	15										
99 GB 09	Qs/Qr			65	15	20										
99 GB 08	Qs/Qr			55	15	30										
99 GB 06	Qs/Qr	3		20	50	30										
99 GB 04	Qs/Qr			30	55	15										
99 GB 03	Qs/Qr			70	5	25				3						
99 GB 02	Qs/Qr			65	3	35									5.02-4.19	mauvais
04SWB03	Qs/Qr	10		70		20	3			3					2,87	
04SWB02	Qs/Qr	3		70		30	3									
04SB01	Qs/Qr			75		25									8.25-4.21-3.99	
04GBS01	Qs/Qr			50	10	30				10						
99 STG 04	Qr/Qbm	3		85		15										
99 STG 02	Qr/Qbm	3		90		10									4,21	
99 STG 01	Qr/Qbm	3		80		20									4,19	
99 SHDE 9	Qr/Qbm	3	3	45	20	35										
99 SHDE 8	Qr/Qbm	3	3	35	35	30	gypse 3			?						
99 SHDE 6	Qr/Qbm	3	3	40	40	20										
99 SHDE 5	Qr/Qbm	10	3	45	15	30									4,04	
99 SHDE 3	Qr/Qbm	?		50	3	50									6.2-3.63-	
99 SHDE 1	Qr/Qbm	3		70	10	20										
05 RRC 02	Qr/Qbm	3		25	15	55				5						
05 COI 06	Qr/Qbm			35		65										
04SHR04	Qr/Qbm			45	35	20										
04SHR02	Qr/Qbm	10	3	45	45			3		3					8.92-4.21	mauvais
04RR04	Qr/Qbm	3		70	15	15				3						
04RR03	Qr/Qbm	3		55	15	30				3					3,63	mauvais
04RR02	Qr/Qbm			50	30	20				3						
04RR01	Qr/Qbm			100						3						
04JSBP1	Qr/Qbm			50	20	30				3						
04 DNP 05	Qr/Qbm	10	3	50	20	20	-	3		3						
04 DNP 02	Qr/Qbm		3	65	15	20				3						
05 RRC 01	Qr/Qbm			40	30	40				3						
05 HRQ 04	Qbm/Qtu	20	25	40				10			5					
05 DNP 03	Qr/Qbm	50	10	25		15		3			3	?				

A : Argiles, Qtz : Quartz, Cal. : Calcite ; Ara : Aragonite ; Gyp. : Gypse; Kut.: Kutnahorite; Dolo.: Dolomite; Boe.:Boehmite; Goe.: Goethite ; Hem. : Hématite ; Hydr. : hydrotalcite.

Ech.	Age	A.	Qtz	Cal.	Cal. Mg.	Ara.	Cra.	Gib.	Nor.	H.	Goe./Hem.	And.	An.	Per.	pics suppl	bouclage
99TR 06	Qr/Qtu			60	10	30										
99 WB 5	Qr/Qtu	20		40	30	3		3	5	3	3			5		
99 WB 4	Qr/Qtu	10		50	30	3		3	?	10	3			?		mauvais
99 WB 3	Qr/Qtu			60	10	30				3						mauvais
99 WB 2	Qr/Qtu			40	20	30				10					4,28	
99 WB 1	Qr/Qtu			40	20	40									4.22-4.02	
99 TR 07	Qr/Qtu			60	3	40				3						
99 TR 02	Qr/Qtu	15		50		25	5	3			5					
04ZION03	Qr/Qtu		3	40	35	25				3						
04ZION02	Qr/Qtu			50	30	20				3						mauvais
04WBSPO3	Qr/Qtu	5	5	75		15										
04WBSPO2	Qr/Qtu	10	3	70		20										mauvais
04WBSPO1	Qr/Qtu		3	60	20	20				3						mauvais
04WBR05	Qr/Qtu			70	30					3						mauvais
04WBB07	Qr/Qtu		3	60	10	30				3					1.82-1.7	mauvais
04WBB05	Qr/Qtu		3	60	15	25				3						
04WBB04	Qr/Qtu		3	70	15	15				3						
04WBB03	Qr/Qtu		3	75		20				5						
04FPP01	Qr/Qtu	10	3	75		15									8.83-2.47	
04CV02	Qr/Qtu			70	10	20				3						
04CV01	Qr/Qtu		3	50	20	30				3						
99 TR 03	Qr/Qtu	60	3	3			25		5		10				BF	
05 Tum 01	Qr/Qtu	50	3	3				40			10				5,39	
99 TU 04	Qbm/Qtu			90		10									BF	
99 TU 03	Qbm/Qtu	40		20			15	15	5		5					
99 TU 02	Qbm/Qtu	25		40		20	15	3	3	3	3					remonté
99 TU 01A	Qbm/Qtu	10		60		25	5	?			3					
99 TU 01	Qbm/Qtu			60		35	5			3						
99 SHY 2	Qr/Qbm	10	3	50	15	25										
99 SHY 1	Qr/Qbm	5	3	60	10	25										
99 OR 08	Qbm/Qtu			70		30		3								mauvais
99 OR 07	Qbm/Qtu			75		25		3								mauvais
99 OR 06	Qbm/Qtu			60		40										mauvais
99 OR 05	Qbm/Qtu			60	20	20				3						mauvais
99 OR 04	Qbm/Qtu			60	20	20				3						mauvais
99 OR 03	Qbm/Qtu			60	20	20				3						mauvais
99 OR 02	Qbm/Qtu			55	20	15				10						mauvais
99 OR 01	Qbm/Qtu	10		60		30				3					3.64-3.19	mauvais
99 MS 05	Qbm/Qtu			50	30	20										
99 MS 02	Qbm/Qtu			35	35	30										
99 MS 01	Qbm/Qtu	3		70	10	20										
99 GQO 1	Qbm/Qtu	3		75		15	10									
04PBC01	Qbm/Qtu	20	10	60				10					3		8.7-3.39-2.7	
04GBRT03	Qbm/Qtu	40		30			10	3	20		3				4.2163.87	
04GBRT02	Qbm/Qtu	10		60		30				3						
99 MS 04	Qbm/Qtu			70		30										
05 HRQ 02	Qbm/Qtu	15	3	50	3	20	5		10			3				
05 COR 01	Qbm/Qtu	-	-	80	3	20	-	-		3	-					
99 EP 02	Qb/Qtl			80		20	3			3						
99 EP 03	Qb/Qtl	35	3	40		3	20				5					
99 EP 04	Qb/Qtl	30		55		3	10	3			5					
99 ST 05	Qtu/Qtl	3		70		30				3						
99 ST 04	Qtu/Qtl			90		10										
99 ST 03	Qtu/Qtl			70		25	?			5						
99 ST 02	Qtu/Qtl	60	3	3			5	25			10					
99 ST 01	Qtu/Qtl	20	3	60		20	3	3								
99 CO 3	Qtu/Qtl	3	3	65	20	15		3								mauvais
04SD02	Qtu/Qtl	15	-	45	-	25	5	5		3	5				8.04-5.49	
04SD01	Qtu/Qtl	5		60		30	5									
05 CeAV 01	Qtu/Qtl	5	3	30		60				5						
04ES01	Qtu/Qw	20	3	3			70			3	10				4,12	
04ES02	Qtu/Qw	15	3				80			3	5				8,26	
04ES03	Qtu/Qw	5	3	30			60				5					
04ES04	Qtu/Qw	5	3	35			55				5					
04SH02	Qtu/Qw	10		50		20	10			3	3		3			
99 SS 1	Qtu/Qw	5		65		25	3		?	?			5		2.46-1.65	
99 SS 3	Qtu/Qw	3		75		10	3		10	?			5		2.61-2.46	

A : Argiles, Qtz : Quartz, Cal. : Calcite ; Ara : Aragonite ; Gyp. : Gypse; Kut.: Kutnahorite; Dolo.: Dolomite; Boe.:Boehmite; Goe.: Goethite ; Hem. : Hématite ; Hydr. : hydrotalcite.

Ech.	Age	A.	Qtz	Cal.	Cal. . Mg.	Ara.	Cra.	Gib.	Nor.	H.	Goe./ Hem.	And.	An.	Per.	pics suppl	bouclage
04STG01		?	3	75		25									4,19	
04TP03	Qtl/Qw	10	10	65				10			5					
04TP04	Qtl/Qw	20	10	60			3	10			3					
04TP05	Qtl/Qw			60		30	3			10					4.23-4.02	
99 AFB 3	Qtl/Qw			80		20										
99 AFB 3P	Qtl/Qw	?	3	75		25										
99 AFB 5P	Qtl/Qw	?		80		20		?		3						
99 BER 1	Qtl/Qw	3		75		25		3	?							
99 BQ 1	Qtl/Qw	?		70		30	3	3								
99 BQ 10	Qtl/Qw	40		10			40	3	5		5				4,78	
99 BQ 11	Qtl/Qw	25		60			15	3			3				8.22-4.22-	
99 BQ 12	Qtl/Qw	20		3			75				5					
99 BQ 2	Qtl/Qw			55	25	20				3						
99 BQ 3	Qtl/Qw	40	3	15			20		25		3					
99 BQ 4	Qtl/Qw	35	3	50			15	?			3				5,31	
99 BQ 5	Qtl/Qw	25		60			10	3			5					mauvais
99 BQ 6	Qtl/Qw	30		40			20	3	10		3					
99 BQ 8	Qtl/Qw	25		50			25				3					mauvais
99 BQ 9	Qtl/Qw	15		75			10	3			3					mauvais
99 CH 03	Qtl/Qw	10		65		3	15	5			5					
99 CH 04	Qtl/Qw	25		50			15	5			5					
99 CH 05	Qtl/Qw	40		3			20	20			20				BF(haché)	
05 CHH 02	Qtl/Qw	20	3	3			70				10				1,75	
05 CHH 01	Qtl/Qw	15	3	80			5	3			3					

**A : Argiles, Qtz : Quartz, Cal. : Calcite ; Ara : Aragonite ; Gyp. : Gypse; Kut.: Kutnahorite; Dolo.: Dolomite;
Boe.:Boehmite; Goe.: Goethite ; Hem. : Hématite ; Hydr. : hydrotalcite.**

Minéralogie des argiles

ech.					Age	Lieu
	Chl/Verm.	Chlorite	Kaolinite	Illite		
CBSP	5	3	4	3	<Qs	Church Bay-solution pipe
HSB	2	3	4	3	<Qs	Horse Shoe Bay
HSB	3	3	4	3	<Qs	Horse Shoe Bay
HSB	7	2	6	2	<Qs	Horse Shoe Bay
JC	1	3,5	4	2,5	<Qs	Jobson's cave
JC	2	3,5	4	2,5	<Qs	Jobson's cave
GB	14	4	4	2	Qs/Qr	Grape Bay
GB	15	4	2,5	3,5	Qs/Qr	Grape Bay
SWB	3	4,5	2,5	3	Qs/Qr	Swing Bridge sur île St George
DP	5	4	3	3	Qr/Qbm	Devonshire National park
DNP	3	4,5	2,5	3	Qr/Qbm	Devonshire National park
RR	4	4	2	4	Qr/Qbm	Radnor Road Church
SHDE	5	4,5	2,5	3	Qr/Qbm	Devonshire National park
SHR	2	4,5	2,5	3	Qr/Qbm	Spice Hill Road-kyber Pass
SHY	2	3,5	2,5	4	Qr/Qbm	Harvey Road Quarry
FPP	1	5,5	2	2,5	Qr/Qtu	Ferry Point Park-île StGeorge
WB	4	4	3,5	2,5	Qr/Qtu	Whale Bone Bay
WB	5	4	4	2	Qr/Qtu	Whale Bone Bay
WBSP	2	3,5	2	3	1,5 Qr/Qtu	Whale Bone Bay-Solution pipe
WBSP	3	3,5	2	4	0,5 Qr/Qtu	Whale Bone Bay-Solution pipe
TR	1	5	2,5	2,5	Qr/Qtu	Tribe road 7.
TR	3	5	2,5	2,5	Qr/Qtu	Tribe road 7.
TR	5	2,5	2,5	2,5	Qr/Qtu	Tribe road 7.
EP	3	4,5	2	3,5	Qbm/Qtl	East Point Lane
EP	4	4,5	2	3,5	Qbm/Qtl	East Point Lane
GBRT	2	4	2	4	Qbm/Qtu	Grape Bay-Railway track
GBRT	3	4	2	4	Qbm/Qtu	Grape Bay-Railway track
OR	8	5	2	3	Qbm/Qtu	Ord Road Geosol Quarry
OR	9	4	2,5	3,5	Qbm/Qtu	Ord Road Geosol Quarry
PBC	1	4,5	2,5	3	Qbm/Qtu	Pink Beach Club
Tu	3	4	2	4	Qbm/Qtu	Tunnel le long de railway track
Tu	4	3,5	3	3,5	Qbm/Qtu	Tunnel le long de railway track
Tu	1A	4	3	3	Qbm/Qtu	Tunnel le long de railway track
TPG		3,5	3	3,5	Qtu/Qtl	Tucker's Point Golf-Entrée
St	1	5	2,5	2,5	Qtu/Qtl	Le stade
St	2	5	2,5	2,5	Qtu/Qtl	Le stade
SD	1	3	3	4	Qtu/Qtl	Saint David
SD	2	3	3	4	Qtu/Qtl	Saint David
CeAv	5	3,5	3,5	3	Qtu/Qtl	Cedar Avenue
ES	1	3	3	4	Qtu/Qw	Stockage ESSO ile St George
SH	2	3	3	4	Qtu/Qw	Stockage SHELL ile St George
SS	1	3	3,5	3,5	Qtu/Qw	Shell Station
BQ	5	3,5	3	3,5	Qtl/Qw	Bierman's Quarry
BQ	10	6	2	2	Qtl/Qw	Bierman's Quarry
BQ	11	4,5	1,5	4	Qtl/Qw	Bierman's Quarry
BQ	12	4	1,5	4,5	Qtl/Qw	Bierman's Quarry
CH	3	5	2,5	2,5	Qtl/Qw	Castle Harbour Hotel
CH	5	2,5	3	4,5	Qtl/Qw	Castle Harbour Hotel
TP	1	3	4	3	Qtl/Qw	Tucker's Point Golf-Corporate office
TP	2	2,5	5	2,5	Qtl/Qw	Tucker's Point Golf-Corporate office
TP	3	2,2	5	2,5	Qtl/Qw	Tucker's Point Golf-Corporate office

Composition de la fraction argileuse des paléosols des Bermudes. Détermination semi-quantitative des argiles sur une base 10.

Liste des profils contenant des grains volcaniques

Echantillons			Lieu	Lors du protocole de préparation des argiles, des grains noirs ont été systématiquement recherchés dans tous les échantillons. Les échantillons où les grains ont été retrouvés sont listés dans le tableau ci-contre. Le site appelé DP lors de la campagne de 1999 est le site de Devonshire National Park DNP des campagnes ultérieures
99	BQ	10	Bierman's Quarry	
5	CHH	1	Castle Harbour Hotel	
99	DP	5	Devonshire National Park	
99	SHY	2	Harvey Road Quarry	
4	HSB	7	Horse Shoe Bay	
5	HSB	2	Horse Shoe Bay	
4	PBC	1	Pink Beach Club	
4	RRC	2	Radnor Road Church	
4	SD	2	Saint David	
4	ES	1	Stockage Esso	
4	ES	2	Stockage Esso	
4	ES	6	Stockage Esso	
4	ES	4	Stockage Esso	
4	SWB	3	Swing Bridge	
4	SWB	4	Swing Bridge	
4	TP	2	Tucker's Point	
4	TP	1	Tucker's Point	
4	TP	3	Tucker's Point	
4	WB	4	Whale Bone Bay	
4	WB	5	Whale Bone Bay	
4	WBSP	2	Whale Bone Bay Solution Pipe	

Composition des grains volcaniques

	TP sol CPX	TP sol Chrom.	WBB Sol leucite?	WBB Sol Verre	TP sol Magnetite	TP sol Ti-Magnetite	TP sol Ulvospinelle	TP sol Spinelle	SD sol Perovskite
SiO ₂	48,21	0,37	57,57	66,86	0,75	0,25	0,24	0,08	0,07
TiO ₂	2,41	2,66	0,00	0,10	1,21	9,33	38,46	0,75	55,33
Al ₂ O ₃	5,63	19,67	24,14	0,92	6,94	1,55	2,11	34,99	0,16
Cr ₂ O ₃	0,25	35,90	0,00	0,00	0,77	2,12	0,71	4,90	0,00
FeO	4,87	24,21	0,67	0,04	76,01	62,84	50,83	26,94	0,87
MnO	0,02	0,21	0,06	0,00	0,04	0,40	0,34	0,81	0,00
MgO	14,26	13,66	0,17	4,17	0,04	4,83	4,11	22,56	0,02
CaO	23,23	0,01	0,11	5,99	0,17	0,04	0,00	0,00	36,69
Na ₂ O	0,42	0,36	0,63	22,38	0,03	0,04	0,02	0,01	0,33
K ₂ O	0,00	0,05	13,84	0,33	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,02	0,00	0,73	0,01	0,00	0,01	0,06
F	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O									
Cl	0,00	0,09	0,09	0,04	0,06	0,02	0,01	0,01	0,00
Total	99,35	97,21	97,31	100,84	86,78	81,45	96,85	91,12	94,37

Données microsonde acquises sur les lithoclastes isolés au sein des paléosols des Bermudes. L'élément appelé « verre » en raison de sa texture pourrait être une bio-opale.

Composition microsonde sur les grains des sables de plage actuels de Whale Bone Bay

	WB00 plage chromite	WB00 plage Chromite	WBB00 plage Perovskite	WBB00 plage Perovskite	WBB00 plage Perovskite	WBB00 plage Grenat?	WBB00 plage Sphène	WBB00 plage Sphène	WBB00 plage Sphène
SiO2	0,41	0,26	1,19	2,01	0,28	30,72	30,27	30,66	31,08
TiO2	0,52	1,69	53,75	54,75	54,71	10,17	34,92	36,03	36,77
Al2O3	24,38	20,83	0,15	0,19	0,27	1,78	0,29	0,27	0,31
Cr2O3	39,88	39,43	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
FeO	20,93	26,02	0,65	0,74	0,80	20,92	1,74	1,74	1,68
MnO	0,15	0,36	0,10	0,09	0,02	0,48	0,00	0,10	0,00
MgO	13,00	9,95	0,00	0,00	0,03	0,76	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	37,98	37,22	32,85	31,71	27,02	27,03	27,46
Na2O	0,08	0,04	0,35	0,36	0,52	0,13	0,23	0,19	0,18
K2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02
P2O5	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
F	1,22	0,85	0,00	0,00	0,12	0,03	0,00	0,06	0,00
H2O									
Cl	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01
Total	100,61	100,04	96,49	97,56	90,27	97,22	94,82	96,54	99,30

Données microsondes acquises sur les grains de sable volcaniques prélevés dans la crique de Whale Bone Bay.

Composition des pyroxènes retrouvés au sein des paléosols et comparaison avec la composition des phénocristaux de pyroxènes du volcanisme des Bermudes analysés par Peckenham (1981).

Site	Volcan	Paléosol TP	Volcan	Paléosol TP	Paléosol WBB	Volcan	Paléosol WBB
	Peckenham, 1981		Peckenham, 1981	Cette étude	Cette étude	Peckenham, 1981	Cette étude
Minéral	Phénocrist. CPX	CPX	Phénocrist. CPX	CPX	Diopside	Phénocrist. CPX	Diopside
SiO ₂	46.02	47,05	47.36	48,21	49,46	49.97	50,16
TiO ₂	3.31	2,32	3.05	2,41	1,85	1.10	1,68
Al ₂ O ₃	5.39	6,23	4.67	5,63	3,57	4.04	3,35
Cr ₂ O ₃	0	0,30	0	0,25	0,39	0.97	0,40
Fe ₂ O ₃	0		0			0	
FeO	6.48	5,30	5.71	4,87	4,32	5.71	4,24
MnO	0.10	0,08	0.12	0,02	0,02	0.06	0,08
MgO	14	13,69	13.67	14,26	15,53	16.84	15,21
CaO	23.96	23,21	23.86	23,23	23,64	21.02	23,80
Na ₂ O	0.28	0,35	0.39	0,42	0,31	0.38	0,26
K ₂ O	0.0	0,00	0	0,00	0,00	0.25	0,00
P ₂ O ₅		0,01		0,05	0,01		0,01
F		0,03		0,00	0,04		0,10
H ₂ O							
Cl		0,00		0,00	0,03		0,01
Total	99.54	98,58	98.83	99,35	99,15	100.34	99,27

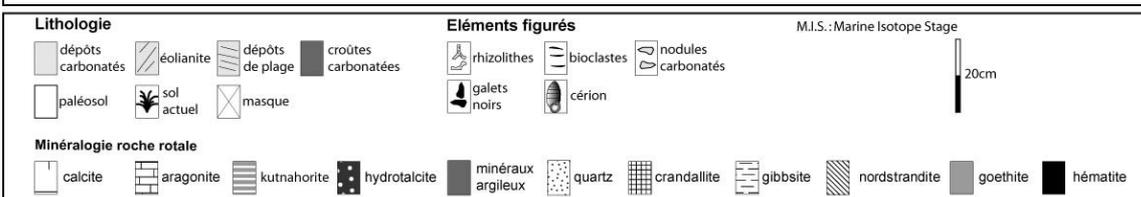
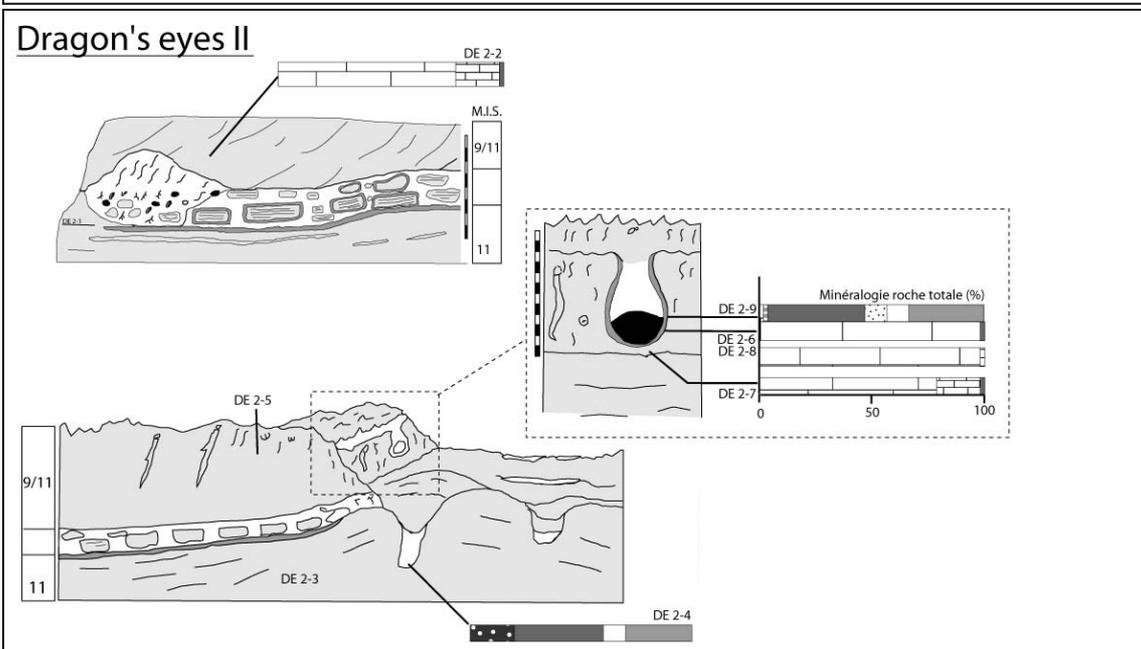
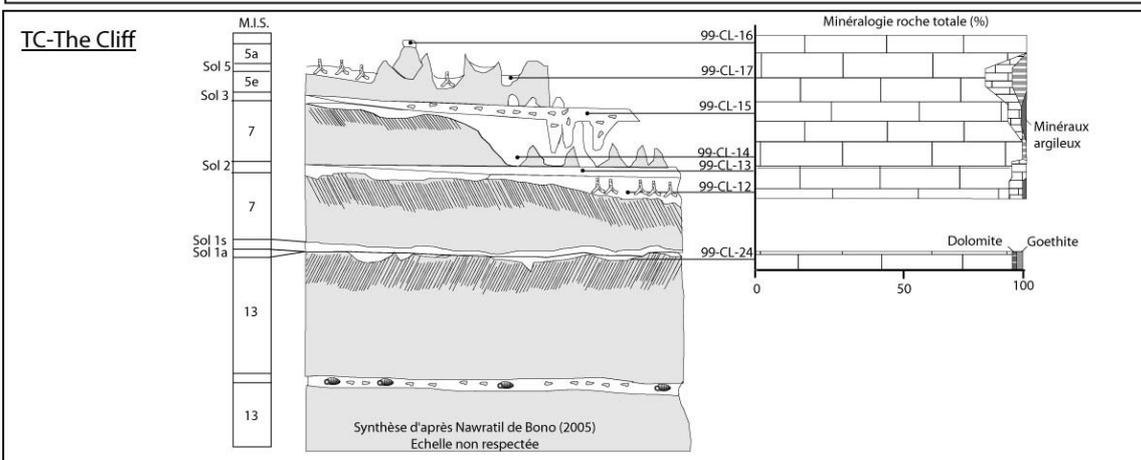
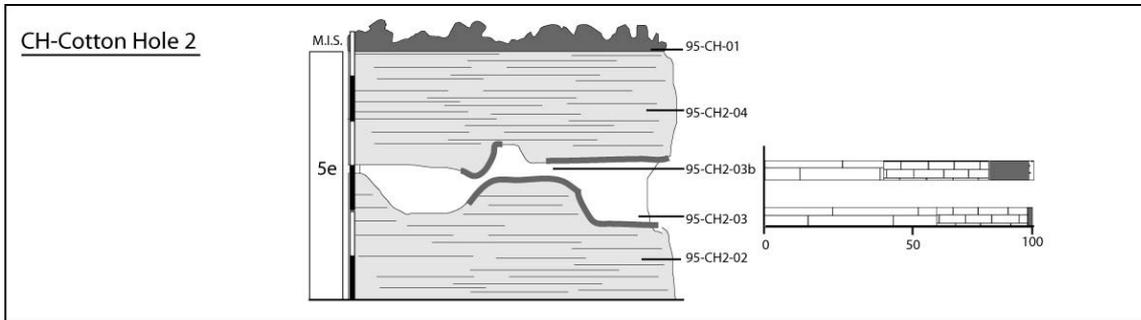
La composition des pyroxènes des paléosols des Bermudes est très proche de celle des pyroxènes du volcanisme des Bermudes.

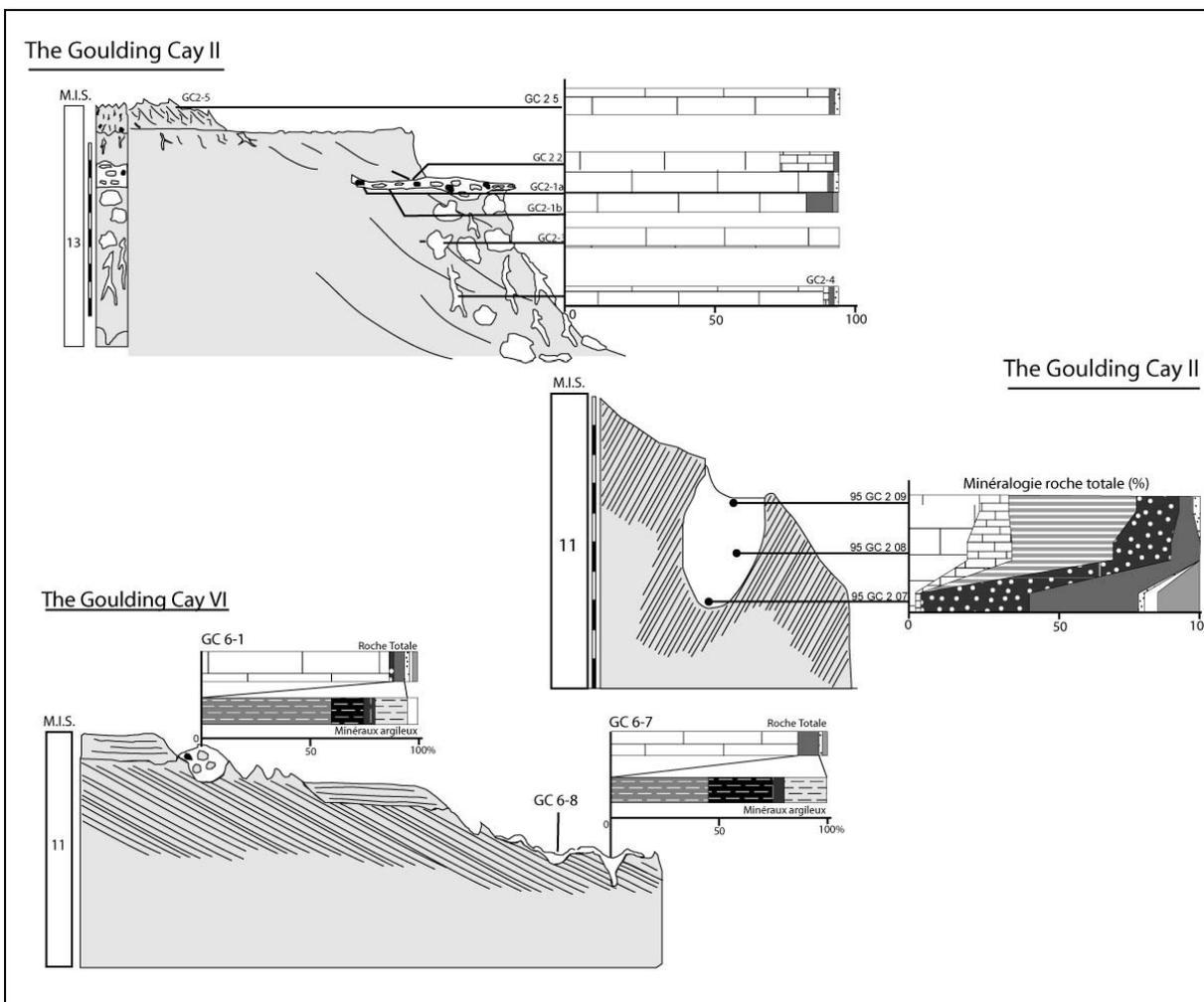
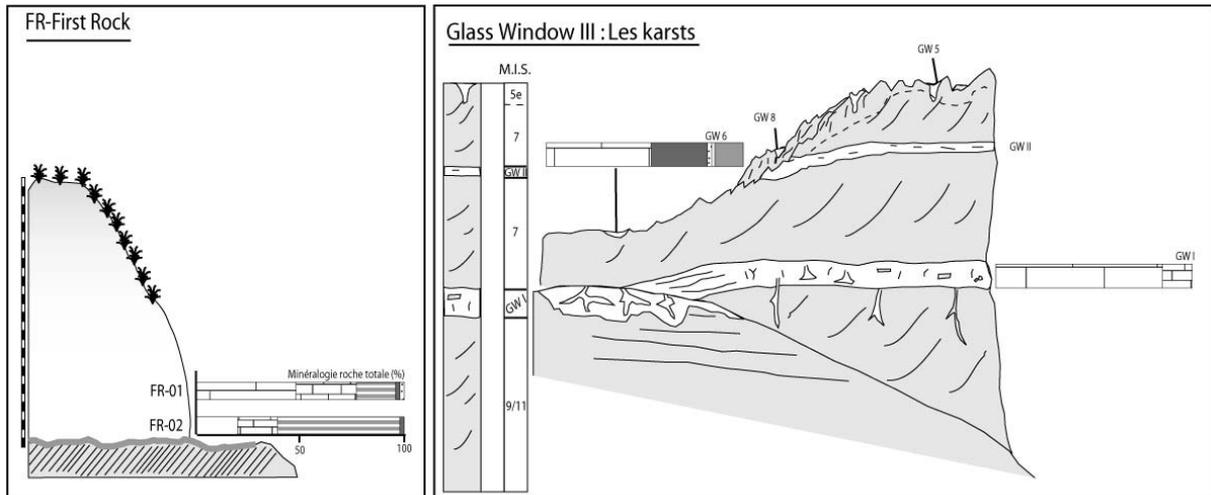
Données ICP-AES réalisées sur la matière pédologique de certains profils des Bermudes

Echantillons	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5
99-OR-02	x	0,27	x	x	1,43	47	3,93	x	x	x
99-OR-03	0,24	0,46	0,17	x	1,03	50,85	1,14	x	0,03	x
99-OR-04	x	x	x	x	1,56	50,68	1,29	x	x	x
99-OR-05	x	x	x	x	1,69	51,27	0,75	x	x	x
99-OR-06	1,76	3,1	1,16	x	0,51	48,98	0,24	x	0,15	0,28
99-OR-07	1,55	2,71	0,95	x	0,53	49,38	0,31	x	0,14	0,25
99-OR-08	8,51	12,26	4,98	x	1,05	33,93	1,46	0,24	0,61	0,09
99-OR-09	6,24	9,75	3,75	x	0,98	38,92	0,3	0,13	0,48	0,07
99-CO-03	1,83	12	4,24	x	0,44	36,48	0,85	x	0,55	1,37
99-WB-03					0,8	51,37	1,01			
99-WB-04	5,68	9,84	6,29	0,11	3,6	30,14	2,85	0,24	5,74	0,23
99-BQ-01	1,04	1,91	0,52	0,03	0,55	51,27	0,26		0,08	0,19
99-BQ-02		0,22			1,37	47,71	2,81			
99-BQ-03	20,19	31,38	14,14	1,69	1,54	4,8	0,15	1,37	1,65	2,95
99-BQ-04	23,1	27,19	12,28	0,08	1,56	7,48	0,16	1,71	1,45	4,41
99-BQ-05	16,22	20,94	8,56	0,2	1,28	20,54	0,15	1,29	1,04	3,04
99-BQ-06	18,86	22,17	9,77	0,35	1,23	17,94	x	1,44	1,16	2,61
99-BQ-07	14,75	17,7	6,92	0,4	1,05	25,57		1,09	0,84	2,14
99-BQ-08	15,19	18,28	7,46	0,51	1,05	24,78		1,08	0,89	3,87
99-BQ-09	11,13	14,82	5,92	0,31	0,9	31,23	0,19	0,85	0,71	2,44
99-BQ-10	21,88	27,11	12,01	0,41	1,54	8,26	0,17	1,67	1,39	5,13
99-BQ-11	16,02	21,06	8,38	0,24	1,1	20,71		1,16	1,06	4,44
99-BQ-12	20,01	27,75	12,19	0,05	1,19	6,54	0,17	1,54	1,37	9,72

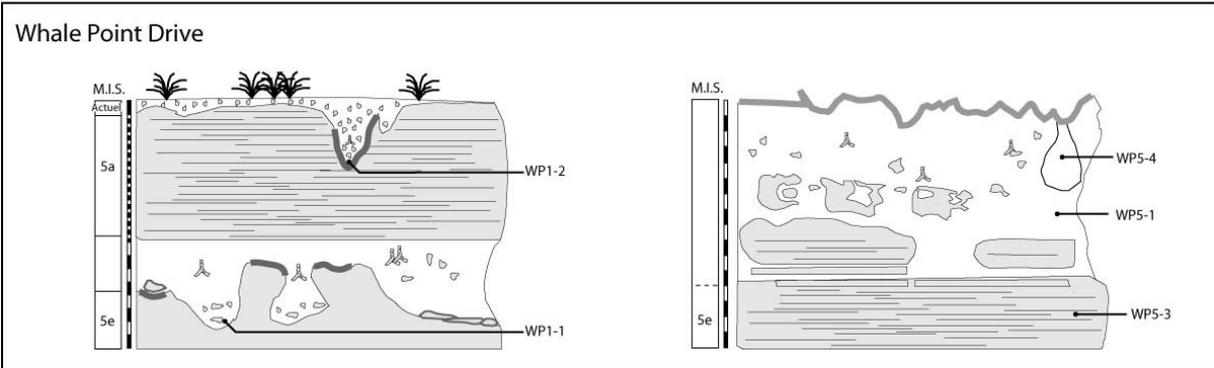
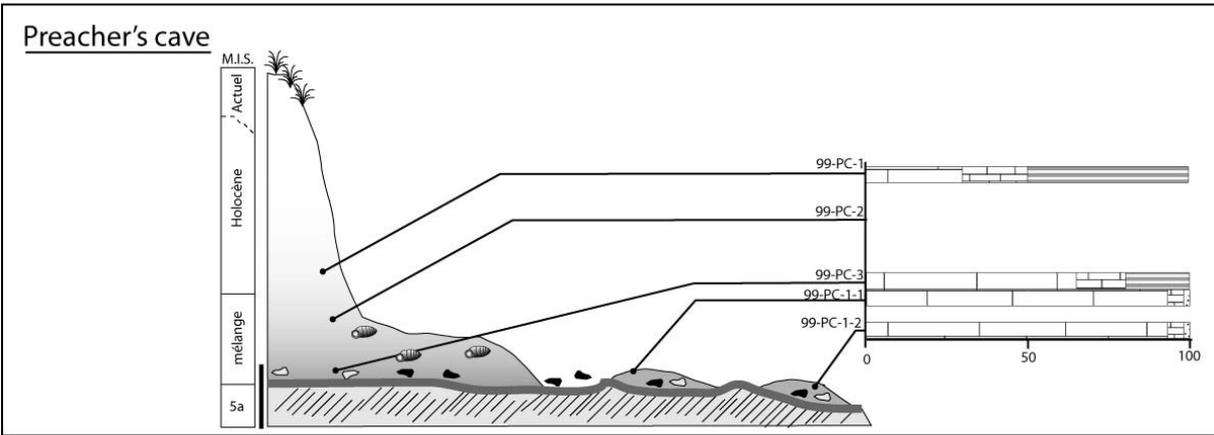
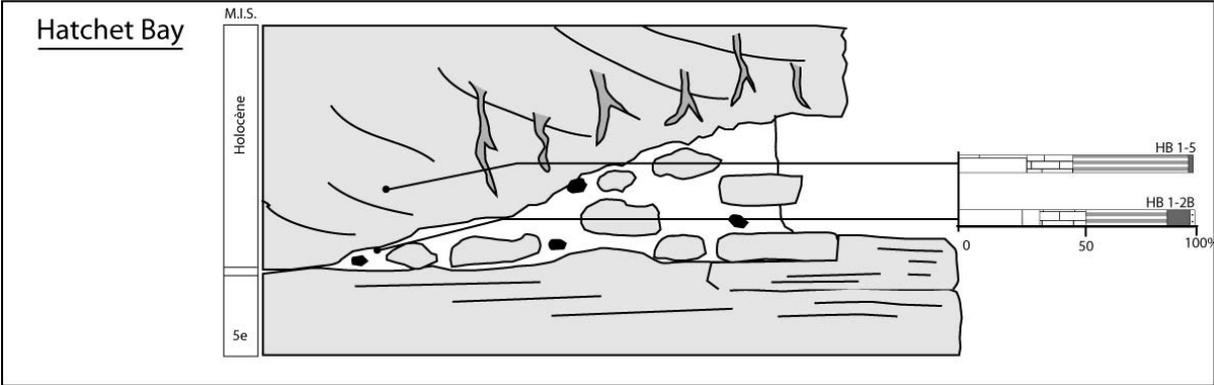
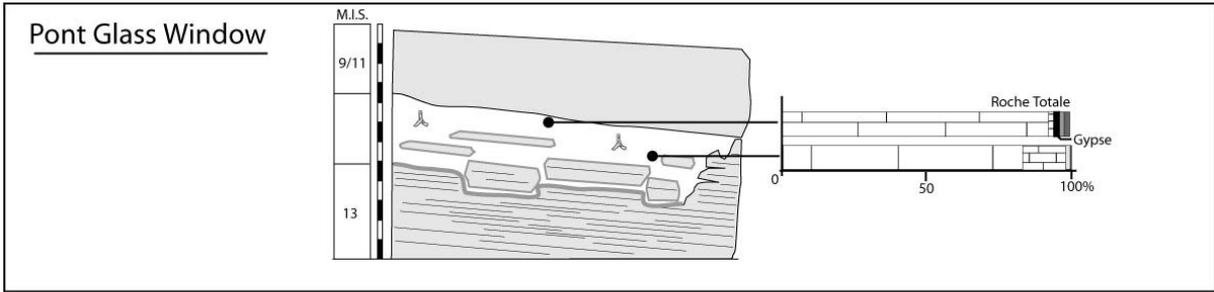
Annexe 4 : Profils étudiés aux Bahamas

Cette partie reprend les dessins des coupes de la thèse de Nawratil-De Bono (2005) et du diplôme de Michaud (1999).





Lithologie	Éléments figurés	M.I.S.: Marine Isotope Stage
<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #d3d3d3; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> dépôts carbonatés <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(45deg, transparent, transparent 2px, #ccc 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> éolianite <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(-45deg, transparent, transparent 2px, #ccc 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> dépôts de plage <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #666; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> croûtes carbonatées <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #eee; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> paléosol <div style="width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> sol actuel <div style="width: 20px; height: 20px; background: radial-gradient(circle, #ccc 1px, transparent 1px); background-size: 4px 4px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> masque </div>	<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> rhizolithes <div style="width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> bioclastes <div style="width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> nodules carbonatés <div style="width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> galets noirs <div style="width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> cérian </div>	<div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #ccc; border: 1px solid black; margin-bottom: 5px;"></div> 20cm
Minéralogie roche totale		
<div style="display: flex; flex-wrap: wrap; gap: 5px;"> <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #fff; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> calcite <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(45deg, #ccc 2px, #fff 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> aragonite <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(-45deg, #ccc 2px, #fff 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> kutnahorite <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #000; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> hydrocalcite <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #666; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> minéraux argileux <div style="width: 20px; height: 20px; background: radial-gradient(circle, #ccc 1px, transparent 1px); background-size: 4px 4px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> quartz <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(45deg, #ccc 2px, #fff 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> crandallite <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(-45deg, #ccc 2px, #fff 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> gibbsite <div style="width: 20px; height: 20px; background: repeating-linear-gradient(45deg, #ccc 2px, #fff 2px, #ccc 4px); border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> nordstrandite <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #999; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> goethite <div style="width: 20px; height: 20px; background-color: #000; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> hématite </div>		



Lithologie				Éléments figurés				M.I.S.: Marine Isotope Stage		
depôts carbonatés	éolianite	depôts de plage	croûtes carbonatées	rhizolithes	bioclastes	nodules carbonatés		20cm		
paléosol	sol actuel	masque		galets noirs	cérion					
Minéralogie roche totale										
calcite	aragonite	kutnahorite	hydralcite	minéraux argileux	quartz	crandallite	gibbsite	nordstrandite	goethite	hématite

Annexe 5 : Résultats des analyses réalisées aux Bahamas

Âges des niveaux argileux marins

hole	core	prof min (mbsf)	prof max (mbsf)	prof min (mbsf)	Niv.Argileux			Age (a)
					prof max (mbsf)	e (m)	prof moy (mbsf)	
A	3H	16,6	21,1	2,5	2,6	0,1	19,15	383 000
A	3H	16,6	21,1	6,4	6,6	0,2	23,1	462 000
A	3H	16,6	21,1	9,6	9,8	0,2	26,3	526 000
A	5H	35,6	21,1	1,7	2,6	0,9	37,75	755 000
A	5H	35,6	21,1	3,5	3,6	0,1	39,15	783 000
A	5H	35,6	21,1	6,4	6,5	0,1	42,05	841 000
A	5H	35,6	21,1	8,2	8,3	0,1	43,85	877 000
A	6H	45,1	54,6	0	0,4	0,4	45,3	906 000
A	6H	45,1	54,6	2	2,2	0,2	47,2	944 000
A	6H	45,1	54,6	7,2	8	0,8	52,7	1 054 000
A	7H	54,6	64,1	4,1	4,3	0,2	58,8	1 176 000
A	8H	64,1	73,6	4,8	5,1	0,3	69,05	1 381 000
A	8H	64,1	73,6	5,7	5,9	0,2	69,9	1 398 000
A	9H	73,6	83,1	3,5	3,6	0,1	77,15	1 543 000
A	11H	92,6	102,1	6,1	6,2	0,1	98,75	1 975 000
B	6H	43,5	53	0,3	0,5	0,2	43,9	878 000
B	6H	43,5	53	3,9	4,1	0,2	47,5	950 000
B	7H	53	62	5,8	6	0,2	58,9	1 178 000
B	8H	62,5	72	6,9	7	0,1	69,45	1 389 000
B	9H	72	81,5	5,5	5,7	0,2	77,6	1 552 000
B	9H	72	81,5	8,2	8,3	0,1	80,25	1 605 000
B	9H	72	81,5	9,3	9,7	0,4	81,5	1 630 000
B	10H	81,5	91	3,5	3,7	0,2	85,1	1 702 000
B	10H	81,5	91	5,3	5,6	0,3	86,95	1 739 000

Répartition des niveaux argileux quaternaires au sein des sédiments du site 1006. Le calcul des âges est issu des modèles d'âge de Eberli *et al.*, (1997) et de Kroon *et al.*, (2000).

Minéralogie roche totale

Ech.	faciès	age	Stade	MIS	AGE	durée	A.	Qtz	Cal.	Ara.	Gyp.	Kut.	Dolo.	Boe.	Goe.	Hem.	Hydr.
				encaissant	(ka)												
FR 1	sol actuel	actuel	IG	actuel	0	0	2	50	30			20			2		
FR 2	sable	actuel	IG	actuel	0	0	2	20	20			60					
FR 3	légère accumulat	actuel	IG	actuel	0	0		10	25			65					
GCC 1	W.O. 300	Holocène	IG	Holocène	10	10		35	15	50					?		
GCC 2	W.O. 275	Holocène	IG	Holocène	10	10		35	15			50			?		
GCC 3	W.O. 225	Holocène	IG	Holocène	10	10		30	10			60					
GCC 4	W.O. 200	Holocène	IG	Holocène	10	10		30	15			55					
GCC 5	W.O. 150	Holocène	IG	Holocène	10	10		30	15			55					
GCC 6	W.O. 100	Holocène	IG	Holocène	10	10		40	15			45					
GCC 7	W.O. 40	Holocène	IG	Holocène	10	10		35	15			50					
GCC 8	W.O. 20	Holocène	IG	Holocène	10	10		30	20			50					
HB 1 5	recouvrement	holocène	IG	Holocène	10	10	2	30	20			50					
HB 1 C 2	sol actuel sur dune	holo	IG	Holocène	10	10	2	30	20			50					
PC 1	dune 200	holo	IG	Holocène	10	10		30	20			50					
95 RC 04	recouvrement	5a	IG	5a	80	10		90	10			2					
95 WPD 10	substrat	5a	IG	5a	80	10		40	10			50					
95 WPD 7	sol	>5a	G	5a	80	80	2	60	10			30					
95 WPD 8	sol	>5a	G	5a	80	80	2 2	60	10			30					
95 WPD9	sol	>5a	G	5a	80	80	2 2	40	10			50					
CL 16	karst/remplis	>5a?	G	5a	80	80		100									
CL 17	sol	>5a?	G	5a	80	80		85	10			5					
PC 3	sol?	5a/holo?	G	5a	80	70		65	15			20					
SB 1	sol	> 5a?	G	5a	80	80		60	10		2	30					
SB 2	substrat	5a?	IG	5a	80	10		50	5			45		?			
SB 3	croûte	>5a?	G	5a	80	80		100	2								
WP 1 2	sol	>5a	G	5a	80	80	2	50	10			40					
WP 3 1	sol	>5a?	G	5a	80	80		85	10			5					
WP 3 10	croûte karst	>5a?	G	5a	80	80	2 2	100									
95 CH 2 3	karst / rempl.	>5e	G	5e	125	125	2	65	35								
95 CH 2 3B	karst/rempl.	>5e	G	5e	125	125	15 2	45	40								
95 GC 2 10	sol	>5e ?	G	5e	125	125	2	95	5								
95 RC 01	substrat	5e	IG	5e	125	10		70	30			2					
95 RC 03	sol	5e/5a	G	5e	125	45	2	65	35								
95 RC 10	sol	5e ??	IG	5e	125	10	2	65	20			15					
95 TP 01	substrat	intra 5e	IG	5e	125	10	2 2	30	70								
95 TP 02	sol	intra 5e	IG	5e	125	10	2	50	50								
95 TP 03	sol	intra 5e	IG	5e	125	10		20	80								
95 TP 04	recouvre	intra 5e	IG	5e	125	10		45	55								
95 WPD 1	sol	5e/5a	G	5e	125	45		55	15			30					
BH 1 7	remplis. karst	>5e	G	5e	125	125	20 2	80							2		
BH 2 2	remplis. karst	>5e	G	5e	125	125	2	100						2			
CL 09	karst/remplis	>5e?	G	5e	125	125	2 2	100	2								
HB 1 1	sol	5e/holo	G	5e	125	115	5 2	70	25								
HB 1 2A	sol	5e/holo	G	5e	125	115	5 2	40	20			35					
HB 1 2B	sol	5e/holo	G	5e	125	115	10 2	35	20			35					
HB 1 4	croûte karst	5e/holo	G	5e	125	115	20 2	40	15			25					
M4 7	sol	5e?	IG	5e	125	10		70	30					2			
PC 1 1	croûte bréchique	>5e	G	5e	125	125	2	95	5								
PC 1 2	croûte bréchique	>5e	G	5e	125	125	2	95	5								
WP 1 1	sol	5e/5a	G	5e	125	45	2	95	5								
95 TC 4	sol	intra 7	IG	7	186	56	2	100				?					
95 TC 5	sol	>7	G	7	186	185	5 2	95									
CH 2 3	recouvrement	7	IG	7	186	56		100	2			?		2			
CH 2 5	remplis.karst	>7	G	7	186	186		85	15								
CL 07	brèche rougeB	7	IG	7	186	56	2	100	2								
CL 11	solB	7	IG	7	186	56		95	5								
CL 12	solB	7	IG	7	186	56	2	95	5								
CL 13	croûteB	7	IG	7	186	56		95	5								
CL 14	solC	7	IG	7	186	56		100				?					2
CL 15	croûteC	7	IG	7	186	56	2	95	5								
CL 20	"protosol"B	7	IG	7	186	56		100									
CL 21	"protosol"B	7	IG	7	186	56	2	100	2								
CL 24	croûteBouC	7	IG	7	186	56		100				2	2		2		2
GW 6	croûte karst	>7	G	7	186	185	30 2	55						2	15		

A : Argiles, Qtz : Quartz, Cal. : Calcite ; Ara : Aragonite ; Gyp. : Gypse; Kut.: Kutnahorite; Dolo.: Dolomite; Boe.:Boehmite; Goe.: Goethite ; Hem. : Hématite ; Hydr. : hydrotalcite. Gris : incertitude.

Ech.	faciès	age	Stade	MIS encaissant	AGE (ka)	durée (ka)	A.	Qtz	Cal.	Ara.	Gyp.	Kut.	Dolo.	Boe.	Goe.	Hem.	Hydr.
95 GC 2 06	sol	11	IG	9	423	10	10		80					5	5		
95 GC 2 07	karst/rempl.	>11	G	9	423	423	40	2	2	2				5	15		40
95 GC 6 2	sol	>11 ?	G	9	423	423	2	2	100						2		
95 GC 6 3	croûte	>11?	G	9	423	423	30	2	35					15	20		
95 TC 2	substrat	9	IG	9	423	10	5		85	10		2					2
95 TC 3	sed sol?rec?	9/7	G	9	423	97	2		100	2		2					
BH 1 2	encroûtement?	in 9/11?	IG	9	423	10	2		100	2							
BH 1 3	encroûtement?	in 9/11?	IG	9	423	10			100	2							
BH 1 5	remplis. karst	>9	G	9	423	339	?		30	5		45	2		2		20
BH 1 6	remplis. karst	>9	G	9	423	339			100	2							
BH 1 8	remplis. karst	9/5e	G	9	423	214	2		85	15		2					2
CH 3 1	remplis.karst	>9/11	G	9	423	423	60	15							10		15
CH 3 2	encrout. karst	>9/11	G	9	423	423	5	2	95	2							
CH 3 3	remplis.détrit.	>9/11	G	9	423	423	5		45	15		35					2
DE 2 2	sol	9-11		9	423	10	2		80	20							
DE 2 4	karst rempliss.	>9/11		9	423	423	40							10	30		20
DE 2 6	croûte conduit	9-11		9	423	10	2		100								
DE 2 7	sol	9-11		9	423	10			80	20		2					
DE 2 8	croûte conduit	9-11		9	423	10			100	2							
DE 2 9	karst rempliss.	>9/11		9	423	423	45	10	2			2		10	35		
GC 2 5	rhizomorphes	>9/11	G	9	423	423	2	2	100								
GC 2 8	fond karst	>9/11	G	9	423	423	2		100	2					?		
GC 3 06	rempl.karst	>9/11	G	9	423	423	35							2	20		45
GC 3 07	rempl.karst	>9/11	G	9	423	423	15		2	2		25			5		55
GC 3 08	claste dans karst	>9/11	G	9	423	423	2		95	5				2	2		
GC 3 09	fond karst	>9/11	G	9	423	423			95	5	2						
GC 3 11	W.O.dans Karst	>9/11	G	9	423	423	5		25	10		40		2	2		20
GC 3 13	croûte karst	>9/11	G	9	423	423	5	2	95					2	2		
GC 6 1	fond karst	>9/11	G	9	423	423	5	2	95					2	2		2
GC 6 7	rempl.karst	>9/11	G	9	423	423	10	2	90						2		
GC 7 1	karst	>9	G	9	423	339	5		95					2	2		
GW 1	sol	7/(9/11)	G	9	423	181			85	15							
M4 11	rempl.karst	9?	IG	9	423	10			90	10							
95 GC 2 08	karst/rempl.	>13 ?	G	13	478	478	10		20	15		35			2		20
95 GC 2 09	karst/rempl.	>13?	G	13	478	478	5	2	25	10		45					15
95 GC 6 1	sol	>13 ?	G	13	478	478			100		2						
95 WE 1	karst/rempl.	>13	G	13	478	478	50	2	2					25		25	
95 WE 2	karst/rempl.	>13	G	13	478	478	5	2	95					2		2	
95 WE 3	karst/rempl.	>13	G	13	478	478	2	2	100								
95 WE 4	substrat	>13	G	13	478	478			100								
BH 2 1A	remplis. karst	>13	G	13	478	478	35	2							15		50
BH 2 1C	remplis. karst	>13	G	13	478	478	15	2	10	5		45	2		5		20
BH 2 3	remplis. karst	>13	G	13	478	478	2		30	2	45	2					25
CH 2 1	sol	13/7	G	13	478	236			95	5	2	2					
CH 2 2	sol	13/7	G	13	478	236			95	2	2	5					
CH 2 4	substrat	13	IG	13	478	10			100	2							
CL 06	solA	13/7	G	13	478	236			95	5							
CL 19	karstA	7/13	G	13	478	236	2		95	5		2			2		
CL 23	solA?	13/7?	G	13	478	236			100	2		2					2
GC 2 1	croûte bréchiq	13/11	G	13	478	55	2	2	100								
GC 2 1A	croûte bréchiq	13/11	G	13	478	55	10		90						2		
GC 2 2	claste dans brèche	13/11	G	13	478	55	2		80	20							
GC 2 3	nodule	13	IG	13	478	10			100								
GC 2 4	rhizomorphes	13	IG	13	478	10	2	2	100	2							
GC 3 01	sol rhizomor.	13	IG	13	478	10			100	2							
GC 3 02	croûte bréchiq	13	IG	13	478	10			85	15		2					2
GC 3 05	fond karst	>13	G	13	478	478	5		95								
GC 6 2	sol	in 13	IG	13	478	10		2	95	5							
GC 6 3	sol	13/9/(11)	G	13	478	139			95	5		2					
PGW 10	sol poche argil.	13/(9/11)	G	13	478	139	2		100	2	2		2				
PGW 9	sol	13/(9/11)	G	13	478	139			85	15		2					

A : Argiles, Qtz : Quartz, Cal. : Calcite ; Ara : Aragonite ; Gyp. : Gypse; Kut.: Kutnahorite; Dolo.: Dolomite; Boe.:Boehmite; Goe.: Goethite ; Hem. : Hématite ; Hydr. : hydrotalcite. Gris : incertitude.

Minéralogie des argiles

lame argile	échantillon	Stade rapport 08/99	Nb coups	signal	Kaolinite totale	Kaolinite	Kaolinite ordonnée	chlorite	Illite	interstrat	boehmite	commentaire
1	AF 4	13	250	faible			0					
2	BH1-7	11	300	Très faible								
3	BH2-1A	13	500		3	0	3	3,5	0,5	3	0	
4	BH2-1C	13	200	rien								Hydrotalcite (pyroaurite)
5	CH3-1	11	2 000	rien								Hydrotalcite (pyroaurite)
6	CH3-2	11	300	Très faible								Hydrotalcite/signal décalé
7	CH3-3	11	150	rien								signal décalé
8	DE2-4	9	700		3,5	0	3,5	2	0	2,5	2	
9	DE2-9	9	300	faible								
10	GC2-1A	13	1 200	Beau	3	0	3	5	ε	2	ε	
11	GC3-5	11	600	Beau	3	0	3	2	0	2	3	signal décalé
12	GC3-6	11	800		4,5	0	4,5	3	0	2	0,5	
13	GC3-7	11	450	Pics larges	4	0	4	3	0	3	0	
14	GC3-11	11	180	rien								
15	GC3-13	11	600	Pics fins	2,5	0	2,5	1,5	0	1	5	
16	GC6-1	13	900		6	1	5	1,5	0,5	1,5	0,5	signal décalé
17	GC6-7	13	2 000		4,5	1	3,5	3	0,5	2	0	signal décalé
18	GC7-1	13-15	300	rien								
19	GW-5	7-9	600		2	0	2	3,5	ε	3	1,5	
20	GW-6	7-9	600		2	0	2	3,5	ε	3	1,5	
21	HB1-1	3-5	600		5	5	0	3	0	2	0	
22	HB1-2A	3-5	500		4,5	0	4,5	3,5	0	2	0	
23	HB1-2B	3-5	350	faible								
24	HB1-4	3-5	250	faible								
25	HB2-7	3-5	400	faible								
26	HB3-14	3-5	350	faible								
27	WP2-2	5	550		3	0	0	3	1,5	2,5	0	
28	WP2-4	5	600		3,5	3,5	0	3,5	ε	3	0	
29	WP2-5	5	300	faible								

Données de diffractométrie aux rayons X acquises sur les paléosols des Bahamas. Fraction inférieure à 2µm.

Données ICP-AES réalisées sur la matière pédologique de certains profils des Bahamas

	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
GW-1	0,01	0,182	0,079	0,001	0,885	52	0,653	0,075	0,023
GW-2	0,017	0,315	0,138	0,004	0,768	52,3	0,397	0,085	0,022
GW-5	0,513	10,2	3,97	0,054	5,02	32,5	0,511	0,804	0,05
GW-6	0,71	14,1	5,57	0,022	2,5	26,3	1,33	1,28	0,076
GW-7	0,024	0,272	0,16	0,003	0,758	49,3	0,073	0,062	0,025
GW-8	0,163	3,24	1,24	0,009	2,3	42,5	0,613	0,318	0,038
PGW-9	0,011	0,204	0,098	0,001	1,5	49	0,584	0,07	0,014
PGW-10	0,11	2,31	0,904	0,005	4,19	39,6	0,595	0,245	0,022
BH1-2	0,08	1,59	0,758	0,016	0,714	44,7	0,143	0,168	0,016
BH1-3	0,006	0,071	0,053	0,002	0,561	52,3	0,138	0,043	0,009
BH1-7	0,532	10,7	4,01	0,122	2,34	25,8	1,35	1,31	0,044
BH1-8	0,211	4,04	1,44	0,008	5,64	35,7	1,6	0,304	0,031
BH1-5	0,442	8,92	3,41	0,057	12,1	26,1	0,412	0,507	0,066
BH1-6	0,135	2,52	0,967	0,007	0,997	42,6	0,139	0,22	0,021
CH2-1	0,006	0,091	0,042	0,0008	0,901	45,1	0,604	0,062	0,017
CH2-2	0,004	0,082	0,039	0,0008	1,44	45,8	0,339	0,055	0,021
CH2-3	0,018	0,377	0,144	0,003	2,42	44,8	0,369	0,079	0,019
CH2-4	0,004	0,077	0,033	0,001	1,03	46,9	0,185	0,043	0,015
CH2-5	0,029	0,79	0,338	0,019	1,32	44,1	1,05	0,124	0,028
HB1-1	0,217	4,45	1,58	0,013	1,24	37,5	0,342	0,267	0,081
HB1-2A	0,22	4,44	1,6	0,012	2,51	36,3	0,306	0,225	0,102
HB1-4	0,522	11,2	4,07	0,026	2,94	27	1,45	0,497	0,122
HB1-2B	0,277	5,22	1,93	0,024	2,22	37,2	0,297	0,271	0,101
HB1-5	0,007	0,118	0,055	0,001	2,65	45,5	0,318	0,043	0,048
HB2-4	0,019	0,386	0,148	0,003	1,19	46,6	0,864	0,072	0,03
HB2-6	0,007	0,113	0,063	0,001	0,81	45,3	0,342	0,054	0,022
HB2-7	0,534	11	4,26	0,044	5,46	27	1,47	0,375	0,043
HB3-2	0,017	0,259	0,131	0,002	1,73	44	0,428	0,071	0,033
HB3-6	0,005	0,124	0,044	0,002	2,44	43,4	0,327	0,056	0,026
HB3-7	0,121	2,5	0,97	0,01	6	38	0,578	0,184	0,036
HB3-12	0,008	0,165	0,085	0,002	1,29	45,5	0,76	0,055	0,03
HB3-13	0,009	0,2	0,076	0,005	5,79	39,6	0,506	0,061	0,055
HB3-14	0,453	8,95	3,56	0,065	4,88	31,9	0,444	0,216	0,038
HB1C-1	0,075	1,33	0,566	0,008	2,12	42,1	0,273	0,111	0,097
HB1C-2	0,018	0,376	0,16	0,006	2,5	43,8	0,299	0,057	0,095
HB1C-3	0,073	1,31	0,585	0,007	2,22	36,2	0,283	0,161	0,068
FR-1	0,003	0,06	0,031	0,001	1,92	43,7	0,316	0,062	0,039
FR-2	0,002	0,029	0,02	0,002	2,67	41,2	0,315	0,059	0,038
FR-3	0,003	0,041	0,027	0,002	2,58	42,2	0,307	0,055	0,04
GT-1	0,176	3,32	1,4	0,01	1,89	36,6	0,811	0,239	0,045
GT-4	0,179	3,3	1,3	0,027	1,4	37,9	0,306	0,244	0,034
AF-2	0,091	2,13	0,861	0,004	0,468	41,9	0,061	0,12	0,026
AF-4	0,482	10,3	3,99	0,022	0,661	34,4	0,05	0,321	0,032
SB-1	0,006	0,06	0,041	0,001	2,39	43,7	0,779	0,074	0,037
SB-2	0,001	0,029	0,012	0,0009	3,27	43,8	0,296	0,063	0,037
SB-3	0,004	0,059	0,038	0,002	1,7	44,4	0,699	0,072	0,03
BH2-1a	1,16	22	9,31	0,217	18,4	3,55	0,813	1,46	0,188
BH2-1c	0,093	1,72	0,705	0,009	2,62	38,8	0,441	0,222	0,033
BH2-2	0,337	6,73	2,63	0,061	8,56	30,4	0,511	0,373	0,109
BH2-3	1,18	22,9	9,32	0,122	19	1,42	0,582	1,6	0,114

	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
BH2-4	1,22	23,2	9,35	0,173	7,17	0,484	1,07	2,85	0,252
CH3-1	0,112	2,04	0,859	0,024	0,908	43	0,345	0,281	0,045
CH3-2	0,108	2,11	0,81	0,024	4,2	38,7	0,19	0,219	0,077
CH3-3	0,225	4,65	1,78	0,026	1,23	38,1	0,397	0,43	0,037
GC2-1	0,056	1,06	0,418	0,007	0,732	42	0,28	0,152	0,015
GC2-1a	0,025	0,547	0,225	0,003	0,786	46,1	0,167	0,104	0,016
GC2-2	0,048	1,27	0,466	0,008	0,787	45,1	0,092	0,152	0,036
GC2-3	0,154	3,1	1,18	0,009	1,3	38	0,119	0,26	0,047
GC2-4	0,16	3,29	1,26	0,011	1,66	36,9	0,075	0,227	0,024
GC2-5	0,026	0,556	0,243	0,004	0,765	43,9	0,211	0,079	0,019
GC2-8	0,07	1,37	0,545	0,009	0,713	40,2	0,181	0,157	0,017
GC3-1	0,383	7,9	2,9	0,013	2,73	30	0,19	0,36	0,061
GC3-2	1,21	23,6	9,59	0,146	17,2	1,73	0,684	1,1	0,15
GC3-5	0,081	1,37	0,607	0,015	1,07	38,9	0,212	0,122	0,029
GC3-6	0,096	2	0,783	0,016	2,56	39,8	0,655	0,158	0,028
GC3-7	0,326	6,57	2,52	0,066	8,07	29,1	0,349	0,425	0,106
GC3-8	0,406	7,67	2,99	0,02	1,42	32,4	0,115	0,503	0,037
GC3-9	0,124	2,3	0,884	0,014	2,66	38,9	0,287	0,155	0,058
GC3-11	0,061	1,14	0,473	0,008	2,92	42,6	0,31	0,103	0,048
GC3-13	0,03	0,565	0,234	0,005	3,23	44	0,321	0,076	0,042
GCC-1	0,012	0,231	0,109	0,003	2,5	41,6	0,258	0,057	0,038
GCC-2	0,008	0,138	0,068	0,002	2,93	41,7	0,291	0,052	0,035
GCC-3	0,018	0,309	0,144	0,003	2,77	40,8	0,271	0,068	0,037
GCC-4	0,003	0,058	0,026	0,001	2,48	44	0,285	0,054	0,037
GCC-5	0,055	0,863	0,418	0,002	1,09	40,3	0,398	0,128	0,023
GCC-6	0,003	0,027	0,03	0,0004	0,455	43,9	0,294	0,051	0,017
GCC-7	1,49	28	12,4	0,049	8,1	1,02	1,13	1,38	0,184
GCC-8	0,033	0,47	0,239	0,009	1,07	37,7	0,803	0,082	0,024
DE2-1	0,087	1,76	0,678	0,009	0,488	37,6	0,117	0,147	0,03
DE2-2	0,018	0,374	0,159	0,006	1,23	40,8	0,902	0,091	0,024
DE2-4	1,27	25,7	10	0,214	3,28	7,07	0,294	1,55	0,192
DE2-6	0,286	5,66	2,15	0,014	1,96	35,5	0,206	0,458	0,03
DE2-7	0,014	0,242	0,107	0,002	0,857	45,3	0,555	0,069	0,021
DE2-8	0,034	0,676	0,267	0,007	1,48	46,6	0,396	0,09	0,017
DE2-9	0,203	3,89	1,39	0,013	2,57	38,8	0,452	0,42	0,027
GC6-1	0,381	7,94	2,99	0,012	2,34	36	0,18	0,467	0,032
GC6-2	0,011	0,215	0,104	0,009	0,897	47,4	0,822	0,061	0,025
GC6-3	0,064	1,64	0,584	0,024	3,48	40	0,36	0,149	0,058
GC6-7	1,09	22,7	8,5	0,109	15,4	4,89	0,44	1,84	0,166
GC7-1	0,224	4,69	1,83	0,023	2,29	36,5	0,272	0,404	0,05
WP2-1	0,564	11,6	4,54	0,048	12,1	20,1	0,92	0,795	0,115
WP2-1a	0,296	5,96	2,26	0,045	9,41	30,2	0,373	0,429	0,073
WP2-2	0,035	0,553	0,271	0,004	0,839	44,8	0,191	0,098	0,026
WP2-3	0,034	0,683	0,279	0,005	3,41	42,5	0,262	0,124	0,047
WP2-4	0,008	0,172	0,073	0,001	1,43	44	0,241	0,055	0,025
WP2-5	0,01	0,151	0,092	0,001	1,75	42,4	0,975	0,083	0,024
WP1-1	0,005	0,103	0,044	0,001	1,98	45,1	0,274	0,057	0,024
WP1-2	0,158	3,14	1,2	0,024	2,13	39,3	0,357	0,303	0,03
WP3-1	0,046	0,921	0,391	0,008	1,86	49,8	1,01	0,102	0,05
WP3-2	0,058	1,22	0,492	0,004	1,88	51,8	0,172	0,1	0,032
WP3-5	0,072	1,51	0,624	0,005	1,9	49,6	0,522	0,121	0,033
WP3-10	0,006	0,11	0,053	0,002	1,63	53,8	0,807	0,053	0,03

	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
CL2-5	0,041	1,16	0,455	0,005	1,05	48,7	0,082	0,099	0,053
CL2-6	0,013	0,336	0,14	0,004	1,08	54,7	0,074	0,033	0,03
CL2-7	0,041	1,09	0,448	0,006	1,63	50,3	0,426	0,114	0,043
CL2-9	0,06	1,14	0,498	0,004	1,45	50,2	0,353	0,096	0,025
CL1-11	0,101	2,21	0,854	0,005	3,68	43,4	1,15	0,157	0,039
CL1-12	0,005	0,109	0,049	0,002	2,1	50,9	0,665	0,045	0,04
CL1-13	0,215	4,55	1,72	0,009	2,13	37,5	0,967	0,293	0,041
CL1-14	0,007	0,082	0,043	0,002	1,01	44,9	0,735	0,045	0,036
CL1-15	0,008	0,162	0,067	0,002	0,964	44	0,841	0,054	0,032
CL1-16	0,163	3,22	1,2	0,02	5,96	38,1	0,668	0,135	0,04
CL1-17	0,017	0,318	0,12	0,004	3,13	44,4	0,356	0,037	0,041
CL4-19	0,018	0,292	0,158	0,001	2,17	41,3	1,13	0,068	0,034
CL4-20	0,017	0,357	0,143	0,002	1,9	40,7	0,996	0,071	0,043
CL4-21	0,002	0,063	0,023	0,0005	0,487	40,2	1,04	0,092	0,028
CL3-23	0,163	3,13	1,24	0,014	5,51	34,3	0,964	0,3	0,039
CL3-24	0,006	0,091	0,053	0,002	2,35	43	0,28	0,028	0,038
M4-11	0,06	1,22	0,486	0,01	1,59	43,3	0,42	0,13	0,07
CB-14	0,059	1,18	0,478	0,009	2,02	41,7	0,759	0,135	0,068
CB-13	0,558	10,4	4,23	0,112	11,4	22	0,524	0,537	0,135
CB-15	0,277	5,64	2,24	0,028	1,44	39,4	0,289	0,447	0,039
CB-16	0,643	13,1	5,03	0,102	15,1	17,4	0,581	0,325	0,139
PC-1	0,023	0,331	0,158	0,003	2,84	38	0,277	0,038	0,048
PC-2	0,005	0,108	0,041	0,0009	0,305	46	0,226	0,031	0,032
PC-3	0,003	0,077	0,036	0,0004	2,07	39,8	0,43	0,039	0,027
PC1-1	1,22	24,8	10,6	0,109	2,76	10,6	0,232	1,27	0,326
PC1-2	1,36	24,4	11,1	0,208	2,6	2,84	0,168	1,31	0,201
95WP-01	0,058	0,71	0,38	0,003	2,36	42,9	0,273	0,069	0,03
95WP-04	1,01	21,1	8,36	0,102	16,2	4,65	0,722	1,21	0,168
95WP-04b	0,128	2,88	1,16	0,026	5,58	33,7	0,502	0,191	0,08
95WP-05	0,148	3,33	1,24	0,01	1,58	38,7	0,358	0,239	0,041
95WP-07	0,078	1,46	0,614	0,011	2,25	39,7	0,168	0,142	0,076
95WP-08	0,037	0,719	0,292	0,005	2,46	40,9	0,181	0,078	0,062
95WP-09	0,003	0,056	0,025	0,002	2,75	43,5	0,209	0,026	0,041
95WP-10	0,0007	0,033	0,009	0,001	2,38	44,2	0,21	0,023	0,037
95WP-11	0,062	1,3	0,541	0,005	0,759	43,8	0,166	0,104	0,036
95MG-4.1	0,251	5,48	2,22	0,022	0,984	36,9	0,296	0,206	0,041
95TC-02	0,231	4,79	1,84	0,015	1,7	36	1,15	0,306	0,046
95TC-03	0,018	0,331	0,133	0,004	1,19	45,2	0,375	0,047	0,04
95TC-04	0,004	0,087	0,035	0,002	1,2	46,3	0,546	0,042	0,039
95TC-05	0,207	4,15	1,65	0,012	2,73	38,1	0,301	0,178	0,033
95TC-06	0,244	4,38	1,92	0,021	1,18	39,4	0,377	0,23	0,042
95TC-07	0,421	7,72	3,26	0,066	10,6	29,5	0,407	0,305	0,101
95GC6-1	0,082	1,48	0,618	0,011	2,86	45,1	0,317	0,13	0,036
95GC6-2	0,153	3,39	1,39	0,009	1,57	44,8	0,283	0,193	0,039
95GC6-3	1,14	23,8	9,62	0,201	2,12	18,8	0,542	1,27	0,078
95CH-03b	0,201	3,72	1,46	0,022	0,858	43,7	0,362	0,214	0,107
95CH-04	0,006	0,074	0,042	0,0007	0,398	50,4	0,425	0,035	0,033
95CH2-6	0,77	15	6,11	0,112	2,98	13,9	3,57	1,6	0,141
95CH2-7	0,014	0,128	0,073	0,001	0,805	49	0,31	0,036	0,028
95CH2-8	0,058	1,08	0,431	0,012	3,99	43,9	0,37	0,104	0,085
95TP2.1	0,127	2,23	1,12	0,004	0,706	44,4	0,419	0,197	0,036
95TP-01	0,003	0,039	0,019	0,0005	0,107	45,4	0,198	0,026	0,034

	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
95TP-03	0,003	0,063	0,024	0,0004	0,109	46,7	0,279	0,148	0,028
95TP-04	0,001	0,044	0,016	0,0004	0,127	47	0,231	0,032	0,026
95GC2-6	0,593	12,6	4,52	0,036	1,88	30,9	0,33	0,604	0,058
95GC2-7	1,16	23,3	9,41	0,26	17,5	2,51	0,935	1,08	0,162
95GC2-8	0,341	7,24	2,61	0,056	8,83	31,3	0,631	0,337	0,097
95GC2-9	0,244	4,89	1,9	0,038	8,09	32,9	0,517	0,247	0,114
95GC2-10	0,047	0,935	0,388	0,003	0,948	46,9	0,093	0,082	0,032
95RC-01	0,002	0,048	0,018	0,0003	0,383	49,5	0,753	0,048	0,047
95RC-03	0,023	0,415	0,196	0,002	0,546	48,7	0,466	0,077	0,043
95RC-04	0,004	0,039	0,029	0,001	0,95	57,8	0,151	0,03	0,053
95WE-01	1,66	33,2	14,9	0,209	1,98	6,06	0,327	1,17	0,238
95WE-02	0,234	4,15	1,95	0,028	0,67	52,2	0,432	0,183	0,045
95WE-03	0,052	0,931	0,448	0,005	0,582	57,5	0,235	0,069	0,026
95WE-04	0,003	0,053	0,027	0,002	0,561	58,4	0,31	0,036	0,033
95RC-10	0,029	0,62	0,277	0,005	1,71	54,8	0,244	0,07	0,066

Données utilisées pour la modélisation géochimique

Paramètres des modélisations géochimiques réalisées pour les formations des paléosols d'Eleuthera et de San Salvador (Glaccum et Prospero, 1980; Jickells *et al.*, 1998).

	Modélisation 1	Modélisation 2
Roche mère	90% (Poussières sahariennes) (Illite (0,6); kaolinite (0,1), Quartz (0,1), Smectite (0,05), Dolomite (0,05)) + 10% (Calcite)	55 % (Poussières sahariennes) (Illite (0,6); kaolinite (0,1), Quartz (0,1), Smectite (0,05), Dolomite (0,05)) + 45% (Calcite)
Eau de pluie	Composition actuelle, Bermudes (Jickells <i>et al.</i> , 1998)	Composition actuelle, Bermudes (Jickells <i>et al.</i> , 1998)
Température	25°C	25°C
Quantité roche mère	~100 g	~100 g
Volume d'eau percolée	2500 l de solution	2500 l de solution
Paramètre dominant ?	Température Composition roche mère (teneur calcite et quartz)	Température Composition roche mère (teneur calcite et quartz)

Composition de l'eau utilisée dans le cadre de la modélisation :

pH	Eh	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
5.63	890 mV	0,85 mg/L	6,8 mg/L	3,4 mg/L	0,16 mg/L	3.11 mg/L	0,49 mg/L

Eau de pluie au-dessus des Bermudes (Jickells *et al.*, 1998).