

# UTILISATION DU $^{10}\text{Be}$ COSMOGENIQUE PRODUIT IN-SITU POUR L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE ET DE L'EVOLUTION DES SOLS EN MILIEUX LATERITIQUES .

Régis BRAUCHER<sup>1</sup>, Lionel SIAME<sup>2</sup>, Didier BOURLÈS<sup>1</sup>, Fabrice COLIN<sup>3</sup>.

**Mots-Clés** : nucléides cosmogéniques,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ , latérites, érosion, reptation, sol.

## Résumé :

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. Les nucléides cosmogéniques  $^{10}\text{Be}$  ( $T_{1/2}=1,5\text{Ma}$ ) et  $^{26}\text{Al}$  ( $T_{1/2}=0,73\text{Ma}$ ) ainsi produits ont notamment été utilisés afin d'étudier les modes de mise en place et de développement des latérites et de quantifier les processus les affectant. Différents systèmes latéritiques ont ainsi été échantillonnés aussi bien en Afrique qu'au Brésil. L'étude de la distribution en fonction de la profondeur des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  dans des quartz issus de filons et prélevés le long de profils de sols permet 1/ de déterminer l'origine autochtone ou allochtone des matériaux constituant les séquences étudiées, 2/ de quantifier les taux d'érosion ou 3/ en association avec l' $^{26}\text{Al}$ , de quantifier les taux d'enfouissement affectant ces surfaces. L'examen de l'évolution de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  le long de "stone-lines" permet également de préciser sans ambiguïté leur origine allochtone ou autochtone et, dans ce dernier cas, un modèle visant à estimer les vitesses de déplacements latéraux des couvertures d'altération a été développé.

---

<sup>1</sup> CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois BP 80 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.  
(regis.braucher@libertysurf.fr)

<sup>2</sup> ORSAYTERRE, Bât 509, Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex, France.

<sup>3</sup> UM-GECO / IRD, CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois BP 80 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

# USE OF IN-SITU PRODUCED COSMOGENIC $^{10}\text{Be}$ TO STUDY THE LATERITIC SOIL EVOLUTION.

**Key word :** cosmogenic nuclides,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ , laterites, erosion, creeping, soil.

**Abstract :**

*In situ*-produced cosmonuclides result from nuclear reactions between cosmic-rays derived particles and the elements constituting the Earth's surface material. Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  ( $T_{1/2}=1,5\text{Ma}$ ) and  $^{26}\text{Al}$  ( $T_{1/2}=0.73\text{Ma}$ ) produced within the quartz mineral fraction of surficial rocks have been used to quantitatively study the laterites emplacement and development. Depth distributions of *in situ*-produced  $^{10}\text{Be}$  along quartz veins and soil profiles permit: 1/ to clarify mechanisms involved in soil formation and landform evolutions, 2/ to quantify burial or denudation rates. Lateral variations of the *in situ*-produced  $^{10}\text{Be}$  concentration along stone-lines allow to determine whether the stone-line constituting material has an allochthonous or an autochthonous origin, and, in the later case, to estimate the lateral displacement rates.

## ABRIDGED ENGLISH VERSION :

Since the Tertiary, warm and humid climatic conditions have induced development of lateritic systems on stable cratons in the tropics [Hoore d', 1954; Nahon, 1986]. Although lateritic structures are generally physically well characterized [McFarlane, 1976; Millot and Bonifas, 1955; Muller, 1988; Nahon et al., 1977; Tardy, 1993; Yaalon, 1996], many 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. High textural polygenism lateritic formations exhibit 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). Such laterites include the so-called "stone-line" formations, very rich in quartz pebbles. 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. 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, ...? While autochthonists propose an "in situ" genesis of their studied "stone-line" involving either biological ("biopedoturbation") or chemical processes, allochthonists have related the formation of "stone-line" to some kind of transported overburden.

In order to assess quantitatively the mechanisms involved in the emplacement and the development of laterites, in general, and of "stone line" formations, in particular, it thus appears necessary to develop new tracers. Since *in situ*-produced cosmogenic nuclides analyses, including  $^{10}\text{Be}$  ( $T_{1/2} = 1.5 \times 10^6$  y) and  $^{26}\text{Al}$  ( $T_{1/2} = 0.73 \times 10^6$  y), are particularly well suited to study surficial processes, they were used to elucidate mechanisms involved in soil formation and landform evolution, to quantify denudation and burial rates, and to estimate lateral displacement rates (creep). The fundamentals of this method having been discussed in a previous publication [Siame et al., 2000], this paper will focus on its application to the study of lateritic sequences located in Africa and Brazil (fig.1 ).

The concentration  $C$  (at/g) of a radioactive cosmogenic nuclide produced by spallation reactions in a rock exposed at depth  $x$  ( $\text{g}/\text{cm}^2$ ) below a surface undergoing erosion at a rate of  $\varepsilon$  ( $\text{g}/(\text{cm}^2 \text{ yr}^1)$ ) over time  $t$  (yr.) is represented by the equation:

$$(Eq.1) C(x, t) = \frac{p_n \times P_0 \times \exp\left(-\frac{x}{L_n}\right)}{\frac{\varepsilon}{L_n} + \lambda} \times \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_n} + \lambda\right)\right)\right) + \frac{p_\mu \times P_0 \times \exp\left(-\frac{x}{L_\mu}\right)}{\frac{\varepsilon}{L_\mu} + \lambda} \times \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_\mu} + \lambda\right)\right)\right)$$

It states that the measured concentration is the sum of two terms corresponding to the production of  $^{10}\text{Be}$  by cosmic ray neutrons ( $n$ ) and by cosmic ray muons ( $\mu$ ) with their corresponding attenuation lengths,  $L_n$  and  $L_\mu$  ( $\text{g}/\text{cm}^2$ ) and their respective relative contribution,  $p_n$  and  $p_\mu$  ( $p_n + p_\mu = 1$ ), to the total production ( $P_0$  in  $\text{at}/(\text{g}/\text{yr.})$ ).

In this paper, all calculations use total surface  $^{10}\text{Be}$  production rates ( $P_0$ ) based on the altitude and latitude dependent polynomials of Lal [1991], and error calculations assume a 15% uncertainty in production rates [Gosse et al., 1996].

The depth variability of  $^{10}\text{Be}$  production was calibrated at a site that field observations indicate to be minimally perturbed by weathering and soil compaction. This site located at Larafella (Burkina Faso, Africa ; fig. 1) is part of a complex system of lateritic surfaces [Bamba, 1993]. A depth profile of vein quartz passing through undisturbed saprolite in the lowland lateritic system was collected. The data ( tabl. I, fig. 2) demonstrate the depth variability of  $^{10}\text{Be}$  production. As shown in fig. 2, the best data fit to Equation 1 yields a muon contribution to the total production at the surface of  $(1.5\pm 0.2)\%$  and an erosion rate of  $(2.0\pm 0.3) \text{ m.My}^{-1}$  for a surficial  $^{10}\text{Be}$  production rate of  $4.3 \text{ at.g}^{-1}$ . Two types of stone-line have then been studied. Both are located in Brazil, the first one at Itaberaba ( State of Bahia) and the second at Cuiaba (State of Mato Grosso). At Itaberaba (fig. 3) both the quartz vein penetrating the saprolite at the hill's summit and its associated "stone-line", which travels downslope at the interface between a yellowish saprolite and a reddish sandy-clayey layer, were sampled. This "stone-line", about 35 m long, is composed of centimetric to decimetric angular quartz clasts. The evolution of  $^{10}\text{Be}$  with depth for the quartz vein (fig. 4) indicates an *in situ* development. The best data fit to Equation 1 yields a mean erosion rate of  $9.0\pm 0.5 \text{ m.My}^{-1}$  for a muon contribution to the total production at the surface fixed at 1.5% and a surficial  $^{10}\text{Be}$  production rate of  $5 \text{ at.g}^{-1}$ . The essentially systematic increase in  $^{10}\text{Be}$  content as a function of distance from the quartz vein observed for the "stone-line" quartz samples suggests that they continuously accumulated  $^{10}\text{Be}$  during their migration from the source region (the quartz vein) to the sampling location (fig. 5). Such a set of data may be used to evaluate the rate of the downslope lateral displacements that give rise to a "stone-line" [Braucher et al., 1998c]. 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  $^{10}\text{Be}$  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

the interface between the sandy-clayey layer and the saprolite. During these displacements, the buried quartz cobbles continue to accumulate  $^{10}\text{Be}$  as long as the overlying material allows  $^{10}\text{Be}$  production greater than losses due to radioactive decay. The time ( $t_B$ ) necessary to generate the  $^{10}\text{Be}$  concentration difference between two successive "stone-line" quartz samples (respectively at depth  $x_i$  and  $x_{i+1}$ ) is calculated using the following equation:

$$C_{i+1}(x_{i+1}, t_B) = \frac{P \times \exp(-\frac{t_B \cdot B}{L})}{\frac{-B}{L} + \lambda} \times \left( 1 - \exp(-t_B (\frac{-B}{L} + \lambda)) \right) + C_i \times \exp(-\lambda \cdot t_B)$$

where  $P$  is the production rate,  $\lambda$  the radioactive decay constant,  $L$  the neutron attenuation length ( $150 \text{ g/cm}^2$ ), and  $C_i$  and  $C_{i+1}$  are the  $^{10}\text{Be}$  concentrations of two consecutive samples. This model yields a mean rate of lateral displacement of  $66 \pm 6 \text{ m} \cdot \text{My}^{-1}$  (fig. 6).

At Cuiaba (fig. 7), quartz cobbles have been collected in a "stone-line" developed at  $\sim 1 \text{ m}$  subsurface depth and along a profile from the surface down to the saprolite. 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. The  $^{10}\text{Be}$  concentrations measured within the "stone-line" rounded quartz cobbles appear to be nearly constant throughout the sampled sequence (tabl. II, fig. 8). The  $^{10}\text{Be}$  concentrations measured along the vertical profile (tabl. II) taken within the surficial unit show an exponential decrease 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  $^{10}\text{Be}$  concentration or with a negligible  $^{10}\text{Be}$  concentration. The data strongly suggesting that the emplacement events were rapid and that the "stone-line" samples had an initial negligible  $^{10}\text{Be}$  concentration, the mean concentration 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: a sheet washing process at the surface of the lateritic paleolandscape followed by a colluvial deposition.

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. Examining  $^{26}\text{Al}$  in conjunction with  $^{10}\text{Be}$  provides detailed information on the burial history of these samples. For example, at Goyoum (Cameroon; Africa; fig. 1), the  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  ratios measured in the quartz samples from the "stone-line" embedded in the goethitic and indurated ferruginous hardcap when plotted as a function of the  $^{10}\text{Be}$  concentrations [Bonduelle and Muller, 1988; Muller, 1988; Muller and Bocquier, 1986; Muller and Calas, 1989] fall to the left side of the "steady-state erosion island" [Braucher et al., 1998a; Siame et al., 2000] (tabl. III; fig. 10). This unambiguously indicates the occurrence of burial. The minimum burial times estimated, when possible, range from  $\sim 0.7$  to  $\sim 1.2$  My, corresponding to burial rates on the order of a few meters per million years.

## INTRODUCTION

Les processus supergènes d'altération/érosion résultent des interactions actuelles et passées entre la lithosphère, la biosphère et les enveloppes fluides qui entourent notre planète. Ainsi, les conditions climatiques particulièrement favorables à ces interactions au niveau de la ceinture tropicale ont 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]. 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. [Hoore d', 1954; Nahon, 1986]. Si les structures latéritiques sont généralement bien décrites [McFarlane, 1976; Millot and Bonifas, 1955; Muller, 1988; Nahon et al., 1977; Tardy, 1993; Tricart and Cailleux, 1965; Yaalon, 1996] des questions

subsistent quant à l'origine des matériaux supergènes qui les composent et sur la compétition entre les processus d'altération chimique et d'érosion mécanique.

La plupart des faciès latéritiques montrent la même tendance évolutive de la base vers le sommet : une couche profonde saprolitique, dans laquelle la structure de la roche mère est préservée, recouverte par un ensemble nodulaire ferrugineux lui-même recouvert par un ensemble de surface sablo-argileux bioturbé. Des lignes horizontales de cailloux de quartz, les "stone-lines", sont parfois observées dans l'ensemble nodulaire [Sharpe, 1938]. Ces formations se développant à la surface des manteaux d'altération les plus récents dans la ceinture tropicale (fig. 1) alimentent le débat scientifique depuis plusieurs années. Notamment, différentes théories relatives aux conditions de formation des "stone-lines", principalement les théories allochtoniste et autochtoniste, ont été proposées [Collinet, 1969; De Ploey, 1964; Erhart, 1951; Heinzelin, 1952; Lecomte, 1988; Riquier, 1969; Segalen, 1969; Vogt, 1959] mais leurs implications sont souvent incompatibles avec l'ensemble des observations de terrain et les arguments proposés généralement peu convaincants quant à l'existence d'un scénario de mise en place unique. Malgré certaines approches novatrices utilisant de nouveaux marqueurs (palynologie [Roche, 1987], silice amorphe des phytolithes [Alexandre et al., 1994], les particules d'or [Colin et al., 1997], marqueurs archéologiques [Schwartz, 1996]), les quantifications des principaux paramètres permettant de préciser les processus de mise en place et d'évolution aussi bien des systèmes latéritiques au sens large que des « stone-lines » *stricto sensu* demeurent problématiques.

+



Fig. 1 : Domaine de développement et/ou de conservation des couvertures latéritiques. Distribution des zones à "stone-lines" en climat tropical. Zones d'étude.

Fig. 1 : Development and/or conservation areas of lateritic surfaces. Stone-lines distribution under tropical climate. Studied areas.

Nous proposons dans cet article d'appliquer à la quantification des taux d'érosion ou d'enfouissement et des vitesses des mécanismes de transformation des phases supergènes la méthode basée sur l'étude des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  (période de 1,5Ma) et/ou  $^{26}\text{Al}$  (période de 0,73 Ma) produits dans le minéral quartz de roches exposées au rayonnement cosmique. Cette publication fait suite à l'article de Siame *et al.* [Siame et al., 2000] qui présente les bases méthodologiques nécessaires à l'utilisation des cosmonucléides produits *in situ*.

## METHODES

Les cosmonucléides sont des éléments produits par interactions nucléaires entre le rayonnement cosmique et les éléments constituant l'environnement terrestre. Bien que la production de  $^{10}\text{Be}$  soit majoritaire dans l'atmosphère, nous ne nous intéresserons ici qu'au  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* c'est à dire produit dans la matrice des minéraux exposés à la surface de la terre. Technologiquement possible depuis seulement une dizaine d'années, les mesures de  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* sont réalisées par spectrométrie de masse par accélérateur dans la fraction minéral quartz, minéral ubiquiste, facilement isolable et possédant une structure cristallographique minimisant à la fois la possibilité d'une pollution par du  $^{10}\text{Be}$  atmosphérique et la diffusion hors du minéral du  $^{10}\text{Be}$  formé *in situ*.

Pour des surfaces exposées pour la première fois au rayonnement cosmique et subissant un processus érosif, l'évolution des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* en fonction du temps d'exposition (t) et de la profondeur (x en  $\text{g}/\text{cm}^2$ ; cette unité permet de s'affranchir de la nature de la roche étudiée, et correspond à la profondeur en cm multipliée par la masse volumique en  $\text{g}/\text{cm}^3$ ), est décrite par une équation à deux inconnues, le taux d'érosion ( $\varepsilon$ ) et le temps d'exposition :

(Eq. 1)

$$C(x, t) = \frac{p_n \times P_o \times \exp\left(-\frac{x}{L_n}\right)}{\frac{\varepsilon}{L_n} + \lambda} \times \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_n} + \lambda\right)\right)\right) + \frac{p_\mu \times P_o \times \exp\left(-\frac{x}{L_\mu}\right)}{\frac{\varepsilon}{L_\mu} + \lambda} \times \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_\mu} + \lambda\right)\right)\right)$$

avec  $P_0$  la production de surface totale du  $^{10}\text{Be}$ ,  $L_n$  et  $L_\mu$  les longueurs d'atténuation respectives des neutrons ( $\sim 150 \text{ g/cm}^2$ ) et des muons ( $\sim 1300 \text{ g/cm}^2$ ) [Brown et al., 1995] et  $p_n$  et  $p_\mu$  les contributions relatives des neutrons et des muons à la production totale de  $^{10}\text{Be}$ , tel que ( $p_n + p_\mu = 1$ ).

La représentation graphique de cette équation pour des surfaces exposées pour la première fois au rayonnement cosmique, fig. 5 de l'article de [Siame et al., 2000], montre une augmentation linéaire de la teneur en  $^{10}\text{Be}$  aboutissant à un état stationnaire pour lequel les pertes par érosion et décroissance radioactive égalent les gains par production. Pour chaque état stationnaire, la concentration en  $^{10}\text{Be}$  dépend du taux de dénudation. Les deux applications du  $^{10}\text{Be}$  apparaissent dès lors clairement sur cette figure : détermination d'âges d'exposition minimum pour des objets géologiques soumis au bombardement du rayonnement cosmique pendant des durées permettant de raisonnablement négliger le taux de dénudation et estimation du taux de dénudation maximum pour des surfaces suffisamment âgées pour avoir atteint l'état stationnaire. Cet article ne s'intéressera qu'à ce dernier cas de figure.

Avant de pouvoir effectuer la mesure de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  formé *in situ* contenu dans les échantillons, un long processus de purification est nécessaire [Bourlès, 1988; Braucher, 1998]. Après broyage, les échantillons subissent une succession de lessivages par des solutions composées de 2/3 d' $\text{H}_2\text{SiF}_6$  - 1/3 d' $\text{HCl}$  afin d'isoler le quartz qui est ensuite décontaminé du  $^{10}\text{Be}$  atmosphérique avant d'être dissous dans HF. A ce stade, une quantité connue de  $^9\text{Be}$  (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 par spectrométrie de masse par accélérateur. Après ajout d'EDTA-4Na jusqu'au pH optimal pour la complexation du béryllium par l'acétylacétone, l'acétylacétonate de béryllium est ensuite isolé par extraction liquide-liquide dans la phase organique (tétra chlorure de carbone ( $\text{CCl}_4$ )). Le béryllium décomplexé en solution acide est finalement précipité sous forme ( $\text{Be}(\text{OH})_2$ ) par ajout d'ammoniaque. Ce ( $\text{Be}(\text{OH})_2$ ) est amené à sec sous forme d'hydroxydes et d'oxy-

hydroxydes de béryllium qui sont oxydés vers 800°C pour obtenir du BeO analysable par spectrométrie de masse par accélérateur.

## RESULTATS ET DISCUSSION

Utiliser les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  (période de 1,5Ma) et/ou  $^{26}\text{Al}$  (période de 0,73 Ma) produits *in situ* pour la quantification de taux d'érosion ou d'enfouissement et de vitesses des mécanismes de transformation des phases supergènes nécessite tout d'abord de bien contraindre les paramètres physiques (production relative des différents types de particules, atténuation des particules) contrôlant la production des cosmonucléides et leur distribution en fonction de la profondeur. A cette fin, un échantillonnage a été effectué le long d'une veine de quartz traversant un manteau d'altération développé sur craton stable à Larafella (11°32' N ; 2°47' W), au Burkina Faso (fig. 1). Ce site localisé au sud-est de la mine d'or de Poura, dans le sud-ouest du Burkina Faso, se trouve à une altitude de 250 m et fait partie d'un système complexe de surfaces latéritiques étagées [Bamba, 1993]. Les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  mesurées le long de la veine de quartz échantillonnée (Tabl I) décroissent exponentiellement en fonction de la profondeur (fig. 2).

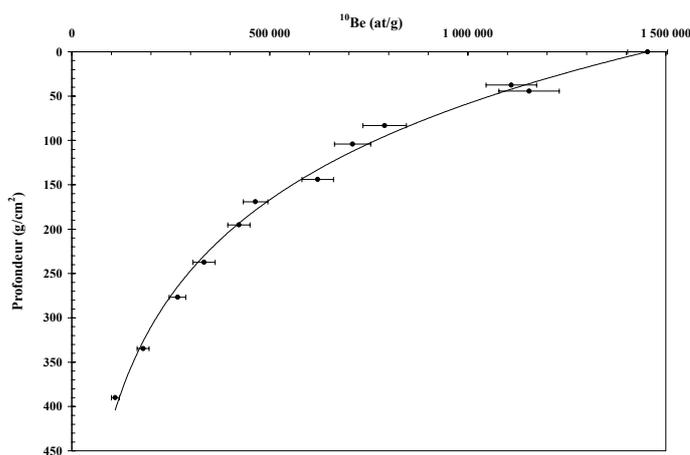


Fig. 2 : Evolution des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la profondeur pour Larafella (Burkina Faso). Les points correspondent aux données expérimentales. La courbe correspond à la modélisation utilisant l'équation 1 avec l'érosion et le pourcentage de muons comme paramètres libres. Les données impliquent un taux d'érosion de 2m/Ma et une contribution des muons de  $(1,5\pm 0,2)\%$ .

Fig. 2 : Concentration of  $^{10}\text{Be}$  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 and a muon contribution of  $(1.5\pm 0.2)\%$ .

Cette décroissance exponentielle due à l'atténuation du rayonnement cosmique dans la matière terrestre implique que les échantillons analysés ont conservé la même position relative au cours de l'exposition au rayonnement cosmique. Elle caractérise donc un développement *in situ* de la veine de quartz. Une production locale en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* de  $4.3 \text{ at.g}^{-1}$  [Lal, 1991] permet de déterminer à partir de l'équation 1 un taux de dénudation de  $(2\pm 0.3) \text{ m/Ma}$  pour une contribution muonique à la production totale de  $^{10}\text{Be}$  de l'ordre de  $(1,5\pm 0,2) \%$ . Ces résultats sont en accord avec un travail précédent concluant que la participation muonique devait être de l'ordre de 1 à 3% de la production totale en  $^{10}\text{Be}$  [Brown et al., 1995]. La connaissance précise de ce paramètre revêt une importance capitale dans la mesure où elle devrait permettre à partir d'un échantillonnage adéquat d'estimer à la fois le taux d'érosion et le temps d'exposition à partir de l'équation 1. A ce jour, cette équation ne peut en effet être résolue qu'en faisant des hypothèses sur l'une ou l'autre des deux inconnues (érosion et temps d'exposition) [Siame et al., 2000].

A Itaberaba ( $12.5^\circ\text{S}$ ,  $40.18^\circ \text{O}$  ; fig. 1), site brésilien localisé au sud du craton Salvador, dans l'état de Bahia, à l'ouest de la ville de Salvador de Bahia, des échantillons ont été prélevés non seulement tout au long de la partie accessible du filon de quartz qui ancre la colline aux pentes douces mais aussi le long de la "stone-line" qui s'y connecte et se développe à l'interface entre la saprolite et l'ensemble sablo-argileux de surface (fig. 3). Cette "stone-line", longue de 35m, est composée de cailloux de quartz centimétriques à décimétriques. Le paysage au faciès ondulé de cette région est représentatif des vieilles surfaces latéritiques développées sur migmatite protérozoïque [Braun, 1971; King, 1956]

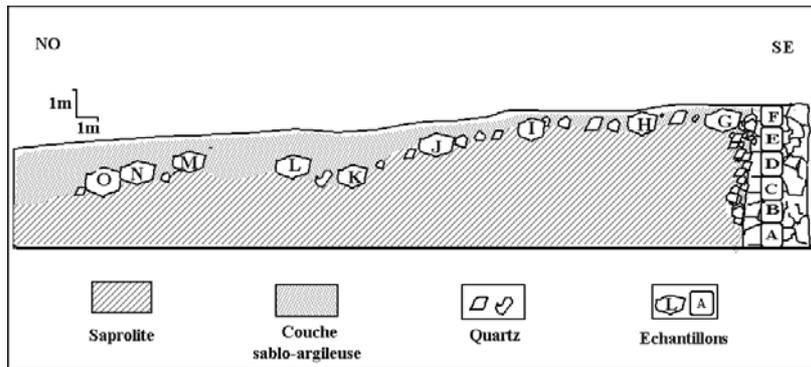


Fig. 3 : Coupe schématique de la colline d'Itaberaba.

Fig.3 : Sketch map of the sample distribution at Itaberaba.

La décroissance exponentielle des concentrations en fonction de la profondeur observée pour les échantillons du filon (fig. 4) implique une évolution strictement autochtone de ce filon.

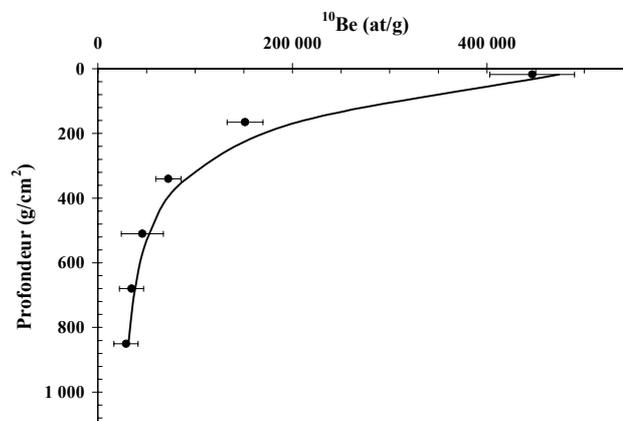


Fig. 4 : Evolution des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la profondeur pour Itaberaba (Brésil). Les points correspondent aux données expérimentales. La courbe correspond à la modélisation utilisant l'équation 1 avec l'érosion et le pourcentage de muons comme paramètres libres. Les données impliquent un taux d'érosion de 9 m/Ma et une contribution des muons fixé à 1,5%.

Fig. 4 : Concentration of  $^{10}\text{Be}$  as a function of depth at Itaberaba (Brazil). 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 9 m/My and a muon contribution fixed at 1.5%.

Les données obtenues le long du filon permettent d'estimer un taux de dénudation de  $9,0 \pm 0,5$  m/Ma pour une production de 5 at/g/an et un taux de participation des muons fixé à partir des paramètres déterminés à Larafella à 1,5%. Toutefois, la partie supérieure de la courbe de décroissance des concentrations en fonction de la profondeur d'échantillonnage dans le filon apparaît légèrement aplatie relativement à une décroissance purement exponentielle. Ceci révèle l'occurrence d'un affaissement (par fonte chimique probablement). En se calant sur la concentration de l'échantillon le plus superficiel qui détermine par ailleurs la valeur du taux d'érosion moyen affectant le filon, les

concentrations mesurées le long du filon de quartz impliquent que les profondeurs avant collapse étaient supérieures d'environ 35% à celles après collapse, c'est-à-dire aux profondeurs d'échantillonnage.

A Itaberaba, les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* des échantillons de la "stone-line" augmentent latéralement avec l'éloignement au filon des échantillons analysés (fig. 5).

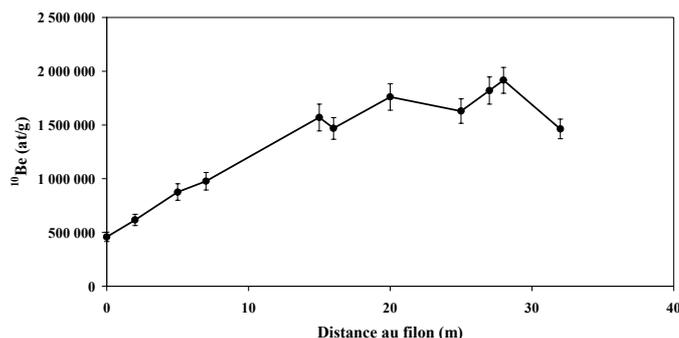


Fig. 5 : Concentration en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* des échantillons de la "stone-line" d'Itaberaba en fonction de leur distance au filon de quartz.

Fig. 5 : *In situ*-produced  $^{10}\text{Be}$  concentration within the Itaberaba stone-line samples as a function of their distance from the quartz vein.

Cette distribution laisse supposer que chaque échantillon est issu de la position du précédent ce qui correspond à une dynamique de fauchage de filon de filon de quartz. Dans ce cas, le  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* offre l'opportunité de quantifier un paramètre essentiel à la compréhension de la dynamique de l'évolution des paysages : les vitesses des déplacements latéraux. En effet, l'augmentation latérale observée suggère que les échantillons ont continuellement accumulé du  $^{10}\text{Be}$  lors de leur migration de la région source (le filon de quartz) jusqu'à leur position d'échantillonnage. Pour estimer donc la vitesse de reptation de cette "stone-line", un modèle a été développé [Braucher et al., 1998b; Braucher et al., 1998c]. Il suppose que tous les échantillons de la "stone-line" sont issus du sommet du filon de quartz qui se démantèle et qu'ils commencent tous leur migration avec la même concentration en  $^{10}\text{Be}$ , celle de l'échantillon BR96-12F actuellement au sommet du filon. L'échantillon issu du filon se déplace ensuite latéralement, accompagnant les mouvements de la couche superficielle qui dépendent de la morphologie entre la saprolite et l'ensemble sablo-argileux

de surface. Durant cette migration, les échantillons enfouis continuent d'accumuler du  $^{10}\text{Be}$  tant que leur profondeur permet une production en  $^{10}\text{Be}$  supérieure aux pertes par radioactivité.

Considérons deux échantillons,  $i$  et  $i+1$ , ayant des concentrations en  $^{10}\text{Be}$ ,  $C_i$  et  $C_{i+1}$ , et des profondeurs respectives,  $x_i$  et  $x_{i+1}$ . Le temps  $t_B$  nécessaire pour produire une quantité de  $^{10}\text{Be}$  correspondant à la différence des concentrations entre deux échantillons successifs est donnée par la formule suivante :

$$C_{i+1}(x_{(i+1)}, t_B) = \frac{P \times \exp(-\frac{t_B \cdot B}{L})}{\frac{-B}{L} + \lambda} \times \left( 1 - \exp(-t_B (\frac{-B}{L} + \lambda)) \right) + C_i \times \exp(-\lambda \cdot t_B)$$
 décrivant l'évolution des

concentrations pour un régime d'enfouissement [Braucher et al., 1998b; Siame et al., 2000]. Le taux

d'enfouissement  $B$  est relié au temps  $t_B$  et aux profondeurs par la relation :  $B = \frac{x_{i+1} - x_i}{t_B}$ . Il vaut

zéro quand deux échantillons successifs ont la même profondeur, est positif quand l'échantillon ( $i+1$ ) est plus profond que l'échantillon  $i$  et négatif quand l'échantillon ( $i+1$ ) est moins profond que l'échantillon  $i$ . En portant la distance au filon en fonction des temps  $t_B$  ainsi calculés, une droite dont la pente correspond à la vitesse de reptation latérale est obtenue (fig. 6).

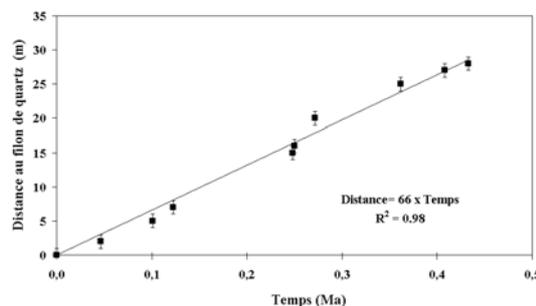


Fig. 6 : Estimation du déplacement latéral de la "stone-line" d'Itaberaba. Ce déplacement moyen est estimé en calculant le temps nécessaire pour produire la différence de concentration entre deux échantillons successifs de la "stone-line" (voir texte). La pente de la droite correspond à la vitesse de reptation.

Fig. 6: Estimation of lateral displacements at Itaberaba. The mean lateral displacement is estimated by calculating the time necessary to generate the  $^{10}\text{Be}$  concentration difference between two successive stone-line quartz samples (see text). The slope of the line corresponds to the horizontal displacement rate.

La vitesse de reptation de  $66 \pm 6$  m/Ma estimée pour le site d'Itaberaba est en bon accord avec les estimations de Braucher *et al.* au Congo [Braucher *et al.*, 1998c]. Il est à noter que ces vitesses de reptation concernant des objets de taille décimétrique sont un ordre de grandeur plus faible que celles usuellement mesurées pour les mouvements superficiels des sols [Saunders and Young, 1983; Schepers, 1984; Yair and de Ploey, 1979; Young, 1972].

A Cuiaba ( $15^{\circ}\text{S}$ ,  $53^{\circ}\text{O}$  ; fig. 1), autre site brésilien localisé dans le Mato Grosso, des échantillons ont été prélevés le long d'une "stone-line" présentant des caractéristiques différentes, c'est-à-dire le long d'une "stone-line" horizontale développée à un  $\sim 1$  m de la surface et sans connexion évidente avec un filon en place (fig. 7). Situé dans la partie sud du craton amazonien, à la limite du bassin du Pantanal affecté par un climat tropical humide, le paysage local est formé de collines plates. La couverture rocheuse régionale est composée de méta-sédiments et granitoïdes (500-600 Ma) coupés par des veines de quartz, aurifères ou non.

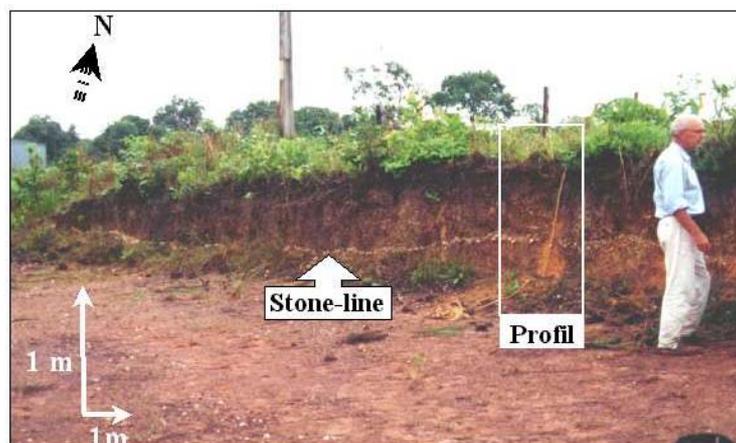


Fig. 7 : La "stone-line" de Cuiaba. Les échantillons ont été prélevés le long de la "stone-line" se développant horizontalement à un  $\sim 1$  m sous la surface et le long d'un profil vertical.

Fig. 7 : Cuiaba stone-line. Samples have been collected along the stone-line developed at  $\sim 1$  subsurface depth and along a vertical profile.

A Cuiaba, les observations de terrain mettent en évidence, outre une couche supérieure homogène, la forme arrondie des cailloux de quartz centimétriques composant la "stone-line" et suggèrent donc une mise en place liée à un événement alluvial. Aussi, afin de pouvoir préciser les processus impliqués dans cette mise en place, des échantillons ont également été collectés le long d'un profil

vertical de 1,1 m de profondeur allant de la surface jusqu'à la saprolite. Ce profil traverse la carapace ferrugineuse de surface sur 20 cm, l'horizon nodulaire sur 70 cm et intercepte la "stone-line" à 90 cm (fig. 7).

Contrairement à ce qui a été observé à Itaberaba, il n'y a pas à Cuiaba d'évolution systématique de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la localisation des échantillons le long de la "stone-line". Les concentrations mesurées sont en effet relativement constantes et conduisent quelque soit la position de l'échantillon à une valeur moyenne de  $(591.000 \pm 38.000 \text{ at/g})$  pour une profondeur normalisée à 100 cm, c'est-à-dire corrigée des légères variations dues à l'échantillonnage (fig. 8).

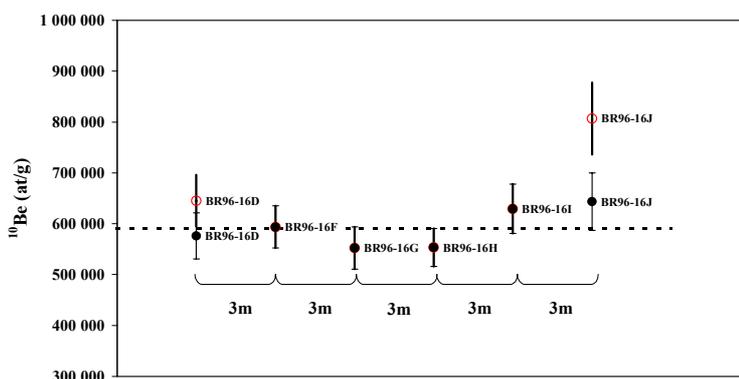


Fig. 8 : Concentrations en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* le long de la "stone-line" de Cuiaba.

Fig. 8 : *In situ*-produced  $^{10}\text{Be}$  concentrations along the Cuiaba stone-line.

Pour leur part, les concentrations mesurées le long du profil vertical décroissent exponentiellement lorsque la profondeur augmente. Cette évolution implique que tous les échantillons qui composent ce profil ont subi la même histoire d'exposition au rayonnement cosmique et ont toujours eu la même position relative depuis leur mise en place. L'homogénéité constatée des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  des cailloux de quartz composant la "stone-line" ainsi que la décroissance exponentielle en fonction de la profondeur mise en évidence pour les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  mesurées dans les échantillons du profil vertical suggèrent fortement que la mise en place de la "stone-line" étudiée résulte de deux événements rapides et contemporains : 1/ mise en place de

la ligne de cailloux par un processus de ruissellement en nappe ; 2/ recouvrement de ce ruissellement par un dépôt alluvial. Ensuite, les processus d'altération ont conduit à la formation de la carapace ferrugineuse de surface. Cette stone-line a donc une origine allochtone. Considérant maintenant que les phénomènes d'héritage, correspondant à l'acquisition de concentrations initiales en  $^{10}\text{Be}$  dans la région source, doivent conduire à des distributions ultérieures totalement aléatoires [Cerling and Craig, 1994], la décroissance exponentielle en fonction de la profondeur observée dans le profil ainsi que la grande cohérence entre la distribution verticale (profil) et la distribution horizontale ("stone-line") suggèrent très fortement qu'à Cuiaba tous les échantillons sont arrivés avec des concentrations initiales identiques et négligeables. Si tel est effectivement le cas, les données permettent de déterminer un taux de dénudation de 2,5 m/Ma, la contribution muonique étant fixée à 1,5% à partir des paramètres déterminés à Larafella et la production locale en  $^{10}\text{Be}$  à 4,3 at/g/an. De plus, si, comme expliqué précédemment, on considère que la mise en place de la "stone-line" et de la couche supérieure a été rapide, que les échantillons analysés avaient une concentration en  $^{10}\text{Be}$  hérité négligeable, et que l'on force le taux d'érosion à zéro, la valeur moyenne de la concentration des échantillons de la "stone-line" pour la profondeur normalisée à 100 cm implique un temps d'exposition minimum de  $\sim 0.5$  Ma. Ceci nous conduit à proposer que la "stone-line" de Cuiaba est l'évidence d'événements rapides et contemporains ayant eu lieu il y a au moins 500.000 ans.

Le scénario envisagé pour la mise en place et le développement de l'ensemble latéritique de Cuiaba montre que des bouleversements environnementaux peuvent induire le recouvrement d'une surface préalablement en cours d'érosion. Ce changement de régime dynamique affecte généralement la distribution en fonction de la profondeur des concentrations en  $^{10}\text{Be}$ . En effet, lorsqu'une surface commence à subir un processus d'enfouissement, les pertes par érosion cessent et les concentrations peuvent alors potentiellement augmenter au-delà de la concentration maximale autorisée en régime érosif. Considérons une surface affectée par un taux d'érosion de 5m/Ma ayant atteint l'état stationnaire. Les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la profondeur y décroissent

alors exponentiellement selon des caractéristiques dépendant du taux d'érosion, de la longueur d'atténuation et du taux de production (trait fin de la fig. 9). Si, suite à un changement des conditions environnementales, cette surface commence à subir un enfouissement, l'équilibre de l'état stationnaire est rompu au profit de la production puisque la surface étudiée n'est plus affectée par l'érosion et que donc les pertes par érosion cessent. Pour une vitesse d'enfouissement suffisamment faible (fig. 9 : 5m/Ma), la concentration en  $^{10}\text{Be}$  d'un échantillon donné du profil va alors croître jusqu'à ce que sa profondeur devienne trop importante pour que les particules issues du rayonnement cosmique puissent l'atteindre et y induire une production de  $^{10}\text{Be}$ . Après que l'échantillon considéré a atteint cette profondeur limite, la concentration en  $^{10}\text{Be}$  finalement décroît par radioactivité (trait pointillé fin de la fig. 9 : « chemin d'enfouissement »). Dans les conditions de l'exemple choisi, la distribution en fonction de la profondeur des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  présente toujours l'allure d'une exponentielle décroissante pour les deux durées d'enfouissement, 20 000 et 300 000 ans (fig. 9). Il apparaît dès lors que la mise en évidence d'une décroissance exponentielle n'implique pas nécessairement un régime érosif. Par contre, elle implique bien une évolution *in situ*. Toutefois, en régime érosif, les plus fortes concentrations autorisées correspondent à un taux d'érosion nul (Trait gras, fig. 9). La mise en évidence d'une décroissance exponentielle en fonction de la profondeur de concentrations en  $^{10}\text{Be}$  supérieures aux concentrations maximales autorisées en régime érosif permet donc de conclure sans ambiguïté à l'occurrence d'un processus d'enfouissement au cours de l'évolution de la surface étudiée. Tel est le cas pour un temps d'enfouissement de 300 000 ans dans l'exemple de la fig. 9. Autrement, seule l'utilisation conjointe de deux cosmonucléides différents produits dans les mêmes conditions ( $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$ ) permet de révéler quelque soit les conditions un processus d'enfouissement ayant affecté la surface étudiée et de le quantifier [Siame et al., 2000].

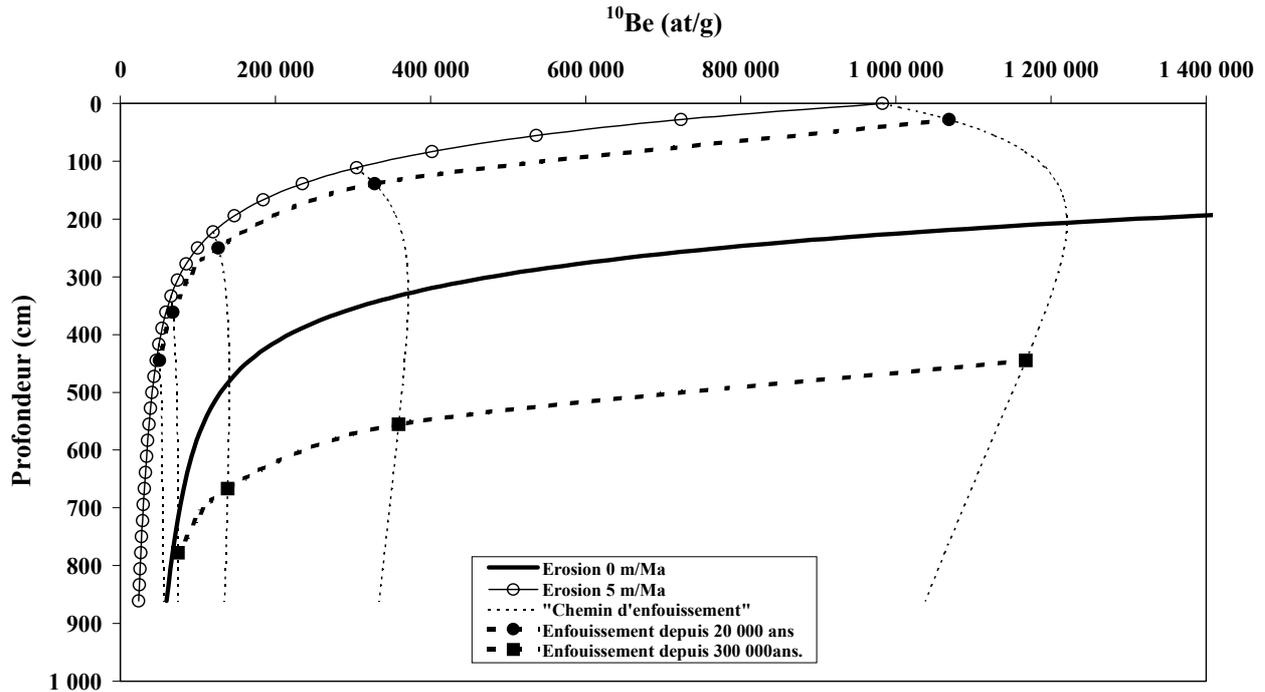


Fig. 9 : Evolution des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* en fonction de la profondeur et du processus affectant la surface étudiée. En régime érosif et à l'état stationnaire : 1/ érosion de 5m/Ma - trait fin et cercles ouverts; 2/ érosion nulle - trait gras. En régime d'enfouissement : 1/ évolution des concentrations en fonction du temps et donc de la profondeur pour un échantillon donné (chemin d'enfouissement) - trait fin en pointillés; 2/ profil enfoui depuis 20 000ans - trait pointillé gras et cercles pleins; 3/ profil enfoui depuis 300 000ans - trait pointillé gras et carrés pleins.

Fig. 9 : *In situ*-produced  $^{10}\text{Be}$  evolution as a function of depth for different surface processes. Erosion at steady state: 1/ erosion rate of 5m/My - thin line and open circles; 2/ zero erosion rate - bold line. Burial : 1/ evolution of the concentrations as a function of time, and thus of depth, for one specific sample - thin dash line; 2/ vertical profile buried since 20 000 years - bold dashed line and filled circles; 3/ vertical profile buried since 300 000 years - bold dashed line and filled squares.

Ainsi, les processus de mise en place et d'évolution de la couverture latéritique développée sous forêt et dans un environnement humide à Goyoum, colline de type « plateau » localisée dans le centre-est du Cameroun ( $5^{\circ}14'N$ ,  $13^{\circ}18' E$  ; 600 à 700m d'altitude ; fig. 1) [Bondeulle and Muller, 1988; Muller, 1988; Muller and Bocquier, 1986; Muller and Calas, 1989] ont pu être déterminés et quantifiés grâce à l'utilisation conjointe des deux cosmonucléides  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$  produits *in situ* [Braucher, 1998; Braucher et al., 1998a]. Tout d'abord, les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  de cailloux de quartz d'apparences variées (angulaires et translucides, ronds et blanc laiteux) contenus dans la cuirasse ferrugineuse indurée localisée sous l'horizon sablo-argileux et sur la saprolite, dans la pente de la colline, sont apparues, vue leur profondeur actuelle, significativement supérieures à celles permises en régime érosif (tabl. III). Ces mesures indiquent donc que les

échantillons analysés ont été au cours de leur histoire plus près de la surface qu'ils ne le sont actuellement et suggèrent par conséquent très fortement qu'ils ont été enfouis. L'étude des rapports  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  en fonction des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  confirme sans ambiguïté cette conclusion puisque tous les échantillons étudiés se situent sous la courbe « banane » des états stationnaires en régime érosif [Siame et al., 2000] (fig. 10). L'ensemble de ces données (rapports  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  et concentrations en  $^{26}\text{Al}$  et  $^{10}\text{Be}$ ) permet en outre d'estimer des temps minimum d'enfouissement de 0,6 à 1,2 Ma conduisant à des taux d'enfouissement de l'ordre de quelques mètres par millions d'années [Braucher, 1998; Braucher et al., 1998a].

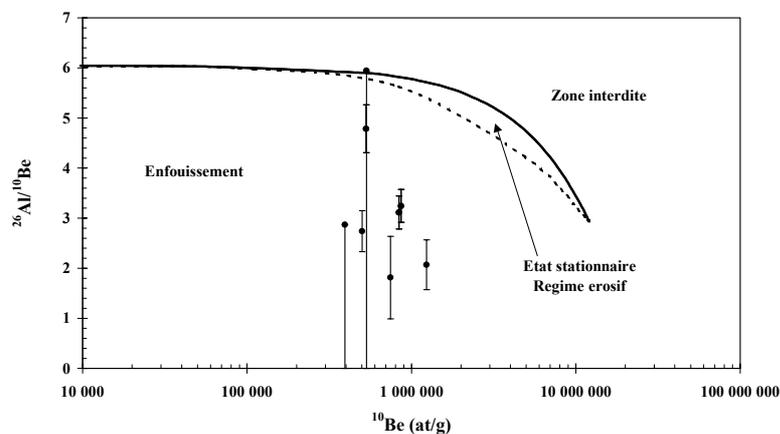


Fig. 10 : Evolution du rapport  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  en fonction des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  pour la "stone-line" de Goyoum. La courbe en gras correspond à une érosion nulle ( $\varepsilon=0$ ) et à des temps ( $t$ ) variables. La courbe en pointillés correspond à des taux d'érosion variables mais des temps d'exposition infinis.

Les données expérimentales situées sous la courbe « banane » indiquent un enfouissement.

Fig. 10 :  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  ratio versus  $^{10}\text{Be}$  concentration for the Goyoum stone-line quartz cobbles. The bold curve corresponds to finite exposure times ( $t$ ) and an erosion rate ( $\varepsilon$ ) equal to zero while the dashed curve corresponds to finite erosion rates and an infinite exposure time [Braucher et al., 1998a; Siame et al., 2000]. The experimental data under the « banana plot » evidence a burial process.

## CONCLUSION

Cet article montre comment une méthode issue de la physique nucléaire peut être 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 nucléides cosmogéniques  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$  accumulée 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.

En Afrique, à Larafella (Burkina Faso), la distribution en fonction de la profondeur des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  dans les échantillons d'un filon de quartz de l'unité basse non perturbée 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  $^{10}\text{Be}$  déduite de cette même évolution de la concentration en fonction de la profondeur est contrainte à  $(1,5\pm 0,2)\%$ .

Au Brésil, à 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 9 m/Ma, une comparaison des évolutions de la concentration en fonction de la profondeur théorique et expérimentale permettant par ailleurs d'estimer à environ 40% la déformation qui affecte les deux premiers mètres de ce filon. L'augmentation des teneurs en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* en fonction de l'éloignement au filon observée pour les échantillons provenant de la "stone-line" a suscité le développement d'un modèle d'enfouissement permettant d'estimer la vitesse de reptation à  $\sim 66\text{m/Ma}$  pour ce site. Par contre, à Cuiaba, la "stone-line" étudiée, sans connexion à un filon, apparaît être d'origine allochtone. Les concentrations en  $^{10}\text{Be}$ , 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.

De nouveau en Afrique, à Goyoum (Cameroun), les concentrations en  $^{10}\text{Be}$  de cailloux de quartz provenant d'un niveau à galets parcourant l'ensemble nodulaire d'une formation latéritique meuble représentative de la majorité des régions forestières d'Afrique Centrale dans un environnement humide et drainant ont été mesurées. Elles 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  $^{26}\text{Al}$  de ces mêmes cailloux de quartz permet sans ambiguïté de mettre en évidence un processus d'enfouissement et d'en préciser la durée minimale.

Le travail exposé ici représente une première étape vers une étude transcontinentale des modes de mise en place et de développement des couvertures latéritiques qui devra se poursuivre, par exemple, en Australie, où les séquences d'altération latéritique du Yilgarn Block, craton aplani avec plateau détritique puissant, représentent 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 conjointe du  $^{10}\text{Be}$  et de  $^{26}\text{Al}$  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.

Enfin, il importe d'établir avec précision les valeurs des paramètres, pourcentage de la participation des muons à la production totale de  $^{10}\text{Be}$  *in situ* et longueur d'atténuation des muons dans la croûte terrestre, afin de pouvoir utiliser distinctement les productions induites par chacune des particules productrices, à savoir les neutrons et les muons. En effet, dans de nombreux cas, l'étude de l'évolution de la concentration en fonction de la profondeur devrait permettre d'accéder aux valeurs de l'érosion et de la durée d'exposition pour un même site. La longueur d'atténuation des neutrons étant environ un ordre de grandeur plus faible que celle des muons, l'état stationnaire est beaucoup plus rapidement atteint en surface où ils sont efficaces qu'en profondeur où les muons sont dominants. Pour une large gamme de durée d'exposition ( $\sim 5$  Ma), des mesures effectuées en surface devraient dès lors permettre d'estimer l'érosion, tandis que des mesures effectuées en profondeur devraient permettre d'estimer la durée d'exposition du même site.

## 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.
- 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.
- BOURLES, D.L., 1988. Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique  $^{10}\text{Be}$  et de son isotope stable  $^9\text{Be}$  en milieu océanique. Application à la datation des sédiments marins. Ph.D. Thesis, Paris-sud Centre d'Orsay.
- BRAUCHER, R., 1998. Utilisation du  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone intertropicale., Université d'Aix-Marseille III., 112 pp.
- BRAUCHER, R. et al., 1998a. Application of in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  to the study of lateritic soil development in tropical forest: Theory and examples from cameroon and gabon. Chemical Geology. Sous Presse.
- BRAUCHER, R., Bourlès, D.L., Colin, F., Brown, E.T. and Boulangé, B., 1998b. Brazilian laterite dynamics using *in-situ* produced  $^{10}\text{Be}$ . Earth and Planetary Science Letters., 163: 197-205.
- BRAUCHER, R. et al., 1998c. African laterite dynamics using *in situ*-produced  $^{10}\text{Be}$ . Geochimica and Cosmochimica Acta, 69(9): 1501-1507.
- BRAUN, O.P.G., 1971. Contribuição a geomorfologia do Brasil Central. Rev. Bras. Geogr, 32.
- BROWN, E.T. et al., 1995. Evidence for muon-induced production of  $^{10}\text{Be}$  in near-surface rocks from the Congo. Geophysical Research Letters, 22(6): 703-706.
- CERLING, T.E. and Craig, H., 1994. Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. Annu. Rev. Planet. Sci., 22: 273-317.
- 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.
- 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.

- 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., 1996. Overview of the workshop on the secular variations in production rates of cosmogenic nuclides on Earth. Radiocarbon, 38(1): 135-173.
- HEINZELIN, J., 1952. Observation sur la génèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. INEAC Ser.Sci. Bruxelles, 64: 37.
- HOORE d', J., 1954. L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. S r. Sci., 62, Bruxelles, 132 pp.
- KING, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. Rev. Bras. Geogr., 18(2): 147-265.
- 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.
- LECOMTE, P., 1988. Stone line profiles: Importance in geochemical exploration. Journal of Geochemical Exploration, 30: 35-61.
- MCFARLANE, M.J., 1976. Laterites., Laterite and landscape. Academic press, London, pp. 151p.
- MILLOT, G. and Bonifas, M., 1955. Transformations isovolum triques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. Bull. Serv. Carte Géol; Alsace-Lorraine., 8: 3-10.
- 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. 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., 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., 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

- 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.
- 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.
- SAUNDERS, I. and Young, A., 1983. Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth processes and landforms*, 8: 473-501.
- SCHEPERS, J.L., 1984. Les facteurs controlant le creep sous foret en climat tempere. In: G. Borntraeger (Editor), Berlin, pp. 133-149.
- 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.
- SHARPE, C.F.S., 1938. Landslides and related phenomena. *Columbia Geomorphic studies*, 2, New York.
- SIAME, L., Bourlès, D.L. and Braucher, R., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. Sous presse au Bulletin de la Société Géologique de France.
- TARDY, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson, Paris, 460 pp.
- TRICART, J. and Cailleux, A., 1965. Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes. *Traité de géomorphologie*, 4, Paris.
- VOGT, J., 1959. Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *Ann. Géogr. Fr.*, 68(367): 193-206.
- YAALON, D.H., 1996. Laterites is not a soil but maybe a paleosol. *Catena*, 26: 263-265.
- YAIR, A. and de Ploey, J., 1979. Field observations and laboratory experiments concerning the creep process of rocks blocks in an arid environment. *Catena*, 6: 245-258.
- YOUNG, A., 1972. Creep and solifluction. In: K.M. Clayton (Editor), *Slopes*. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Tabl. I : Description des échantillons et valeurs des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  pour le site de Larafella.

Table. I: Sample description and  $^{10}\text{Be}$  concentrations for Larafella site.

Echantillon	Profondeur (cm)	Densité (g/cm <sup>3</sup> )	$^{10}\text{Be}$ (10 <sup>5</sup> at /g)
BF93-34	20	1.88	11.00±0.64
BF93-33	23.5	1.88	12.00±0.76
BF93-32	44	1.90	7.90±0.55
BF93-31	55	1.90	7.10±0.46
BF93-30	75	2.00	6.20±0.40
BF93-29	87.5	2.00	4.60±0.31
BF93-28	100	2.10	4.20±0.28
BF93-27	120	2.10	3.30±0.28
BF93-26	140	1.98	2.70±0.21
BF93-25	170	1.92	1.80±0.15
BF93-24	200	1.85	1.10±0.10

Tabl. II: Concentration en  $^{10}\text{Be}$  produit *in situ* pour le site de Cuiaba (profil et "stone-line").

Table. II: Concentrations of *in situ*-produced  $^{10}\text{Be}$  along the Cuiaba "stone-line" and a vertical profile.

Echantillon	Profondeur (cm)	Position de l'échantillon	Densité (g/cm <sup>3</sup> )	$^{10}\text{Be}$ (10 <sup>5</sup> at/g).
BR96-16A	0	Profil vertical <sup>1</sup> (croûte ferrugineuse)	1.7	14.9±4.3
BR96-16C	50	Profil, horizon nodulaire	1.7	10.7±0.7
BR96-16D	90	Profil; "stone-line"	1.7	6.4±0.5
BR96-16E	110	Profil, horizon sablo-argileux	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

1 : Vertical profile.

Tabl. III : Concentration en  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$  produit *in situ* pour la "stone-line" de Goyoum.

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

Echantillons	Profondeur. (cm)	Densité (g/cm <sup>3</sup> )	$^{10}\text{Be}$ (10 <sup>5</sup> at/g)	$^{26}\text{Al}$ (10 <sup>6</sup> at/g)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	Temps minimum d'enfouissement (Ma)
Angulaire translucide <sup>1</sup>	168	1.50	5.30 ± 0.37	2.54 ± 0.18	4.79 ± 0.48	Non applicable <sup>3</sup>
Rond, blanc laiteux <sup>2</sup>	168	1.50	8.65 ± 0.62	2.81 ± 0.20	3.25 ± 0.33	0.62
Rond, blanc laiteux	168	1.50	8.39 ± 0.63	2.61 ± 0.19	3.11	0.69
Rond, blanc laiteux	165	1.50	4.94 ± 0.70	1.75 ± 0.18	1.81 ± 0.83	1.19
Rond, blanc laiteux	165	1.50	5.21 ± 0.89	<3.20	2.07 ± 0.50	1.10
Angulaire translucide.	570	1.56	4.94 ± 0.70	1.75 ± 0.18	2.74 ± 0.44	0.98
Rond, blanc laiteux	570	1.56	5.21 ± 0.89	<3.20	5.95	Non applicable.
Rond, blanc laiteux	570	1.56	5.79 ± 0.83	<1.13	2.87	1.15

1: Angular Translucent 2 : Rounded Milk White. 3: non applicable.

