



UTILISATION DU ^{10}Be COSMOGENIQUE PRODUIT IN-SITU POUR L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE DES LATERITES EN ZONE INTERTROPICALE

Regis Braucher

► To cite this version:

Regis Braucher. UTILISATION DU ^{10}Be COSMOGENIQUE PRODUIT IN-SITU POUR L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE DES LATERITES EN ZONE INTERTROPICALE. Géochimie. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 2001. Français. NNT : . tel-00003552

HAL Id: tel-00003552

<https://theses.hal.science/tel-00003552>

Submitted on 13 Oct 2003

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.

THESE

N:° 98 AIX 30045

présentée par

BRAUCHER Régis

Pour obtenir le grade de docteur en sciences de l'Université d'Aix-Marseille III

Spécialité: "Géosciences de l'Environnement."

TITRE DE LA THESE

**UTILISATION DU ^{10}Be COSMOGENIQUE PRODUIT *IN-SITU* POUR
L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE DES LATERITES EN ZONE
INTERTROPICALE.**

Soutenue le 8 juin 1998 devant la commission d'examen :

MM.	BOURLÈS D.
	BROWN E.T.
	COLIN F.
	DAVY P.
	GRANDIN G.
	MULLER J.P.

REMERCIEMENTS.

Ce mémoire est la synthèse des travaux réalisés pour la majeure partie au Centre de Spectrométrie de Masse et de Spectrométrie Nucléaire d'Orsay en collaboration avec le Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement de l'université d'Aix-Marseille III.

Au terme de ce travail toute ma reconnaissance chaleureuse et sincère va à Didier Bourlès qui après m'avoir fait connaître les cosmonucléides lors d'un cours de DEA, m'a accueilli à ses côtés pour m'encadrer durant ces années de thèse. Je rends hommage à ce chercheur passionné qui, toujours dans la bonne humeur, la sincérité et une honnêteté scientifique sans faille, m'a fait confiance en m'associant à ses recherches mais aussi à sa vie de famille.

Je suis très reconnaissant à Fabrice Colin, "l'homme pressé", d'avoir co - dirigé cette thèse. C'est vers lui que je me retournais pour combler mon ignorance en géologie "latéritique". C'est avec lui que j'ai effectué dans la bonne humeur l'échantillonnage brésilien. Qu'il me pardonne mon impatience lorsque j'attendais ses corrections ou essayais en vain de le joindre.

Je tiens à remercier Françoise Yiou et Grant Raisbeck pour m'avoir accueilli dans leur équipe et m'avoir fait partager leurs connaissances sur la spectrométrie de masse par accélérateur.

Messieurs Philippe Davy et Georges Grandin qui me font l'honneur d'être rapporteurs de ce travail.

Monsieur Erik Brown qui fait spécialement escale en France avant une mission en Inde pour être le rapporteur spécialiste du béryllium¹⁰ produit in-situ. C'est dans la voie qu'il a ouverte dans l'utilisation du ¹⁰Be produit in situ pour étudier la dynamique des latérites lorsqu'il était au CNRS que je me suis lancé et c'est chez lui, à Duluth, que je m'apprête à partir en séjour post-doctoral.

Monsieur Jean Pierre Muller pour faire partie de ce jury et pour l'intérêt qu'il porte à la méthode des cosmonucléides.

Messieurs Jacques Lestringuez et Dominique Deboffle pour leur bonne humeur et leur gentillesse. C'est en grand partie à eux que je dois mes connaissances du Tandétron et de sa manipulation.

Monsieur Bernard Dupré pour son aimable participation pour les mesures d'Uranium - Thorium

Monsieur Bruno Boulangé, qui nous a accueilli chez lui à Sao Paulo au sein de sa famille lors de notre mission brésilienne et qui a toujours répondu à mes questions de novice sur le terrain.

Madame Nehlil qui a toujours répondu présente pour régler efficacement les petits problèmes administratifs .

Je n'oublie pas non plus mes amis du CSNSM, François Xavier Martin, dit FX, qui partage mon bureau et contribue à sa bonne humeur ; je souhaite que cet ami et ingénieur chimiste astucieux trouve un emploi digne de ses compétences. Chantal, Cécile, Souad, Claire, Marylène, Marie - Odile, Franck, Dave, Patrick, Annie, Brigitte, Elisabeth, Jocelyne, Robert, Evelyne, Monique, Jean-Luc, Michel, et tous les autres, merci pour votre amitié et tous les services rendus.

Un grand merci à l'ensemble du laboratoire RCMO de Toulon qui, après m'avoir formé en tant qu'étudiant m'a accueilli en tant que moniteur. Merci à Claude Benamou et à sa famille pour leur soutien ; à Stéphane Mounier mon compère de toujours avec qui j'ai écrit ma première publication ; Je te souhaite bon courage pour tes entretiens, dans ton futur rôle de mari et pour la venue d'un petit "rejeton" dans les mois qui viennent. Courage à toi Sophie pour l'heureux événement et pour avoir enfin décidé Stéphane à t'épouser.

A Pierre Del Castillo pour avoir animé les repas du RU et pour avoir organisé un séminaire le 24 Janvier 1997.

Je terminerai ces remerciements par les personnes qui me sont chères :

Mes parents, qui ont su m'amener à ce niveau d'étude en me laissant toujours le choix de mon orientation. Ils m'ont toujours fait confiance durant ces 24 années de scolarité ! Leur fiston arrive enfin au bout de ces études !

Merci à toi Anne, pour ton soutien moral, tes encouragements perpétuels et pour tes "mails" qui illuminent mon cœur. J'espère que dans quelque temps nous pourrions être réunis.

SOMMAIRE:

REMERCIEMENTS.....	1
SOMMAIRE:.....	3
LISTE DES FIGURES:.....	6
LISTE DES TABLEAUX.....	9
RÉSUMÉ :.....	10
INTRODUCTION	11
1 LES LATÉRITES.	11
2 LE ^{10}Be ET L' ^{26}Al COSMOGÉNIQUES.....	14
3 LE PROBLÈME À RÉSOUDRE.....	16
4 PLAN DE LA THÈSE.....	17
CHAPITRE 1 : PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS ET SPECTROMÉTRIE DE MASSE PAR ACCÉLÉRATEUR (SMA).	20
1.1 PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS.	20
1.1.1 Première étape : obtention de quartz purifié.	20
1.1.2 Deuxième étape : substitution de HF par HNO_3	21
1.1.3 Troisième étape : extraction de ^{10}Be sous forme de BeO	21
1.2 SPECTROMÉTRIE DE MASSE PAR ACCÉLÉRATEUR (SMA).	22
CHAPITRE 2: LE ^{10}Be ET ^{26}Al; THÉORIE ET EXEMPLES AU CAMEROUN (GOYOUM) ET GABON (BAKOUDOU).	26
2.1 PRÉSENTATION DE L'ARTICLE.	26
2.2 LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DE BAKOUDOU.	26
2.3 CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	27
2.4 CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE	27
2.5 ECHANTILLONNAGE.....	27
2.6 APPLICATION OF IN SITU-PRODUCED COSMOGENIC ^{10}Be AND ^{26}Al TO THE STUDY OF LATERITIC SOIL DEVELOPMENT IN TROPICAL FOREST: THEORY AND EXAMPLES FROM CAMEROON AND GABON. (ARTICLE SOUMIS À CHEMICAL GEOLOGY).....	28
2.6.1 Abstract	29
2.6.2 Introduction.....	29
2.6.3 ^{10}Be and ^{26}Al production systematics	30
2.6.4. ^{10}Be and ^{26}Al concentration evolution	32
2.6.4.1. Eroding surfaces	32
2.6.4.2. Buried surfaces	35

2.6.4.3. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio	36
2.6.4.4. Chemical, physical and biological perturbations	37
2.6.5. <i>Sample preparation</i>	38
2.6.6. <i>Applications</i>	39
2.6.6.1. Site and sample descriptions	39
2.6.6.1.1. The Goyoum catena	39
2.6.6.1.2. <i>The Bakoudou sequence</i>	43
2.6.6.2. Results and discussion	43
2.6.6.2.1. <i>The Goyoum catena</i>	43
2.6.6.2.2. <i>The Bakoudou sequence</i>	49
2.6.7. <i>Conclusion</i>	53
2.7 COMPLÉMENT SUR LA THÉORIE DE L'ENFOUISSEMENT.	54
2.8 COMPLÉMENTS SUR LA MODÉLISATION DE L'ENFOUISSEMENT À BAKOUDOU.	56
CHAPITRE 3: SITES DE LARAFELLA (BURKINA FASO) ET MALEMBA (CONGO).	61
3.1 LE SITE DE LARAFELLA.....	61
3.1.1 <i>Localisation géographique</i>	61
3.1.3 <i>Contexte géomorphologique</i>	62
3.1.4 <i>Le site d'échantillonnage (Figure 21)</i>	63
3.2 LE SITE DE MALEMBA (CONGO)	65
3.2.1 <i>Localisation géographique (Figure 22)</i>	65
3.2.2 <i>Contexte géologique</i>	65
3.2.3 <i>Contexte géomorphologique</i>	66
3.2.4 <i>Le site d'échantillonnage</i>	66
3.3 AFRICAN LATERITE DYNAMICS USING <i>IN SITU</i> -PRODUCED ^{10}Be	67
3.3.1 <i>Abstract</i>	68
3.3.2 <i>Introduction</i>	68
3.3.3 <i>Sampling and methodology</i>	69
3.3.3.1 Sites description.....	69
3.3.3.2 Methods	71
3.3.4 <i>Results</i>	71
3.3.4.1 Depth variability calibration at Larafella.	71
3.3.5 <i>Evolution of Malemba stone hill</i>	74
3.3.5.1 Weathering resistant minerals	74
3.3.5.2 ^{10}Be and ^{27}Al distributions	75
3.3.6 <i>Discussion</i>	76
3.3.6.1 Malemba quartz vein	76
3.3.6.2 Malemba stone-line formation.....	78
3.3.7 <i>Conclusions</i>	79
3.3.8 <i>Acknowledgments</i>	81
3.4 RÉSULTATS CONCERNANT LES UNITÉS MOYENNE ET HAUTE (U.M ET U.H) DE LARAFELLA.....	82

CHAPITRE 4. SITES DE GENTIO DO OURO, ITABERABA ET CUIABA, (BRÉSIL).	85
4.1 BRAZILIAN LATERITE DYNAMICS USING <i>IN SITU</i> -PRODUCED ^{10}Be	86
4.1.1 <i>Abstract</i>	87
4.1.2 <i>Introduction</i>	88
4.1.3 <i>Site description and sampling</i>	88
4.1.3.1 Gentio do Ouro site	89
4.1.3.2 Itaberaba site	89
4.1.3.3 Cuiaba site	90
4.1.4 <i>Analytical procedures</i>	92
4.1.5 <i>Results and discussion</i>	92
4.1.5.1 Gentio do Ouro and Itaberaba sites	92
4.1.5.2 Cuiaba site	96
4.1.7 <i>Acknowledgments</i>	99
4.2 FILON DE LA CARRIÈRE D'ITAIPU	100
4.2.1 <i>Présentation</i>	100
4.2.2 <i>Résultats</i>	102
CONCLUSION GÉNÉRALE	106
RÉFÉRENCES:	110

LISTE DES FIGURES:

FIGURE 1 : DOMAINE DE DÉVELOPPEMENT ET/OU DE CONSERVATION DES COUVERTURES LATÉRITIQUES D'APRÈS PEDRO (1968). LES LATÉRITES FOSSILES D'EUROPE ET D'AMÉRIQUE NE SONT PAS REPRÉSENTÉES.....	11
FIGURE 2: DISTRIBUTION DES ZONES À "STONE-LINES" EN CLIMAT TROPICAL D'APRÈS (BUDEL, 1982).	13
FIGURE 3 : LOCALISATION DES CRATONS PRÉCAMBRIENS ET DES SITES ÉTUDIÉS.	19
FIGURE 4 : DÉCONTAMINATION PAR DISSOLUTION SÉQUENTIELLE D'UN ÉCHANTILLON.	20
FIGURE 5: SCHÉMA DU TANDÉTRON DE GIF-SUR-YVETTE.	25
FIGURE 6: THEORETICAL ^{10}Be CONCENTRATION EVOLUTION WITH EXPOSURE TIME FOR DIFFERENT EROSION RATES.....	33
FIGURE 7: THEORETICAL ^{10}Be CONCENTRATION EVOLUTION WITH DEPTH FOR THREE DIFFERENT EROSION RATES (FROM LEFT TO RIGHT 10, 2 AND 0 m.MY^{-1}).....	34
FIGURE 8: THEORETICAL ^{10}Be CONCENTRATION EVOLUTION WITH EXPOSURE TIME FOR A SURFACE EXPERIENCING, FIRST EROSION, THEN BURIAL. THE EROSION RATE IS 5 m.MY^{-1} AND, FROM TOP TO BOTTOM, THE BURIAL RATES ARE 5 AND 10 m.MY^{-1}	36
FIGURE 9 : LOCALIZATION OF GOYOUM SITE.	41
FIGURE 10: SKETCH MAP OF THE GOYOUM HILL. DOWNSLOPE HORIZONS: 1= ORGANIC MATTER ACCUMULATION, 2= SOFT NODULAR CLAYEY MATERIAL, 3=SANDY CLAYEY MATERIAL, 4= INDURATED FERRUGINOUS MATERIAL, 5= SAPROLITE RED MATERIAL, 6= YELLOW SAPROLITIC MATERIAL, 7= GNEISSIC PARENT ROCK; UPSLOPE HORIZONS: 1= SOFT CLAYEY MATERIAL, 2= INDURATED FERRUGINOUS MATERIAL WITH HARBLOCKS, 3=SAPROLITE.	42
FIGURE 11: SCHEMATIC CROSS SECTION OF THE BAKOUDOU SOILSEQUENCE.....	43
FIGURE 12: ^{10}Be CONCENTRATION EVOLUTION AS THE FUNCTION OF DEPTH ALONG THE GOYOUM PIT PROFILES. THE HORIZONTAL LINE INDICATES THE LOWEST EXTENT OF THE BIO-PEDOTURBED ZONE CHARACTERIZED BY THE MEAN ^{10}Be CONCENTRATION SHOWN BY THE VERTICAL LINE. THE DOTTED CURVE REPRESENTS THE THEORETICAL ^{10}Be CONCENTRATION EXPONENTIAL DECREASE USING THE MEAN BIO-PEDOTURBED ZONE ^{10}Be CONCENTRATION AS THE SURFICIAL VALUE. THE BOLD CURVE REPRESENTS THE EVOLUTION OF THE ^{10}Be CONCENTRATION AS THE FUNCTION OF DEPTH FOR A ZERO EROSION RATE (SEE TEXT).	47
FIGURE 13: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ RATIO VERSUS ^{10}Be CONCENTRATION FOR THE GOYOUM "STONE-LINE" QUARTZ COBBLES. THE BOLD CURVE CORRESPONDS TO FINITE EXPOSURE TIMES (T) AND AN EROSION RATE (ϵ) EQUAL TO ZERO AND THE DASHED CURVE CORRESPONDS TO FINITE EROSION RATES AND AN INFINITE EXPOSURE TIME. THESE CURVES HAVE BEEN CALCULATED USING LOWER LIMITS FOR THE ^{10}Be PRODUCTION RATE AND $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ PRODUCTION RATIO. (SEE TEXT). OPEN CIRCLES CORRESPOND TO PIT 313 EXPERIMENTAL DATA; OPEN DIAMONDS CORRESPOND TO PIT 319 EXPERIMENTAL DATA AND CROSSES CORRESPOND TO PIT 361 EXPERIMENTAL DATA.	49
FIGURE 14: ^{10}Be CONCENTRATION EVOLUTION AS A FUNCTION OF DEPTH FOR BAKOUDOU SAMPLES. THE DASHED LINE REPRESENTS THE EVOLUTION OF THE ^{10}Be CONCENTRATION AS THE FUNCTION OF DEPTH FOR A ZERO EROSION RATE. THE BOLD CURVE CORRESPONDS TO THE BEST FIT CURVE TO THE QUARTZ VEIN EXPERIMENTAL POINTS USING EQUATION 6. THE BEST FIT YIELDS TO: (1) A "PALEO EROSION " RATE OF $2.0 \pm 0.3 \text{ m.MY}^{-1}$ AND (2) A BURIAL RATE	

OF $45 \pm 10 \text{ M.MY}^{-1}$ WITH A MUONIC PRODUCTION PERCENTAGE TO THE TOTAL ^{10}Be PRODUCTION RATE FIXED AT 1.5%	52
FIGURE 15: EVOLUTION DE LA CONCENTRATION EN ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DANS LE CAS DE RÉGIMES ÉROSIF (5M/MA) (CERCLES) ET D'ENFOUISSEMENT (15 M/MA) (DIAMANTS).....	54
FIGURE 16: COMPARAISON DES COURBES, CONCENTRATIONS EN ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR UNE ÉROSION NULLE ET UN PROFIL ENFOUI DEPUIS 80 000 ET 120 000 ANS À UN TAUX DE 15M/MA.	55
FIGURE 17: COMPARAISON DES COURBES CONCENTRATIONS EN ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR UNE ÉROSION NULLE ET UN PROFIL ENFOUI DEPUIS 80 000 ET 120 000 ANS.....	56
FIGURE 18 : AVANT MODÉLISATION.....	58
FIGURE 19 : APRÈS MODÉLISATION.	60
FIGURE 20: LOCALISATION DU SITE DE LARAFELLA, DANS LA RÉGION MINIÈRE DE POURA, BURKINA FASO	61
FIGURE 21: (A) CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU SECTEUR DE LARAFELLA ET (B) COUPE DE LA SÉQUENCE ÉTUDIÉE (AB) D'APRÈS BAMBA (1996).	64
FIGURE 22: LOCALISATION DU SITE DE MALEMBA DANS LA RÉGION DE DIMONIKA, CONGO.	65
FIGURE 23: SKETCH MAP SHOWING THE SAMPLE DISTRIBUTION AT MALEMBA.	70
FIGURE 24: CONCENTRATION OF ^{10}Be AS A FUNCTION OF DEPTH AT LARAFELLA (BURKINA FASO). SOLID POINTS CORRESPOND TO EXPERIMENTAL DEPTHS AND CONCENTRATIONS. THE LINE CORRESPONDS TO A BEST FIT OF THE FORM OF EQ.1 WITH EROSION RATE AND MUON CONTRIBUTION AS FREE PARAMETERS. THE DATA INDICATE AN EROSION RATE OF 2 M.MY^{-1} AND A MUON CONTRIBUTION OF 1.5%.	72
FIGURE 25: Zr VOLUMETRIC CHANGE OF THE MALEMBA QUARTZ VEIN PROFILE TAKING CO92-14A AS THE REFERENCE SAMPLE.	75
FIGURE 26: ESTIMATION OF WEATHERING INDUCED COLLAPSE USING Zr AND ^{10}Be FOR MALEMBA <i>IN-SITU</i> QUARTZ VEIN. CROSSES CORRESPOND TO THE EXPERIMENTAL DATA. TRIANGLES REPRESENT THE DEPTHS CORRECTED FOR WEATHERING INDUCED COLLAPSE USING Zr DISTRIBUTION BETWEEN UNPERTURBATED SAPROLITIC LAYER AND WEATHERED SANDY CLAYEY LAYER (SEE TEXT). OPEN CIRCLES REPRESENT THE THEORETICAL DEPTHS CALCULATED FOR THE MEASURED ^{10}Be USING THE PARAMETERS IMPLIED BY THE MINIMALLY PERTURBATED BY ALTERATION AND SOIL COMPACTION SITE OF LARAFELLA AND A LOCAL EROSION RATE OF $\sim 12 \text{ M.MY}^{-1}$ IN EQUATION 1 (SEE TEXT).	77
FIGURE 27: ESTIMATION OF LATERAL DISPLACEMENTS FOR MALEMBA "STONE-LINE". SOLID POINTS CORRESPOND TO THE PLUG MODEL (SEE TEXT) AND SOLID SQUARES TO THE BURIAL MODEL (SEE TEXT). SLOPES OF LINES CORRESPOND TO RATES OF HORIZONTAL DISPLACEMENT.	79
FIGURE 28: TAUX D'ÉROSION DE L'UNITÉ HAUTE (HACHURÉ) ET DE L'UNITÉ MOYENNE (EN CLAIR).	83
FIGURE 29: SIMPLIFIED MAP OF BRAZIL SHOWING THE LOCATION OF THE GENTIO DO OURO, ITABERABA AND CUIABA STUDIED SITES.....	89
FIGURE 30: SKETCH MAP OF THE SAMPLE DISTRIBUTION AT ITABERABA.	90
FIGURE 31: CUIABA "STONE-LINE". A: GENERAL VIEW; B: PROFILE VIEW; C: HARD CRUST DETAIL.	91
FIGURE 32: IN SITU-PRODUCED ^{10}Be CONCENTRATIONS AS A FUNCTION OF DEPTH ALONG THE GENTIO DO OURO MASSIVE QUARTZ VEIN. THE LINE CORRESPONDS TO THE BEST FIT TO EXPERIMENTAL DATA. THE MEAN EROSION RATE, CALCULATED USING A 5 AT/G/YEAR ^{10}Be PRODUCTION RATE, IS ESTIMATED AT 2.5 M.MY^{-1} , THE MUON CONTRIBUTION BEING SET AT 1.5%.....	93

FIGURE 33: IN SITU-PRODUCED ^{10}Be CONCENTRATIONS AS A FUNCTION OF DEPTH ALONG THE ITABERABA MASSIVE QUARTZ VEIN. CROSSES CORRESPOND TO THE EXPERIMENTAL DATA. OPEN CIRCLES REPRESENT THE THEORETICAL DEPTHS CALCULATED FOR THE MEASURED ^{10}Be ASSUMING A MEAN EROSION RATE OF $9.0 \pm 0.5 \text{ m.MY}^{-1}$ (DEDUCED FROM THE SURFICIAL SAMPLE BR96-12F) AND USING A 5 AT/G/YEAR ^{10}Be PRODUCTION RATE.	95
FIGURE 34: ESTIMATION OF LATERAL DISPLACEMENTS AT ITABERABA. SOLID POINTS CORRESPOND TO THE BURIAL MODEL. THE MEAN LATERAL DISPLACEMENT IS ESTIMATED BY CALCULATING THE TIME NECESSARY TO GENERATE THE ^{10}Be CONCENTRATION DIFFERENCE BETWEEN TWO SUCCESSIVE "STONE-LINE" QUARTZ SAMPLES (SEE TEXT). SLOPE OF LINE CORRESPONDS TO THE HORIZONTAL DISPLACEMENT RATE	96
FIGURE 35: IN SITU-PRODUCED ^{10}Be CONCENTRATIONS ALONG THE CUIABA "STONE-LINE". OPEN CIRCLES CORRESPOND TO EXPERIMENTAL DATA, SOLID POINTS TO THE 100 CM DEPTH NORMALIZED ^{10}Be CONCENTRATIONS. DOTTED LINE SHOWS THE 100 CM DEPTH NORMALIZED MEAN ^{10}Be CONCENTRATION.	98
FIGURE 36: IN SITU-PRODUCED ^{10}Be CONCENTRATIONS AS A FUNCTION OF DEPTH ALONG THE CUIABA VERTICAL PROFILE. THE LINE CORRESPONDS TO THE BEST FIT TO EXPERIMENTAL DATA. THE MEAN EROSION RATE, CALCULATED USING A 4.3 AT/G/YEAR ^{10}Be PRODUCTION RATE, IS ESTIMATED AT 2.5 m.MY^{-1} , THE MUON CONTRIBUTION BEING SET AT 1.5%.	98
FIGURE 37: FILON DE 15M ÉCHANTILLONNÉ DANS LA CARRIÈRE D'ITAIPU.	100
FIGURE 38: EVOLUTION DE LA CONCENTRATION EN ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR EN DÉCOMPOSANT LES DEUX TYPES DE PRODUCTION (99% NEUTRONIQUE ET 1 % MUONIQUE).	101
FIGURE 39: EVOLUTION DE LA CONCENTRATION EN ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR EN DÉCOMPOSANT LES DEUX TYPES DE PRODUCTION (95% NEUTRONIQUE ET 5 % MUONIQUE).	102
FIGURE 40: DISTRIBUTION DU ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR LE FILON DE CUIABA.....	103
FIGURE 41: MODÉLISATION DES CONCENTRATIONS EN ^{10}Be POUR LE FILON DE CUIABA.....	104

LISTE DES TABLEAUX

TABLE 1 ^{10}Be RESULTS ALONG GOYOUM PIT PROFILE.....	45
TABLE 2: ^{10}Be AND ^{26}Al RESULTS FOR THE GOYOUM "STONE LINE" QUARTZ COBBLES.	48
TABLE 3: BAKOUDOU'S SEQUENCE ^{10}Be RESULTS.	51
TABLE 4: SAMPLE DESCRIPTION AND ^{10}Be , ^{26}Al DATA.	73
TABLE 5: SI & Zr CONTENTS AND ESTIMATION OF COLLAPSE (ΔV) BY Zr AND ^{10}Be	74
TABLE 6: ESTIMATION OF THE LATERAL DISPLACEMENT USING TWO EXTREME MODELS.	79
TABLEAU 7: TENEUR EN ^{10}Be MESURÉES ET TAUX D'ÉROSION CALCULÉS POUR LES ÉCHANTILLONS DE LARAFELLA (UNITÉS MOYENNE ET HAUTE).....	82
TABLE 8: CONCENTRATIONS OF <i>IN SITU</i> -PRODUCED ^{10}Be ALONG THE GENTIO DO OURO MASSIVE QUARTZ VEIN.	93
TABLE 9: CONCENTRATIONS OF <i>IN SITU</i> -PRODUCED ^{10}Be ALONG THE ITABERABA MASSIVE QUARTZ VEIN AND ITS CONNECTED "STONE-LINE".	94
TABLE 10: CONCENTRATIONS OF <i>IN SITU</i> -PRODUCED ^{10}Be ALONG THE CUIABA "STONE-LINE" AND A VERTICAL PROFILE ACROSS THE SURFICIAL LAYER.....	97
TABLEAU 11: CONCENTRATION EN ^{10}Be EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR LE FILON DE CUIABA.	102
TABLEAU 12: ANALYSE U/Th POUR LE FILON DE CUIABA.	104

RESUME :

Les cosmonucléides produits in-situ résultent de l'interaction des particules énergétiques issues du rayonnement cosmique avec les minéraux exposés à la surface de la terre. Le nucléide cosmogénique ^{10}Be ($T_{1/2}=1,5\text{Ma}$) a été utilisé dans ce travail afin d'étudier les modes de développement des latérites et de quantifier les processus les affectant. Au cours de cette étude, différents systèmes latéritiques ont ainsi été échantillonnés aussi bien en Afrique qu'au Brésil. La distribution des concentrations en ^{10}Be mesurées par spectrométrie de masse par accélérateur dans des quartz issus de filons et prélevés dans des profils de sols permet 1/ de déterminer l'origine autochtone ou allochtone des matériaux lors de la mise en place des séquences étudiées, 2/ de quantifier les taux d'érosion ou d'enfouissement affectant ces surfaces, et 3/ de mettre en évidence et d'estimer l'extension de l'activité biologique. L'examen de l'évolution de la concentration en ^{10}Be le long de "stone-lines" permet de préciser sans ambiguïté leur origine allochtone ou autochtone et, dans ce dernier cas, deux types de modèles développés au cours de ce travail permettent alors d'estimer la vitesse des déplacements latéraux superficiels des sols.

Mots clés : Béryllium 10 cosmogénique, latérites, spectrométrie de masse par accélérateur, "stone-line", érosion, enfouissement, sol.

INTRODUCTION

1 Les latérites.

Découvertes et décrites pour la première fois au début du 19^{ème} siècle (Buchanan, 1807), les latérites, qui couvrent une grande partie des terres émergées (Pedro, 1968), font aujourd'hui l'objet de nombreuses publications qui témoignent de l'importance accordée à la compréhension de leur mise en place et de leur évolution. (Figure 1).

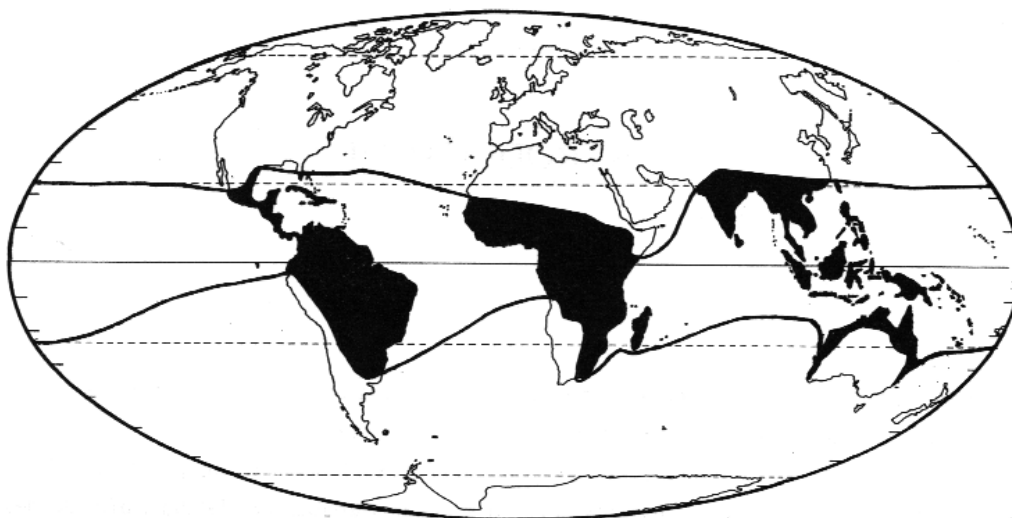


Figure 1 : Domaine de développement et/ou de conservation des couvertures latéritiques d'après Pedro (1968). Les latérites fossiles d'Europe et d'Amérique ne sont pas représentées.

L'altération supergène, processus naturel de surface, résulte des interactions actuelles et passées entre la lithosphère, la biosphère et les enveloppes fluides qui entourent notre planète.

Le moteur principal de cette altération supergène est l'eau, qui à travers une action dynamique intervient dans la dissolution chimique des roches de la lithosphère, mais aussi à travers une action statique agit en tant que régulateur dans la stabilité des minéraux et des structures (Tardy, 1993). Son action mécanique lors d'événements pluvieux, est prépondérante dans les processus d'érosion superficielle. Les conditions climatiques particulièrement favorables de la ceinture tropicale ont donc conduit au développement intense des systèmes latéritiques aux dépens de la croûte continentale essentiellement acide (granite/migmatite) des cratons guyanais, amazonien, ouest africain, Congo-Sao Francisco, indien et Ouest australien (Nahon, 1991). Ces cratons, stables depuis 500 millions d'années sont climatiquement situés depuis le Crétacé en conditions tropicales (Trompette, 1992; Parrish et al., 1982). Depuis le Tertiaire les variations climatiques ont induit une différenciation par altération/érosion de ces ensembles latéritiques d'autant plus prononcée que les

conditions environnementales régnant lors de leur genèse étaient éloignées des conditions actuelles. Notons cependant que pour un même climat et une même roche mère, la latérisation sera plus importante pour les parties les mieux drainées (Beauvais and Colin, 1993). Le développement, l'évolution minéralogique et texturale des latérites qui dépendent de la compétition entre l'altération chimique (dissolution / précipitation /transfert) et l'érosion mécanique (Stallard, 1988; Velbel, 1987), induisent des modifications physico-chimiques au sein de systèmes mis en place aussi bien à l'échelle du paysage qu'à l'échelle du cristal. Ces modifications des séquences d'altération latéritique sont aujourd'hui traduites dans leur degré de polygénisme qui reflète ainsi des discontinuités géochimiques ou texturales ou une combinaison des deux (Nahon, 1991; Tardy, 1993). Ce polygénisme se manifeste alors à différentes échelles:

- A l'échelle macroscopique, verticalement au sein d'une même séquence (Lecomte, 1988), ou latéralement (systèmes alumineux et quartzo-ferrugineux des ceintures sub-sahéliennes, Burkina Faso par exemple) (Grandin, 1976). A l'échelle microscopique, au sein des différents ensembles d'altération, par les paragenèses minéralogiques reflétant un micro-environnement spécifique de conditions physico-chimiques. Il est à noter que la compétition altération/érosion ne dépend pas que du climat mais aussi des portions du paysage qui évoluent différemment. Ainsi, on peut avoir une incision forte dans une vallée et des versants de collines qui au même moment, dans le même paysage ne subissent pratiquement aucune érosion mécanique (de même une érosion mécanique forte des versants avec un remblaiement dans les zones basses du paysage).

La plupart des faciès latéritiques montrent la même tendance évolutive de la base vers le sommet, avec un enfoncement vertical du paysage et l'emboîtement progressif des différents ensembles les uns dans les autres (Milot, 1977; Milot et al., 1976). Ainsi, de la roche mère vers la surface se distinguent généralement :

- ⇒ un ensemble d'altération (saprolite, isaltérite (Chatelin and Martin, 1972)) dans lequel les structures et volumes de la roche mère sont le plus souvent conservés (altération isovolumétrique), le remplacement des minéraux primaires par des minéraux secondaires mis en évidence étant réalisé par pseudo - morphose..

- ⇒ un ensemble médian d'accumulation d'oxyhydroxydes métalliques et de phases argileuses avec une structure parentale originelle, soit conservée, soit transformée en partie ou en totalité. Cet ensemble d'accumulation continue (cuirasse) ou discontinue (nodules, pisolites) est variablement induré.

- ⇒ un ensemble meuble supérieur lessivé constitué de minéraux résiduels primaires résistants (quartz, minéraux lourds essentiellement) et de minéraux secondaires.

Ces trois ensembles de différenciation peuvent présenter entre eux des discordances et certains peuvent parfois être absents. D'autres peuvent montrer des successions complexes de différents

faciès. A l'interface ensemble meuble/saprolite, une zone de concentration d'éléments grossiers en nappe, souvent de grande extension spatiale peut être observée: ce sont les "stone-lines" (Sharpe, 1938). Ces "stone-lines" sont présentes en zone de climat tropical ou plus généralement sur les cratons Précambriens, stables depuis de longues périodes et où le climat y est en moyenne principalement humide (Figure 2) (Budel, 1982)).

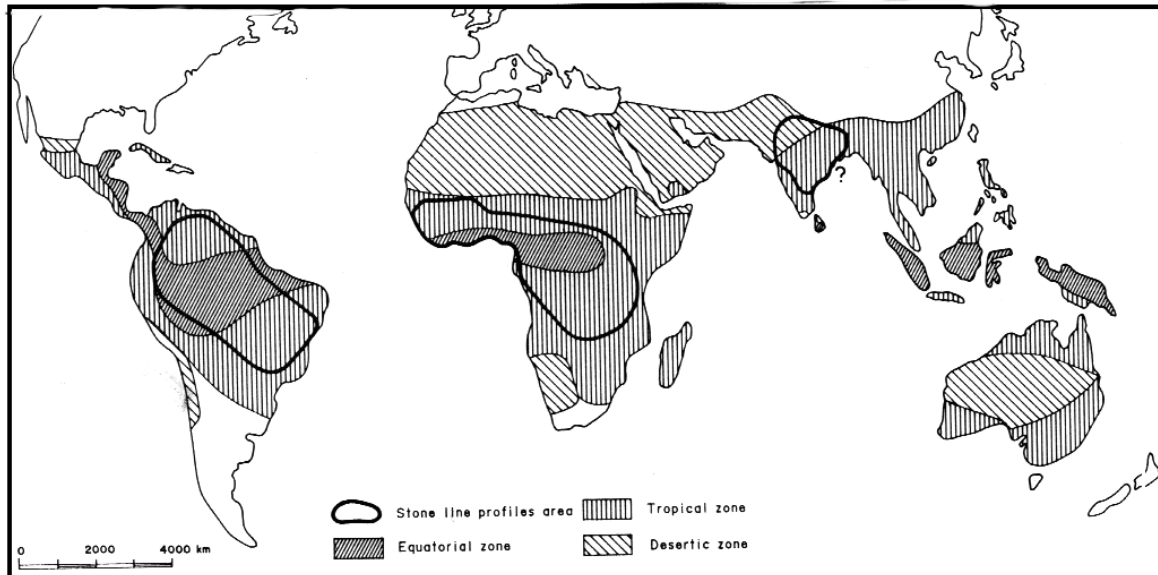


Figure 2: Distribution des zones à "stone-lines" en climat tropical d'après (Budel, 1982).

Ces observations très diverses font de la genèse et de l'évolution des formations latéritiques une énigme scientifique qui alimente les débats scientifiques depuis de nombreuses années. Ces formations résultent-elles:

- 1/ de remaniements mécaniques superficiels qui aboutissent à la superposition de matériaux, comme tente de le montrer la théorie allochtoniste (Ojanuga and K. Wirth, 1977) ,(Heinzelin, 1952; Vogt and Vincent, 1966)
- 2/ de remaniements internes d'origine biologique (Barros-Machados, 1983; Erhart, 1951)
- 3/ d'évolutions successives différentes qui au cours du temps se surimposent (Grandin, 1976; Millot, 1981; Nahon, 1976))

Les conditions de formation des "stone-lines", sont à elles seules une énigme à part entière dans l'histoire des latérites. Plusieurs hypothèses ont été émises et là aussi essentiellement deux modes de pensée s'opposent:

- les allochtonistes, qui considèrent que les "stone-lines" résultent d'un enrichissement en fragments grossiers dû à une perte de la fraction fine du sol, fragments qui sont ensuite recouverts par un matériel extérieur (sédiments fluviaux, lacustres, apports éoliens) (Heinzelin, 1952; Riquier, 1969);

Segalen (Segalen, 1969), propose quant à lui une formation par réduction du paysage induite par la perte, sous l'effet de l'érosion, de matière sur les pentes des collines.

- les autochtonistes qui favorisent une formation *in-situ* (c'est à dire en place) mais suggèrent divers processus: mouvements verticaux des fragments par gravité et pédoturbation (Laporte, 1962), mouvements internes des sols (Moeyersons, 1987); épaississement et approfondissement de la "stone-line" par soutirage chimique à sa base (Collinet, 1969). D'autres préfèrent un mode de formation faisant intervenir l'activité biologique des termites (De Ploey, 1964; Lévêque, 1978). Enfin, certains auteurs ont évoqué une hypothèse para autochtone impliquant une autochtonie de matériaux à l'échelle du relief étudié accompagnée de mouvements de transferts de matière latéralement (Colin et al, 1992).

Les travaux de ces 20 dernières années ont essentiellement porté sur l'étude fine des produits d'altération supergène dans des profils d'altération de différents types de roches primaires (minéralogie, pétrologie, chimie) et sur la détermination des mécanismes de genèse des minéraux supergènes (voir synthèse dans (Nahon, 1986; Tardy, 1993)); ces études remarquables sont toutefois limitées spatialement du fait de l'échelle d'observation inhérente. Les approches actuelles pour mesurer les vitesses d'altération chimique, l'érosion et les âges des altérations varient fortement suivant la nature des mesures utilisées mais aussi selon que l'on travaille sur un profil de sol, un échantillon ponctuel, sur le terrain ou au laboratoire. De plus malgré certaines approches novatrices utilisant de nouveaux marqueurs (palynologie (Roche, 1987); silice amorphe des phytolithes (Alexandre et al., 1994), marqueurs archéologiques (Schwartz, 1996)), les quantifications des taux d'érosion ou d'enfouissement, les vitesses des mécanismes de transformation (mouvements de sols, activité biologique) des phases supergènes demeurent problématiques.

Ainsi proposons-nous au cours de ce travail, de déterminer les modalités d'application d'une nouvelle méthode quantitative basée sur l'étude des concentrations en ^{10}Be (période de 1.5Ma) et/ou ^{26}Al (période de 0.73 Ma), dans le quartz, et de l'appliquer à la compréhension des principaux paramètres évoqués précédemment (taux d'érosion, taux d'enfouissement, vitesse de reptation des sols, bioturbation), ceci afin de préciser qualitativement et quantitativement la mise en place et l'évolution aussi bien des systèmes latéritiques au sens large que des "stone-lines" stricto sensu.

2 Le ^{10}Be et l' ^{26}Al cosmogéniques.

Le ^{10}Be et l' ^{26}Al sont des nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides, noms génériques désignant l'ensemble des éléments formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites par les particules issues du rayonnement cosmique. Les possibilités offertes par de tels éléments pour l'étude de l'évolution de l'environnement terrestre ont été perçues il y a une

cinquantaine d'années lors des premiers travaux utilisant le ^{14}C et le ^3H (Libby, 1952). Pendant de nombreuses années, seuls les nucléides cosmogéniques produits dans l'atmosphère, exclusivement ou en partie tels que l' ^{39}Ar , ^{85}Kr , ^{81}Kr et ^{10}Be furent étudiés. Davis et Schaeffer (1955) furent les premiers à mesurer la concentration d'éléments cosmogéniques produits in situ, c'est-à-dire dans les minéraux de roches exposées au rayonnement cosmique, pour en déterminer le temps d'exposition. Aujourd'hui, la mesure des cosmonucléides apparaît de plus en plus comme un outil incontournable en sciences de la Terre pour la compréhension des processus géologiques et géophysiques affectant la planète. Le tableau (non exhaustif) ci-dessous montre leurs principales applications géophysiques:

Objet d'étude	Cosmonucléides	Applications et références
Roche	^3He , ^{21}Ne , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{14}C	Processus érosif et enfouissement (Braucher et al. , 1998) Tectonique (Ritz et al., 1995; Siame et al., 1997) Histoire glaciaire (Brown et al., 1991) (Nishiizumi et al., 1990a) Datation de laves (Nishiizumi et al., 1990b) Etude du rayonnement cosmique (Lal, 1988)
Sables et sols	^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{14}C , ^{39}Ar	Etude des transports (Braucher et al. , 1998) Vitesse d'érosion ou d'enfouissement (Nishiizumi et al., 1986), (Brown et al., 1994) Vitesse de déplacement des dunes
Glaces	^{10}Be , ^{14}C	Vitesse d'accumulation ou d'ablation (Klein et al., 1986), (Brook et al., 1993; Lal et al., 1987a) Changements climatiques
Arbres	^{14}C	Changements de l'activité solaire, du champ magnétique terrestre, et des climats.
Sédiments	^{10}Be	Variations de l'intensité du champ magnétique terrestre, étude du rayonnement cosmique. Datation.

3 Le problème à résoudre.

Comme souligné précédemment, peu de travaux portent sur la quantification des processus d'altération / érosion latéritiques de la lithosphère continentale. Les principales difficultés que nous proposons de résoudre à travers l'application de la mesure des cosmonucléides sont les suivantes:

- 1/ déterminer la part d'autochtonie et/ou d'allochtonie des systèmes latéritiques étudiés,
- 2/ identifier et quantifier les processus dynamiques affectant ces systèmes latéritiques (d'érosion et/ou d'enfouissement),
- 3/ préciser les modes de mise en place des "stone-lines",
- 4/ évaluer les vitesses de déplacement latéral ou le collapse des sols,
- 5/ mettre en évidence et estimer la profondeur de l'activité biologique de surface.

Enfin, tout au long de ce travail, et à travers les différentes études de cas, nous allons aussi tenter de préciser certains paramètres utilisés dans la méthodologie des nucléides cosmogéniques. Comme nous le verrons dans le chapitre 2, la production du ^{10}Be produit *in-situ* fait intervenir principalement deux types de particules d'énergie différente: les neutrons et les muons. La part de ces deux particules dans la production totale de ^{10}Be n'est pas, à ce jour très précise ; on considère que 1 à 3% de la production totale de ^{10}Be est due aux muons (Brown et al., 1995a).

Comme nous le verrons aussi, la résolution de l'équation donnant la concentration totale de ^{10}Be dépend de deux paramètres : l'érosion et le temps d'exposition. Actuellement pour mener à bien les études, on néglige selon les cas l'un ou l'autre de ces paramètres.

Une bonne connaissance du pourcentage des muons dans la production totale de ^{10}Be , permettrait, à partir d'une équation à deux inconnues et avec deux types de particules, neutrons et muons, de déterminer à la fois le taux d'érosion en utilisant les neutrons (production de ^{10}Be majoritairement en surface) et le temps d'exposition en utilisant les muons qui sont prépondérants pour la production de ^{10}Be en profondeur.

Afin d'essayer d'obtenir une dimension transcontinentale des processus affectant les surfaces latéritiques, plusieurs échantillonnages ont été réalisés en Afrique, Amérique du Sud et en Australie (non étudiée dans ce travail), sur des sites de référence. Au cours de ces campagnes, des échantillons riches en de quartz ont été prélevés au sein de latérites représentatives des systèmes les plus répandus:

- 1/ filon de quartz recoupant l'ensemble des profils d'altération avec texture parentale préservée,
- 2/ filon de quartz recoupant la saprolite puis se fauchant à partir de l'ensemble médian d'accumulation,
- 3/ "stone-line" de quartz connectée ou non à un filon dans la saprolite, et liée ou non à l'ensemble médian,
- 4/ échantillon de surface, pris au sein de l'ensemble supérieur ou sur les roches cratoniques affleurantes.

Les différents sites étudiés (Figure 3) sont :

En Afrique

Larafella (Burkina Faso), Malemba (Congo), Bakoudou (Gabon), Goyoum (Cameroun)

Au Brésil

Gentio de Ouro, Itaberaba, Cuiaba

Les diverses missions effectuées, ont été financées par l'INSU-CNRS grâce au programme DBT Thème 1 : "Fleuves et érosion" et par l'ORSTOM en interne (programme SUSIE) et à travers le programme PEGI. La logistique a été en grande partie assurée par différents centres de l'ORSTOM (Brazzaville, Ouagadougou, Yaoundé, São-Paulo, Salvador de Bahia).

4 Plan de la thèse.

Ce mémoire comportera quatre chapitres. Le premier traitera du prélèvement et de la préparation des échantillons et présentera le Tandétron, spectromètre de masse par accélérateur qui permet d'effectuer les mesures de ^{10}Be et de ^{26}Al . Le chapitre 2 se composera d'un article soumis à Chemical Geology, détaillant la méthodologie utilisée pour le traitement des données et présentant les résultats obtenus pour les sites de Goyoum et Bakoudou. Le troisième chapitre présentera dans une première partie les sites de Larafella et Malemba puis dans une seconde partie un article publié à Geochimica et Cosmochimica Acta (sous presse) commentera les résultats obtenus pour ces deux sites, enfin une dernière partie complètera l'étude de Larafella. Le chapitre 4 présentera les résultats acquis au Brésil: dans une première partie au travers d'un article soumis à Earth and Planetary Science Letters (Gentio do Ouro, Itaberaba et Cuiaba) et dans une seconde partie les résultats

concernant un filon de quartz de la carrière d'Itaipu à Cuiaba. Enfin une conclusion générale fera le bilan des résultats obtenus et présentera les perspectives envisagées.

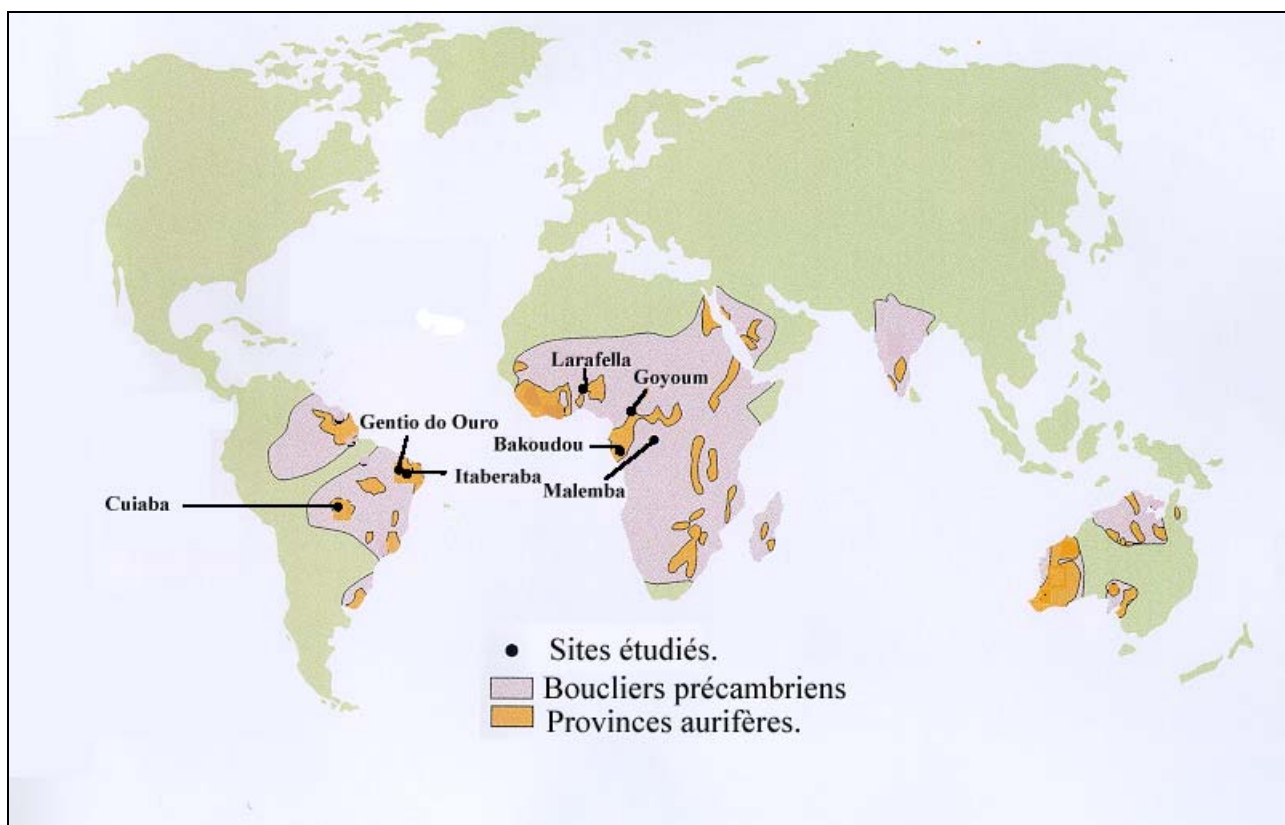


Figure 3 : Localisation des cratons précambriens et des sites étudiés.

CHAPITRE 1 : PREPARATION DES ECHANTILLONS ET SPECTROMETRIE DE MASSE PAR ACCELERATEUR (SMA).

1.1 Préparation des échantillons.

Les concentrations en ^{10}Be sont mesurées dans la seule fraction minérale quartz des roches échantillonnées. Le quartz, minéral ubiquiste est facilement isolable et possède une structure cristallographique minimisant à la fois la possibilité d'une pollution par du ^{10}Be atmosphérique et la diffusion hors du minéral du ^{10}Be formé *in-situ*. Le quartz apparaît donc être un minéral de choix.

1.1.1 Première étape : obtention de quartz purifié.

La roche prélevée est tout d'abord broyée. Les grains résultants sont alors tamisés. Cette phase de broyage/tamissage permet d'augmenter les surfaces d'attaque par les acides. La fraction granulométrique retenue, inférieure à 1mm et supérieure à 0,25mm est ensuite transférée dans une bouteille Nalgène de 250 ml, pour des purifications successives utilisant une solution comprenant 2/3 d' H_2SiF_6 pour 1/3 d' HCl . Cette solution de purification agit pendant 24 heures sous agitation continue avant d'être renouvelée. Cette opération est répétée autant de fois que nécessaire jusqu'à obtention de quartz pur.

Après séchage et pesage, trois dissolutions séquentielles effectuées avec du HF 40% Normapur permettent d'éliminer le ^{10}Be atmosphérique adsorbé en surface (Brown et al., 1991), (Figure 4). Chaque lavage qui dissout 10% environ de la masse restante, est effectué sous agitation continue pendant 24h.

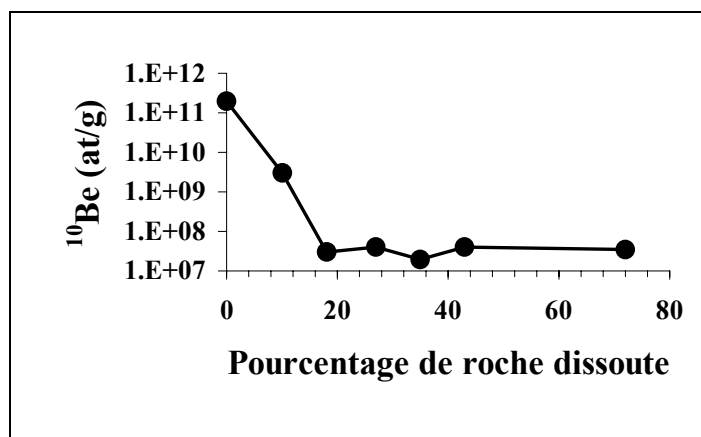


Figure 4 : Décontamination par dissolution séquentielle d'un échantillon.
D'après (Brown et al., 1991).

Après séchage, 25% de la masse décontaminée est dissoute dans la quantité d'HF 40% Suprapur adéquate. Cette solution constitue «une solution de secours». Après séchage et pesage, la matière restante est dissoute dans HF 40% Suprapur. Après transfert dans une autre bouteille Nalgène de la solution de dissolution, les résidus non dissous lors de l'étape de dissolution sont séchés afin d'être pesés. Leur masse, soustraite de la masse de quartz avant dissolution donne la masse de quartz effectivement dissoute.

A ce stade, une quantité connue de ^9Be (stable) est ajoutée. Cette quantité d'entraîneur a pour but non seulement de permettre de travailler avec une quantité de matière pondérable mais surtout de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dans la solution, rapport qui sera ensuite mesuré grâce au Tandétron.

1.1.2 Deuxième étape : substitution de HF par HNO_3 .

HF étant d'un emploi difficile et dangereux, cet acide est substitué par HNO_3 . Pour cela la solution précédemment obtenue est mise à évaporer. Quand la moitié du volume est évaporé, le bûcher en Téflon est complété par $\frac{2}{3} \text{HNO}_3 - \frac{1}{3} \text{H}_2\text{O}$. Lorsque le volume n'est plus finalement que de quelques millilitres, environ 5ml d'un mélange $\text{HNO}_3\text{-H}_2\text{O}$ est ajouté et la solution obtenue étant à son tour évaporée jusqu'à quelques millilitres ; cette opération est répétée trois fois. Il est important de ne pas aller à sec durant cette étape car il y aurait formation de BeF_2 difficilement solubilisable. La solution finale retransférée dans la bouteille Nalgène initiale avec les eaux de lavage du bûcher est pesée, 500 μl en sont prélevés en vue d'éventuelles mesures d'aluminium 27 et 1ml de solution entraîneur d' ^{27}Al 10^{-3}g/g est ajouté en vue d'éventuelles mesures d'aluminium 26.

1.1.3 Troisième étape : extraction de ^{10}Be sous forme de BeO .

La chimie du béryllium en phase aqueuse est dominée par son fort rapport charge sur rayon qui favorise la formation d'espèces polynucléaires (Bourlès, 1988). Cependant, comme son rayon est petit (0.31Å), le béryllium n'est pas complexé par l'éthylène di-amine-tetra-acétique (EDTA) (tension des liaisons trop importante) alors qu'il forme avec l'acétylacétone des complexes forts, solubles dans les solvants organiques. Ce sont ces propriétés qui seront utilisées pour extraire le béryllium de la solution obtenue après substitution. Cette dernière, est amenée à pH=7 par ajout d'EDTA qui complexe tous les éléments autres que le béryllium qui est lui ensuite complexé par l'acétylène acétone ajoutée en dernier lieu. Une première extraction liquide-liquide utilisant du tétra chlorure de carbone (CCl_4) permet de séparer la phase aqueuse (EDTA-impuretés) et la phase organique ($\text{Be}(\text{C}_2\text{H}_7\text{O}_2)_2$). Après récupération, 6 ml d' HCl sont ajoutés à la solution organique pour détruire les complexes $\text{Be}(\text{C}_2\text{H}_7\text{O}_2)_2$. Cette dernière contenant le béryllium en phase aqueuse ayant

été amenée à sec les résidus sont repris par 4ml d' HNO_3 et 2 ml d' HClO_4 qui ont pour but l'élimination des dernières traces de matières organiques. Les résidus obtenus après avoir amené le mélange à sec sont repris par 4 ml d' HNO_3 qui sont eux aussi amenés à sec. Cette opération a pour but d'assurer la totale évaporation d' HClO_4 . Après ajout de 4 ml d' HNO_3 , ramenés à 1 ml une extraction semblable à celle décrite précédemment est effectuée. Les résidus subsistants après évaporation de la solution d' HCl sont repris par 4 ml d' HNO_3 puis 4 ml d' HCl qui sont ramenés à 1ml. Ce dernier est transféré dans un tube à essai. La solution est amenée à pH 8 par ajouts successifs d' NH_4OH entraînant l'apparition d'un précipité ($\text{Be}(\text{OH})_2$). Celui-ci est centrifugé, avant d'être resuspendu dans de l'eau à pH 8 puis recentrifugé. Cette opération est répétée trois fois. Le dernier précipité est alors remis en solution par HCl , reprécipité par NH_4OH dans les mêmes conditions, et lavé par trois fois par de l'eau à pH 8. Cette succession de précipités a pour but de séparer les deux isobares ^{10}Be et ^{10}B , l'hydroxyde de bore précipitant à un pH supérieur que celui nécessaire pour la précipitation d'hydroxyde de béryllium. Enfin ce dernier, précipité, est remis en solution par HNO_3 , la solution étant finalement transférée dans un creuset en quartz pour y être évaporée. Une poudre blanche, mélange d'hydroxyde et d'oxyhydroxydes de béryllium est alors obtenue. Son oxydation complète est assurée par chauffage à 800°C pendant une heure. La poudre de BeO est ensuite mélangée à du charbon actif, puis pastillée dans une cathode en molybdène. L'échantillon est maintenant prêt pour analyse au Tandétron.

1.2 Spectrométrie de masse par accélérateur (SMA).

Avant le développement de la technique SMA, les teneurs en ^{10}Be , étaient mesurées par la technique de comptage des décroissances radioactives. Outre une chimie longue et fastidieuse induite par l'obligation d'obtenir un matériau radiochimiquement très pur et étant donnée sa relativement faible sensibilité, cette méthode nécessitait une grosse quantité de matériel. La SMA, qui a pour but de compter les atomes eux-mêmes au lieu de détecter les particules générées par les décroissances radioactives permet de s'affranchir de la contrainte radiochimique et du fait de sa grande sensibilité, de rabaisser d'au moins un facteur trois la quantité d'échantillon nécessaire. La spectrométrie de masse utilise le fait que des particules de masse et de charge différentes interagissent différemment avec un champ magnétique et électrique. La SMA combine à la fois les techniques de spectrométrie de masse classique et de physique nucléaire. Elle correspond à un spectromètre de masse dans lequel un accélérateur a été intercalé entre la source ionisante et le détecteur. Le but de cet ajout est d'avoir accès à la structure nucléaire des atomes accélérés pour pouvoir différencier et séparer les isobares (atomes de même masse).

La source est une chambre contenant du césium sous forme de vapeur. Une différence de potentiel de 4kV, entre le ioniseur et la cible permet d'obtenir par bombardement, des molécules ionisées de BeO^- qui sont extraites de la source grâce à une différence de potentiel de 20kV entre la source et l'extracteur placé en sortie de source. Le faisceau alors créé est focalisé et transporté dans l'aimant d'injection comportant une chambre isolée. Cet aimant, à 90° situé avant l'accélérateur, injecte alternativement les molécules $(^9\text{BeO})^-$ pendant 5s pour la mesure du ^9Be et $^{10}\text{BeO}^-$ pendant 50 ou 100s pour la mesure du ^{10}Be . La sélection de la masse 26 ou de la masse 25 est réalisée à champ magnétique constant en appliquant sur la chambre isolée la différence de potentiel permettant de communiquer localement aux molécules présentes dans la chambre, l'énergie nécessaire à leur déviation selon le rayon de courbure de l'aimant. Après ce premier aimant, le faisceau de BeO^- est injecté. De l'entrée de l'accélérateur jusqu'au centre de l'accélérateur où se trouve un canal de stripping les ions passent de la masse à une tension nominale de 2.2MV. Dans le canal de stripping où circule de l'argon, les molécules de BeO^- sont cassées. Il en résulte la formation d'ions positifs de béryllium, l'ion Be^{2+} étant majoritairement produit dans nos conditions de travail. Dans la seconde partie de l'accélérateur, les ions positifs sont accélérés de 2.2MV à la masse. A la sortie de l'accélérateur, le faisceau d'ions passe à travers un déflecteur électrostatique qui a pour fonction de sélectionner l'état de charge $2+$. Le faisceau est ensuite dirigé vers un premier aimant d'analyse réglé de telle façon que son rayon de courbure corresponde au rayon de déviation d'un ion $^{10}\text{Be}^{2+}$ ayant l'énergie imposée par la tension accélératrice. Dans ces conditions, les ions $^9\text{Be}^{2+}$ sont déviés vers une cuillère de faraday décalée permettant de mesurer le courant des ions $^9\text{Be}^{2+}$. A la sortie de ce premier aimant, le faisceau passe au travers d'une feuille de carbone ($200 \mu\text{g}/\text{cm}^2$) qui a pour fonction de préparer la séparation du ^{10}Be et de son isobare ^{10}B . En effet selon la loi de Bethe-Bloch $\frac{dE}{dx} = \frac{k \times (Z_{\text{eff}})^2}{v^2}$ où Z_{eff} est le numéro atomique effectif et v la vitesse, le bore 10 de numéro atomique 5 va perdre plus d'énergie en traversant la feuille de carbone que le béryllium 10 de numéro atomique 4. D'autre part, dans nos conditions de travail, l'état de charge $3+$ est plus abondamment produit pour le béryllium que pour le bore au cours des interactions du faisceau avec la feuille de carbone ce qui ajoute à la séparation énergétique. Dans le deuxième aimant d'analyse le champ est optimisé pour sélectionner l'état de charge $3+$ du béryllium ; ce dernier est finalement séparé du bore, moins énergétique et donc moins dévié de la trajectoire à la sortie de l'aimant. Le faisceau ainsi "nettoyé" arrive dans le détecteur qui se compose de deux chambres à fils contenues dans un mélange gazeux (90% Ar, 10% CH_4). La perte d'énergie des particules incidentes est mesurée dans la première chambre à fils tandis que l'énergie résiduelle est mesurée dans la seconde. La pression de gaz est réglée de façon à ce qu'un atome de béryllium traverse tout le détecteur. Un événement n'est alors pris en compte que s'il donne lieu à une coïncidence dans les deux chambres.

Une mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ se déroule de la manière suivante :

Pendant 100 ou 50s le nombre de coups en ^{10}Be est enregistré.

Puis pendant 5s le courant en ^9Be est mesuré et ceci deux fois consécutivement tant que les deux mesures différent de 10%.

Ce cycle est répété au moins dix fois ou jusqu'à ce que la statistique (nombre de coups en ^{10}Be) soit jugée acceptable. Ensuite, le nombre de coups versus le courant obtenu pour l'échantillon est comparé à un étalon dont le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est connu (Etalon NIST, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}=2,68.10^{-11}$). Cet étalon est mesuré trois fois par jour.

L'incertitude sur une mesure dépend à la fois de la statistique, mais aussi de l'erreur analytique qui est estimée à 5% (valeur supérieure) déduite des mesures quotidiennes de l'étalon depuis 15ans.

L'incertitude totale sur une mesure est donc de : $\sqrt{\left(\frac{\sqrt{N}}{N}\right)^2 + (0,05)^2}$ où N est le nombre d'événements ^{10}Be . Pour chaque série d'échantillons, un blanc chimique est réalisé, les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sont typiquement de l'ordre de $(2-5).10^{-15}$.

Les analyses effectuées au cours de ce travail ont été réalisées avec le Tandétron de Gif-sur-Yvette. (Raisbeck et al. , 1987 ; Raisbeck et al., 1984). Le Tandétron (Figure 5) fait partie d'un groupement de recherche du CNRS, CEA et IN2P3.

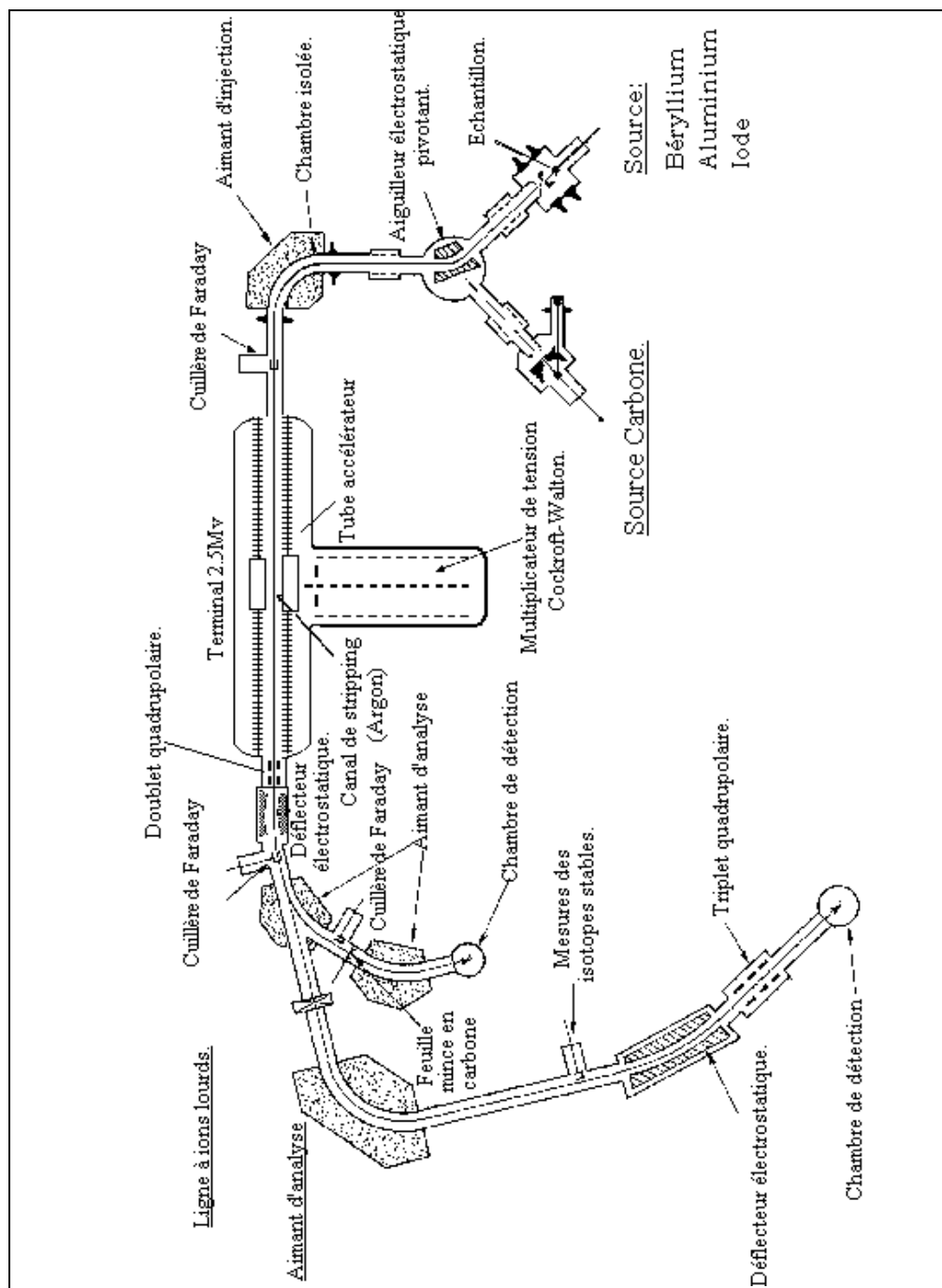


Figure 5: Schéma du Tandétron de Gif-sur-Yvette.

CHAPITRE 2: LE ^{10}Be ET ^{26}Al ; THEORIE ET EXEMPLES AU CAMEROUN (GOYOUN) ET GABON (BAKOUDOU).

Ce chapitre expose par l'intermédiaire d'un article soumis à Chemical Geology, comment les données obtenues auprès du Tandétron peuvent être exploitées pour caractériser et quantifier les processus de développement ou de mise en place des sols. La méthodologie explicitée au travers de cet article est ensuite appliquée aux sites africains de Goyoum au Cameroun et de Bakoudou au Gabon.

2.1 Présentation de l'article.

La partie strictement méthodologique du travail publié présente l'ensemble des équations permettant de décrire l'évolution des concentrations en ^{10}Be cosmogénique produit *in-situ*, en fonction du temps et de la profondeur. Elle aborde également les principes de l'utilisation conjointe de deux cosmonucléides, en l'occurrence ^{10}Be et ^{26}Al .

La partie application présente les résultats obtenus pour le site de Goyoum extensivement décrit dans l'article. En résumé, il se compose d'une colline dans laquelle ont été forés plusieurs puits. Ces puits traversent un ensemble argilo-sableux, une couche ferrugineuse indurée contenant à certains endroits des quartz et la saprolite. Les mesures des concentrations en ^{10}Be en fonction de la profondeur montrent que si les concentrations en ^{10}Be dans la partie sablo-argileuse sont relativement homogènes, celles mesurées dans la couche indurée, décroissent exponentiellement ce qui indique un développement *in-situ*. L'homogénéité observée en surface est attribuée à l'activité biologique.

Le deuxième site abordé est le site de Bakoudou décrit dans le paragraphe ci-après.

2.2 Localisation géographique de Bakoudou.

Le site Bakoudou est situé dans la partie sud du Gabon, à la limite de la forêt équatoriale et de la savane, proche de la frontière du Congo à 2° Sud et 13° Est.

L'altitude moyenne du site est comprise entre 550 et 600 mètres.

Le secteur est situé dans une zone de climat équatorial humide marqué par une pluviométrie annuelle moyenne de 2000 mm et quatre saisons bien différenciées:

- deux saisons des pluies d'octobre à janvier et de mars à juin marquées par une très forte pluviosité.
- Une grande saison sèche s'étalant de fin juin à septembre et une petite saison sèche en février.

La végétation varie de la forêt primaire à la savane arbustive.

2.3 Contexte géologique

Bakoudou est situé au cœur du granite métamorphisé au Protérozoïque, appelé granite hétéromorphe. D'importants filons de quartz aurifères recoupent ces formations, et affleurent à une dizaine de mètres de la surface. Localement, des artisans récupèrent l'or issu de ces quartzites dans les rivières du bassin versant situé à l'aval de ces formations. Les quartz, qui peuvent contenir jusqu'à 100 g/t d'or ne sont à ce jour pas exploités.

2.4 Contexte géomorphologique

Le paysage régional est formé de collines en demi-orange, longues de quelques centaines de mètres. Les collines sont en fait la partie émergée des manteaux d'altération résultant de la fonte chimique des formations sous-jacentes.

La forêt est très fortement présente à Bakoudou, et recouvre l'ensemble de ces reliefs.

2.5 Echantillonnage

Les échantillons ont été prélevés dans un filon de quartz désagrégé enchâssé dans l'ensemble saprolitique et dans une ligne de cailloux de quartz qui semble provenir du filon. L'ensemble filon – ligne de cailloux est enfoui.

2.6 APPLICATION OF IN SITU-PRODUCED COSMOGENIC ^{10}Be AND ^{26}Al TO THE STUDY OF LATERITIC SOIL DEVELOPMENT IN TROPICAL FOREST: THEORY AND EXAMPLES FROM CAMEROON AND GABON. (ARTICLE SOUMIS A CHEMICAL GEOLOGY).

R. Braucher^{1,3*}, D.L. Bourlès¹, E.T. Brown², F. Colin³, J.-P. Muller⁴, J.-J. Braun⁵, M. Delaune⁴, Edou Minko⁶, C. Lescouet¹, G.M. Raisbeck¹ and F. Yiou¹.

¹ : Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS, Bât. 108, Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex, FRANCE. (braucher@csnsm.in2p3.fr)

² : Large Lakes Observatory, University of Minnesota, Duluth, MN 55812, USA. (etbrown@d.umn.edu)

³ : ORSTOM, UM GECO, CEREGE, Université d'Aix Marseille III, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, B.P. 80, 13545 Aix en Provence Cedex 4, FRANCE. (fcolin@cerege.fr)

⁴ : ORSTOM, Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Universités de Paris 6 et 7, UA CNRS 09, IPGP, Case 115, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, FRANCE. (muller@lmcp.jussieu.fr)

⁵ : ORSTOM, B.P. 1857, Yaoundé, CAMEROUN. (jean-jacques.braun@lom.camnet.cm)

⁶ : Université de Mavikou, BP 943, Franceville, GABON.

2.6.1 Abstract

Depth profiles of in situ-produced cosmogenic nuclides, including ^{10}Be ($T_{1/2} = 1.5 \times 10^6$ y) and ^{26}Al ($T_{1/2} = 0.73 \times 10^6$ y), in the upper few meters of the Earth's crust may be used to study surficial processes, quantifying denudation and burial rates and elucidating mechanisms involved in landform evolution and soil formations. In this paper, we discuss the fundamentals of the method and apply it to two lateritic sequences located in African tropical forests.

2.6.2 Introduction

Laterites are widespread surficial formations produced by intense and long term meteoric weathering of the continental crust. Climatic variations in Africa since the Tertiary have in addition induced differentiations in the lateritic texture and topography by weathering and erosional changes. The extent of these physical and chemical changes are particularly significant when the climatic conditions occurring during the evolution of the lateritic systems were different from those prevailing during their formation.

In the broad sense (Nahon, 1987), laterites include unconsolidated weathered materials and soils as well as indurated nodules and crusts (ferricretes and bauxite). Although they can exhibit superimposed horizons with different morphologies, laterites are generally composed of kaolinite, iron and aluminum oxides, together with residual minerals such as quartz and muscovite (e.g., (Bocquier et al., 1984); (Herbillon and Nahon, 1988; Muller et al., 1995). During the four last decades, there have been numerous detailed studies of the mineralogy and the petrology of indurated ferricretes, which are one of the main type of lateritic formation (Barros-Machados, 1983; McFarlane, 1976; Nahon, 1986; Nahon, 1991; Segalen, 1969; Tardy, 1993). In particular, several authors describe morphological features observed from the base to the top of the weathering profiles and parallel evolutionary sequences of horizons enriched with iron compounds (e. g., (Nahon et al., 1977). By contrast, there is much less information on another main type of laterite, the soft, clayey, pebbly laterites which are widespread throughout central Africa and elsewhere and which form on "half-an-orange" like hills, under forest cover and in permanently humid and percolating environments (Muller, 1988; Ojanuga and Lee, 1973; Stoops, 1967). One striking characteristic of pebbly laterites is the presence of a "stone-line" which may be traced continuously over considerable distances (Lecomte, 1988). Mainly composed of coarse indurated, ferruginous nodules and quartz gravels, it covers a several ten meters thick saprolite and is overlain by a loose clay horizon. Although numerous works have focused on the "stone-lines" (see references in (Lecomte, 1988), their origin give rise to much controversy and their formation is still misunderstood. While

autochthonists suggest an "in situ" formation of the "stone-line" within the lateritic crust, which involves either biological ("bio-pedoturbation") or chemical processes, according to the authors, allochthonists have related the formation of the "stone-line" to some kind of transported overburden.

However, all these works remain mostly qualitative and confined to restricted scale of observation. One of the future challenge to attempt increasing the knowledge of the lateritic systems is to quantify the processes involved both chemically and/or physically in the genesis and the transformation through time of the laterites, in connection with landscape evolution as function of climatic changes.

In this paper, we quantitatively examine the mechanisms involved in the development of lateritic structures based on measurements of the radioactive cosmogenic ^{10}Be ($T_{1/2} = 1.5 \text{ My}$) and ^{26}Al ($T_{1/2} = 0.72 \text{ My}$) concentration produced in the lattice of a primary mineral, the quartz. The study of the evolution of the so-called in situ-produced ^{10}Be and ^{26}Al concentrations along profiles indeed allows us to distinguish between both major dynamic processes affecting surfaces - i.e. erosion and burial, to estimate their rates, and to quantify the extent of bio-pedoturbation. This newly developed technique appears to be a powerful tool to elucidate mechanisms involved in landform evolutions and soil formations (Bierman, 1994; Brown et al., 1994; Cerling and Craig, 1994; Lal, 1987). We have applied our method to two examples of representative lateritic systems under tropical forest conditions in Cameroon and Gabon.

2.6.3 ^{10}Be and ^{26}Al production systematics

Cosmogenic nuclides are produced by nuclear reactions induced, directly or indirectly, by cosmic ray particles (including high energy solar particles) (Raisbeck and Yiou, 1984). In the Earth's atmosphere, ^{10}Be is mainly produced by interactions of the primary cosmic ray particles (α particles and protons) and their secondary particles (neutrons and muons) with atmospheric nuclei of ^{14}N and ^{16}O . Although most of the cosmic ray's energy is dissipated within the atmosphere, reducing cosmic rays intensity by almost 1,000 from the top-atmosphere to sea level, ^{10}Be is also produced in the lithosphere by spallation of ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si , and ^{56}Fe . In contrast, because the only target for ^{26}Al production in the atmosphere is ^{40}Ar , most ^{26}Al is produced at the Earth's surface, through spallation of ^{27}Al , ^{28}Si , and ^{56}Fe (Lal, 1988).

This paper will focus on using ^{10}Be and ^{26}Al produced in the lattices of rocks exposed to cosmic rays in the upper few meters of the continental crust for studying mechanisms involved in

landform evolutions and soil formations. Quartz mineral, an ubiquitous material, with a tight crystal structure minimizing diffusion and contamination by meteoric ^{10}Be transported in precipitations appears to be the mineral of choice for such purposes since, in addition, its low content in aluminum - lower than few hundred ppm - facilitates ^{26}Al measurements (Bard and Broecker, 1992; Lal and Arnold, 1985; Nishiizumi et al., 1986; Yiou et al., 1984). Furthermore, its ^{16}O and ^{28}Si simple target chemistry is particularly well adapted to the use of in situ-produced ^{10}Be and ^{26}Al for studying surficial processes, the main targets for the ^{10}Be production at the Earth's surface being ^{16}O and ^{28}Si and ^{28}Si for the ^{26}Al production.

Cosmogenic nuclide production rates depend on energy-dependent production cross sections for reactions with the target atoms and on the cosmic ray flux entering the Earth's environment (Lal and Peters, 1967; Raisbeck and Yiou, 1984). The latter parameter is most certainly influenced by the intensity of the solar activity (Bard and Broecker, 1992; O'Brien, 1979; Raisbeck and Yiou, 1980) but mainly depends on the strength of the Earth's magnetic field (Bard and Broecker, 1992; Robinson et al., 1995). This dependence on field strength, coupled with dissipation of the cosmic radiation within the Earth's atmosphere, are the major reasons for observed latitudinal and altitudinal variability in cosmogenic nuclide production rates. For consistency, production rates are thus commonly given for high latitudes ($>60^\circ$) and sea level (atmospheric pressure :1033 g/cm²). For ^{10}Be and ^{26}Al , they have been estimated at, respectively, ~ 6 and ~ 37 atom/g SiO₂/year (Brown et al., 1991; Dep, 1995; Gosse et al., 1996b; Lal, 1987; Lal, 1988; Nishiizumi et al., 1991a; Nishiizumi et al., 1986); (Clark et al., 1996). However, for both cosmogenic nuclides, the production rate for any given altitude and latitude can be estimated fairly accurately using a third degree polynomial deduced from a natural calibration experiment using glacially polished surfaces (Lal, 1991)

Due to the efficient dissipation of their energy through nuclear reactions, the flux of the nuclear active particles in the lithosphere and therefore the cosmogenic nuclide production rates decrease exponentially with the mass of overlying material with a characteristic attenuation length Λ (g.cm⁻²). The evolution of the cosmogenic nuclide production rate ($P_{(x)}$) as a function of depth x - also expressed in g.cm⁻² in order to become independent from the material density - is given by Equation 1: $P_{(x)} = P_0 \times e^{(-\frac{x}{\Lambda})}$ where P_0 is the surface production rate.

Two main types of secondary particles, neutrons and muons, induce in situ-production in the lithosphere. The effective production attenuation lengths of neutrons is short (~ 150 g.cm⁻²) relative to that of muons (~ 1300 g.cm⁻²) (Brown et al., 1995a). This means that although neutron-induced

production is dominant in the near-surface (Brown et al., 1995a), below a few meters reactions with muons become dominant.

In addition, Sharma and Middleton (Sharma and Middleton, 1989) have demonstrated that in most terrestrial materials, and in quartz in particular, nucleogenic ^{10}Be and ^{26}Al production - i.e. ^{10}Be and ^{26}Al produced by radiation from uranium and thorium and their daughter radionuclides contained within the analyzed samples - is negligible compared to cosmogenic production.

2.6.4. ^{10}Be and ^{26}Al concentration evolution

2.6.4.1. *Eroding surfaces*

For a surface undergoing erosion, the abrasion at a rate of ε ($\text{g.cm}^{-2}.\text{year}^{-1}$) during the time interval dt of a depth interval dx also induces loss in concentration. In that case, the evolution of the ^{10}Be or ^{26}Al concentration with time and depth are commonly described by the following differential equation : $\frac{dC}{dt} = P_o \times e^{(-\frac{x}{\Lambda})} + \varepsilon \frac{dC}{dx} - \lambda \times C$ (2). It may be solved to yield :

$$C(x,t) = \frac{P_o \times p_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \times e^{(-\frac{x}{\Lambda_n})} \times [1 - e^{-t \times (\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda)}] + \frac{P_o \times p_\mu}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_\mu} + \lambda} \times e^{(-\frac{x}{\Lambda_\mu})} \times [1 - e^{-t \times (\frac{\varepsilon}{\Lambda_\mu} + \lambda)}] + C_o \times e^{(-\lambda \times t)} \quad (3)$$

where Λ_n and Λ_μ are the effective attenuation length (g.cm^{-2}) for neutrons and muons, respectively, p_n and p_μ the relative contributions of neutrons and muons to the total ^{10}Be production ($p_n + p_\mu = 1$), and C_o the number of atoms present at the initiation of exposure ($p_\mu \sim 1.5\%$ (Braucher et al., 1998)). Since the half-lives of ^{10}Be and ^{26}Al are very short compared to the Earth's age, their primordial component has vanished. In addition, if we assume that the studied rock has undergone a single cosmic ray exposure episode and had no cosmogenic nuclides at the beginning of the present exposure, the initial concentration of cosmogenic nuclides (C_o) equals zero.

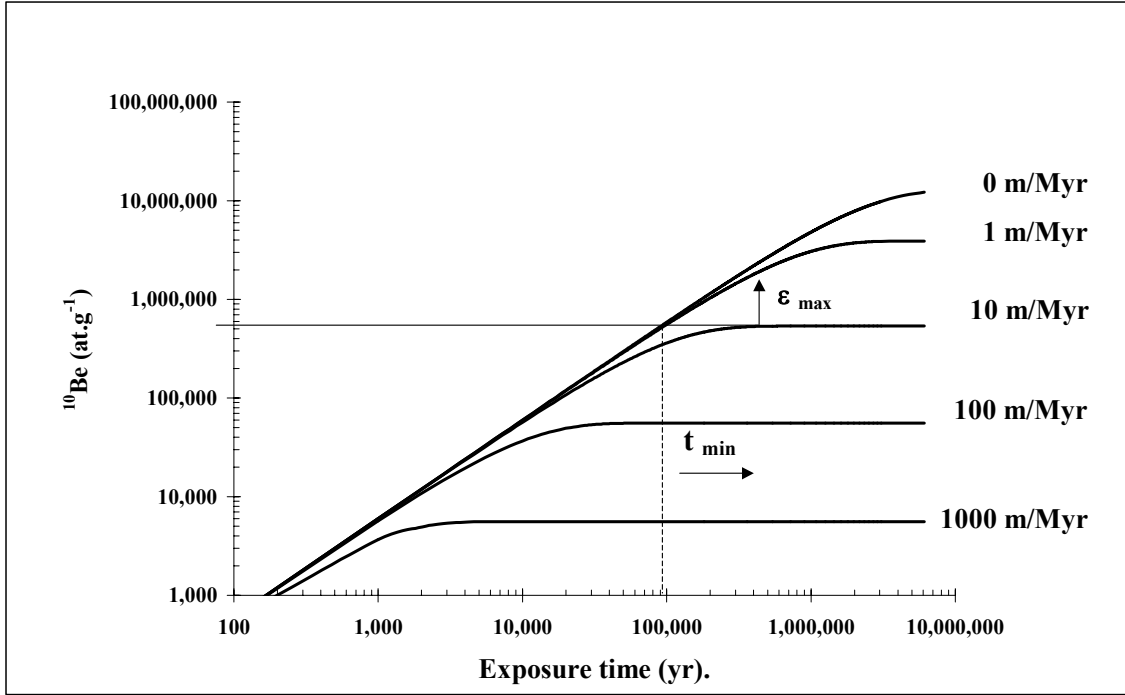


Figure 6: Theoretical ^{10}Be concentration evolution with exposure time for different erosion rates.

As illustrated in Figure 6, equation 3 implies that the cosmogenic nuclide concentrations increase with exposure time until they reach a steady-state balance between production and losses due to erosion and radioactive decay (Lal, 1991). If field observation or other evidence supports the assumption of a simple exposure history and negligible erosion, minimum exposure ages (Figure 6)

can be calculated using equation 4 : $-t_{\min} = \frac{1}{\lambda} \times \ln(1 - \frac{\lambda \times C_{(0;t)}}{P_o})$ derived from equation 3 for $\epsilon=0$.

By contrast, if field evidence indicates an exposure time long enough to reach the steady-state balance concentration, for example at the surfaces of stable cratons, a maximum erosion rate

(Figure 6) can be computed using equation 5 : $\epsilon_{\max} = (\frac{P_o}{C_{(0;\infty)}} - \lambda) \times \Lambda_n$ which is derived from equation

3 for $t=\infty$ and makes the reasonable assumption that the surface production is mainly due to neutrons ($p_n \gg p_\mu$).

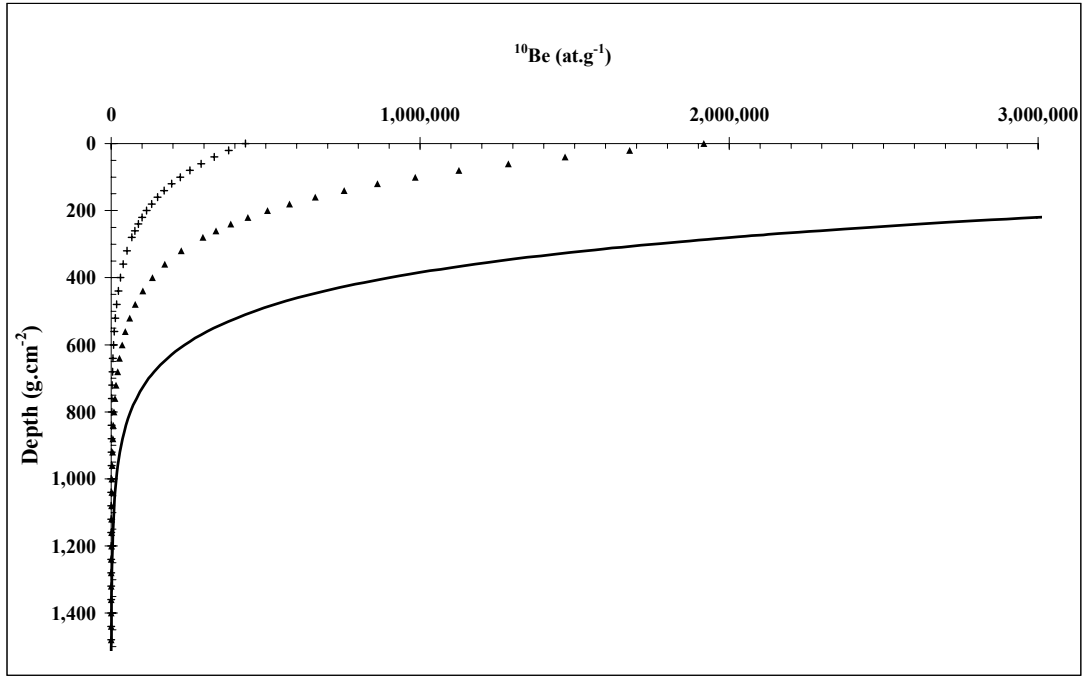


Figure 7: Theoretical ^{10}Be concentration evolution with depth for three different erosion rates (from left to right 10, 2 and 0 m.My^{-1}).

Theoretical depth distributions of ^{10}Be concentration calculated from equation 3 for an infinite exposure time at a range of erosion rates are shown Figure 7. Surface concentrations are dependent on erosion rates. The form of the exponential decrease in concentration with depth results from the differential attenuation of muons and neutrons in the overlying material. The erosion rate can thus be deduced either from equation 5 using the measured ^{10}Be surficial concentration or from equation 3 using the best fit curve technique, the variables being the percentage of muonic production and the erosion rate.

For surfaces undergoing erosion, the maximum possible concentration for a given depth is given by the zero erosion rate curve represented in Figure 7 by the bold line. The observation of an exponential decrease located in the left part of the zone bounded by the zero erosion rate curve thus characterizes a surface under erosion. This type of distribution implies that the analyzed samples have kept their relative position during the studied exposure episode; it most likely indicates that the studied surface results from autochthonous in situ chemical weathering.

Along a profile, because of the significantly different attenuation length associated with muons and neutrons, separate determination of ^{10}Be produced by each of the two mechanisms theoretically offers the opportunity to estimate both the exposure age and the erosion rate of surfaces affected by relatively constant denudation rates (Brown et al., 1995a). Because cosmogenic nuclides produced by neutron-induced reactions reach steady-state with respect to erosional loss more rapidly than those resulting from muon-induced reactions, ^{10}Be produced at the surface might

be used to estimate the erosion rate and that produced at several meters depth to estimate the exposure time.

2.6.4.2. Buried surfaces

Environmental changes may induce the burial of surfaces previously under erosion. Under these conditions, losses of cosmogenic nuclides due to erosion cease. Cosmogenic nuclide concentrations will thus increase in a rock undergoing burial as long as it remains close enough to the surface so production outweighs radioactive decay (Figure 8). The ^{10}Be concentration distribution as a function of depth, the product of the time since the initiation of the burial (t_B) and the burial rate ($B(\text{g.cm}^{-2})$), is described by Equation 6:

$$C(t_B) = \frac{P_o \times p_n}{\frac{-B}{\Lambda_n} + \lambda} \times e^{\left(\frac{t_B \times B}{\Lambda_n}\right)} \times [1 - e^{-t_B \times \left(\frac{-B}{\Lambda_n} + \lambda\right)}] + \frac{P_o \times p_\mu}{\frac{-B}{\Lambda_\mu} + \lambda} \times e^{\left(\frac{t_B \times B}{\Lambda_\mu}\right)} \times [1 - e^{-t_B \times \left(\frac{-B}{\Lambda_\mu} + \lambda\right)}] + C_o \times e^{(-\lambda \times t_B)}$$

where C_0 is the concentration at the time of burial.

This implies that the evolution of the ^{10}Be as a function of depth for a profile built from rocks deposited at a constant rate during the burial event (allochthonous processes) is fundamentally different from that for a profile resulting from in-situ weathering mechanisms (autochthonous processes) (Brown et al., 1994). On the other hand, the burial of a previously emplaced profile may result in exponential decreasing ^{10}Be concentrations that are significantly higher for their present depths than those allowed in the zero erosion rate autochthonous scenario (i.e. to the right of the bold line in Figure 7). The study of depth profiles of ^{10}Be thus allows us to distinguish between different surface emplacement scenarios.

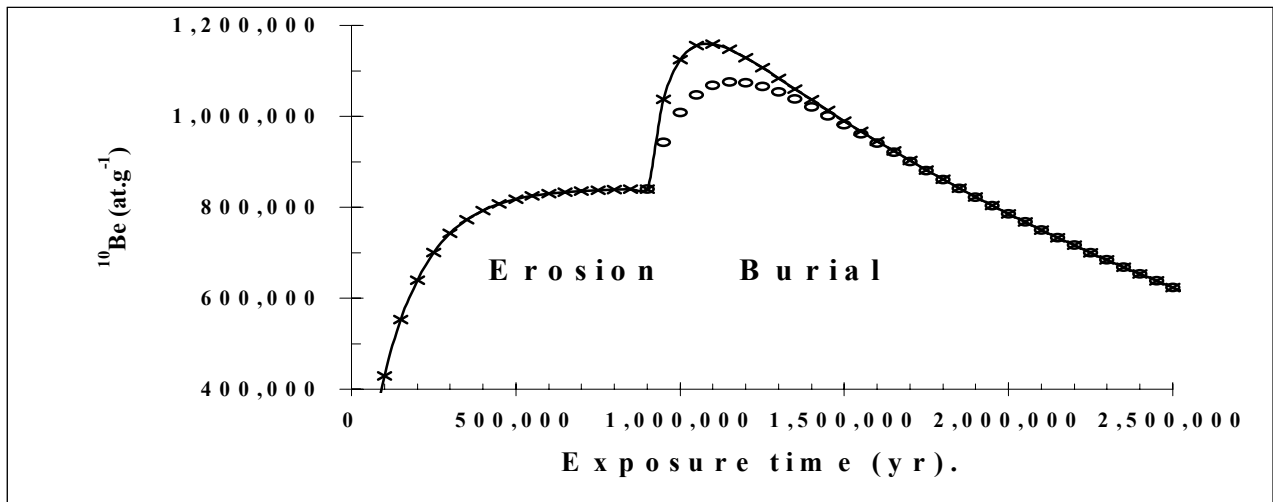


Figure 8: Theoretical ^{10}Be concentration evolution with exposure time for a surface experiencing, first erosion, then burial. The erosion rate is 5 m.My^{-1} and, from top to bottom, the burial rates are 5 and 10 m.My^{-1} .

2.6.4.3. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio

When field observations or previous studies suggest a complex history of the investigated site, the ratio $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ as a function of the ^{10}Be concentration in the same rock (Lal, 1991; Nishiizumi et al., 1991b) may be used for further evaluation of the mechanisms involved in the evolution of the studied surface. As discussed by Lal (Lal, 1991), the significantly different radioactive decay constants of both cosmogenic nuclides imply that in the case of any eroding surface the ratio curve versus nuclide concentration curves can only evolve in a "steady-state erosion island". Its upper envelope corresponds to finite exposure times (t) and an erosion rate (ϵ)

equal to zero, that is: $\frac{C_{26(0;t)}}{C_{10(0;t)}} = \frac{P_{26} \times \lambda_{10}}{P_{10} \times \lambda_{26}} \times \frac{1-e^{(-\lambda_{10}t)}}{1-e^{(-\lambda_{26}t)}}$ (Equation 7) while its lower envelope

corresponds to finite erosion rates and an infinite exposure time, that is $\frac{C_{26(\varepsilon;\infty)}}{C_{10(\varepsilon;\infty)}} = \frac{P_{26}}{P_{10}} \times \frac{\lambda_{10} + \frac{\varepsilon}{L_n}}{\lambda_{26} + \frac{\varepsilon}{L_n}}$

(Equation 8).

When a previously exposed rock is shielded from cosmic radiation due to burial, concentrations of both nuclides decrease through radioactive decay. The rock's cosmogenic nuclide content moves downward and to the left from the "steady-state erosion island". Although there are infinite possible paths (corresponding to complex histories of periodic exposure and burial) to reach values in the lower left portion of the diagram (Lal, 1991), any point will correspond to a minimum burial time which may be calculated as follows: the concentration ratio (R_0) at the initiation of the burial can be expressed as a function of the production rates, the radioactive decay constants and one of the cosmogenic nuclide concentration by applying Equation 5 to each cosmogenic nuclide, their ε/Λ ratio being equal.

$R_0 = \frac{C_0^{26}}{C_0^{10}} = \frac{P_{26}}{P_{10} + (\lambda_{26} - \lambda_{10}) \times C_0^{10}}$ (Equation 9). The measured $\frac{C_t^{26}}{C_t^{10}}$ ratio (R_t) is then given by:

$$R_t = R_0 \times e^{-(\lambda_{26} - \lambda_{10}) \times t} = \frac{P_{26} \times e^{-(\lambda_{26} - \lambda_{10}) \times t}}{P_{10} + (\lambda_{26} - \lambda_{10}) \times C_0^{10}} \quad (\text{Equation 10})$$

Assuming a burial rate rapid enough to avoid further accumulation after the initiation of the burial, C_0^{10} can be expressed as a function of the measured ^{10}Be concentration as $C_t^{10} \times e^{(\lambda_{10} \times t)}$ and equation

$$10 \text{ becomes: } \overbrace{R_t \times \frac{P_{10}}{P_{26}} + \frac{R_t \times (\lambda_{26} - \lambda_{10}) \times C_t^{10} \times e^{(\lambda_{10} \times t)}}{P_{26}}}^A = \overbrace{e^{-(\lambda_{26} - \lambda_{10}) \times t}}^B \quad (\text{Equation 11})$$

The minimum burial duration is then obtained when term A is equal to term B. The lower bound should be calculated using lower limits for both ^{10}Be production rate and $\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$ production ratio. For this calculation, we thus decreased ^{10}Be production rates (estimated using the altitude- and latitude-dependent polynomials of Lal (Lal, 1991)) by their 20% uncertainty and used a minimum value of 5.6 for the $\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$ production ratio (Nishiizumi et al., 1989).

2.6.4.4. Chemical, physical and biological perturbations

As previously discussed by Brown et al. (Brown et al., 1995a), in situ-produced cosmogenic ^{10}Be may in addition be used to evaluate how depths and relative positions of individual clasts within soil profiles have been affected by chemical weathering, deepening, collapse and bio-pedoturbation.

Under the assumptions that the saprolitic layer is not affected by volume loss so samples maintain their relative positions and that all weathering and volumetric changes occurred after ^{10}Be accumulation, the collapse induced by chemical alteration in the weathered surficial layer can be quantified by comparing actual measured depths with theoretical depths implied by variability of the ^{10}Be concentrations (Equation 3). Recently, Braucher et al. (1998) validated this approach by demonstrating that the collapse thus calculated is similar to that calculated using zircon as a chemically immobile reference (Colin et al., 1993).

A model of the effects of bio-pedoturbation on cosmogenic nuclide accumulation (Brown et al., 1995b) clearly indicates that this phenomenon increases the time required to reach steady-state but has only minor impacts on steady-state concentrations. It implies that the ^{10}Be concentration throughout the surface layer is homogenized to a value similar to that of a surface unaffected by bio-pedoturbation. Below this homogenous layer, and after a transition layer which has been considered as discrete in the discussed model, the ^{10}Be concentrations have a depth variability identical to that of a profile unaffected by bio-pedoturbation (Equation 3). The determination of the ^{10}Be depth variability along a soil profile may thus permits quantification of the extent of the bio-pedoturbed zone and characterization of the transition layer between the perturbed and unperturbed parts of the profile.

2.6.5. Sample preparation

The 0.25-1 mm granulometric quartz fraction sieved from crushed samples has been physically isolated from the other minerals and aggregates by heavy liquids; and chemically purified by selective dissolutions with HCl and H_2SiF_6 . To eliminate the potential atmospheric ^{10}Be contamination, the remaining quartz was then cleaned using sequential HF dissolutions (Brown et al., 1991; Cerling and Craig, 1994; Kohl and Nishiizumi, 1992). The residual cleaned quartz was completely dissolved in HF and spiked with a ^9Be carrier. (Bourlès, 1988; Brown et al., 1992). Beryllium purified by solvent extractions and alkaline precipitations was prepared for ^{10}Be analyses performed by accelerator mass spectrometry at the Tandétron AMS facility, Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck et al., 1994; Raisbeck et al., 1987)

Analytical uncertainties are based on counting statistics (1σ), and conservative assumptions of 5% variability in machine response and 50% uncertainty in blank corrections.

2.6.6. Applications

To illustrate the principles discussed above, we present the ^{10}Be concentrations measured along profiles from lateritic soils which developed under tropical forest in two sites: Goyoum in Cameroon and Bakoudou in Gabon. In addition, ^{26}Al concentrations were measured in "stone-line" samples from Goyoum for better constraint on the evolution of this system.

2.6.6.1. Site and sample descriptions

2.6.6.1.1. The Goyoum catena

The Goyoum catena, about 600 to 700 m above sea level, which developed on gneissic basement, is located at 5°14'N, 13°18'E in the central-east Cameroon (Figure 10). Its lateritic crust, representative for most of the Precambrian craton in the two-thirds of south Cameroon, has been recognized as standard for most of the countries in Central Africa, where "half-an-orange" hills develop under forest cover in permanently humid and percolating environments (Muller, 1988).

The catena may be divided in three zones composed of petrographically different materials (Figure 10). Two are located along the slope, the third one being a swampy zone. Three profiles, pits 374, 361 and 313 (see Figure 10), have been sampled for this study. Profile 374 located on the top plateau belongs to the upslope zone characterized by three superimposed main horizons (Figure 10): (1) an upper, topsoil horizon of soft clayey material (Bondeulle and Muller, 1988; Muller, 1988; Muller and Bocquier, 1986; Muller and Calas, 1989); (2) an intermediate, nodular horizon composed of indurated, mainly hematitic ferruginous nodules of two types: large nodules with an inherited rock texture and small nodules with a soil texture. All are embedded in soft, clayey material; and (3) a lower, soft saprolite with inherited rock texture. Profile 361 is located in the downslope zone where the lateritic mantle has slightly different characteristics, although three main horizons are again superimposed: (1) a thin yellow, clayey topsoil including ferruginous, hematitic nodules at its bottom; (2) a continuous, goethitic and indurated ferruginous horizon (hardcap) which embeds, at its middle, a line of quartz cobbles; (3) a saprolite with a preserved rock texture containing numerous primary residual minerals at the bottom where a groundwater table is seasonally present whereas, upwards, it shows more and more red and yellow materials in which the rock texture is no longer preserved. The relative extension of horizons discussed above strongly depends on the topographic position of the profiles: profile 374 shows a diminished topsoil horizon, compared to profile 361 (Figure 10). It must also be noted that the fresh rock has not been attained in these profiles.

The downslope zone grade to an old alluvial system exhibiting four main horizons from the top to the bottom: (1) an accumulation of organic matter of about 20-40 cm thick, (2) a thick hydromorphic bleached clayey zone, in which rusty spots due to redox change appear upwards, (3) a quartz pebbly layer of presumably alluvial origin, embedded in sandy gneissic matrix and (4) a thin horizon of weathered bleached gneiss presenting a very sharp contact with the fresh gneiss. The groundwater table is almost outcropping in this zone where profile 313 has been sampled.

A quartz line is continuously observed from profile 313 to profile 361, although the coarse quartz become less and less abundant and less and less rounded from the alluvial system towards the upslope zone. This line crossed laterally the ferruginous horizons, i.e. while it is located near the fresh rock limit in pit 313, it is observed within the ferruginous hardcap in profile 319 and it is indicated by only scarce quartz lying at the upper limit of the nodular horizon in pit 361. Three types of cobbles have been recognized along this quartz line: (1) angular translucent (A.T.); (2) rounded milky quartz with a microcrystalline structure (R.M.W., Type I); (3) rounded milky quartz with a millimetric crystalline structure (R.M.W., Type II). No coarse quartz has been observed in pit 374.

Figure 9 : Localization of Goyoum site.

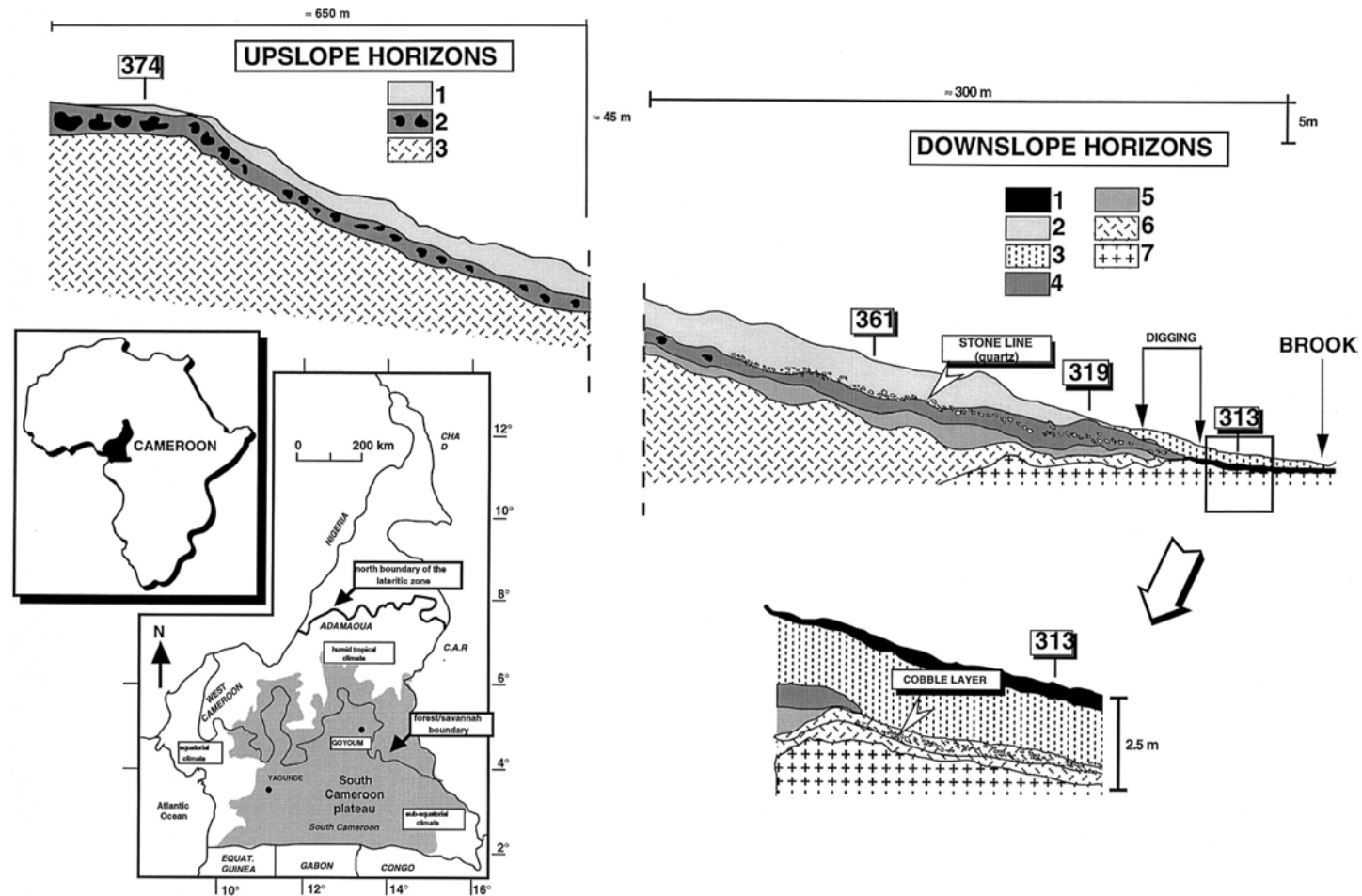


Figure 10: Sketch map of the Goyoum hill. Downslope horizons: 1= organic matter accumulation, 2= soft nodular clayey material, 3=sandy clayey material, 4= indurated ferruginous material, 5= saprolite red material, 6= yellow saprolitic material, 7= gneissic parent rock; Upslope horizons: 1= soft clayey material, 2= indurated ferruginous material with hardblocks, 3=saprolite.

2.6.6.1.2. The Bakoudou sequence.

The Bakoudou sequence, about 550 and 600 m above sea-level, is located at 1°66 S; 13°21 E in the south-east Gabon at the limit of the equatorial forest and savanna (Figure 11). The regional landscape is mainly composed of "half-an-orange" like hills that are commonly considered as representing the emerged part of the chemically weathered underlying saprolite. Several ten meters wide gold-bearing quartz veins (100 g/t) pass through these formations and outcrop near the surface.

Samples have been collected from a trench at the base of a rounded hill :

quartz cobbles BK1 to BK13 from a quartz-rich "stone-line" in the median layer recovered by a surficial sandy clayey layer

quartz cobbles BK14 to BK24 from a vein within the saprolite at the base of the weathering mantle.

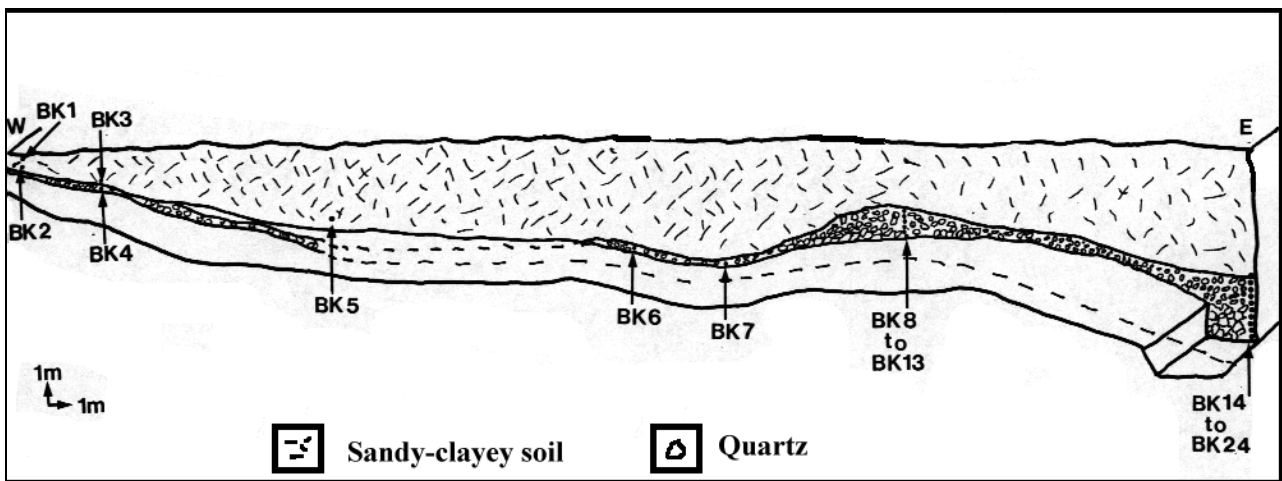


Figure 11: Schematic cross section of the Bakoudou soilsequence.

2.6.6.2. Results and discussion

2.6.6.2.1. The Goyoum catena

The ^{10}Be concentrations measured along profiles from several pits from the bottom to the top of the hill show the same type of distribution: a quasi constant concentration in the uppermost horizon followed by an exponential decrease in the saprolitic layer (Table 1 and Figure 12).

In pits 361 and 374 the nodular horizon level may be considered as a transition zone with ^{10}Be concentrations rapidly decreasing from their topsoil horizon value to the value at the top of the saprolitic unit.

In all studied pits, the ^{10}Be concentrations measured in the uppermost horizon are not significantly different along a given profile. This characterizes a bio-pedoturbed zone as modeled by Brown et al. (Brown et al., 1995b). The study of the distribution of the in situ-produced ^{10}Be

concentration in quartz mineral from surficial horizon profiles then allows us to quantify unambiguously the extent of the homogenized bio-pedoturbed zone : 1.56, 1.65 and 5.70 meters at pits 374, 313 and 361 respectively. It is interesting to note that the base of the bio-pedoturbed zone corresponds to the interface either with the nodular horizon in pits 361 and 374 or with the quartz line in pit 313.

The quartz pebbly layer tightly sampled within pit 313 appears to be a transition zone where the ^{10}Be concentration dramatically decreases from its homogenized uppermost horizon value to that of the underlying unperturbed saprolite. Unfortunately, because of the outcropping groundwater table, the 313 pit's saprolite has only been sampled at its interface with the quartz pebbly layer. In the contrary, while the lack of quartz minerals prevents us to study the transition zone in pit 374, the saprolitic material has been satisfactorily sampled. The exponential ^{10}Be concentration decrease as a function of depth in the saprolite observed in this top plateau pit is in a good agreement with that implied by a zero erosion model considering that 1.5% of the total ^{10}Be production is induced by muons (Braucher et al., 1998).

The sampling at pit 361 also permits examination of the in situ-produced ^{10}Be concentration variation as a function of depth within the saprolitic layer. Although, as expected, an exponential decrease is observed, measured ^{10}Be concentrations significantly higher than that allowed in the zero erosion rate autochthonous scenario are evidenced Figure 12. As discussed above, this suggests that the Goyoum sequence may have experienced burial. The apparent attenuation length of 194 g.cm^{-2} calculated from pit 361 data is considerably lower than what would be anticipated for material exposed at depths great enough for muon-induced reactions to be the dominant production mechanism (Figure 12). This indicates that material in the bio-pedoturbed surface layer was deposited over a previously exposed surface or that material below bio-pedoturbed layer had been mixed with surficial material in past. In order to precise the evolution of the Goyoum lateritic soil sequence, both ^{10}Be and ^{26}Al cosmonuclide concentrations have been measured in quartz pebbles from the "stone-line" present through the nodular horizon. The previously defined types of "stone-line" quartz pebbles were analyzed in both pits 313 and 361. Since Type I and Type II concentrations appear to be not significantly different for these two pits, both types were mixed before measurements for intermediate pit 319 (R.M.W., Table 2) Given their present depths, "stone line" pebbles from pit 361 have ^{10}Be concentrations that are, significantly higher than those allowed in the zero erosion rate autochthonous scenario, allowing us to conclude that in the past they were closer to surface. In contrast, "stone-line" quartz pebble ^{10}Be concentrations by themselves are not conclusive for pit 313 and pit 319. Examining ^{26}Al in conjunction with ^{10}Be provides more detailed

information on the burial history of these samples. In $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ - ^{10}Be space, all "stone-line" quartz pebbles fall to the left side of the "steady-state erosion island" (Figure 13)

This confirms the occurrence of burial at Goyoum. The minimum burial times estimated, when possible, for each cobble type in each pit range from ~ 0.7 My for the lowest value (pit 313) to ~ 1.2 My for the highest value (pit 319) (Table 2), corresponding to burial rates on the order of a few meters per million years.

Table 1 ^{10}Be results along Goyoum pit profile.

Pit 313				
Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm^{-3})	^{10}Be (10^5 at.g^{-1})	^{10}Be error (10^4 at.g^{-1})
5	24.16	1.37	3.23	2.18
25	27.49	1.37	3.36	2.33
45	26.86	1.60	3.63	2.53
75	23.36	1.67	4.19	2.85
105	23.65	1.67	4.52	3.08
125	24.60	1.79	3.87	2.72
145	24.49	1.79	3.51	2.44
185	25.89	1.5	2.57	1.81
195	23.00	1.48	1.65	1.29
205	22.45	1.56	1.05	0.93
225	21.59	1.56	1.01	1.10
Pit 361				
Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm^{-3})	^{10}Be (10^5 at.g^{-1})	^{10}Be error (10^4 at.g^{-1})
10	16.95	1.37	6.47	6.99
45	43.35	1.44	6.41	8.94
105	13.83	1.70	7.46	8.34
265	23.69	1.56	5.80	4.06
355	24.31	1.56	4.19	4.39
505	6.25	1.56	4.54	5.85
595	23.07	1.56	3.99	3.32
705	22.47	1.56	2.21	2.08
825	16.21	1.56	0.61	1.00
895	24.15	1.56	0.64	1.28
985	68.24	1.56	0.21	0.28

Table 1 (suite)

Pit 374				
Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm ⁻³)	¹⁰ Be (10 ⁵ at.g ⁻¹)	¹⁰ Be error (10 ⁴ at.g ⁻¹)
7,5	24.43	1.37	3.82	3.78
25	9.66	1.37	3.93	4.60
35	27.36	1.7	3.43	2.91
55	17.94	1.5	4.91	4.09
95	12.79	1.5	3.61	3.57
215	8.73	1.56	3.22	3.76
425	7.02	1.56	1.01	1.75
525	8.71	1.56	0.62	1.64
895	10.30	1.56	0.43	0.83

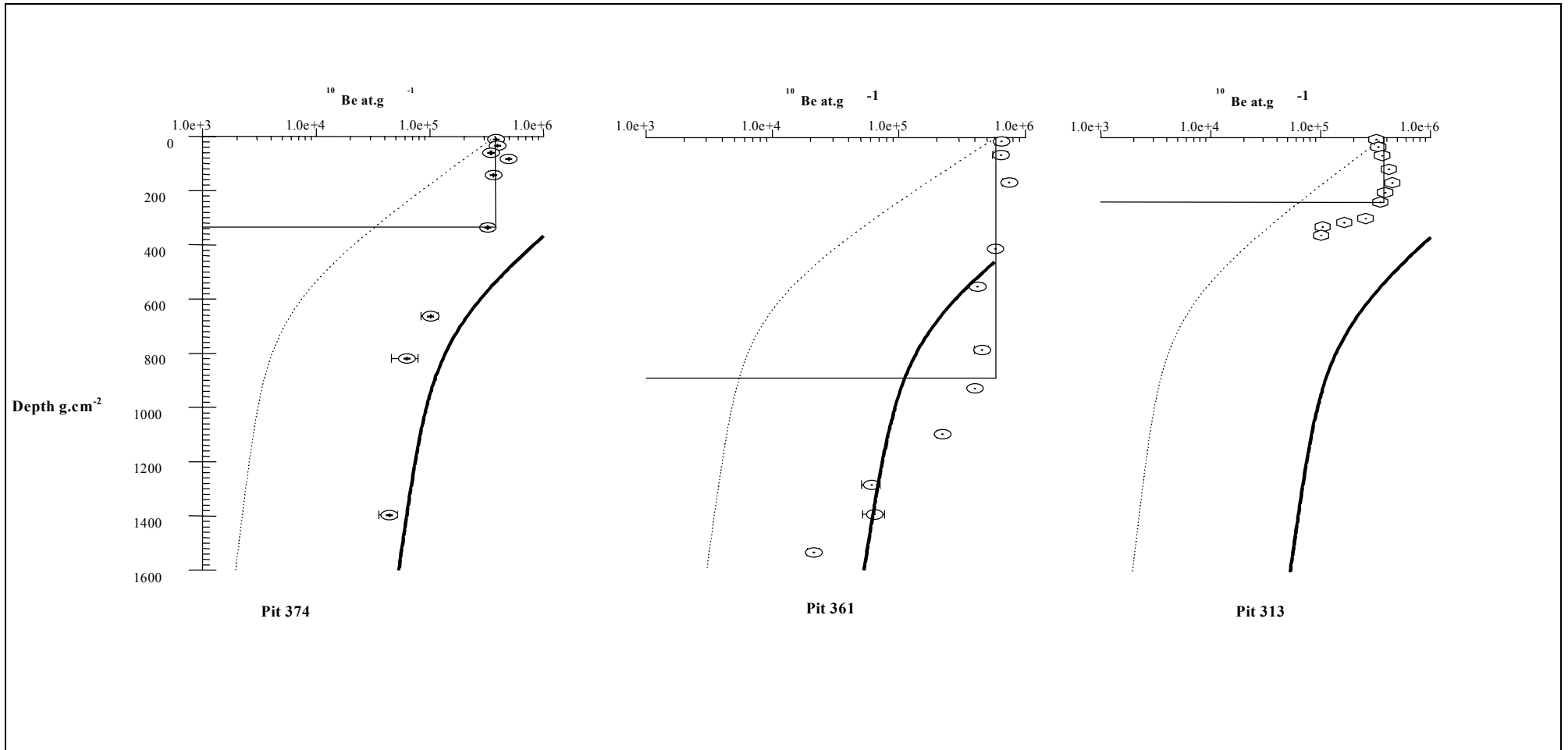


Figure 12: ¹⁰Be concentration evolution as the function of depth along the Goyoum pit profiles. The horizontal line indicates the lowest extent of the bio-pedoturbed zone characterized by the mean ¹⁰Be concentration shown by the vertical line. The dotted curve represents the theoretical ¹⁰Be concentration exponential decrease using the mean bio-pedoturbed zone ¹⁰Be concentration as the surficial value. The bold curve represents the evolution of the ¹⁰Be concentration as the function of depth for a zero erosion rate (See text).

Table 2: ^{10}Be and ^{26}Al results for the Goyoum "stone line" quartz cobbles.

Pit 313										
Samples	Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm^{-3})	^{10}Be (10^5 at.g^{-1})	^{10}Be error (10^4 at.g^{-1})	^{26}Al (10^6 at.g^{-1})	^{26}Al error (10^5 at.g^{-1})	$\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$	$\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$ error	Minimum burial time (My)
A.T ¹	168	30.30	1.50	5.30	3.75	2.54	1.79	4.79	0.48	n.a. ³
R.M.W. Type I ²	168	18.47	1.50	8.65	6.19	2.81	2.01	3.25	0.33	0.62
R.M.W. Type II	168	13.65	1.50	8.39	6.32	2.61	1.97	3.11	0.33	0.69
Pit 319										
Samples	Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm^{-3})	^{10}Be (10^5 at.g^{-1})	^{10}Be error (10^4 at.g^{-1})	^{26}Al (10^6 at.g^{-1})	^{26}Al error (10^5 at.g^{-1})	$\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$	$\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$ error	Minimum burial time (My)
R.M.W. Type I	165	13.08	1.50	4.94	6.99	1.75	1.77	1.81	0.83	1.19
R.M.W. Type II	165	6.80	1.50	5.21	8.94	<3.20	n.a.	2.07	0.50	1.10
Pit 361										
Samples	Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm^{-3})	^{10}Be (10^5 at.g^{-1})	^{10}Be error (10^4 at.g^{-1})	^{26}Al (10^6 at.g^{-1})	^{26}Al error (10^5 at.g^{-1})	$\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$	$\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$ error	Minimum burial time (My)
A.T.	570	24.7	1.56	4.94	6.99	1.75	1.77	2.74	0.44	0.98
R.M.W.	570	4.33	1.56	5.21	8.94	<3.20	n.a.	5.95	n.a.	n.a.
R.M.W.	570	5.313	1.56	5.79	8.34	<1.13	n.a.	2.87	n.a.	1.15

1: Angular Translucent 2 : Rounded Milk White (Type I :microcrystalline structure. Type II : millimetric size crystalline structure). 3: non applicable.

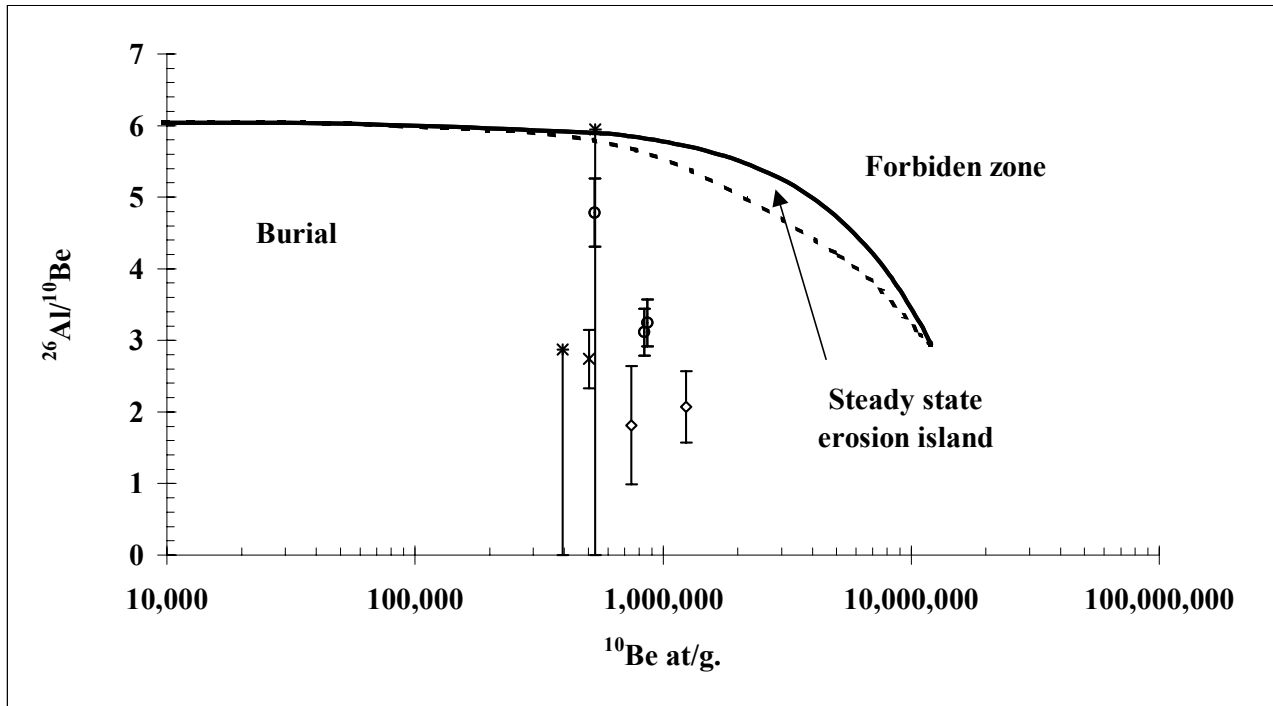


Figure 13: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio versus ^{10}Be concentration for the Goyoum "stone-line" quartz cobbles. The bold curve corresponds to finite exposure times (t) and an erosion rate (ϵ) equal to zero and the dashed curve corresponds to finite erosion rates and an infinite exposure time.

These curves have been calculated using lower limits for the ^{10}Be production rate and $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ production ratio. (See text). Open circles correspond to pit 313 experimental data; open diamonds correspond to pit 319 experimental data and crosses correspond to pit 361 experimental data.

2.6.6.2.2. The Bakoudou sequence

Most of the ^{10}Be concentrations measured in quartz cobbles from this site (Table 3 and Figure 14) are higher than those allowed in the zero erosion rate autochthonous scenario, most likely indicating the occurrence of a burial event.

Samples from the lower part of the quartz vein penetrating the saprolite (BK24 to BK 15) show an exponential decrease with an attenuation length of 155 g.cm^{-2} which not only implies that they have maintained their relative positions for most of their exposure history but also that the vein spent most of its history nearer to the surface. If significant, the flattening of the exponential curve induced by the uppermost sample of the vein (BK14) may correspond to a chemical weathering induced collapse (Braucher et al., 1998).

The ^{10}Be concentrations of samples BK 7 and BK 6 located in the "stone-line" which develops at the saprolite-sandy clayey layer interface appear to be in line with an extrapolation of

the exponential curve described above. This indicates that they have remained in the same relative positions with respect to the quartz vein.

Samples BK8 to BK13 belong to an accumulation of quartz cobbles at the saprolite-sandy clayey layer interface. Their ^{10}Be concentrations generally fall within the zero erosion envelope. Even if their ^{10}Be concentrations do not allow us to link them to the samples previously discussed, field observations strongly suggest that they belong to the paleo-erosional surface and have most likely experienced burial as the quartz vein. The burial scenario is also in agreement with the ^{10}Be concentration of the BK5 sample from the bottom of the sandy-clayey layer.

By contrast, the much lower ^{10}Be concentrations of samples BK1 to BK4 alone do not allow us to firmly associate them to the same emplacement procedure. This large dataset was used to quantify the parameters characterizing the evolution of the Bakoudou sequence. The proposed model is based on the samples from the quartz vein, that is BK24 to BK14. Its aim is to estimate the burial rate affecting the site. In order to reach that goal the initial ^{10}Be concentration has first to be quantified (see Equation 6). Considering that the observed exponential decrease is inherited from the exposure history before burial, a surficial profile with theoretical sampling points having the same relative depth positions generated using Equation 3 replaces the C_0 term of Equation 6. The tunable parameters being thus: (1) the erosion rate prior burial; (2) the burial rate, the best fit to the experimental values (Figure 14) yield to: (1) a "paleo erosion " rate of $2.0 \pm 0.3 \text{ m.My}^{-1}$; (2) a burial rate of $45 \pm 10 \text{ m.My}^{-1}$ with a muonic production percentage to the total ^{10}Be production rate fixed at 1.5% (Braucher et al., 1998; Brown et al., 1995a). While, as indicated by the uncertainties associated with our estimates, this model appears to be relatively sensitive to variations of the "paleo-erosion" rate, it is less sensitive to burial rate variations. However, such high burial rates are not uncommon in tropical humid zones (Tricard and Cailleux, 1965); soil may become saturated and mechanically unstable during heavy and prolonged rains. This phenomenon is of course accentuated by the relief and deforestation. Landslides must therefore be taken into account while considering the processes which may lead locally to the emplacement of "stone-lines".

Table 3: Bakoudou's sequence ^{10}Be results.

Samples	Depth (cm)	Mass (g)	Material density (g.cm ⁻³)	^{10}Be (10 ⁵ at.g ⁻¹)	Error ^{10}Be (10 ⁴ at.g ⁻¹)
BK-1	50	29.54	1.5	2.74	2.95
BK-2	60	26.71	1.8	2.14	1.88
BK-3	150	29.58	1.5	1.40	1.54
BK-4	170	26.66	1.8	1.16	1.28
BK-5	330	28.79	1.5	9.73	6.42
BK-6	480	29.69	1.5	15.70	9.62
BK-7	530	31.06	1.5	8.50	5.45
BK-8	300	26.76	1.5	10.20	6.12
BK-9	320	33.41	1.8	1.66	4.23
BK-10	350	26.34	1.8	2.78	2.09
BK-12	400	27.43	1.8	0.98	1.19
BK-13	430	26.39	1.8	0.93	0.99
BK-14	580	41.34	1.5	7.39	4.13
BK-15	600	43.96	1.8	3.68	2.27
BK-16	630	32.18	2.6	2.53	1.89
BK-17	670	36.62	2.6	1.63	1.56
BK-18	690	39.66	2.6	1.74	1.61
BK-19	730	41.58	2.6	1.37	1.15
BK-20	750	31.36	2.6	0.942	1.00
BK-21	775	29.02	2.6	1.13	1.11
BK-22	800	33.53	2.6	1.09	1.14
BK-23	820	26.08	2.6	1.39	1.51
BK-24	850	27.07	2.6	0.78	0.84

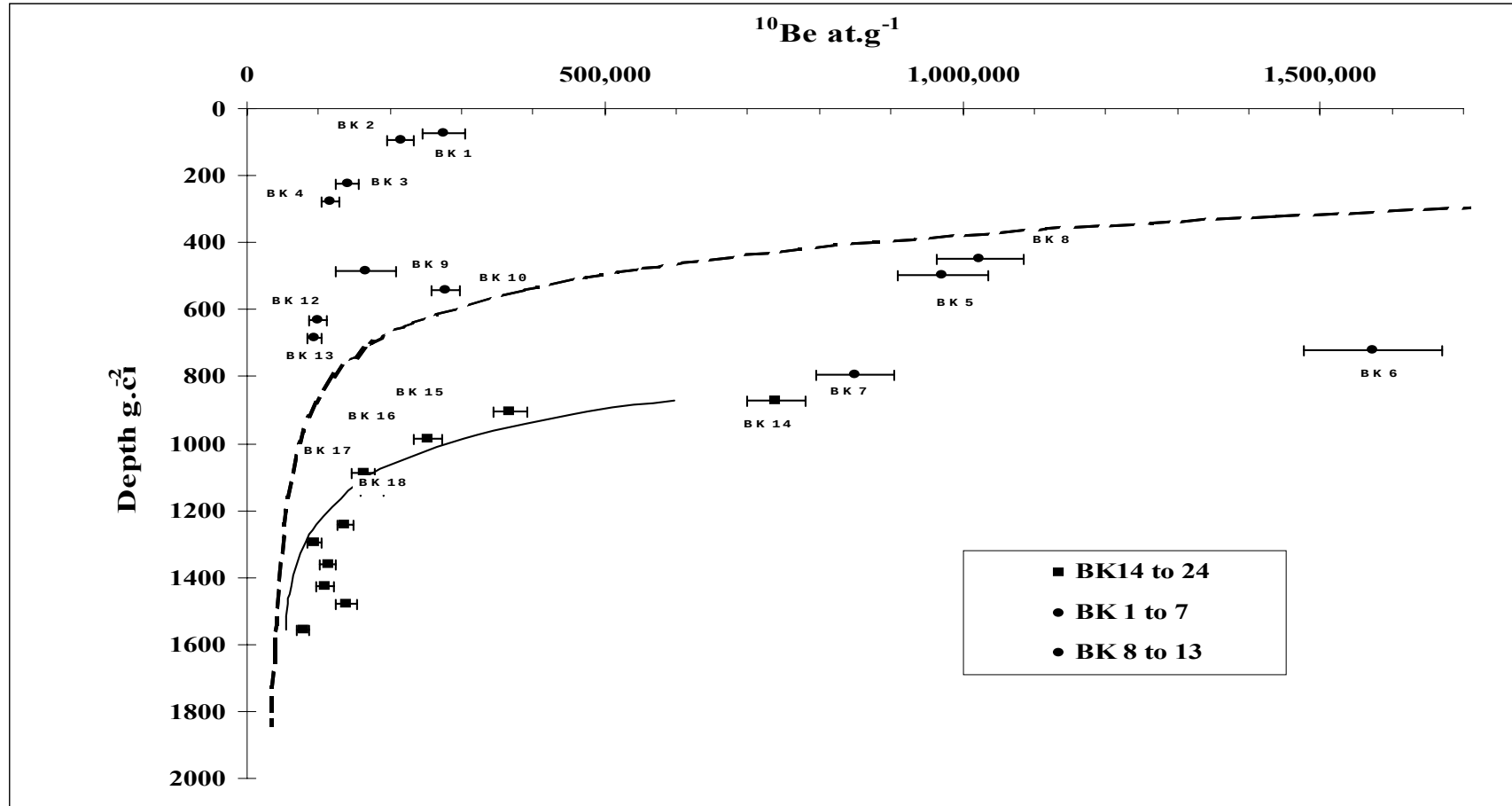


Figure 14: ^{10}Be concentration evolution as a function of depth for Bakoudou samples. The dashed line represents the evolution of the ^{10}Be concentration as the function of depth for a zero erosion rate. The bold curve corresponds to the best fit curve to the quartz vein experimental points using equation 6. The best fit yields to: (1) a "paleo erosion " rate of $2.0 \pm 0.3 \text{ m.My}^{-1}$ and (2) a burial rate of $45 \pm 10 \text{ m.My}^{-1}$ with a muonic production percentage to the total ^{10}Be production rate fixed at 1.5% .

2.6.7. Conclusion

In situ-produced cosmogenic nuclides ^{10}Be ($T_{1/2} = 1.5 \text{ My}$) and ^{26}Al ($T_{1/2} = 0.72 \text{ My}$) appear to be powerful tools for quantitative study of the mechanisms involved in the evolution of the Earth's surface. In particular, the study of the variations of their concentrations along profiles allows us to quantitatively establish the various processes involved in the development of lateritic surfaces in tropical forest.

The extent of bio-pedoturbation in the upper soil layers has been clearly demonstrated through the measurements of ^{10}Be concentrations in material from several soil pits at the Goyoum hill (Cameroon). In addition, the ^{10}Be concentrations measured in the saprolite of this site indicate the occurrence of burial during the development of the studied sequence. This is confirmed by examination of the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio as a function of the ^{10}Be concentration measured in quartz cobbles from the "stone-line" travelling through the nodular layer. Moreover, the combined use of both cosmogenic nuclides permits to calculate the "stone-line" minimum burial time.

In Gabon, the ^{10}Be concentration measurements of many samples along a quartz vein and along its apparently connected "stone-line" allow us to develop a quantitative model describing the processes involved in the evolution of the Bakoudou hill.

2.6.8 Acknowledgements

We thank J. Lestringuez and D. Deboffe for their continuing expertise in AMS measurements. Fieldwork was facilitated by the logistic support of ORSTOM Centers (Yaoundé and Brazzaville). This work was supported by INSU-CNRS through the DBT Program Thème 1: "Fleuves et érosion" by INSU-CNRS and ORSTOM through the PEGI Program. Tandétron operation is supported by the CNRS, CEA and IN₂P₃.

2.7 Complément sur la théorie de l'enfouissement.

Considérons qu'une surface qui commence à subir un processus d'enfouissement, n'est plus affectée par l'érosion. Si la vitesse d'enfouissement est suffisamment faible, la concentration en ^{10}Be croît jusqu'à ce que la profondeur devienne trop importante pour que les particules incidentes puissent y produire du ^{10}Be . La concentration en ^{10}Be décroît alors par radioactivité. L'évolution de la concentration en fonction de la profondeur peut être modélisée pour un filon subissant un épisode érosif avant d'être enfoui.

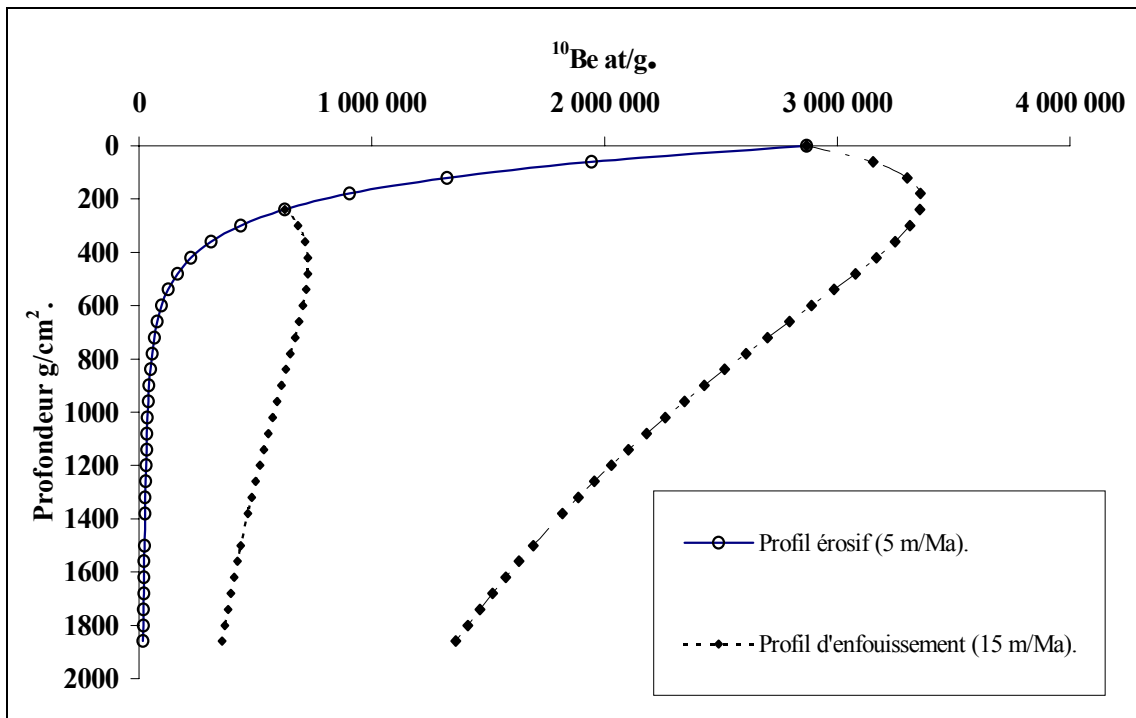


Figure 15: Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur dans le cas de régimes érosif (5m/Ma) (cercles) et d'enfouissement (15 m/Ma) (diamants).

Dans le cas présenté Figure 15, la courbe de forme exponentielle (cercles) représente l'évolution des concentrations en ^{10}Be en fonction de la profondeur à l'état stationnaire pour un filon subissant une érosion de 5m/My. Les concentrations obtenues étant alors les concentrations initiales (C_0) des profils d'enfouissement lorsque ce dernier est initié. L'évolution de la concentration en fonction de la profondeur au cours de la phase d'enfouissement, est présentée Figure 15 pour deux concentrations initiales par les courbes matérialisées par des diamants. Pour un échantillon donné, une augmentation de la concentration tant que l'énergie des particules incidentes est suffisante pour induire des réactions de spallation est observée, puis lorsque ces particules n'ont plus l'énergie suffisante du fait de l'épaisseur de matière traversée, les pertes par radioactivité induisent une

diminution de la concentration en fonction de la profondeur. Si l'on considère maintenant l'ensemble du profil qui a été enfoui et non plus deux points en particulier, pour un temps d'enfouissement donné, une décroissance exponentielle semblable à celle observée pour une surface en régime érosif est mise en évidence. (Figure 16).

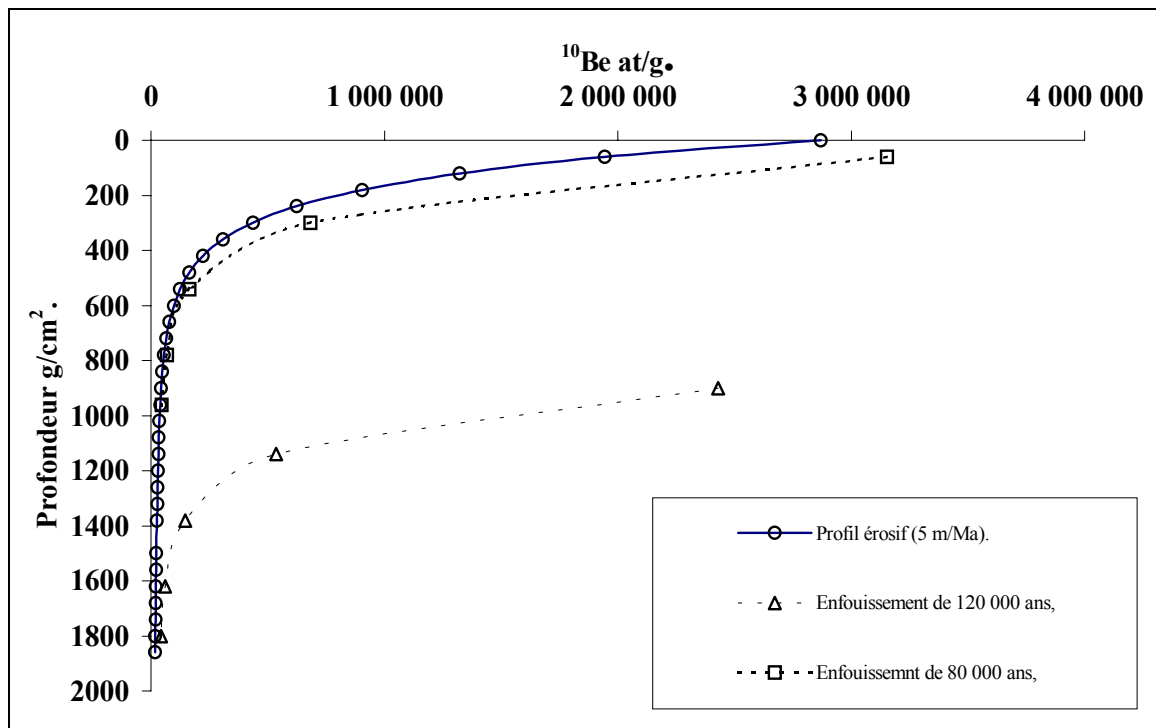


Figure 16: Comparaison des courbes, concentrations en ^{10}Be en fonction de la profondeur pour une érosion nulle et un profil enfoui depuis 80 000 et 120 000 ans à un taux de 15m/Ma.

Il apparaît dès lors que la seule observation d'une décroissance exponentielle n'implique pas nécessairement un régime érosif. Par contre, cela implique bien une évolution *in-situ*. Pour déterminer si une surface a été enfouie ou est en cours d'enfouissement, le profil expérimental du filon peut être comparé avec la courbe théorique obtenue pour une érosion nulle, courbe qui correspond aux concentrations maximales autorisées en régime érosif (courbe "enveloppe"). Si le temps d'enfouissement est suffisamment élevé la courbe expérimentale se situe en dessous de la courbe enveloppe (Figure 17). Dans le cas contraire et si les observations de terrains suggèrent fortement un épisode d'enfouissement, l'utilisation d'un second cosmonucléide, tel que l' ^{26}Al permet de trancher (Cf article).

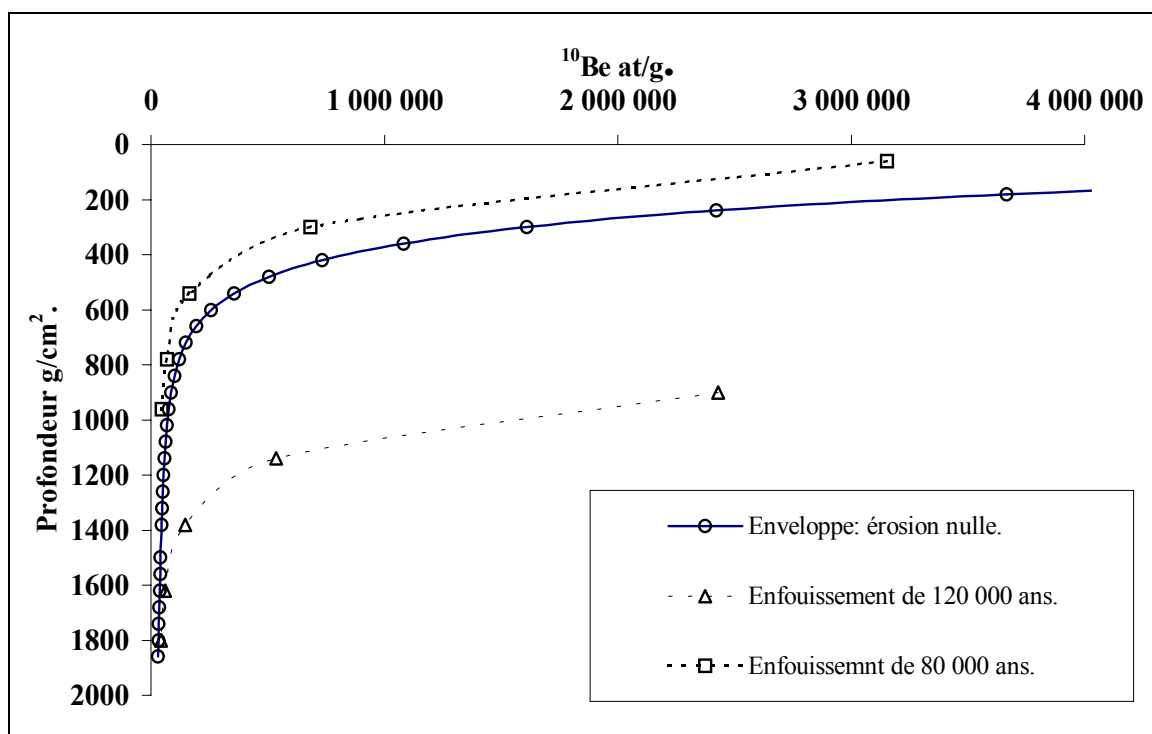


Figure 17: Comparaison des courbes concentrations en ^{10}Be en fonction de la profondeur pour une érosion nulle et un profil enfoui depuis 80 000 et 120 000 ans.

2.8 Compléments sur la modélisation de l'enfouissement à Bakoudou.

Comme décrit dans l'article il est possible d'estimer un taux d'enfouissement pour le filon de Bakoudou. Le problème est d'estimer la concentration initiale de ^{10}Be avant l'événement d'enfouissement. Les analyses effectuées sur le filon montrent une décroissance exponentielle du ^{10}Be en fonction de la profondeur. Ceci laisse supposer que les échantillons ont toujours gardé la même position relative au cours de leur histoire (avant et après l'enfouissement). Pour estimer les concentrations initiales, on va donc faire une modélisation utilisant un filon en surface ayant les mêmes écarts entre les échantillons que le profil échantillonné sur le terrain. La simulation utilisera l'équation décrivant l'évolution du ^{10}Be en régime érosif pour le "pseudo-filon" en surface et l'équation décrivant l'évolution du ^{10}Be en régime enfouissement pour le filon échantillonné en prenant dans ce cas comme concentration initiale pour un échantillon la concentration trouvée pour l'échantillon correspondant dans le "pseudo-filon". Les paramètres ajustables sont donc l'érosion pour le "pseudo-filon" de surface, l'enfouissement pour le filon échantillonné. Les Figure 18 et Figure 19 montrent deux étapes de la modélisation.

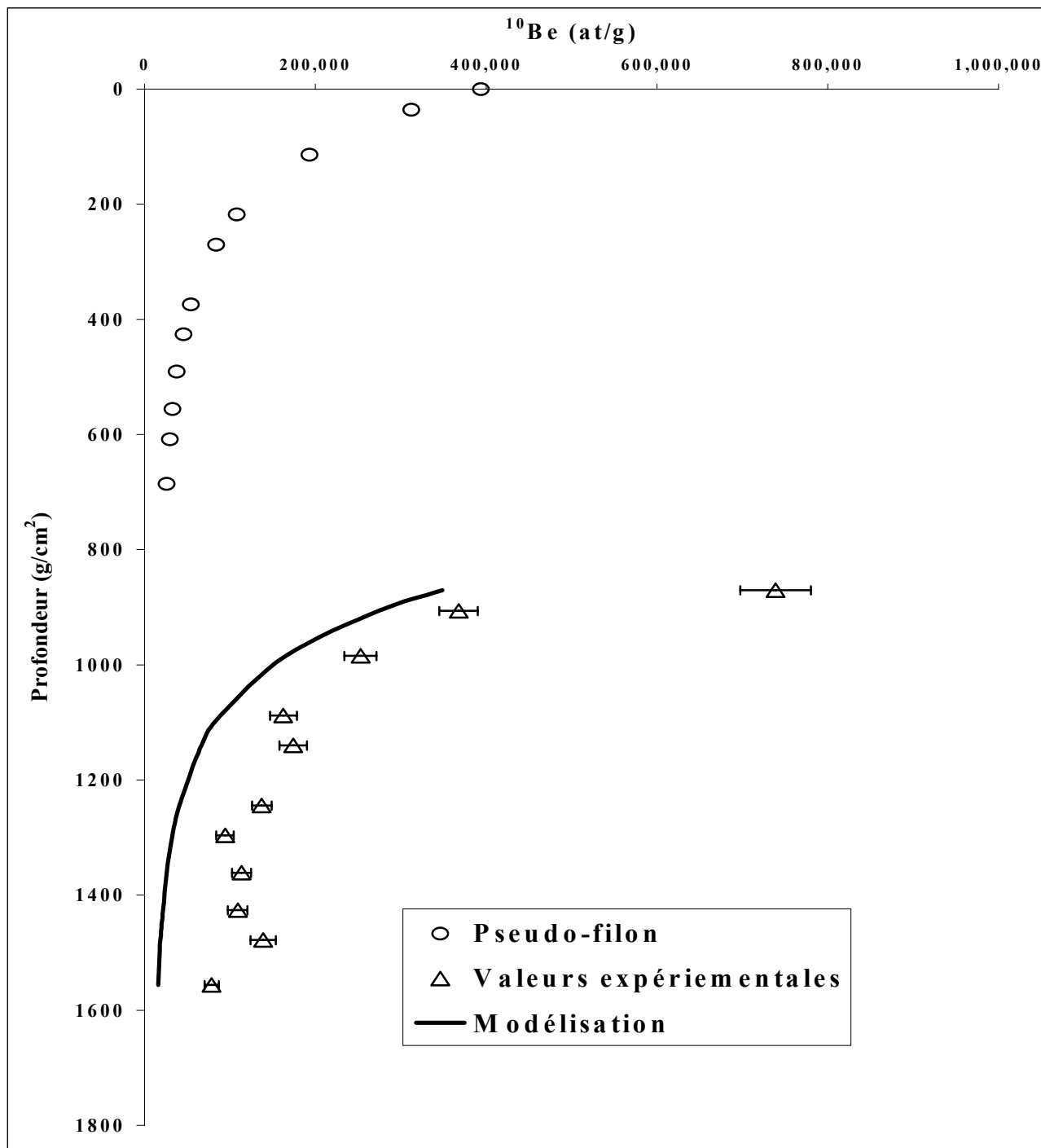


Figure 18 : Avant modélisation

Avant modélisation les concentrations du pseudo-filon sont quelconques, la courbe modèle ne s'adapte pas aux valeurs expérimentales.

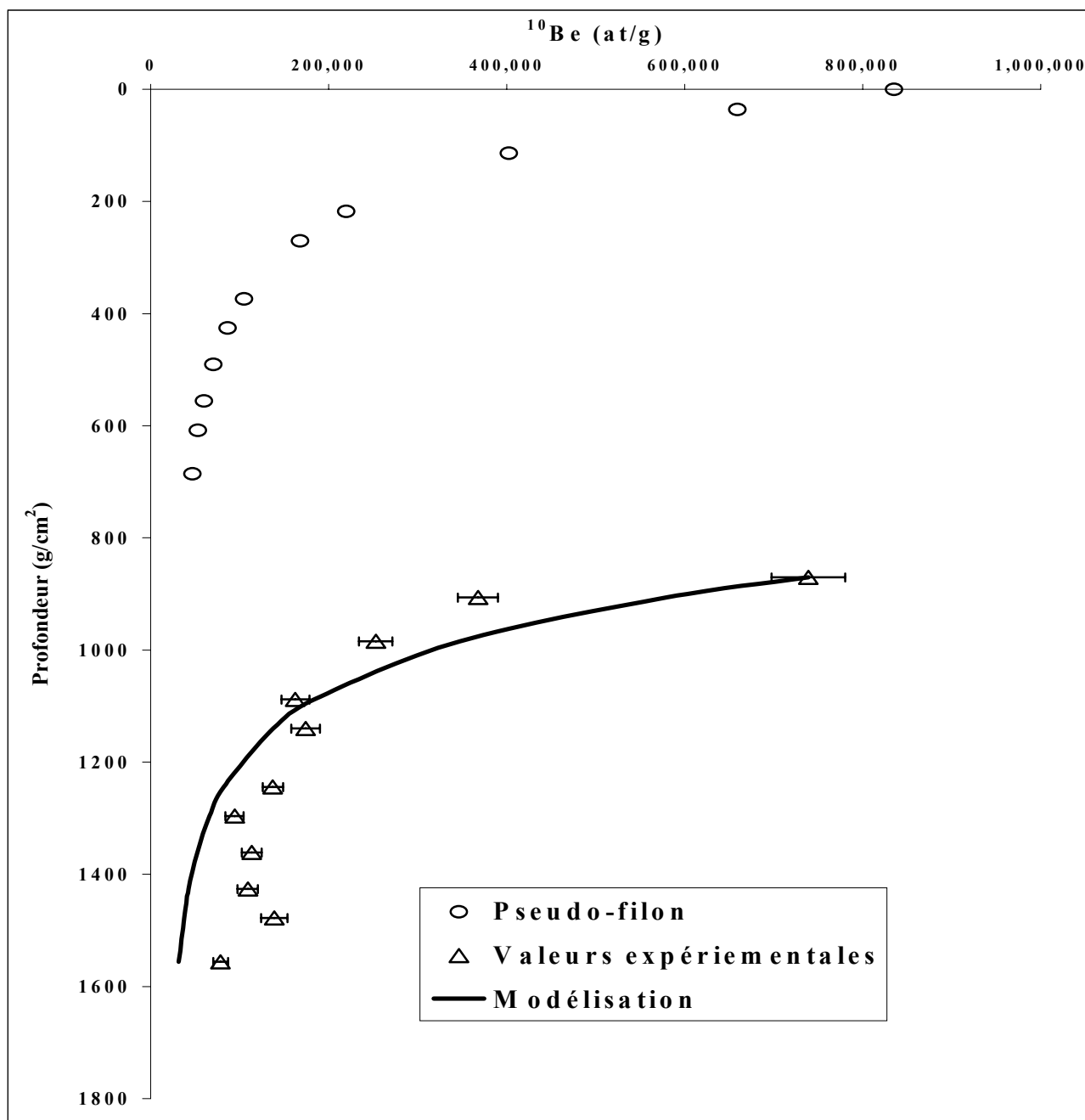


Figure 19 : Après modélisation.

En faisant varier le taux d'érosion, on arrive à estimer les concentrations initiales avant enfouissement. Ces concentrations sont ensuite utilisées pour modéliser l'enfouissement. Les paramètres optima sont: une érosion avant enfouissement de $2 \pm 0.3 \text{ m.My}^{-1}$, un taux d'enfouissement de $40 \pm 10 \text{ m.My}^{-1}$. Le taux de muons étant fixé à 1.5%. La modélisation est très sensible aux variations du taux d'érosion d'où une plus faible liberté sur ce paramètre.

CHAPITRE 3: SITES DE LARAFELLA (BURKINA FASO) ET MALEMBA (CONGO).

Ce chapitre comprend trois parties: la description des sites de Larafella et Malemba, la présentation des principaux résultats obtenus pour chacun de ces sites, résultats qui font l'objet d'un article publié dans *Geochimica et Cosmochimica Acta* (sous presse); enfin la discussion des données acquises pour les unités haute et moyenne de Larafella.

3.1 Le site de Larafella

Ce site a fait l'objet d'une étude spécifique réalisée dans le cadre de la thèse d'Ousmane Bamba en 1996 (Bamba, 1996) ayant pour objet l'étude de la distribution de l'or dans l'environnement des sites aurifères filoniens disséminés de Balago-Larafella au Burkina-Faso.

3.1.1 Localisation géographique.

Le site de Larafella est localisé au sud-est de la mine d'or de Poura, dans le sud-ouest du Burkina-Faso, à 2°50' de longitude Ouest et 11°30' de latitude Nord. (Figure 17)

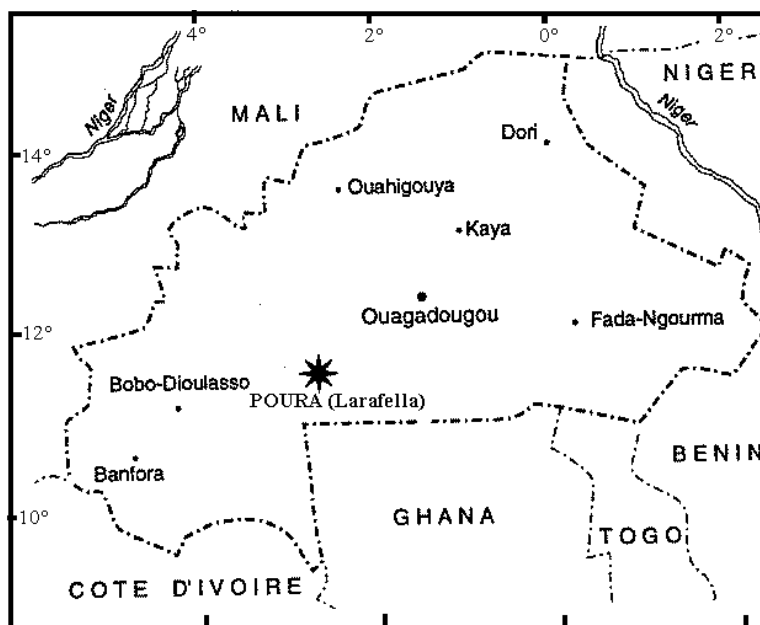


Figure 20: Localisation du site de Larafella, dans la région minière de Poura, Burkina Faso

3.1.2 Contexte géologique

La région de Poura est localisée sur la ceinture Birimienne de Boromo-Goren. Le socle antébirimien, daté du précambrien inférieur, est constitué par des gneiss, migmatites et granites ainsi que des formations ultrabasiques.

La ceinture Birimienne du secteur de Poura comporte trois types de formations: des roches volcaniques intrusives, effusives et pyroclastiques, des roches volcano-sédimentaires et des intrusions de granitoïdes. Les roches volcaniques comportent des ultrabasites, des basaltes qui peuvent se présenter en pillow-lavas, des andésites, des diorites, des rhyodacites et des rhyolites. Les roches volcano-sédimentaires sont des tufs, des épyclastiques, des pélites et des grauweekes. Ces formations ont été affectées par deux déformations schisteuses auxquelles s'associent des cisaillements senestres (N10°E, à N170°E) et dextres (N55°E).

3.1.3 Contexte géomorphologique.

Le paysage est caractéristique de l'Ouest africain. Il est marqué par des plateaux cuirassés à différentes altitudes. Chaque série de plateaux correspondrait à un événement climatique donné.

La zone de Larafella (Figure 21) est caractérisée par un système latéritique quartzo-ferrugineux qui comprend trois unités distinctes de par leur altitude et leur faciès de cuirassement:

une unité basse faiblement cuirassée dominée par deux générations d'unités fortement cuirassées, une unité moyenne et une unité supérieure.

L'unité inférieure

Elle est raccordée à l'unité moyenne et s'étale avec une pente très faible d'environ 1 %, jusqu'au Mouhoum, le cours d'eau drainant la région.

Recouverte par un sol limono-sableux et gravillonnaire, la carapace a environ deux mètres d'épaisseur.

L'unité moyenne.

La différence d'altitude avec l'unité haute est d'environ une vingtaine de mètres. Elle est également fortement cuirassée (jusqu'à 10 mètres).

L'unité supérieure.

Elle est caractérisée par une puissante cuirasse ferrugineuse (parfois plus de six mètres d'épaisseur). Il existe deux types de cuirasses :

- Une cuirasse alvéolaire.
- Une cuirasse gravillonnaire à conglomératique.

3.1.4 Le site d'échantillonnage (Figure 21)

Sur l'unité basse:

Les échantillons ont été prélevés au niveau d'une tranchée orientée E-W, longue d'environ 100 mètres et d'une profondeur de 10,50 mètres réalisée dans l'unité inférieure.

Le profil d'altération mis à nu montre les horizons suivants depuis le haut vers le bas de la tranchée:

- un sol gravillonnaire à matrice sablo-limoneuse (0-0,3 mètre)
- une carapace latéritique cohérente (0,3-2,3m) composée de nodules ferrugineux et comportant quelques débris de quartz qui peuvent parfois être très abondants à l'approche du filon aurifère où ils sont alors recouverts d'une pellicule ferrugineuse. La matrice argilo-ferrugineuse est de plus en plus friable vers la base.
- une carapace latéritique peu cohérente (2,3-3,5m) plus vacuolaire que la précédente. Elle est composée de nodules ferrugineux contenus dans une matrice argileuse qui peut représenter jusqu'à 50 % du volume de l'horizon. La matrice est blanchâtre avec par endroits quelques traces rouges.
- des argiles tachetées (Allotérite) (3,5-4,4 m) leur couleur varie en fonction de l'altérite dont elles dérivent.
- des isaltérites friables. La nature des altérites varie lorsque l'on se déplace d'Est en Ouest le long de la tranchée, elle dépend de la nature des roches mères qui à la suite de l'avancée du front d'altération se transforment progressivement en saprolite.

Les échantillons ont été prélevés dans les deux premiers mètres du profil et ne recoupent donc que les deux premiers ensembles.

Sur les unités moyenne et haute:

Les échantillons de surface prélevés à la surface de ces deux unités sont des quartz de taille centimétrique enchâssés dans une cuirasse nodulaire indurée.

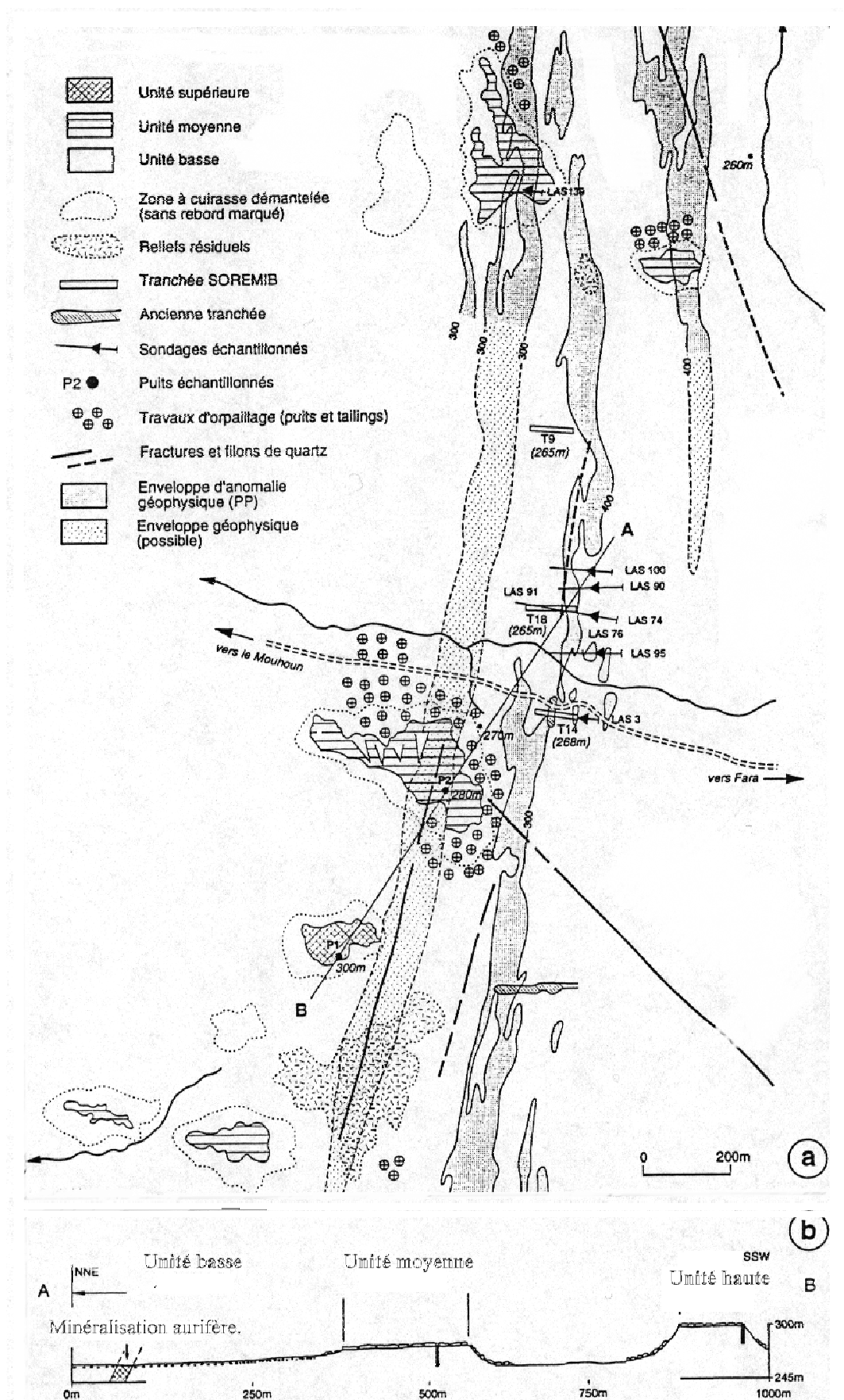


Figure 21: (a) Carte Géomorphologique du secteur de Larafella et (b) coupe de la séquence étudiée (AB) d'après Bamba (1996).

3.2 Le site de Malemba (Congo)

3.2.1 Localisation géographique (Figure 22).

Le site de Malemba est situé dans la région de Dimonika, au Sud-Ouest du Congo à 12°25' de longitude Est et 4°20' de latitude Sud.

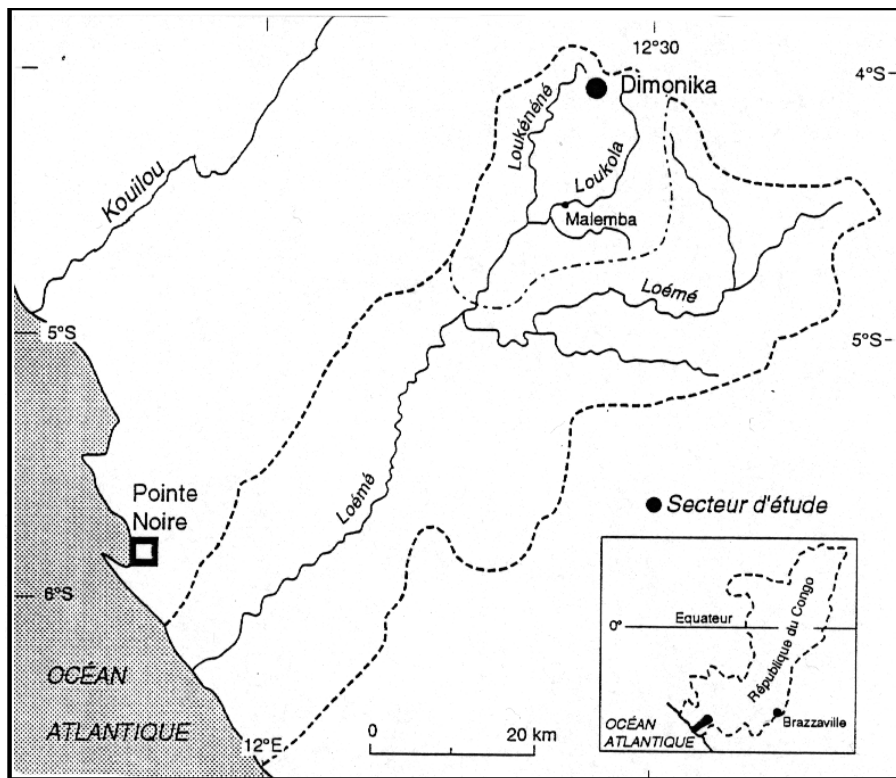


Figure 22: Localisation du site de Malemba dans la région de Dimonika, Congo.

3.2.2 Contexte géologique.

La région de Dimonika est située dans la chaîne du Mayombe, au sud-ouest du Congo. Cette chaîne est large de 20 km au nord et 50km au Sud. L'altitude varie de 400 à 800m. Cette région très accidentée est constituée de terrains plissés et recoupés d'intrusions granitiques. La géologie de la chaîne du Mayombe Protérozoïque concerne:

la série de la Loémé Bikossi, constituée de quartzite, de schistes et de gneiss.

la série de la Loukoulé, caractérisée par une succession d'arkoses et de quartzites avec des intercalations schisteuses.

Ces sols, relativement peu évolués, issus de l'altération latéritique de roches quartzo - schisteuses, sont parcourus par un réseau hydrographique dense.

3.2.3 Contexte géomorphologique.

Près de Dimonika, les formations superficielles latéritiques se développent aux dépens de quartzites aurifères et de schistes du Protérozoïque. Située à 30 km au sud-ouest de Dimonika, la colline de Malemba est constituée de schistes très altérés de la série de la Loukoula. Elle surplombe la rivière Loukoula ainsi qu'un de ces affluents. Cette colline présente le profil latéritique type, constitué des trois ensembles communément observés en climat tropical humide: ensemble supérieur argilo-sableux, ensemble médian d'accumulation et ensemble saprolitique à la base. La fissuration des roches facilite le passage de l'eau ce qui entraîne une évacuation rapide des produits d'altération.

3.2.4 Le site d'échantillonnage

Les échantillons prélevés dans cette colline sont des quartz de deux types:

- quartz anguleux: issus: 1) d'un filon fauché donnant naissance à une "stone-line" à l'interface saprolite / ensemble sablo-argileux ; 2) de la "stone-line" .
- quartz arrondis incorporés dans la "stone-line" précédente.

Une description plus précise et la coupe de la colline sont présentées dans l'article qui suit.

3.3 AFRICAN LATERITE DYNAMICS USING *IN SITU*-PRODUCED ^{10}Be .

R. Braucher^{1,2}, F. Colin², E.T. Brown^{1,3}, D.L. Bourlès¹, O. Bamba², G.M. Raisbeck¹, F. Yiou¹ and J.M. Koud².

¹ : Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS, Bâtiment 108, F-91405 Orsay Campus, France.

² : ORSTOM, UM GECO, CEREGE, BP 80, 13545 Aix en Provence, France.

³ : Large Lakes Observatory, University of Minnesota, Duluth, MN 55812, USA.

3.3.1 Abstract

We have investigated the development of iron crust lateritic systems and rain forest soils in tropical environments using *in situ*-produced ^{10}Be in quartz veins and cobbles. The variability of its concentration as function of subsurface depth in soil profile provides criteria for distinguishing between allochthonous (elsewhere formation) and autochthonous (in situ formation) processes and hence for determining whether colluvial transport or in situ chemical alteration dominates soil development in these environments

In the stable West African Craton in Southwest Burkina Faso at Larafella, the exponential decrease in ^{10}Be concentration observed along a quartz vein from the lowland lateritic system corresponds to the decrease in its production rate associated with attenuation of cosmic rays, and thus indicates an autochthonous development. Models of the ^{10}Be depth profile in this unit suggest that this surface has been subject to erosion at a mean rate of $\sim 2 \text{ m.My}^{-1}$ and that $\sim 1.5\%$ of the surface ^{10}Be production rate is associated with muon-induced reactions.

In a contrasting environment, tropical rain forest (Malemba, Congo), ^{10}Be concentrations have been measured in quartz vein and in round and angular quartz cobbles incorporated in a downslope "stone-line". Comparison with data from Larafella suggests that the angular cobbles have been transported a few meters from the quartz veins by downslope lateral transport, whereas the round cobbles have an allochthonous origin. Models of ^{10}Be distributions at this site yield an erosion rate of $\sim 12 \text{ m.My}^{-1}$, and a rate of lateral displacement on the order of 60 m.My^{-1} .

3.3.2 Introduction

Laterites cover about one-third of the continents. These widespread surficial formations result from meteoric weathering of igneous, metamorphic or sedimentary rocks (Nahon, 1986; Tardy, 1993). They consist of both residual and supergene minerals distributed vertically from the parent rock to the surface within three main layers, i.e. the saprolite (isovolumetric weathering), the nodular layer (non isovolumetric weathering with various degree of Fe enrichment) and the sandy-clayey layer (bioturbated soil). The textural and the mineralogical development as well as the transformation of each weathering layer depend upon chemical and physical conditions which may have varied over time with climate changes. In Africa for example, where lateritic cover has developed from Tertiary to present time at the expenses of stable cratonic areas, two main types of present day observable lateritic sequences could be distinguished :

- laterites with simple isovolumetric alteration histories (low degree of textural polygenism)
- laterites with complex histories of formation linked to variation in environmental conditions (high degree of polygenism).

The low textural polygenism ones mainly consist of saprolitic layer overlaid by a thin bioturbated top soil. Such laterites have either recently developed by in situ chemical weathering or result from the mechanical surficial truncation of old high textural polygenism laterites.

The high textural polygenism type exhibits all three main layers described above. The nodular layer, a mixture of residual quartz pebbles with goethitic and/or hematitic centimetric nodules, is more or less thick and massive (Lecomte, 1988). It results from a complex long term parent rock weathering history due to chemical digestion or erosive cycle changes under different types of tropical climates. Such laterites include the so called "stone-line" formations, very rich in quartz pebbles, whose origin is at present time under scientific controversy. While autochthonists propose an in situ genesis of their studied "stone-line" formations in West Africa (Collinet, 1969; Muller et al., 1981), allochthonists (Heinzelin, 1952; Riquier, 1969; Segalen, 1969) explain the presence of quartz pebbles over the saprolite by mechanical processes transporting materials resulting from large scale erosive cycles. Others have demonstrated that the "stone-lines" of Gabon (equatorial Africa) may be issued from both in situ chemical processes and para-autochthonous mechanical transport of materials at the scale of the topographical unit (Colin, 1992).

In order to assess quantitatively the mechanisms involved in the development of African laterites, depth profiles of ^{10}Be ($T_{1/2} = 1.5 \cdot 10^6$ yr.) produced in mineral lattices of rocks exposed to cosmic rays in the upper few meters of the Earth's crust have been used. Because the flux of the cosmic rays decreases exponentially with subsurface depth, depth profiles of *in situ*-produced ^{10}Be permit the study of surficial processes, the quantification of denudation and burial rates and the elucidation of mechanisms involved in landform evolution and soil formation (Brown et al., 1994; Cerling and Craig, 1994; Lal, 1987). This method may thus be employed to determine whether allochthonous or autochthonous processes dominate soil formation (Brown et al., 1994).

3.3.3 Sampling and methodology

3.3.3.1 Sites description

We collected samples at two sites: a recent road-cut through a small hill at the village of Malemba in the south-western Congo (4°20'S, 12°25'E; 300 m altitude), and a gold prospecting trench cut into a lateritic surface at Larafella, Burkina Faso (11°32'N, 2°47'W; 250 m altitude).

The Malemba hill has the rounded shape typically formed under warm humid conditions in tectonically stable regions. Near the hill's summit, subvertical quartz veins penetrating the bedrock and saprolite have been exposed by the road cut. Relicts of these veins (20 to 30 cm quartz blocks) appear to continue through the soil almost to the surface. In addition, a "stone-line" of quartz cobbles extends downslope from the quartz vein, essentially following the interface between soil and saprolite. The upper 20 cm of the weathering profile consists of a gray-black humic layer. It is underlain by a 150 to 200 cm layer of yellow - brown microaggregated sandy-clayey soil and a thick saprolitic layer derived from in situ isostructural weathering of Proterozoic schist. The lower two layers are rich in quartz and kaolinite. In addition to collecting samples of the vein quartz, we sampled round and angular quartz cobbles incorporated downslope in the "stone-line" along the saprolite-soil interface (Figure 23). Determination of the ^{10}Be content of these rocks permits us to examine the relative contributions of allochthonous and autochthonous processes to formation of "stone-lines" and rounded hills, typical of much of Equatorial West Africa.

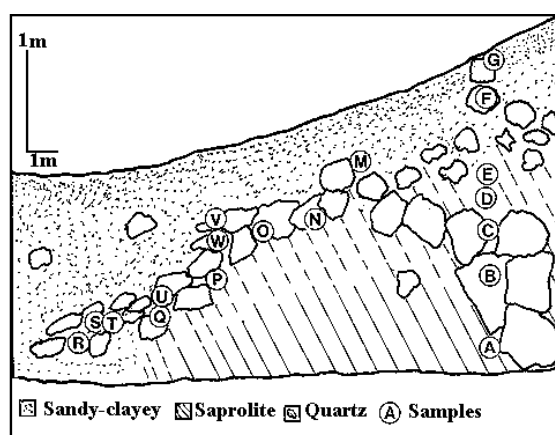


Figure 23: Sketch map showing the sample distribution at Malemba.

A detailed understanding of the variability of cosmogenic nuclide production with subsurface depth is necessary for quantitative interpretation of the distributions of ^{10}Be content of rocks sampled along soil profiles. Toward this end, we collected a depth profile of vein quartz passing through undisturbed saprolite in the lowland lateritic system at Larafella. This site is part of a complex system of lateritic surfaces (Bamba, 1993) that will be part of a forthcoming study of examination of tropical soils using cosmogenic nuclides. Although Larafella is climatically quite different from Malemba, the tectonic settings (and hence overall erosion rates), altitudes and geomagnetic latitudes are comparable. This means that depth variability of cosmogenic nuclide

production will be very similar at the two sites. Differences in the ^{10}Be concentration depth profiles can be ascribed to differing weathering histories at the two sites.

3.3.3.2 Methods

Crushed and sieved (250-1000 μm) quartz samples were cleaned and prepared for ^{10}Be analysis. To eliminate potential contamination by atmospherically produced ^{10}Be , initial cleaning in concentrated HCl was followed by a series of four sequential hydrofluoric acid dissolution steps. This cleaned purified quartz was then completely dissolved in HF. Each sample was spiked with 0.3 mg of ^9Be carrier (Brown et al., 1991). After separation of Be by solvent extractions, BeO was purified by successive extractions and precipitations (Bourlès, 1988; Brown et al., 1992). All measurements were made by accelerator mass spectrometry at the Tandétron AMS Facility, Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck et al., 1994; Raisbeck et al., 1987). Analytical uncertainties (reported throughout as 1σ) are based on counting statistics and conservative assumptions of 5% variability in machine response and a 50% uncertainty in the blank correction.

In general, the concentration N (at.g^{-1}) of a radioactive cosmogenic nuclide produced by spallation reactions in a rock exposed at depth x (g.cm^{-2}) below a surface undergoing erosion at a rate of ε ($\text{g.cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) over time t (yr) may be represented by the equation: (Eq. 1)

which states that in case of deep profile studied, the normal steady state erosion equation has to be written as a sum of two terms, corresponding to the production of ^{10}Be (P in $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$) cosmic ray neutrons and muons with their corresponding attenuation lengths, Λ_n and Λ_μ (g.cm^{-2}) and their respective contribution p_n and p_μ to the total production ($p_n+p_\mu=1$).

In this study, all calculations use total surface ^{10}Be production rates based on the altitude and latitude dependent polynomials of Lal (Lal, 1991), and error calculations assume a 15% uncertainty in production rates (Gosse et al., 1996a; Gosse et al., 1996b).

3.3.4 Results

3.3.4.1 Depth variability calibration at Larafella.

The data from Larafella (Figure 24, Table 4) demonstrate the depth variability of ^{10}Be production at a site that field observations indicate to be minimally perturbed by weathering and soil compaction. As shown in Figure 24, assuming neutron and muon attenuation lengths to be, respectively, on the order of 140 and 1300 g.cm^{-2} (Brown et al., 1995a), a ^{10}Be production rate of 4.3 at.g^{-1} and allowing the erosion rate and the percentage of production due to muons to be

adjustable, the best data fit to (Eq. 1) yields a muon contribution to the total production at the surface of $(1.5 \pm 0.2)\%$ and an erosion rate of $(2 \pm 0.3) \text{ m.My}^{-1}$ (Brown et al., 1995a). Our results are consistent with previous works concluding that $\sim 1\text{-}3\%$ of surface production of ^{10}Be was associated with reactions induced by muons (Brown et al., 1995a). This component needs to be considered for estimating levels of inherited cosmogenic nuclides when dating young surfaces.

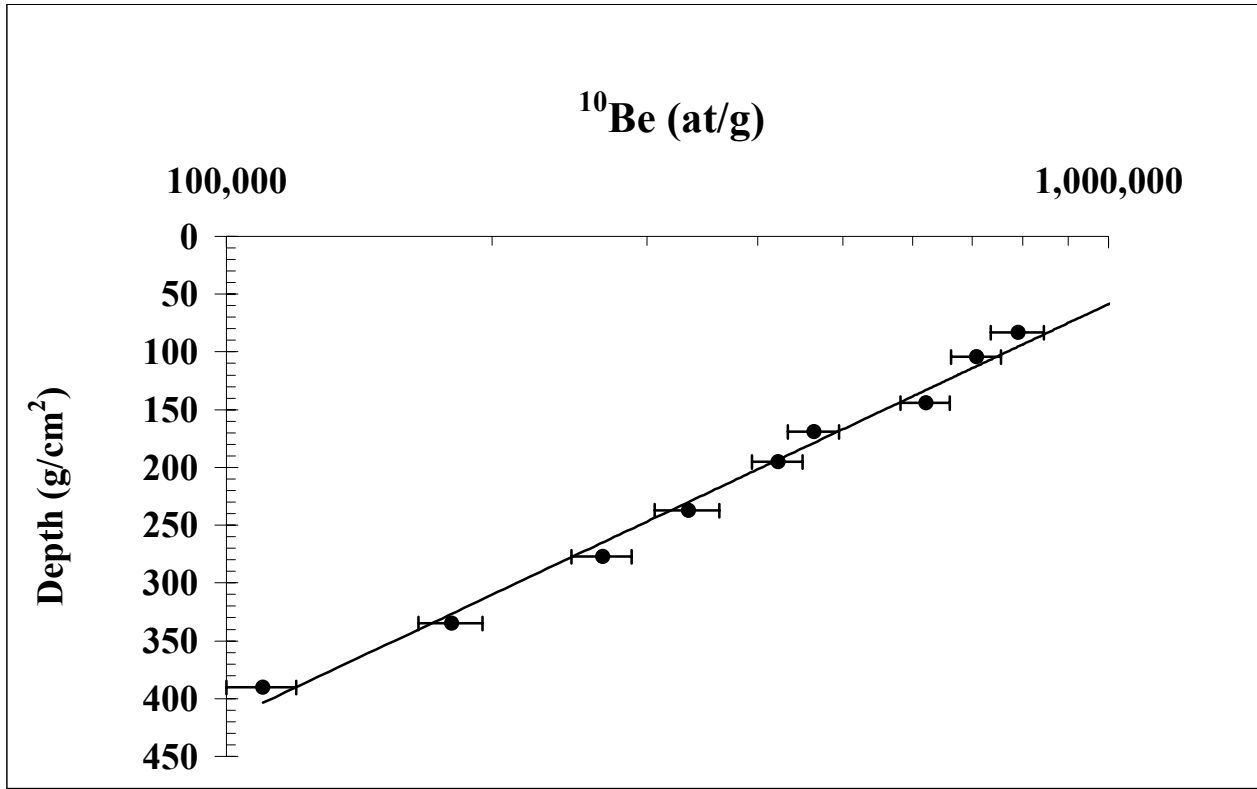


Figure 24: Concentration of ^{10}Be as a function of depth at Larafella (Burkina Faso). Solid points correspond to experimental depths and concentrations. The line corresponds to a best fit of the form of Eq.1 with erosion rate and muon contribution as free parameters. The data indicate an erosion rate of 2 m.My^{-1} and a muon contribution of 1.5% .

Table 4: Sample description and ^{10}Be , ^{26}Al data.

Sample	Depth (cm)	Sample site	Rock density g/cm ³	^{10}Be (10^5 at /g)	Error (1 σ) 10^4 at/g	Al (ppm)
BF93-34	20	Larafella	1.88	11.0	6.4	n m*
BF93-33	23.5	Larafella	1.88	12.0	7.6	n m
BF93-32	44	Larafella	1.90	7.9	5.5	n m
BF93-31	55	Larafella	1.90	7.1	4.6	n m
BF93-30	75	Larafella	2.00	6.2	4.0	n m
BF93-29	87.5	Larafella	2.00	4.6	3.1	n m
BF93-28	100	Larafella	2.10	4.2	2.8	n m
BF93-27	120	Larafella	2.10	3.3	2.8	n m
BF93-26	140	Larafella	1.98	2.7	2.1	n m
BF93-25	170	Larafella	1.92	1.8	1.5	n m
BF93-24	200	Larafella	1.85	1.1	1.0	n m
CO92-14A	300	Malemba - profile	1.6	0.36	0.55	5.96
CO92-14B	250	Malemba - profile	1.6	0.48	0.84	5.31
CO92-14C	190	Malemba - profile	1.6	0.51	0.67	6.06
CO92-14D	160	Malemba - profile	1.6	0.53	0.84	5.56
CO92-14E	130	Malemba - profile	1.6	0.59	0.84	4.81
CO92-14F	40	Malemba - profile	1.6	1.64	1.51	5.75
CO92-14G	10	Malemba - profile	1.9	2.80	2.32	5.9
CO92-14M	65	Malemba-stone-line angular	1.5	2.59	2.13	5.94
CO92-14N	110	Malemba-stone-line angular	1.5	2.00	1.90	5.59
CO92-14O	110	Malemba-stone-line angular	1.5	2.65	2.45	3.97
CO92-14Q	160	Malemba-stone-line angular	1.5	2.80	2.70	4.99
CO92-14R	190	Malemba-stone-line angular	1.5	4.10	4.43	6.56
CO92-14S	185	Malemba-stone-line round cobble;	1.5	2.55	3.65	115.55
CO92-14T	185	Malemba-stone-line round cobble;	1.5	4.50	3.71	8.28
CO92-14U	150	Malemba-stone-line round cobble;	1.5	5.51	4.43	12.18
CO92-14V	80	Malemba-stone-line round cobble;	1.5	3.45	5.26	98.21
CO92-14W	100	Malemba-stone-line round cobble;	1.5	3.58	2.70	7.54
CO92-14X	180	Malemba-stone-line round cobble;	1.5	3.72	2.91	37.68

*non measured.

3.3.5 Evolution of Malemba stone hill.

3.3.5.1 Weathering resistant minerals.

Because zircons and quartz are among the more weathering resistant phases under standard tropical weathering conditions, the related Zr and Si contents are used as weathering intensity indexes. Chemical analysis performed along the studied quartz vein shows that while the Si and Zr concentrations remain roughly constant along the quartz vein located in the parent rock, they continuously increase for both elements in the sandy-clayey layer (Table 2). More precisely, both Zr and Si concentrations continuously increase from the saprolite-sandy clayey layer interface to the surface. This is consistent with increased weathering intensity in the upper part of weathering profiles and typical of tropical soils where Zr contents have been used as immobile reference to estimate mass loss accompanying the weathering of the lithosphere as well as to calculate volumetric changes of soils with regards to the parent rock. (Colin et al., 1993) (Table 5, Figure 25).

Table 5: Si & Zr contents and estimation of collapse (ΔV) by Zr and ^{10}Be .

Sample	Depth (cm)	Description	Si (ppm)	Zr (ppm)	ΔV_{Zr}	$\Delta V^{10}_{\text{Be}}$
CO92-14G	10	Sandy-clayey	344100	384	-0.44	-0.38
CO92-14F	40	Sandy-clayey	277300	261	-0.38	-0.35
CO92-14E	130	Saprolite	215000	218	Isovolume*	Isovolume
CO92-14D	160	Saprolite	176700	195	Isovolume	Isovolume
CO92-14C	190	Saprolite	157100	209	Isovolume	Isovolume
CO92-14B	250	Saprolite	229000	158	Isovolume	Isovolume
CO92-14A	300	Saprolite	210000	244	Reference sample ⁺	Isovolume

Isovolume: $-0.2 < \Delta V < 0.2$; + See text.

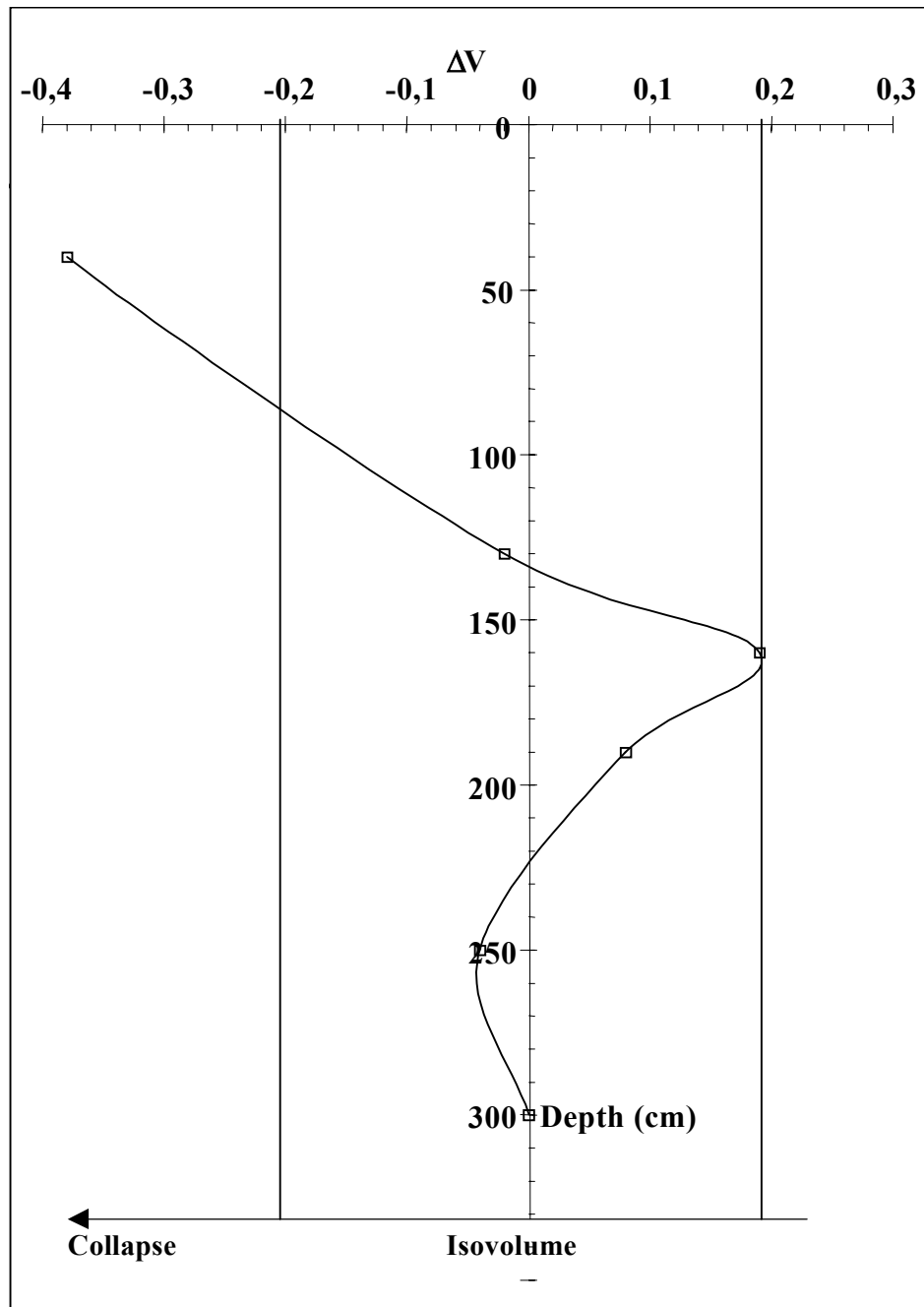


Figure 25: Zr volumetric change of the Malemba quartz vein profile taking CO92-14A as the reference sample.

3.3.5.2 ^{10}Be and ^{27}Al distributions

^{10}Be concentrations have been measured in angular quartz cobbles collected not only all along the quartz vein but also in their relicts continuing through a sandy-clayey layer as well as in those incorporated in a downslope "stone-line" roughly following the saprolite-soil interface. In addition, ^{10}Be concentrations have been measured in round quartz cobbles incorporated in the

Malemba Hill "stone-line". All angular quartz cobbles ^{10}Be concentrations range from 36 to 410.10^3 at.g $^{-1}$ (samples CO92-14A to CO92-14O and CO92-14Q, 14R) while the round quartz cobbles ^{10}Be concentrations range from 255 to 551.10^3 at.g $^{-1}$ (samples CO92-14S to CO92-14X) (Table 4).

Autochthonous and alluvial (allochthonous) origins for respectively angular and round quartz cobbles, strongly suggested by their different shape is supported by their significantly different ^{27}Al contents. The angular quartz cobbles ^{27}Al concentrations ranging from 3.67 to 6.56 ppm indeed clearly contrast with those of round quartz cobbles which range from 7.54 up to 115 ppm (Table 4).

3.3.6 Discussion

3.3.6.1 Malemba quartz vein

Field observations as well as the ^{10}Be concentration exponential decrease observed along the angular quartz cobbles from the Malemba hill quartz vein and its relict through the sandy-clayey layer (vertical quartz profile) indicate an autochthonous weathering of the quartz vein (Brown et al., 1995a). The surficial ^{10}Be concentration of 320.10^3 at.g $^{-1}$ extrapolated from the ^{10}Be measured in the CO92-14G sample located at 19.5 g.cm^{-2} sub-surface depth (Table 4) leads to a mean erosion rate of $\sim 12 \text{ m.My}^{-1}$ with a ^{10}Be production rate of 4.3 at.g^{-1} . When used in (Eq. 1 to fit the best curve through all the quartz vein experimental values, this erosion rate and a neutron attenuation length of 140 g.cm^{-2} impose a muon contribution to the total production at the surface of 1.5% and a muon attenuation length of 1300 g.cm^{-2} . A surficial ^{10}Be concentration of 255.10^3 at.g $^{-1}$ is implied by this model. However, in our previous work at Malemba (Brown et al., 1995a), we noted that weathering and collapse could affect the relative positions of material in weathering profiles, leading to a flattening of the experimental ^{10}Be depth curve. This phenomenon most likely explains the surficial concentration difference noted above. Corrections for such collapse can be made using Zr distribution, under the assumption that zircons are chemically immobile under usual oxidizing conditions that occur in laterites (Colin et al., 1993). As described above, an increase in Zr contents from ~ 240 ppm in the saprolite to ~ 340 ppm in the sandy-clayey layer (Table 5), since the two layers have similar bulk densities, implies a volumetric change (ΔV) of $\sim 40\%$ with regards to the parent rock for the upper part of the weathering sequence. The minor (20%) volumetric changes observed within the saprolitic part of the studied profile (Figure 25) most likely correspond to quasi-isovolumetric weathering processes linked to heterogeneity in the parent rock.

Validation of the implicit assumption of Zr immobility requires an independent evaluation of collapse in the upper portion of the profile. Comparison of the observed depth profile of ^{10}Be at Malemba with a theoretical profile based on data from the minimally disturbed profile at Larafella provides another means of examining collapse. Assuming a local erosion rate of $\sim 12 \text{ m.My}^{-1}$ and production parameters from our work at Larafella, we determined precollapse depths implied by ^{10}Be concentrations. Figure 26 compares the resultant profile with a profile normalized for the 40% collapse implied by the Zr distributions. The ^{10}Be -based depth correction appears to be in very close agreement with that derived from the Zr distribution (Figure 26). This supports the validity of the assumption of Zr immobility and demonstrates that the *in situ*-produced ^{10}Be may be an useful tool for evaluation of collapse. In addition, as Zr-based collapse estimates integrate longer time periods than do ^{10}Be -based estimates, our results suggest that mass loss in the upper layers occurred relatively recently (within the last few 10 ky) in the erosional history of the soil.

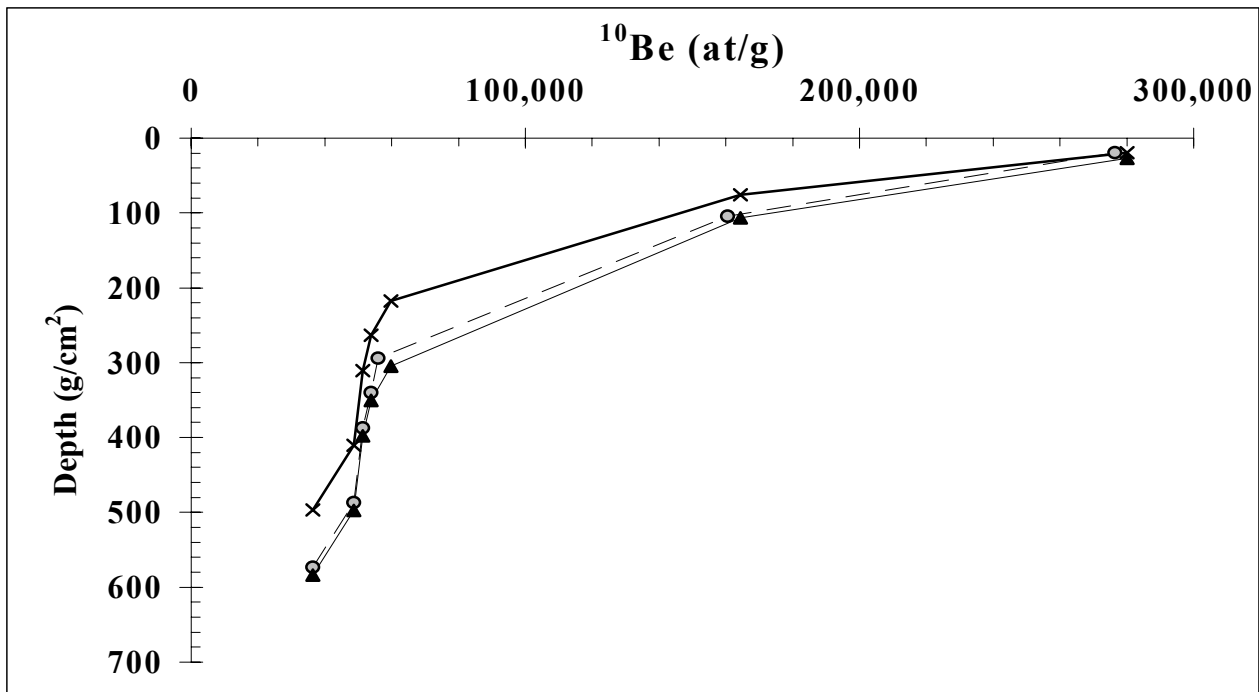


Figure 26: Estimation of weathering induced collapse using Zr and ^{10}Be for Malemba *in-situ* quartz vein. Crosses correspond to the experimental data. Triangles represent the depths corrected for weathering induced collapse using Zr distribution between unperturbated saprolitic layer and weathered sandy clayey layer (see text). Open circles represent the theoretical depths calculated for the measured ^{10}Be using the parameters implied by the minimally perturbed by alteration and soil compaction site of Larafella and a local erosion rate of $\sim 12 \text{ m.My}^{-1}$ in equation 1 (see text).

3.3.6.2 Malemba stone-line formation

The round cobbles from the "stone-line" at Malemba most likely have an alluvial origin. Their randomly distributed ^{27}Al and ^{10}Be concentrations also support the notion that allochthonous processes are significant at downslope the Malemba hill site. In contrast, the near-systematic increase of the ^{10}Be content of angular cobbles as a function of distance from the quartz vein is indicative of autochthonous development and suggests that material at the saprolite-sandy clayey interface may have been transported from the outcropping quartz vein by a lateral downslope displacement. The ^{10}Be concentrations of the angular clasts may be used to quantify this displacement. Toward this end, two models bracketing the range of the rate of displacement have been developed : a plug model and a burial model.

In the plug model, the quartz cobbles migrate along the saprolite-sandy clayey interface at a constant depth corresponding to the sampling depth. This implies that the ^{10}Be production rate remained constant during the sample migration and that erosion was negligible. Under these conditions, the difference in ^{10}Be concentration between two successive samples represents the maximum exposure time necessary to cover the downslope interval. This leads to the minimum lateral displacement rate presented Table 6: Estimation of the lateral displacement using two extreme models..

By contrast, in the burial model, material eroded from the top of the quartz vein moves downward through the sandy clayey layer to the saprolite interface as it migrates downslope. Considering that all samples start with a ^{10}Be concentration similar to that of sample CO92-14F, the time necessary to generate, at a constant burial rate, the ^{10}Be differences between each "stone-line" quartz sample and CO92-14F can be calculated by fitting the theoretical and the experimental ^{10}Be concentrations. All measured differences of the studied system can be solved for a mean burial rate of 21 m.My^{-1} . The lateral displacements thus estimated are presented Table 6

The main difference between these two estimates (Figure 27) results from the evolution of the ^{10}Be production rate during the transport of the quartz cobbles forming the studied "stone-line". In the plug model, lower production rates lead to lower displacement rates averaging $(53 \pm 6) \text{ m.My}^{-1}$. In the burial model, the estimated displacement rates averaged $(89 \pm 7) \text{ m.My}^{-1}$.

Table 6: Estimation of the lateral displacement using two extreme models.

Sample	Depth (cm)	Distance from quartz vein (m)	Lateral displacement	
			Plugs model (m.My ⁻¹)	Burial model (m.My ⁻¹)
CO92-F	40	0	0	0
CO92-M	65	4.5	40	89
CO92-N	110	6	47	70
CO92-O	110	7.5	46	88
CO92-Q	160	11	55	88
CO92-R	190	14	59	96

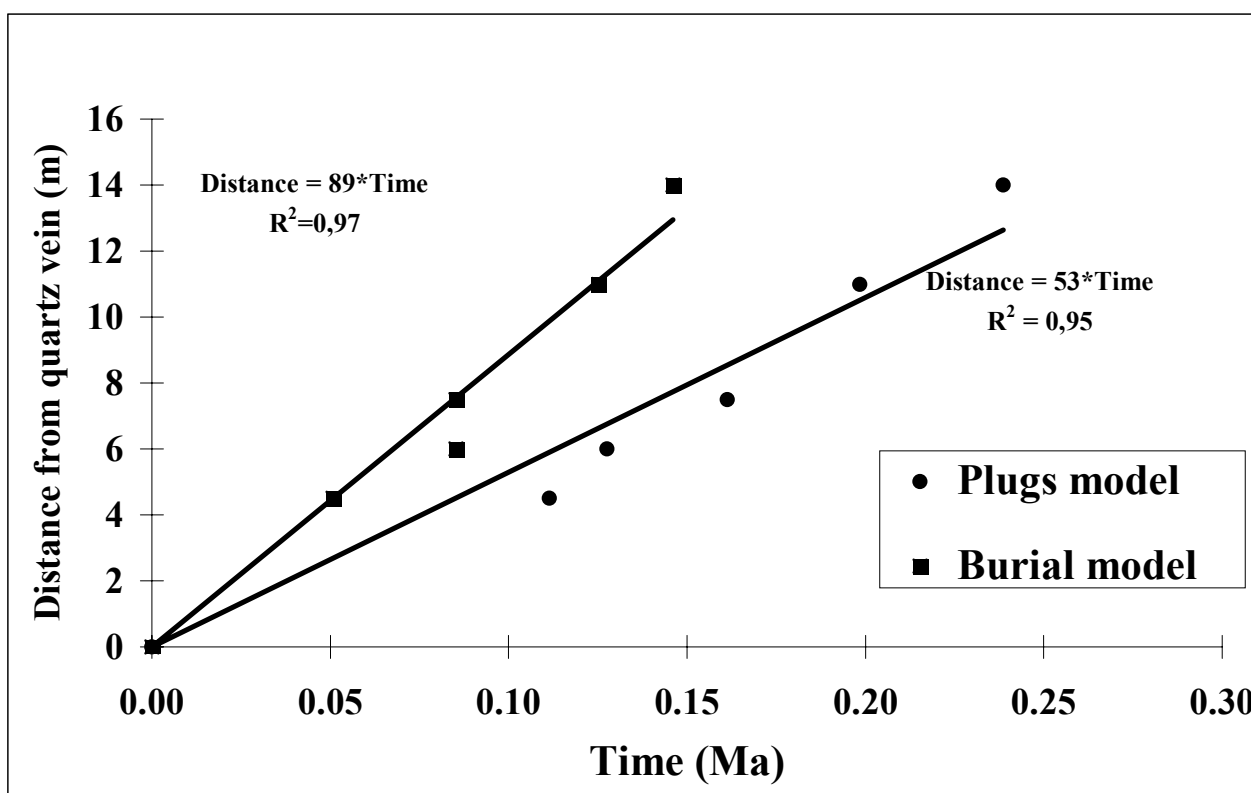


Figure 27: Estimation of lateral displacements for Malemba "stone-line". Solid points correspond to the plug model (see text) and solid squares to the burial model (see text). Slopes of lines correspond to rates of horizontal displacement.

3.3.7 Conclusions

A depth profile of in situ-produced ¹⁰Be concentrations in a quartz vein from Larafella (Burkina Faso) yields quantitative information on the production systematics of this cosmogenic nuclide, indicating that muon-induced reactions contribute (1.5±0.2)% of ¹⁰Be production at the

Earth's surface. Comparison of this profile with profiles obtained at sites where alteration and soil compaction are significant permits quantitative evaluation of such processes. Such analyses are most valid for sites exposed at a similar altitude and geomagnetic latitude, and in a comparable tectonic setting (implying comparable overall erosion rate) to the site of the unperturbed profile. We compare the data from Larafella with a ^{10}Be depth profile from a "half-an-orange" rounded hill at Malemba, Congo to study its development and evolution.

At Malemba, angular and rounded quartz cobbles have been sampled. The angular quartz cobbles originate from a subvertical quartz vein and its connected "stone-line". Extrapolated surface ^{10}Be concentrations yield an erosion rate estimate of $\sim 12 \text{ m.My}^{-1}$. In the upper sandy-clayey layer the ^{10}Be profile departs from the exponential decrease in ^{10}Be concentration observed at the minimally perturbed Larafella site, indicating significant collapse and mass loss. The extent of collapse estimated by comparing the sample experimental depth with the theoretical depth implied by the measured ^{10}Be concentrations is in good agreement with that estimated using Zr analysis. Both approaches lead to a collapse of $\sim 40\%$ for the upper part of the profile. This not only indicates that ^{10}Be can be used to evaluate the extent of chemical weathering but also strongly suggests that Zr can be considered as an immobile element in these weathering conditions (types of parent rock and of Zr-bearing minerals, standard supergene oxidative conditions). In addition, as Zr-based collapse estimates integrate longer time periods than do ^{10}Be -based estimates, these results suggest that mass loss in the upper layers occurred relatively recently (within the last few 10 ky) in the erosional history of the soil.

Beryllium-10 concentrations of angular cobbles within the "stone-line" (at the interface between the saprolite and the sandy-clayey layer) increase as a function of distance from the quartz vein. This allows quantification of the lateral displacement rate. We employ two models to bracket its range: the plug model in which the sample depth--and hence the ^{10}Be production rate--are constant, and the burial model in which material eroded from the top of the quartz vein is buried at a constant rate during its downslope displacement. These models yield lateral displacement rates ranging from 53 to 89 m.My^{-1} . Rounded quartz cobbles have also been found among the angular quartz cobbles in the "stone-line". Their different shape as well as their randomly distributed ^{27}Al and ^{10}Be contents strongly suggest a different, most likely alluvial, origin. It thus appears that "stone-lines" may have mixed autochthonous and allochthonous origins.

3.3.8 Acknowledgments

We thank J. Lestringuez and D. Deboffle for their continuing expertise in AMS measurements. Fieldwork was highly facilitated by the logistic support of the Brazzaville and Ouagadougou ORSTOM Centers. This work was supported by INSU-CNRS through the DBT Program Thème 1: "Fleuves et érosion". Tandétron operation is supported by the CNRS, CEA and IN₂P₃.

3.4 Résultats concernant les unités moyenne et haute (U.M et U.H) de Larafella.

Comme il l'a été écrit précédemment, les échantillons des unités moyenne et haute ont été prélevés en surface dans le but d'évaluer le taux d'érosion affectant ces deux surfaces. Le tableau ci-dessous résume les données obtenues:

Tableau 7: Teneur en ^{10}Be mesurées et taux d'érosion calculés pour les échantillons de Larafella (unités moyenne et haute).

Echantillons	Localisation	Masse de quartz traitée	^{10}Be 10^6 at/g	Erreur ^{10}Be (10^4 at/g)	Erosion (m/Ma)
<i>BF93-10</i>	U.H	9.26	1.82	11,7	1.00
<i>BF93-12</i>	U.H	13.35	1.43	9,54	1.07
<i>BF93-13</i>	U.H	29.60	1.90	1,14	1.20
<i>BF93-14</i>	U.H	29.39	1.22	7,01	1.19
<i>BF93-15</i>	U.H	14.64	1.70	10.1	1.38
<i>BF93-16</i>	U.M	28.40	1.67	9,55	1.38
<i>BF93-17</i>	U.M	7.18	1.92	15.5	1.16
<i>BF93-18</i>	U.M	33.19	1.80	10.80	1.26
<i>BF93-19</i>	U.M	34.78	0.97	5,80	2.59
<i>BF93-20</i>	U.M	24.51	0.86	6,23	2.99
<i>BF93-21</i>	U.M	15.20	0.84	5,40	3.03
<i>BF93-22</i>	U.M	31.00	0.77	7,95	3.37
<i>BF93-23</i>	U.M	23.07	0.84	5,80	3.05

Deux taux d'érosion moyens sont ainsi déterminés (Figure 28):

- un taux moyen de 1.16m/Ma pour les échantillons de l'unité haute.
- un taux moyen de l'ordre de 3 m/Ma pour l'unité moyenne.

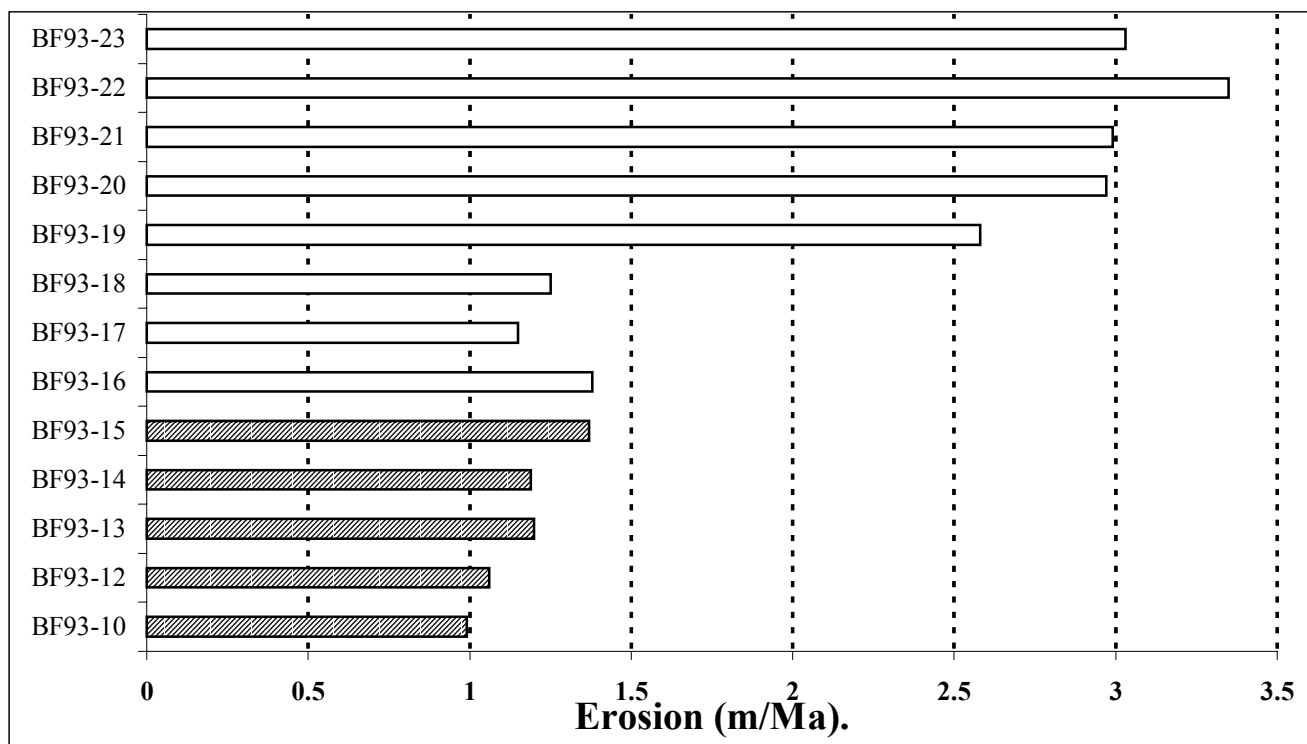


Figure 28: Taux d'érosion de l'unité haute (hachuré) et de l'unité moyenne (en clair).

Les mesures en ^{10}Be pour les échantillons de l'unité moyenne BF93-16 à BF93-18 donnent un taux d'érosion de 1.25 m/ma, quasiment identique à celui de l'unité haute. Ceci peut être lié au fait que ces échantillons, proviennent de l'unité haute, et ont été incorporés dans l'unité moyenne lors de sa

formation. Ils auraient donc subi la même histoire d'exposition que les échantillons actuellement sur l'unité haute.

Bamba (1996) a suivi l'évolution des concentrations des particules d'or, sur l'ensemble du site et a élaboré un modèle d'évolution morphogénétique du paysage de Larafella depuis l'époque "relief de commandement" jusqu'à l'actuel. Il en déduit que l'actuelle unité basse est la seule source d'or qui se trouve actuellement disséminé sur les unités moyenne et haute. Dans son modèle, il suppose donc que le paysage a subi une inversion de relief à la suite de successions de périodes sèches et humides. Ce modèle implique également des taux d'érosion moyens devant décroître significativement de l'unité basse vers l'unité haute. L'ensemble de ces déductions est compatible avec les taux d'érosion présentés dans le tableau précédent. En effet les unités haute et moyenne paraissent avoir des taux d'érosion suffisamment différents pour que la différenciation de ces deux surfaces ait pu s'opérer au cours du temps. A terme l'unité moyenne devrait disparaître, il en résulterait alors un paysage à deux unités.

CHAPITRE 4. SITES DE GENTIO DO OURO, ITABERABA ET CUIABA, (BRESIL).

Les chapitres 2 et 3 traitaient des résultats acquis pour le continent africain. Ce quatrième chapitre, s'intéressera aux résultats obtenus dans trois sites brésiliens. L'échantillonnage qui s'est déroulé en novembre 1996 dans les états de Bahia et du Mato Grosso a permis de collecter différents types de quartz: 1/ quartz provenant de filons (Gentio do Ouro, Cuiaba), 2/ quartz anguleux de "stone-line" avec connexion a un filon (Itaberaba), 3/ quartz arrondis de "stone-line" sans connexion avec un filon (Cuiaba).

Les résultats acquis pour Gentio do Ouro, Itaberaba et la "stone-line" de Cuiaba présentés dans une première partie font l'objet d'un article soumis à Earth and Planetary Science Letters; la seconde partie traitera des résultats obtenus pour un filon de 15m échantillonné a Cuiaba.

4.1 Brazilian laterite dynamics using *in situ*-produced ^{10}Be .

R. Braucher ^{1,2,*}, D.L. Bourlès ¹, F. Colin ², E.T. Brown ³, B. Boulangé ².

¹ : Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS, Bâtiment 108, F-91405 Orsay Campus, France. (braucher@csnsm.in2p3.fr) Fax: +33 1 69 15 52 68)

² : ORSTOM, UM GECO, CEREGE, BP 80, 13545 Aix en Provence, France.

³ : Large Lakes Observatory, University of Minnesota, Duluth, MN 55812, USA.

* Corresponding author.

4.1.1 Abstract

Concentrations of *in situ*-produced cosmogenic ^{10}Be ($T_{1/2}=1.5\text{My}$) were measured using accelerator mass spectrometry (AMS) in several quartz samples from three Brazilian lateritic systems in order to characterize and quantify processes involve in their development. Two of these sites, a quartz vein at Gentio do Ouro, and a quartz vein and its connected "stone-line" at Itaberaba, are located on the São-Francisco craton. The other, a "stone-line" without obvious connection to any quartz vein at Cuiaba, is located on the edge of the Amazonian craton. Results from the bed rock embedded quartz vein that outcrops at Gentio do Ouro lead to a calculated mean erosion rate of 2.5 m.My^{-1} for a muon participation to the total ^{10}Be production set at 1%. At Itaberaba, the ^{10}Be content of the surficial sample yields a mean erosion rate of $9.0\pm0.5 \text{ m.My}^{-1}$. In addition, the ^{10}Be concentration increase as a function of the distance from the quartz vein observed in the quartz samples from the connected "stone-line" strongly suggests an autochthonous development. The data constrain a model of "stone-line" emplacement and imply a rate of lateral displacement on the order of 70 m.My^{-1} . By contrast, the constant ^{10}Be concentration measured within the rounded quartz cobbles all along the Cuiaba "stone-line" suggests that it most likely results from almost contemporaneous rapid events that occur at least 500 ky ago. The proposed scenario involves sheet washing at the surface of the lateritic paleolandscape leading to surficial dispersion of allochthonous quartz cobbles immediately followed by colluvial deposition of weathered lateritic material.

Key words: Laterites, *In situ*-produced ^{10}Be , Stone-line, Erosion rate, Creeping rate.

4.1.2 Introduction

Since the Tertiary, warm and humid climatic conditions have induced development of lateritic systems on stable cratons in intertropical areas (Hoore d', 1954; Nahon, 1986). Although lateritic structures have generally been well characterized (McFarlane, 1976; Millot and Bonifas, 1955; Muller, 1988; Nahon et al., 1977; Tardy, 1993; Tricard and Cailleux, 1965; Yaalon, 1996), aspects of their genesis and evolution are controversial. In particular, questions remain regarding the origin of supergene materials (*in situ* versus external) and the relative effects of chemical and mechanical alteration processes. A typical laterite sequence is composed of three main vertical layers. The deepest of these is the saprolitic layer where the parent rock structure is preserved. It is overlain by the ferruginous nodular layer, which in turn, underlies the bioturbated surficial sandy-clayey layer. The nodular layer frequently contains quartz pebbles with a range of shapes. When these form a significant horizontal layer, they are often referred to as "stone-lines". The occurrence and origin of "stone-lines" are not well understood and have given rise to numerous questions: 1) Did "stone-lines" simply differentiate within the soil or were they soil surfaces in the past? 2) In that latter case, how long did it take to bury them? 3) What type of processes cause this burial: soil movement, biological activity,.....? Various theories, mainly the allochthonous (Vogt, 1959), the autochthonous, and the "mixed" theory, have been invoked to explain "stone-line" emplacement (Collinet, 1969; De Ploey, 1964; Erhart, 1951; Heinzelin, 1952; Lecomte, 1988; Riquier, 1969; Segalen, 1969). However, their implications are often inconsistent with field observations and their arguments do not convincingly support a unique scenario. It thus appears necessary to develop new tracers including pollen (Roche, 1987), phytoliths (Alexandre et al., 1994), gold particles (Colin et al., 1997) and human artifacts (Schwartz, 1996). In this paper, we propose to use ^{10}Be produced in mineral lattices of rocks exposed to cosmic rays in the upper few meters of Earth's crust (*in situ*-produced ^{10}Be). This approach has had success in characterizing and quantifying processes affecting African lateritic systems (Braucher et al., 1998; Brown et al., 1995a; Brown et al., 1994).

4.1.3 Site description and sampling.

The investigated lateritic area has developed at the expense of the São-Francisco and Amazonian cratons, in Eastern and Central Brazil, respectively. Three sites have been studied. Two of these, Gentio do Ouro (11.25°S, 42.33° W) and Itaberaba (12.5°S, 40.18° W), are located in the

Bahia State, North West and West from Salvador de Bahia city, respectively. The other, Cuiaba (15°S, 53°W), is located in the Mato Grosso State (Figure 29)



Figure 29: Simplified map of Brazil showing the location of the Gentio do Ouro, Itaberaba and Cuiaba studied sites.

4.1.3.1 Gentio do Ouro site

The Gentio de Ouro site is at the limit of the Espinhaço Paramirim belt on the Salvador Block, the most eastern part of the São-Francisco craton. In this part of the craton, surface rocks have been related to the Paraguaçu group, which belongs to the Espinhaço supergroup (900-1,700 Ma). They consist of polymictic metaconglomerates associated with metaarkose lithic quartzites, metasilstones, and schists, and are cut by acidic volcanic rocks. Hydrothermalism linked to the volcanic activity has in addition lead to the emplacement of auriferous subvertical quartz veins. The present day climate is semiarid. Plateaus and hills with subhorizontal sediments at their top are the main components of the landscape. Through time, weathering has produced lateritic mantles up to 100 meters thick in which the three main vertical layers can be recognized. No iron crust has been described in this intensively gold mined area.

A massive quartz vein at the top of a 200 meters hill was sampled at this site.

4.1.3.2 Itaberaba site

Itaberaba is located in the south-central part of the Salvador cratonic block. This area exhibits an undulating landscape representative of old Amazonian lateritic surfaces developed from early Proterozoic migmatite (Braun, 1971; King, 1956). Relatively flat hills with gentle slopes punctuate this surface. Their tops are generally sustained by large quartz vein from which quartz "stone-lines"

develop laterally at the interface between the migmatitic saprolite and the surficial sandy clayey layer and towards the drainage axis.

At Itaberaba, both the quartz vein that penetrates the saprolite at the hill summit and its connected "stone-line", which travels downslope at the interface between a yellowish saprolite and a reddish sandy-clayey layer, have been sampled. This "stone-line", about 35 m long, is composed of centimetric to decimetric angular quartz clasts. From the quartz vein up to 15 m away, the "stone-line" cobbles lay at roughly 60 cm below the surface. Further away, they are incorporated in an indurated sandy-clayey matrix and their depth below the surface fluctuates irregularly from 80 down to 200 cm below the surface (Figure 30). Between 20 m to 24 m from the quartz vein, no quartz cobbles were found (Figure 30).

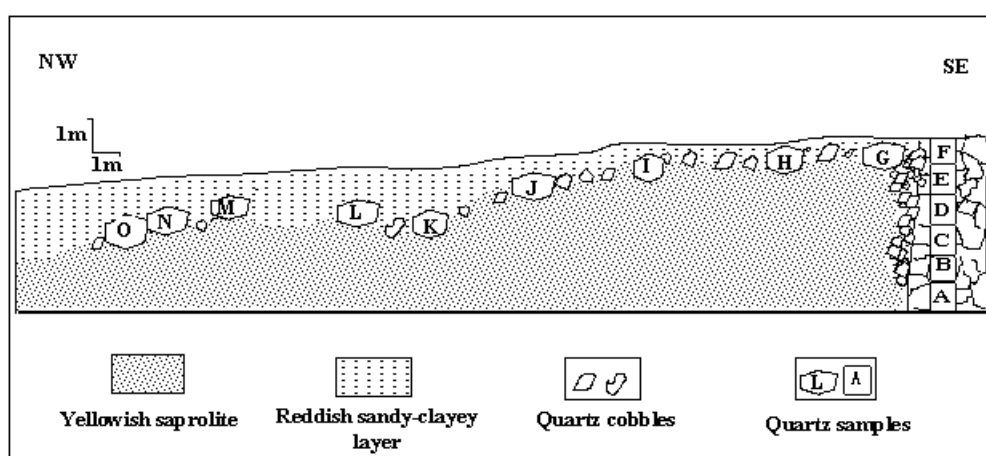


Figure 30: Sketch map of the sample distribution at Itaberaba.

4.1.3.3 Cuiaba site

Cuiaba is located on the part of Guapore cratonic block, the southern part of the Amazonian craton, that has been cratonized during the early to middle Proterozoic. This area borders the craton along the Paraguay fold belt, close to the Pantanal basin. Regional cover rocks are metasediments and granitoids (500-600 Ma) cut by auriferous or non auriferous subvertical quartz veins. The regional landscape consists of very flat hills. The present climate is tropical humid. Weathering induces the development of red weathering mantles up to 10 meters thick. Saprolite can be recognized at the base of profiles cut along roads, while ~1 meter deep horizontal quartz "stone-lines" are observed in the upper part of the weathering mantle, just below dismantled Fe-rich crusts.

At Cuiaba, quartz cobbles have been collected in a "stone-line" developed at ~1 m subsurface depth. In contrast to the Itaberaba site, this "stone-line" has no obvious connection to any quartz vein. Fieldwork observations of a relatively uniform surficial unit as well as the rounded shape of the centimetric "stone-line" quartz cobbles suggest that this "stone-line" results from depositional

events. In order to examine the processes involved in the emplacement of this "stone-line", samples were also collected along a profile from the surface down to the saprolite. This profile, 110 cm long, penetrates a 20 cm thick ferruginous hard crust, then a 70 cm thick nodular horizon with crust relicts and crosses the "stone-line" itself at 90 cm.



Figure 31: Cuiaba "stone-line". A: general view; B: profile view; C: hard crust detail.

4.1.4 Analytical procedures

Quartz mineral was isolated from crushed and sieved samples by dissolving all other minerals within mixtures of HCl and H₂SiF₆. Atmospheric ¹⁰Be was then eliminated by successive HF sequential dissolutions (Brown et al., 1991). This purified quartz was dissolved in Suprapur HF and the resulting solution was spiked with 0.3 mg of ⁹Be carrier (Brown et al., 1991). Beryllium was separated from these solutions by successive solvent extractions and precipitations (Bourlès, 1988; Brown et al., 1992). All measurements were performed with the AMS Tandétron facility at Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck et al., 1994; Raisbeck et al., 1987). ¹⁰Be uncertainties were calculated by propagating a conservative estimate of 5% instrumental uncertainty with (1σ) uncertainties associated with counting statistics, blank correction (Raisbeck et al., 1994) and 15% in production rate estimates (Gosse et al., 1996a; Gosse et al., 1996b; Lal, 1991).

4.1.5 Results and discussion

4.1.5.1 Gentio do Ouro and Itaberaba sites

¹⁰Be concentrations (Table 8) measured along the outcropping quartz vein at Gentio do Ouro show an exponential decrease as a function of depth (Figure 32). This type of evolution results from attenuation of cosmic rays and is unambiguously indicative of an *in situ* development (Brown et al., 1995a; Lal, 1991; Lal et al., 1987b). Using an estimated production rate of 5 at/g/year and considering that the exposure time of the São-Francisco craton (Modenesi-Gauttieri and Motta de Toledo, 1996; Ramanaidou et al., 1996) has been long enough to attain the steady state balance between production and losses (Brown et al., 1994; Brown et al., 1992), the best fit to the experimental data (Figure 32) implies an erosion rate of 2.5 m.My⁻¹. For this relatively short quartz vein (1.15 meter), the muon contribution to the total ¹⁰Be production has a negligible influence on the decreasing trend. It is therefore set at 1.5% as estimated in a recently published work (Braucher et al., 1998).

Table 8: Concentrations of *in situ*-produced ^{10}Be along the Gentio do Ouro massive quartz vein.

Sample	Depth (cm)	Rock density (g/cm ³)	^{10}Be concentrations (10^5 at /g)
BR96-8-10	10	2.3	12.4±0.7
BR96-8-20	20	2.3	12.3±0.9
BR96-8-30	30	2.3	10.0±0.7
BR96-8-40	40	2.3	11.4±1.1
BR96-8-50	50	2.3	10.0±0.7
BR96-8A	48	2.3	11.2±0.7
BR96-8B	52	2.3	10.5±0.7
BR96-8C	58	2.3	9.6±0.9
BR96-8E	70	2.3	8.3±0.6
BR96-8F	90	2.3	7.0±0.5
BR96-8G	100	2.3	5.5±0.6
BR96-8H	110	2.3	5.2±0.4
BR96-8I	115	2.3	5.7±0.8

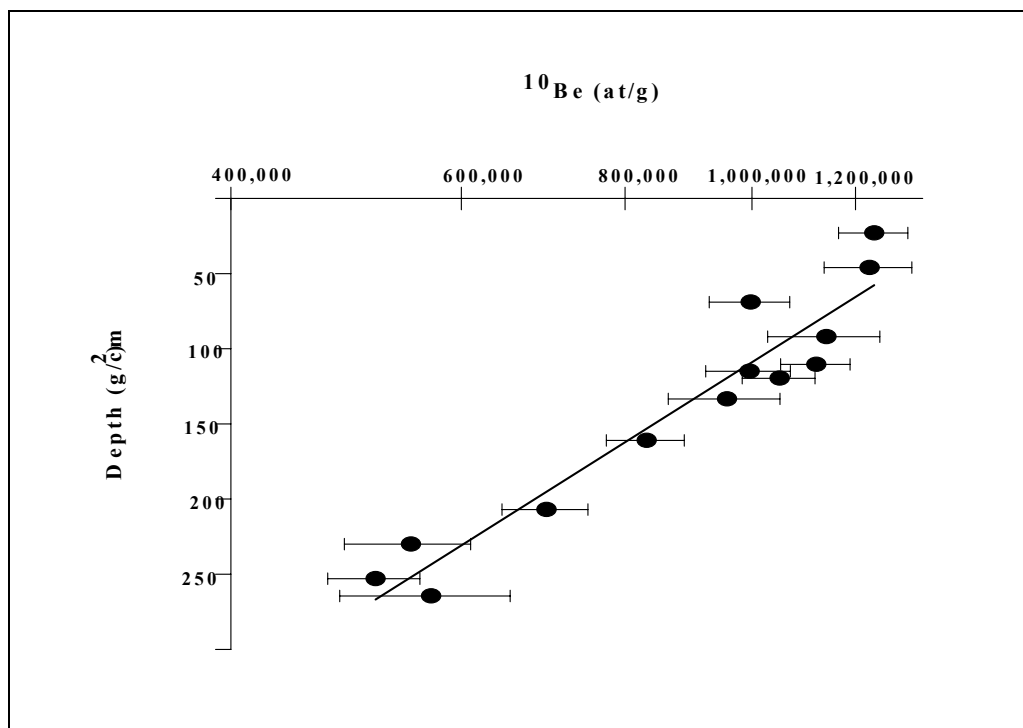


Figure 32: In situ-produced ^{10}Be concentrations as a function of depth along the Gentio do Ouro massive quartz vein. The line corresponds to the best fit to experimental data. The mean erosion rate, calculated using a 5 at/g/year ^{10}Be production rate, is estimated at 2.5 m.My⁻¹, the muon contribution being set at 1.5%.

The evolution of ^{10}Be with depth for the quartz vein at Itaberaba (Table 9) also indicates an *in situ* development (Figure 33). However, as noted in previous works (Braucher et al., 1998; Brown et al., 1995a) and in contrast to the observations at the Gentio do Ouro site, the upper part of the experimental ^{10}Be depth curve appears to be flattened. This reveals the occurrence of collapse. A calculation based on a mean erosion rate of $9.0 \pm 0.5 \text{ m.My}^{-1}$ (estimated using the ^{10}Be content of the surficial Itaberaba sample) and the ^{10}Be concentrations measured along the profile, implies precollapse depths that are ~35% deeper than the sampling depths (Figure 33).

Table 9: Concentrations of *in situ*-produced ^{10}Be along the Itaberaba massive quartz vein and its connected "stone-line".

Sample	Depth (cm)	Distance from quartz vein (m).	Rock density (g/cm^3)	^{10}Be concentrations (10^5 at/g)
BR96-12A	500	0	1.8	0.8 ± 0.1
BR96-12B	400	0	1.8	0.9 ± 0.1
BR96-12C	300	0	1.8	1.1 ± 0.2
BR96-12D	200	0	1.8	1.3 ± 0.1
BR96-12E	100	0	1.8	2.0 ± 0.2
BR96-12F	0	0	1.8	4.6 ± 0.4
BR96-12G	60	2	1.8	6.2 ± 0.5
BR96-12H	60	5	1.8	8.8 ± 0.8
BR96-12I	60	7	1.8	9.8 ± 0.8
BR96-12J	50	15	1.8	15.7 ± 1.2
BR96-12K	200	16	1.8	14.7 ± 1.1
BR96-12L	100	20	1.8	17.6 ± 1.2
BR96-12M	80	25	1.8	16.3 ± 1.1
BR96-12N	90	27	1.8	18.2 ± 1.3
BR96-12O	110	28	1.8	19.2 ± 1.2

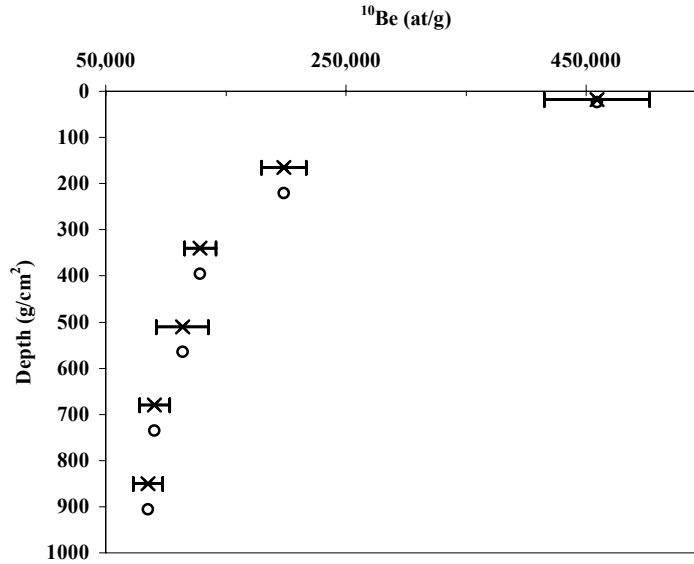


Figure 33: In situ-produced ^{10}Be concentrations as a function of depth along the Itaberaba massive quartz vein. Crosses correspond to the experimental data. Open circles represent the theoretical depths calculated for the measured ^{10}Be assuming a mean erosion rate of $9.0 \pm 0.5 \text{ m.My}^{-1}$ (deduced from the surficial sample BR96-12F) and using a 5 at/g/year ^{10}Be production rate.

The essentially systematic increase in ^{10}Be content as a function of distance from the quartz vein observed for the "stone-line" quartz samples from Itaberaba suggests that they continuously accumulated ^{10}Be during their migration from the source region (the quartz vein) to the sampling location. As previously demonstrated (Braucher et al., 1998), such a set of data may be used to evaluate the rate of the downslope lateral displacements that give rise to the "stone-line". The proposed burial model assumes that all the "stone-line" samples result from the dismantling of the quartz vein summit and thus start with a ^{10}Be concentration similar to that measured for BR96-12F (C_0). They then accompany the surficial layer as it moves downslope, following the irregular morphology of interface between the sandy-clayey layer and the saprolite. During these displacements, the buried quartz cobbles continue to accumulate ^{10}Be as long as the overlying material allows ^{10}Be production greater than losses due to radioactive decay. The time (t_B) necessary to generate the ^{10}Be concentration difference between two successive "stone-line" quartz samples is calculated using the following equation:

Erreur! where P is the production rate, λ the radioactive decay constant, L the neutron attenuation length (150 g/cm^2), and C_i and C_{i+1} are the ^{10}Be concentrations of the sample at depth x_i and its nearest downslope sample at depth x_{i+1} , respectively. In that equation, the constant burial rate (B) is related to the burial time through the relation **Erreur!** and thus depends on the depth variation between two successive samples. It equals zero when the two studied successive samples

lay at the same depth, is positive when the downslope sample (i+1) is deeper than sample (i) and is negative when sample (i+1) is shallower than sample (i). Finally, a mean rate of lateral displacement of $66 \pm 6 \text{ m.My}^{-1}$ is estimated at Itaberaba by calculating for each "stone-line" cobble the time necessary to reach its sampling location from the quartz vein (Figure 34).

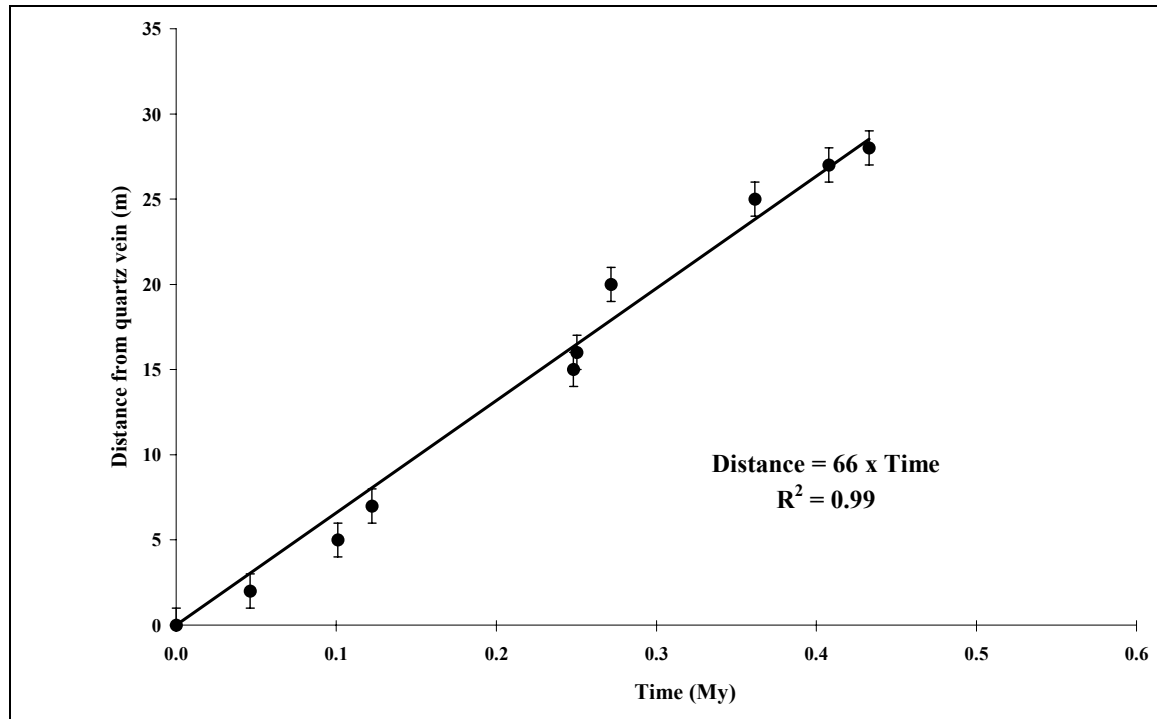


Figure 34: Estimation of lateral displacements at Itaberaba. Solid points correspond to the burial model. The mean lateral displacement is estimated by calculating the time necessary to generate the ^{10}Be concentration difference between two successive "stone-line" quartz samples (see text). Slope of line corresponds to the horizontal displacement rate .

4.1.5.2 Cuiaba site

Contrarily to what has been observed at the Itaberaba site, no systematic evolution of the ^{10}Be content as a function of the "stone-line" sample location is evidenced at Cuiaba. At this site, indeed, the ^{10}Be concentrations measured within the "stone-line" rounded quartz cobbles appear to be quasi constant all along the sampled sequence (Table 10). When corrected for slight sampling depth variations, the experimental ^{10}Be concentrations yield to a 100 cm depth normalized mean ^{10}Be concentration within the "stone-line" samples of $591,000 \pm 38,000 \text{ at/g}$ (Figure 35). The ^{10}Be concentrations measured along the vertical profile (Table 10) taken within the surficial unit show an exponential decrease (Figure 36) which unambiguously implies not only that all studied samples have undergone their exposure history in the same relative position, but also that they all have been emplaced either with the same initial ^{10}Be concentration or with a negligible ^{10}Be concentration. First, this strongly suggests that the "stone-line" emplacement results from almost contemporaneous

rapid events. It most likely involves a sheet washing process at the surface of the lateritic paleolandscape. The resulting surficial dispersion of allochthonous quartz cobbles is then almost immediately followed by colluvial deposition of weathered lateritic material including some scattered quartz cobbles. A final stage of weathering may have lead to the chemical formation of the observed surficial iron crust, a process no longer active at present. Then, considering that inheritance is stochastic by nature (Cerling and Craig, 1994), the observed exponential decrease (Figure 36) strongly favors the hypothesis that all samples were emplaced with negligible ^{10}Be concentration. Using an estimated production rate of 4.3 at/g/year, the best fit to the vertical profile experimental data yields to an erosion rate of 2.5 m.My^{-1} for a muon contribution to the total ^{10}Be surface production set at 1% (Figure 36). However, if as exposed above, we consider that the emplacement events were rapid, that the "stone-line" samples had an initial negligible ^{10}Be concentration and if we zeroed the erosion rate, the mean concentration measured at 100 cm depth yields a minimum exposure time of $\sim 0.5 \text{ My}$. This leads us to propose that the Cuiaba "stone-line" results from contemporaneous rapid events that occur at least 500 ky ago.

Table 10: Concentrations of *in situ*-produced ^{10}Be along the Cuiaba "stone-line" and a vertical profile across the surficial layer.

Sample	Depth (cm)	Sample location	Rock density	^{10}Be concentrations (10^5 at/g).
BR96-16A	0	Profile, indurated crust	1.7	14.9 ± 4.3
BR96-16C	50	Profile, nodular horizon	1.7	10.7 ± 0.7
BR96-16D	90	Profile; "stone-line"	1.7	6.4 ± 0.5
BR96-16E	110	Profile, sandy-clayey	1.7	5.6 ± 1.0
BR96-16F	100	"stone-line"	1.7	5.9 ± 0.4
BR96-16G	100	"stone-line"	1.7	5.5 ± 0.4
BR96-16H	100	"stone-line"	1.7	5.5 ± 0.4
BR96-16I	100	"stone-line"	1.7	6.3 ± 0.5
BR96-16J	80	"stone-line"	1.7	8.0 ± 0.7

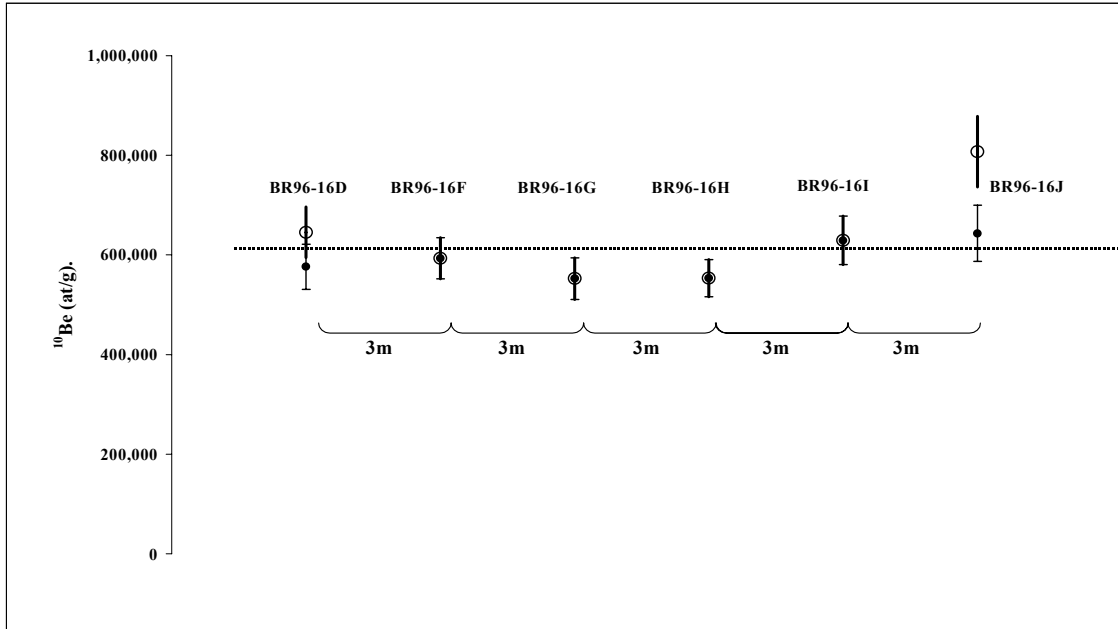


Figure 35: In situ-produced ^{10}Be concentrations along the Cuiaba "stone-line". Open circles correspond to experimental data, solid points to the 100 cm depth normalized ^{10}Be concentrations. Dotted line shows the 100 cm depth normalized mean ^{10}Be concentration.

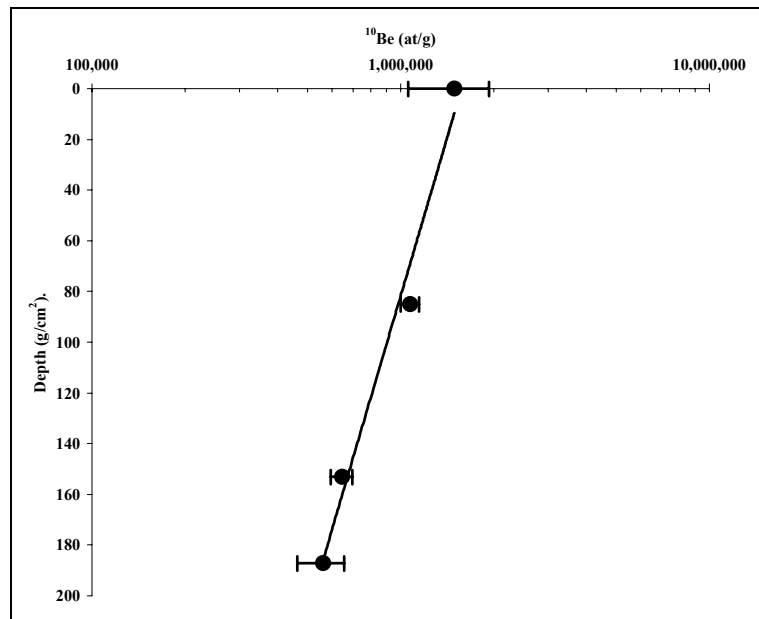


Figure 36: In situ-produced ^{10}Be concentrations as a function of depth along the Cuiaba vertical profile. The line corresponds to the best fit to experimental data. The mean erosion rate, calculated using a 4.3 at/g/year ^{10}Be production rate, is estimated at 2.5 m.My^{-1} , the muon contribution being set at 1.5%.

4.1.6 Conclusion

In situ-produced ^{10}Be concentration measurements along "stone-lines" located within Brazilian laterites, one connected to a massive quartz vein at Itaberaba on the São-Francisco craton, and another one with no obvious connection to any quartz vein at Cuiaba on the edge of the Amazonian craton, provide the first direct quantitative evidences that "stone-line" emplacement may result from significantly different processes.

At Itaberaba, the systematic increase of the ^{10}Be concentrations observed within the "stone-line" quartz cobbles as a function of their distance from the quartz vein most likely indicates that they continuously accumulated ^{10}Be during their migration from the source region (the quartz vein) to the sampling location. This implies that this "stone-line" has an autochthonous development. The rate of the downslope lateral displacements which give rise to the Itaberaba "stone-line" has been estimated at $66\pm 6 \text{ m.My}^{-1}$.

By contrast, at Cuiaba, the ^{10}Be concentration measured within rounded quartz cobbles all along the "stone-line", when corrected for slight sampling depth variations, are constant. All analyzed samples yield a mean 100 cm depth normalized ^{10}Be concentration of $591,000\pm 38,000$ at/g. In addition, a vertical profile taken within the surficial unit shows an exponential decrease which indicates that all studied samples have undergone their exposure history in the same relative position and that they most likely were emplaced with a negligible ^{10}Be concentration. All these data are greatly in favor of rapid emplacement events, most likely a sheet washing almost immediately followed by colluvial deposition of weathered lateritic material. This corresponds to an allochthonous emplacement history. Assuming thus that the emplacement events were rapid, that the "stone-line" samples had an initial negligible ^{10}Be concentration and zeroing the erosion rate, the mean concentration measured at 100 cm depth yields a minimum exposure time of $\sim 0.5 \text{ My}$.

4.1.7 Acknowledgments

We thank J. Lestringuez and D. Deboffle for their continuing expertise in AMS measurements. Fieldwork was highly facilitated by the logistic support of the São Paulo ORSTOM Centre, the Federal University of Bahia at Gentio do Ouro and the Federal University of Mato Grosso at Cuiaba. This work was supported by INSU-CNRS through the DBT Program Thème 1: "Fleuves et érosion". Tandétron operation is supported by the CNRS, CEA and IN2P3.

4.2 Filon de la carrière d'Itaipu.

4.2.1 Présentation.

Ce filon a été échantillonné dans une ancienne carrière d'orpaillage située à environ une dizaine de kilomètres au nord-est de Cuiaba. Cette carrière laisse apparaître de nombreux filons de quartz traversant une matrice rougeâtre indurée. Ce filon (Figure 37) a été initialement échantillonné dans le but de mieux contraindre la part de la contribution muonique dans la production totale de ^{10}Be produit *in-situ*. Les muons sont des particules secondaires produites dans l'atmosphère terrestre par la décroissance des mésons Pi et K qui résultent de libres interactions entre les rayons cosmiques primaires et les atomes d'oxygène et d'azote au sommet de l'atmosphère. Les muons, produits à environ 15 km d'altitude, ont une charge et un spin identiques aux électrons mais ont une masse 206 fois plus élevée que ces derniers. De plus, leur espérance de vie est de l'ordre de 2.2 μs . (Charalambus, 1971; Spanagel and Fireman, 1972).

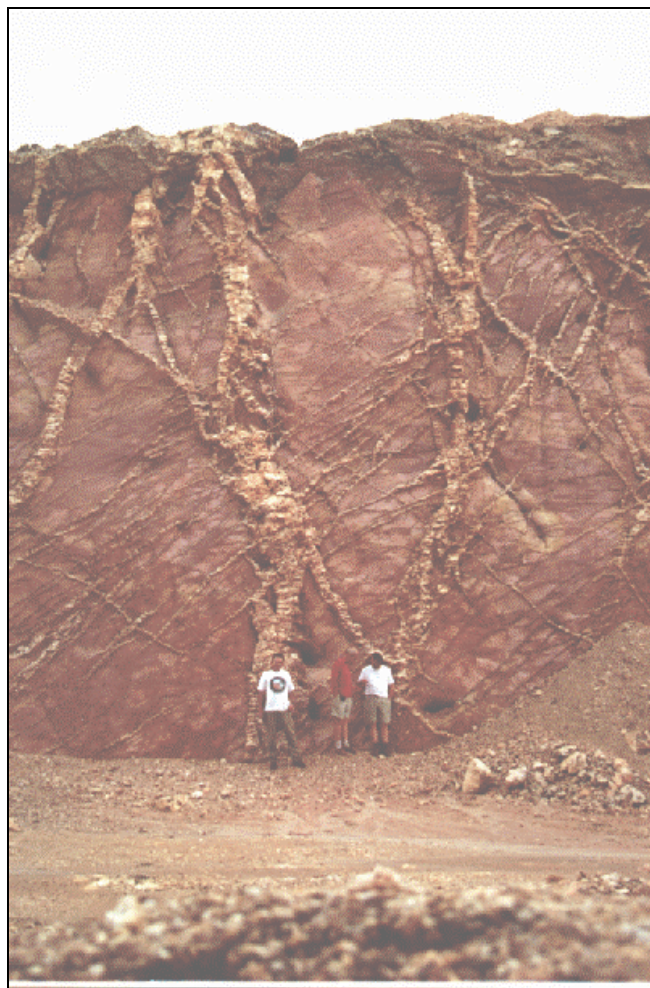


Figure 37: Filon de 15m échantillonné dans la carrière d'Itaipu.

Les filons étudiés précédemment n'étaient pas assez profonds pour pouvoir estimer avec précision la contribution muonique. En effet si l'on considère l'équation générale à l'état stationnaire donnant la concentration en ^{10}Be en fonction du taux d'érosion, **Erreur!** (confère l'article du chapitre 2), on remarquera que cette équation est la somme d'une production neutronique et d'une production muonique. Les neutrons moins énergétiques interagiront principalement dans les deux premiers mètres de la surface et les muons deviendront prépondérants en profondeur. Si le filon étudié n'est pas assez profond, le ^{10}Be mesuré, sera principalement du ^{10}Be formé par de la production neutronique de surface. Les deux graphiques suivants montrent la part de chacun des deux modes de production pour deux contributions muoniques différentes: 1% (Figure 38) et 5 % (Figure 39). On remarque dans les deux cas que pour des profondeurs, supérieures à 2m, la production par les neutrons est majoritaire. A partir de 4 m seule la production muonique intervient. Donc une bonne connaissance du rapport production neutronique / production muonique peut permettre 1/ de déterminer le taux d'érosion en utilisant un échantillonnage de surface (^{10}Be produit par les neutrons) et 2/ d'estimer le temps d'exposition de la surface au rayonnement cosmique en utilisant un échantillonnage de profondeur (production muonique) et en utilisant le taux d'érosion trouvé en surface. Ceci permettrait de résoudre l'équation générale à deux inconnues (Chapitre 2).

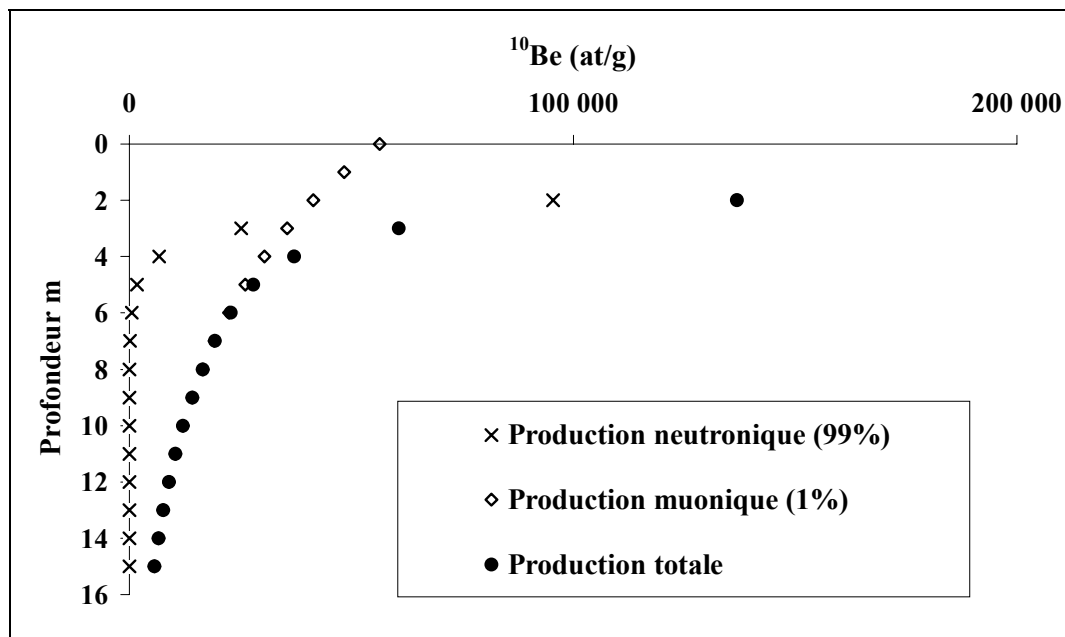


Figure 38: Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur en décomposant les deux types de production (99% neutronique et 1 % muonique).

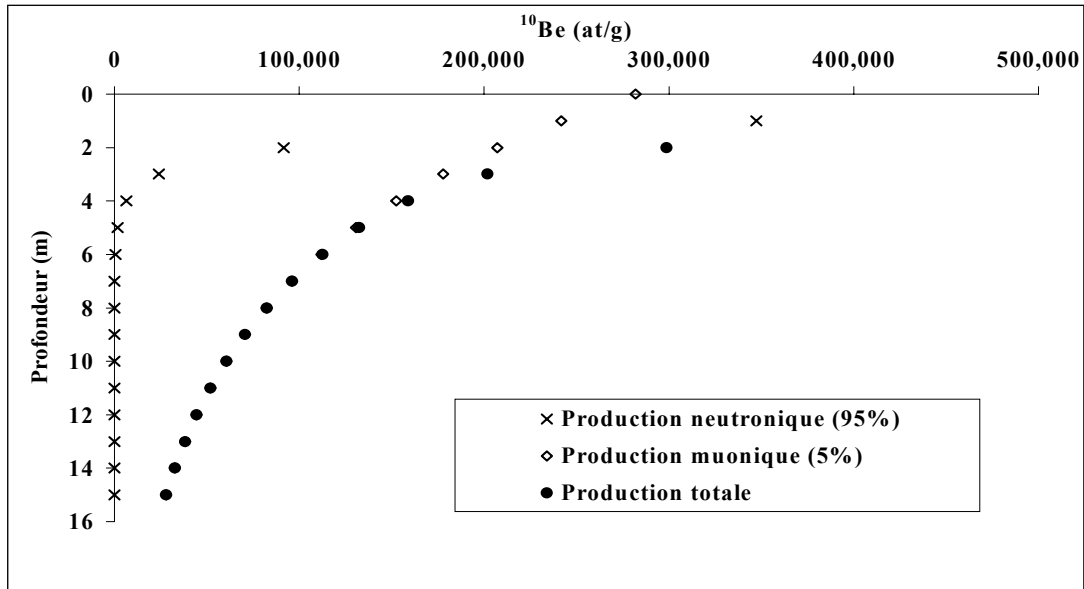


Figure 39: Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur en décomposant les deux types de production (95% neutronique et 5 % muonique).

4.2.2 Résultats

Les données sont présentées dans le Tableau 11 et la Figure 40.

Tableau 11: Concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur pour le filon de Cuiaba.

Echantillons	Profondeur (m)	Densité (g/cm ³)	^{10}Be (10 ⁴ at/g)	Erreur (10 ³ at/g).
BR96-13A	0	2,5	6.4	11.0
BR96-13-5	3	2,5	3.5	6.1
BR96-13-4	4	2,5	2.4	4.3
BR96-13-3	5	2,5	3.9	5.8
BR96-13-2	6	2,5	3.3	6.6
BR96-13-1	7	2,5	2.0	7.0
BR96-13G	8.5	2,5	2.4	3.4
BR96-13F	9.5	2,5	3.0	5.6
BR96-13E	10.5	2,5	2.6	5.7
BR96-13D	11.5	2,5	3.3	7.7
BR96-13C	12.5	2,5	1.9	5.8
BR96-13B	13.5	2,5	1.9	3.8
BR96-13I	15.0	2,5	2.5	8.2

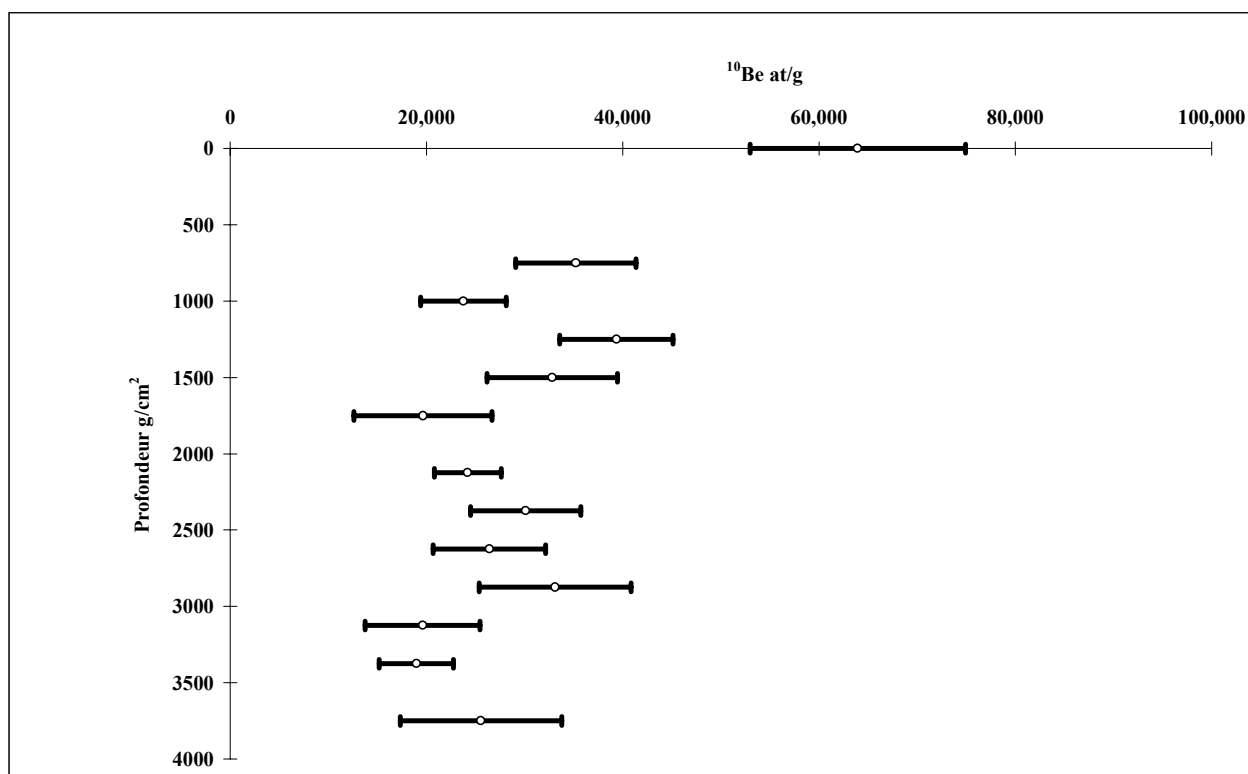


Figure 40: Distribution du ¹⁰Be en fonction de la profondeur pour le filon de Cuiaba.

Au vu de la Figure 40, on remarque que les concentrations en ¹⁰Be décroissent relativement exponentiellement en fonction de la profondeur. Cependant, ces concentrations sont beaucoup trop élevées pour les profondeurs étudiées (supérieures à 3 mètres). De telles concentrations sont impossibles à modéliser avec les paramètres usuels (longueurs d'atténuation de 140 g/cm² et 1500 g/cm² respectivement pour les neutrons et les muons, pourcentage de 1% des muons dans la production totale pour un taux d'érosion de 9,0±0.5 m/Ma donné par la concentration de l'échantillon de surface et ce pour une production de 4,34 at/g/an).

Une explication possible pouvant donner lieu à de telles concentrations serait une production radiogénique de ¹⁰Be dans la chaîne de décroissance Uranium - Thorium selon les réactions: ⁷Li(α,p)¹⁰Be, ⁹Be (n,γ)¹⁰Be, ¹⁰B(n,p)¹⁰Be et ¹³C(n,α)¹⁰Be. Une telle hypothèse n'est pas à exclure mais d'après Sharma et al. qui ont travaillé sur la production radiogénique de ¹⁰Be dans des filons d'uranium, cette production est négligeable par rapport à la production cosmogénique; à l'équilibre, la production de ¹⁰Be est en effet de l'ordre de 25 at/g dans des sables (Sharma and Middleton, 1989). Par contre dans le cas de ²⁶Al elle peut atteindre 60 000 at/g et peut être prépondérante. Des analyses U/Th ont donc été réalisées pour cinq échantillons du filon (Tableau 12).

Tableau 12: Analyse U/Th pour le filon de Cuiaba.

Echantillon	Profondeur (g.cm ²)	¹⁰ Be (10 ⁴ at/g)	U (ppb)	Th (ppb)
BR96-13I	3750	1.82	0.71	2.96
BR96-13D	2875	2.54	0.53	1.72
BR96-13E	2625	2.01	1.16	6.93
BR96-13G	2125	1.93	0.19	0.48
BR96-13-3	1250	3.50	2.64	17.71

Les concentrations U-Th mesurées, sont trop faibles pour pouvoir générer les concentrations ¹⁰Be mesurées. Il faut donc envisager une autre hypothèse. Comme nous l'avons vu, la production de ¹⁰Be dépend de deux types de particules de longueur d'atténuation différente. Si celle des neutrons (~140 g/cm²) est bien contrainte, celle des muons est plus incertaine et les références bibliographiques sur le sujet sont quasi inexistantes (Barbouti and Rastin, 1983; Bilokon et al., 1989; Strack et al., 1994). C'est donc ce paramètre qui sera la variable dans notre modélisation, le taux de muons dans la production totale de ¹⁰Be étant fixé à 1%. Dans ces conditions, le meilleur compromis entre théorie et mesures expérimentales est obtenu pour une atténuation muonique de 5000±500 g/cm² (Figure 41).

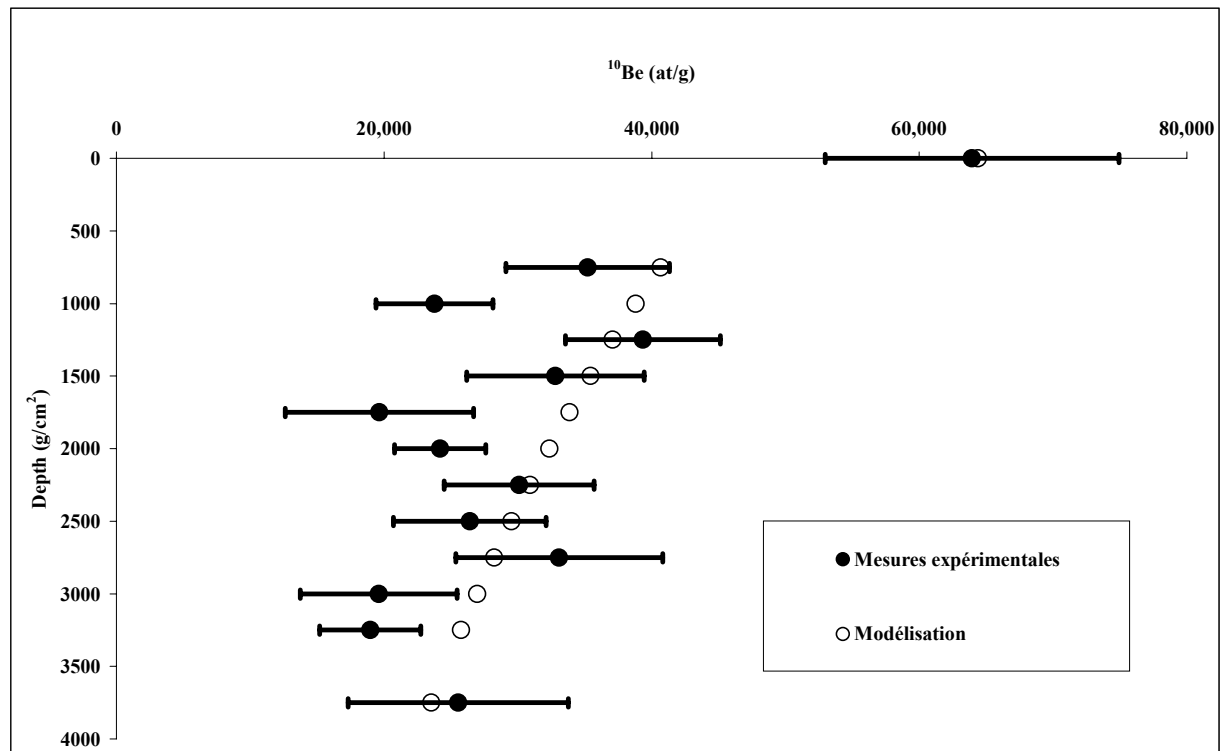


Figure 41: Modélisation des concentrations en ¹⁰Be pour le filon de Cuiaba.

Ces résultats ne sont que préliminaires et il faut être prudent avant d'affirmer que la longueur d'atténuation communément utilisée est sous-estimée. Néanmoins cette approche est la première qui permettrait d'estimer expérimentalement et sur le terrain la longueur d'atténuation des muons. Pour confirmer, un autre filon d'une longueur supérieure à 10m et bien préservé devrait être investigué.

CONCLUSION GENERALE.

Ce travail montre comment une méthode issue de la physique nucléaire peut être avantageusement appliquée à une étude transcontinentale de la dynamique des latérites en zone intertropicale. Plus particulièrement, il y est exposé comment la récente possibilité de mesurer la concentration en nucléide cosmogénique ^{10}Be accumulé au sein d'un minéral primaire tel que le quartz permet la caractérisation et la quantification des processus à l'œuvre lors de la mise en place et du développement de sols latéritiques.

Au cours de cette étude, quatre sites africains et trois sites brésiliens, choisis pour leur représentativité d'un type d'environnement, d'un mode de développement supposé ou d'un genre de "stone-line" associée, ont été investigués. Ils ont impliqués l'analyse de près de 200 échantillons.

En Afrique, à Larafella (Burkina Faso), un système latéritique se composant de trois unités topographiques emboîtées a été étudié. La distribution en fonction de la profondeur des concentrations en ^{10}Be dans les échantillons d'un filon de quartz de l'unité basse implique sans ambiguïté un développement en place de cette unité par ailleurs affectée par un taux d'érosion moyen de 2 m/Ma. La contribution muonique dans la production totale de ^{10}Be déduite de cette même évolution de la concentration en fonction de la profondeur est estimée à $1,5 \pm 0,2\%$. Les concentrations mesurées dans les échantillons de surface des unités moyenne et haute conduisent à des taux d'érosion moyens dont l'ordre de grandeur est comparable avec celui de l'unité basse, soit 3 et 1,2 m/Ma, respectivement. Toutefois, si significative, cette différence entre les taux d'érosion des différentes unités devrait à termes conduire à un paysage à deux unités. Cette hypothèse corroborerait le modèle proposé par Bamba (1996) à partir de l'étude de la distribution des particules d'or sur ces différentes unités, modèle selon lequel l'unité basse était à l'origine l'unité la plus haute, ou du moins la seule existante, avant qu'une différenciation ne s'opère sous l'alternance périodes humides/périodes sèches.

Les divers processus responsables du développement de la colline de Malemba qui présente actuellement un filon fauché donnant naissance latéralement à une "stone-line" composée à la fois de quartz anguleux et de quartz arrondis ont été ensuite étudiés. La distribution en fonction de la profondeur des concentrations en ^{10}Be dans les échantillons du filon indique tout d'abord qu'un taux d'érosion moyen d'environ 12m/Ma affecte la colline. Toutefois, en comparant la distribution en fonction de la profondeur des concentrations en ^{10}Be dans les échantillons de ce filon avec celle obtenue dans les échantillons du filon peu perturbé de Larafella, un taux de collapse de 40% est mis en évidence pour les deux premiers mètres en surface. Inédite, cette comparaison de deux

distributions du ^{10}Be cosmogénique appliquée à l'étude de la quantification du processus de collapse conduit à une estimation comparable à celle obtenue à partir de la méthode plus classique de détermination des teneurs en zirconium. Ce résultat donc semble valider l'hypothèse un temps contestée de l'immobilité du zirconium. Pour ce qui concerne les échantillons prélevés dans la "stone-line", l'évolution des teneurs en ^{10}Be produit *in-situ* des échantillons de quartz anguleux en fonction de l'éloignement au filon montre que l'emplacement de la "stone-line" résulte très probablement d'un processus autochtone. Deux modèles extrêmes, un modèle "en boîte" et un modèle d'enfouissement, élaborés pour estimer les vitesses de reptation latérale conduisent à des vitesses de 53 m/Ma et 89 m/Ma, respectivement. Par ailleurs, les analyses conjointes des teneurs en ^{10}Be et en ^{27}Al montrent que les échantillons de quartz arrondis ont une toute autre origine, très probablement alluviale. L'ensemble de cette "stone-line" aurait donc une origine autochtone perturbée par un dépôt alluvial.

A Goyoum (Cameroun), quatre profils ont été réalisés dans une formation latéritique meuble représentative de la majorité des régions forestières d'Afrique Centrale dans un environnement humide et drainant. Les puits traversent tous un ensemble sablo-argileux superficiel, un ensemble nodulaire et la saprolite. L'examen de la distribution en fonction de la profondeur des concentrations en ^{10}Be le long des profils montre que les concentrations mesurées dans la partie sablo-argileuse sont relativement constantes pour chacun des puits. Une décroissance exponentielle en fonction de la profondeur est ensuite observée dans la saprolite. L'homogénéité des distributions dans l'ensemble de surface est interprétée comme résultant de l'activité biologique qu'elle permet de mettre en évidence et de quantifier. Les mesures de la concentration en ^{10}Be de cailloux de quartz provenant d'un niveau à galets parcourant l'ensemble nodulaire indiquent qu'ils ont été exposés au rayonnement cosmique à une profondeur moindre que celle à laquelle ils ont été échantillonnés. La mesure de la concentration en ^{26}Al de ces mêmes cailloux de quartz permet sans ambiguïté de mettre en évidence un processus d'enfouissement et d'en préciser la durée minimale.

De la même manière, l'étude de la séquence de Bakoudou au sein de la forêt équatoriale du Gabon a permis non seulement de mettre en évidence l'occurrence d'un enfouissement, d'en quantifier le taux (~ 40 m/Ma) mais aussi d'estimer le paléo-taux d'érosion (~ 2 m/Ma) affectant ce site avant que ne débute l'enfouissement.

Au Brésil, les mesures de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* dans les échantillons du filon de Gentio do Ouro montrent que les quartz constitutifs ont subi une évolution en place (décroissance exponentielle). Le taux d'érosion moyen affectant ce site est estimée à 2,5 m/Ma pour une contribution muonique fixée à 1,5%.

A Itaberaba, les analyses effectuées sur des échantillons provenant à la fois d'un filon de quartz et de sa "stone-line" affiliée mettent en évidence l'autochtonie du système à l'échelle du relief. Les mesures réalisées sur les échantillons provenant du filon permettent d'estimer un taux d'érosion pour ce site de l'ordre de 10m/Ma, une comparaison des évolutions de la concentration en fonction de la profondeur théorique et expérimentale permettant par ailleurs d'estimer à environ 40% le collapse qui affecte les deux premiers mètres de ce filon. A l'instar de ce qui a été développé pour les sites africains, l'augmentation des teneurs en ^{10}Be produit *in-situ* en fonction de l'éloignement au filon observée pour les échantillons provenant de la "stone-line" peut être modélisée. Un modèle d'enfouissement permet alors d'estimer la vitesse de reptation à ~66m/Ma pour ce site. Cette reptation rapproche ce système des systèmes para - autochtones du Gabon cité en introduction.

A Cuiaba, par contre, la "stone-line" étudiée, sans connexion à un filon, apparaît être d'origine allochtone. Les concentrations en ^{10}Be , constantes tout au long de la ligne à cailloux, peuvent être interprétées dans le cadre d'une mise en place rapide résultant d'un ruissellement en nappe des cailloux de quartz aussitôt recouverts par un dépôt alluvial dont l'âge minimum est estimé à 0,5Ma. Toujours à Cuiaba, l'évolution de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* le long d'un filon de 15 mètres a été étudiée. L'érosion affectant le site de prélèvement est de l'ordre de 9m/Ma. Toutefois, les fortes concentrations en ^{10}Be mesurées dans les échantillons les plus profonds apparaissent incompatibles avec l'ensemble des paramètres communément admis. Une éventuelle production radiogénique susceptible d'accroître les teneurs en ^{10}Be pouvant être écartée suite aux analyses U/Th effectuées sur les mêmes échantillons, l'hypothèse d'une longueur d'atténuation des muons jusqu'alors sous-estimée a été émise.

L'extension naturelle de ce travail est en fait contenue dans la volonté exprimée de réaliser à terme une étude transcontinentale des modes de mise en place et de développement des couvertures latéritiques. Si le traitement d'un certain nombre d'échantillons (25 analyses ont déjà été effectuées) provenant d'un système australien caractérisé par un filon de quartz auquel est affiliée une "stone-line" traversée par une termitière à 20 cm de la surface, a été d'ores et déjà initié, l'interprétation des données obtenues nécessitent l'acquisition de renseignements complémentaires qui ne sont pas encore disponibles. En Australie, les séquences d'altération latéritique du Yilgarn Block, craton aplani avec plateau détritique puissant représente en quelque sorte le terme ultime de l'évolution des paysages africains actuels par érosion et aplanissement. De plus, ces manteaux australiens contiennent souvent dans leur partie supérieure, un ensemble d'altération hétérogène, en discordance sur la partie sous-jacente, interprétée comme *in-situ*. L'utilisation du ^{10}Be et de l' ^{26}Al

devrait permettre de conclure sur le degré d'autochtonie et/ou d'allochtonie de ces systèmes et peut être d'estimer l'âge des enfouissements.

D'autre part, des contacts ont été pris et des projets sont en cours d'élaboration afin de permettre la sélection parmi les systèmes latéritiques indiens des sites d'étude les plus représentatifs de cette partie du monde.

Enfin, les résultats obtenus sur le filon brésilien de Cuiaba, étudié sur plus de 15 mètres, ont clairement mis en évidence que les paramètres physiques liés à la production *in-situ* induite par les muons étaient insuffisamment contraints. Or, il importe d'établir avec précision les valeurs de ces paramètres (pourcentage de la participation des muons à la production totale de ^{10}Be *in-situ*, longueur d'atténuation des muons dans la croûte terrestre) avant de pouvoir utiliser conjointement les productions induites par chacune des particules, neutron et muon. En effet, l'étude de l'évolution de la concentration en fonction de la profondeur permettrait alors d'accéder aux valeurs de l'érosion et de la durée d'exposition pour un même site, la faible longueur d'atténuation des neutrons permettant par les mesures effectuées en surface d'estimer l'érosion, tandis que les muons moins réactifs permettraient d'estimer la durée d'exposition par les mesures effectuées en profondeur. L'échantillonnage sur une grande épaisseur d'un, voire de plusieurs sites, s'avère dès lors une étape indispensable à une amélioration significative des potentialités de la méthode utilisée au cours de ce travail.

REFERENCES:

- Alexandre, A., Colin, F. and Meunier, J.D., 1994. Les phytolithes, indicateurs du cycle biogéochimique du silicium en forêt équatoriale. C.R. Acad. Sci. Paris, 319, II(4): 453-458.
- Bamba, O., 1993. Distribution de l'or dans l'environnement des sites aurifères filoniens et disséminés de Balago-Larafella (Burkina-Faso). Field report Thesis, Université Aix-Marseille III.
- Bamba, O., 1996. L'or disséminé dans les albites Birimienne de Larafella (Burkina Faso); Evolution dans les altérites et les cuirasses ferrugineuses (métallogénie, pétrologie, géomorphologie)., Université d'Aix-Marseille III, Faculté des sciences et techniques de Saint Jérôme; Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de géosciences, Marseille, 261 pp.
- Barbouti, A.I. and Rastin, B.C., 1983. A study of the absolute intensity of muons at sea level and under various thicknesses of absorber. Journal of Physics G: Nuclear Physics, 9: 1577-1595.
- Bard, E. and Broecker, W.S., 1992. The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies. Series I: global Environmental Change, 2. Springer-verlag, Berlin.
- Barros-Machados, A., 1983. The contribution of termites to the formation of laterites. In: A.J.M.e.A. Carvalho (Editor), IIs. Intern. Seminar on laterisation Processes., Sao Paulo, Brazil, pp. 262-270.
- Beauvais, A. and Colin, F., 1993. Formation and transformation processes of iron duricrusts systems in tropical humid environment. Chemical Geology, 106: 77-101.
- Bierman, P.R., 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscapes evolution: a review from the geomorphic perspective. Journal of Geophysical Research, 99(B7): 13885-13896.
- Bilokon, H. et al., 1989. Flux of the vertical negative muons stopping at depths 0.35-1000 hg/cm². Journal of Geophysical Research, 94(B9): 12145-12152.
- Bocquier, G., Muller, J.P. and Boulangé, B., 1984. Les latérites., Livre jubilaire du cinquanteaire de l'Association Française pour l'Etude du Sol. C.N.R.S, I.N.R.A, O.R.S.T.O.M, M.I.D.I.S.T., pp. 123-138.
- Bondeulle, G. and Muller, J.P., 1988. Structural characteristics of hematite and goethite and their relationships with kaolinite in a laterite from Cameroon. A TEM study: Bulletin de Minéralogie, 111: 149-166.

- Bourlès, D.L., 1988. Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique ^{10}Be et de son isotope stable ^9Be en milieu océanique. Application à la datation des sédiments marins. Ph.D. Thesis, Paris-sud Centre d'Orsay.
- Braucher, R. et al., 1998. African laterite dynamics using *in situ*-produced ^{10}Be . *Geochimica and Cosmochimica Acta* (in press).
- Braun, O.P.G., 1971. Contribuição a geomorfologia do Brasil Central. *Rev. Bras. Geogr*, 32.
- Brook, E.J. et al., 1993. Chronology of Taylor glacier advances in Arena Valley, Antarctica, using *in situ* cosmogenic ^3He and ^{10}Be . *Quaternary Research*, 39: 11-23.
- Brown, E.T. et al., 1995a. Evidence for muon-induced production of ^{10}Be in near-surface rocks from the Congo. *Geophysical Research Letters*, 22(6): 703-706.
- Brown, E.T. et al., 1994. The development of iron crust lateritic systems in Burkina Faso, West Africa examined with *in-situ*-produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 124: 19-33.
- Brown, E.T., Brook, E.J., Raisbeck, G.M., Yiou, F. and Kurz, M.D., 1992. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: implications for exposure age dating. *Geophysical Research Letters*, 19(4): 369-372.
- Brown, E.T. et al., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using *in situ* produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2269-2283.
- Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M. and Yiou, F., 1995b. Denudation rates determined from the accumulation of *in situ*-produced ^{10}Be in Luquillo experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 193-202.
- Buchanan, F., 1807. A journey from Malabar through the countries of Mysor, Canara et Malabar., 2, london, 436-460 pp.
- Budel, J., 1982. *Climatic Geomorphology*, Princeton, 470 pp.
- Cerling, T.E. and Craig, H., 1994. Geomorphology and *in situ* cosmogenic isotopes. *Annu. Rev. Planet. Sci.*, 22: 273-317.
- Charalambus, S., 1971. Nuclear transmutation by negative stopped muons and the activity induced by the cosmic-ray muons. *Nuclear Physics*, A166: 145-161.
- Chatelin, Y. and Martin, D., 1972. Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferralitiques. *Cahier ORSTOM, Sér. Pédol.*, X(1): 25-43.
- Clark, D.H., Bierman, P.R. and Larsen, P., 1996. Improving *in situ* cosmogenic chronometers. *Quaternary research*, 44: 366-376.

- Colin, F., 1992. L'or, traceur de l'histoire chimique et physique de l'altérosphère latéritique sous forêt équatoriale. Dossier de travaux Thesis, Université Aix-Marseille III.
- Colin, F., Brimhall, G., Nahon, D., Lewis, C.J., Baronnet, A., Danty, K., Equatorial rainforest lateritic mantles: a geomembrane filter. *Geology*, 20: 523-526
- Colin, F., Alarcon, C. and Vieillard, P., 1993. Zircon: an immobile index in soils? *Chemical Geology*, 107: 273-276.
- Colin, F., Sanfo, Z., Brown, E.T., Bourlès, D. and Edou Minko, A., 1997. Gold: a tracer of the dynamics of tropical soils. *Geology*, 25(1): 81-84.
- Collinet, J., 1969. Contribution à l'étude des "stone-lines" dans la région du moyen-Ogooué (Gabon)., Cahier O.R.S.T.O.M. Série Pédologie, pp. 3-42.
- Davis, R. and Schaeffer, O., 1955. Chlorine-36 in nature. *Ann. NY Acad. Sci.*, 62: 105-122.
- De Ploey, J., 1964. Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses au Bas-Congo; leur genèse et l'action des termites. In: A. Bouillon (Editor), *Etudes sur les termites africains*. Masson, Paris, pp. 399-414.
- Dep, L., 1995. Cosmogenic radionuclide production in terrestrial rocks: accelerator mass spectrometry measurements and Monte carlo simulations. Ph. D. Thesis, Purdue, Purdue, 155 pp.
- Erhart, H., 1951. Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone intertropicale. *CR Acad.Sci.*, Paris, 233(15): 804-806.
- Gosse, J.C., Reedy, R.C., Harrington, C.D. and Poths, J., 1996a. Overview of the workshop on secular variations in production rates of cosmogenic nuclides on Earth. *Radiocarbon*, 38(1): 135-173.
- Gosse, J.C., Reedy, R.C., Harrington, C.D. and Poths, J., 1996b. Overview of the workshop on the secular variations in production rates of cosmogenic nuclides on Earth. *Radiocarbon*, 38(1): 135-173.
- Grandin, G., 1976. Applanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mem. ORSTOM*, 82: 275.
- Heinzelin, J., 1952. Observation sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. *INEAC Ser.Sci. Bruxelles*, 64: 37.
- Herbillon, A.J. and Nahon, D., 1988. Laterites and lateritization processes. In: B.A.G.a.U.S. W. Stucki (Editor), *Iron in Soils and Clay Minerals*. Reidel, Dordrecht., pp. 779-796.

- Hoore d', J., 1954. L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. Sér. Sci., 62, Bruxelles, 132 pp.
- King, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. Rev. Bras. Geogr., 18(2): 147-265.
- Klein, J. et al., 1986. Revealing histories of exposure using in situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan desert glass. Radiocarbon, 28(2A): 547-555.
- Kohl, C.P. and Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurements of in situ produced cosmogenic nuclides. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56: 3583-3587.
- Lal, D., 1987. Cosmogenic nuclides produced in situ in terrestrial solids. Nuclear Instruments Method in Physics research, B29: 238-245.
- Lal, D., 1988. In situ produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16: 355-388.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters, 104: 424-439.
- Lal, D. and Arnold, J.R., 1985. Tracing quartz through environment. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), 94(1): 1-5.
- Lal, D., Nishiizumi, K. and Arnold, J.R., 1987a. In situ cosmogenic ^3H ^{14}C and ^{10}Be for determining the net accumulation and ablation rates of ice sheets. Journal of Geophysical Research, 92(B6): 4947-4952.
- Lal, D., Nishiizumi, K., Klein, J., Middleton, R. and Craig, H., 1987b. Cosmogenic ^{10}Be in Zaire alluvial diamonds: implications for ^3He contents of diamonds, Nature, pp. 139-141.
- Lal, D. and Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In: S. Flugge (Editor), Handb. Phys. Springer-Verlag, Berlin, pp. 551-612.
- Laporte, G. (Editor), 1962. Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée Comilog, République du Congo. Pédol., Brazzaville, 149 pp.
- Lecomte, P., 1988. Stone line profiles: Importance in geochemical exploration. Journal of Geochemical Exploration, 30: 35-61.
- Lévêque, A., 1978. Les concentrations de fer dans les sols développés sur le socle granito-gneissique du Togo. Cahier ORSTOM, Ser. Pédol., 16(1): 3-22.
- Libby, W.F. (Editor), 1952. Radiocarbon dating. University of Chicago Press.
- McFarlane, M.J., 1976. Laterites., Laterite and landscape. Academic press, London, pp. 151p.
- Millot, G., 1977. Géochimie de la surface et forme du relief. Sci. Geol. Bull., 30: 229-233.

- Millot, G., 1981. Weathering sequences. "Climatic" planations. Leveled surfaces and paleosurfaces., VIIth Intern. Clay Conf. Develop. in sedim., Bologne et Paire, pp. 585-593.
- Millot, G., Bocquier, G. and Paquet, H., 1976. Géochimie et paysages tropicaux. La recherche, 7(65): 236-244.
- Millot, G. and Bonifas, M., 1955. Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. Bull. Serv. Carte Géol; Alsace-Lorraine., 8: 3-10.
- Modenesi-Gauttieri, M.C. and Motta de Toledo, M.C., 1996. Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia (southeastern Brazil). Catena, 27: 81-103.
- Moeyersons, J., 1987. The concentration of stones into a stone-line, as a result from subsurface movements in fine and loose soils in the tropics. GEO-Eco-Trop, 11(1-4): 22.
- Muller, D., Bocquier, G., Nahon, D. and Pacquet, H., 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferralitique à horizons nodulaires du Congo. Cahier O.R.S.T.O.M., série pédologie, 18: 87-109.
- Muller, J.P., 1988. Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires. 50, 664 p, Orstom, Paris.
- Muller, J.P. et al., 1995. Crystal chemistry of clays and associated oxides: Constraints for modeling element transfer at the Earth's surface. American Journal of Science, 295: 1115-1155.
- Muller, J.-P. and Bocquier, G., 1986. Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic-ferruginous nodules. Mineralogical and microstructural transformations. Geoderma, 37: 113-136.
- Muller, J.-P. and Calas, G., 1989. Tracing kaolinites through their defect centers; kaolinite paragenesis in a laterite (Cameroon). Economic Geology, 84: 694-707.
- Nahon, D., 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtement calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs. Géochimie, structures, relais et coexistence. Sci. Geol., Strasbourg, 44: 232.
- Nahon, D., 1986. Evolution of Iron Crusts in Tropical Landscapes. In: S.M. Colman and D.P. Dethier (Editor), Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, Orlando, pp. 169-191.

- Nahon, D., 1987. Microgeochemical environments in lateritic weathering. In: R. Rodriguez-Clemente and Y. Tardy (Editors), *Geochemistry and Mineral Formation in the Earth Surface*, Madrid., pp. 141-156.
- Nahon, D., 1991. Self-organization in chemical lateritic weathering. *Geoderma*, 51: 5-13.
- Nahon, D., Janot, C., Karpoff, V., Paquet, H. and Tardy, Y., 1977. Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the Western part of Senegal. *Geoderma*(19): 263-277.
- Nishiizumi, K. et al., 1990a. Cosmic ray produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks : exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 440-454.
- Nishiizumi, K., J. Klein, R. Middleton and Craig, H., 1990b. Cosmogenic ^{10}Be ^{26}Al and ^3He in olivine from Maui lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 98: 263-266.
- Nishiizumi, K. et al., 1991a. Cosmic ray ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 440-454.
- Nishiizumi, K. et al., 1991b. In situ ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages at Meteor Crater, Arizona. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2699-2703.
- Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R. and Arnold, J.R., 1986. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz *in situ* and implications for erosion rates. *Nature*, 319: 134-136.
- Nishiizumi, K. et al., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12): 17907-17915.
- O'Brien, K., 1979. Secular variations in the production of cosmogenic isotopes in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research*., 84(A2): 423-431.
- Ojanuga, A.G. and K. Wirth, 1977. Threefold stone-lines in Southwestern Nigeria: Evidence of cyclic soil and Landscape Development. *Soil. Sci.*, 123(4): 249-257.
- Ojanuga, A.G. and Lee, G.B., 1973. Characteristics, distribution, and genesis of nodules and concretions in soils of the South-Western Upland of Nigeria. *Soil Sci.*(116): 282-291.
- Parrish, J.T., Zirgler, A.M. and Scortese, 1982. Rainfall pattern and the distribution of coals and evaporites of the Mesozoic and Cenozoic. *Pal. Pal. Pal.*, 40.
- Pedro, G., 1968. Distribution des principaux type d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 10(5): 457-470.

- Raisbeck, G.M. and Yiou, F., 1980. ^{10}Be in polar ice as a record of solar activity. In: R.O. Pepin, J.A. Eddy and R.B. Merrill (Editors), *Ancient sun*, pp. 185-190.
- Raisbeck, G.M. and Yiou, F., 1984. Production of long-lived cosmogenic nuclei and their applications. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* ., B5: 91-99.
- Raisbeck, G.M. et al., 1994. The AMS facility at Gif-sur-Yvette: progress, perturbations and projects. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, B 92: 43-46.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourles, D.L., Lestringuez, J. and Deboffle, D., 1987. Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandetron AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B29: 22-26.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourlès, D.L., Lestringuez, J. and Deboffle, D., 1984. Measurement of ^{10}Be with a Tandetron accelerator operating at 2 MV. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B5: 175-178.
- Ramanaidou, E., Nahon, D., Decarreau, A. and Melfi, A.J., 1996. Hematite and goethite from duricrusts developed by lateritic chemical weathering of Precambrian banded iron formations, Minas Gerais, Brazil. *Clays and Clays Minerals.*, 44(1): 22-31.
- Riquier, J., 1969. Contribution à l'étude des "stone-lines en régions tropicale et équatoriale, Cahier O.R.S.T.O.M. série pédologie, pp. 71-109.
- Ritz, J.F. et al., 1995. Slip rates along faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology*, 23(11): 1019-1022.
- Robinson, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Lehman, B. and Laj, C., 1995. The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka. *Earth and Planetary Science Letters*(136): 551-557.
- Roche, E., 1987. Paléoenvironnement du Quaternaire supérieur au Shaba (Zaïre). Datation de deux "stone-lines" par palynologie: Kamoia et Haute Luilu. *Geo-Eco-Trop*, 11(1-4): 171-183.
- Schwartz, D., 1996. Archéologie préhistorique et processus de formation des "stone-lines" en Afrique Centrale (Congo-Brazzaville et zones périphériques). *Geo-Eco-Trop*, 20(1-4): 15-38.
- Segalen, P., 1969. Le remaniement des sols et la mise en place de la "stone-line" en Afrique., Cahier O.R.S.T.O.M. Série Pédologie, pp. 113-128.

- Sharma, P. and Middleton, R., 1989. Radiogenic production of ^{10}Be and ^{26}Al in uranium and Thorium ores: Implications for studying terrestrial samples containing low levels of ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 53: 709-716.
- Sharpe, C.F.S., 1938. Landslides and related phenomena. Columbia Geomorphic studies, 2, New York.
- Siame, L.L. et al., 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. *Geology*, 25(11): 975-979.
- Spanagel, G. and Fireman, E.L., 1972. Stopping Rate of Negative Cosmic-Ray by Muons at Sea Level. *Journal of Geophysical Research.*, 77(28): 5351-5359.
- Stallard, R.F., 1988. Weathering and erosion in the humid tropics. Physical and chemical weathering in geochemical cycles. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands., 225-246 pp.
- Stoops, G., 1967. Le profil d'altération du Bas-Congo (Kinshasa). *Pédologie*(17): 60-105.
- Strack, E. et al., 1994. Determination of erosion rates with cosmogenic ^{26}Al . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B 92: 317-320.
- Tardy, Y., 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 460 pp.
- Tricard, J. and Cailleux, A., 1965. Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes. *Traité de géomorphologie*, 4, Paris.
- Trompette, 1992 *Geology of western Gondwana (2000- 500Ma)*, éd. Balmera, Rotterdam, 350p.
- Velbel, M.A., 1987. Rate controlling factors in the weathering of some ferromagnesian silicate minerals., *Transactions, 13th congress of the intern. Society of Soil Science.*, pp. 1107-1118.
- Vogt, J., 1959. Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *Ann. Géogr. Fr*, 68(367): 193-206.
- Vogt, J. and Vincent, P.L., 1966. Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. A. Le complexe de la stone-line. Mise au point. B. Les formations meubles superficielles au sud du Congo et du Gabon. *Bull. BRGM*, 4: 3-111.
- Yaalon, D.H., 1996. Laterites is not a soil but maybe a paleosol. *Catena*, 26: 263-265.
- Yiou, F., Raisbeck, G.M., Klein, J. and Middleton, R., 1984. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ in terrestrial impact glasses. *Journal of non crystalline solids*, 67(1-3): 503-510.

