Bull. Soc. géol. France, 2000, t. 171, n° 4, pp. 383-396

Les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative

LIONEL L. SIAME [1], RÉGIS BRAUCHER [2] et DIDIER L. BOURLÈS [2]

Mots clés. – Rayons cosmiques, Cosmonucléides, Géomorphologie quantitative.

Résumé. – Les nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al produits dans les minéraux de quartz des dépôts et roches de surfaces exposés au rayonnement cosmique (production *in-situ*) s'imposent depuis quelques années comme de puissants outils de quantification en géomorphologie. Alors que les méthodes de datations conventionnelles ne permettent généralement que la datation de dépôts stratigraphiques particuliers, les cosmonucléides produits *in-situ* permettent à la fois une analyse temporelle et une analyse spatiale des processus géomorphologiques. Leur utilisation nécessite toutefois que leurs taux de production puissent être déterminés pour différentes conditions d'exposition au rayonnement cosmique (altitude, latitude, géométrie de l'exposition). Les modèles mathématiques nécessaires aux applications des cosmonucléides et les limites actuelles de cette méthode d'analyse sont présentés.

Applications of *in situ*-produced cosmogenic nuclides to quantitative geomorphology

Key-words. – Cosmic rays, Cosmonuclides, Quantitative geomorphology.

Abstract. – Measurement of ^{10}Be and ^{26}Al concentrations produced by cosmic ray bombardment within the quartz mineral fraction of surficial deposits and exposed bedrocks (*in situ*-production) is rapidly becoming an important quantitative tool in geomorphology. Whereas conventional methods provide age control on stratigraphic profiles, surface exposure dating using *in situ*-produced ^{10}Be and ^{26}Al is particularly well-suited not only for continuous dating but also for quantifying spatial variations and rates of geomorphic processes.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

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. Most of the cosmic rays energy is dissipated within the atmosphere, reducing cosmic ray intensity by almost 1,000 from the top-atmosphere to sea level. A small amount of ^{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 of ^{26}Al is produced through spallation of ^{27}Al, ^{28}Si, and ^{56}Fe at the Earth's surface [Lal, 1988]. This paper deals with the mode of using the built up of these cosmonuclides in the rock minerals exposed to cosmic rays in the upper few meters of continental crust (*in situ*-produced ^{10}Be and ^{26}Al) in a wide variety of applications interesting Earth Sciences.

Cosmogenic nuclide production rates depend on energy-dependent 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]. This later parameter is certainly influenced by the intensity of the solar activity [O'Brien, 1979; Raisbeck and Yiou, 1980 ; Bard and Broecker, 1992] 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 the observed latitudinal and altitudinal variability in cosmonuclide production rates. The changes in production rate due to variations in altitude and latitude have been quantified by Lal [1991] in terms of a fourth order polynomial that models nuclear disintegration rates in the atmosphere.

In the lithosphere, due to the efficient dissipation of their energy through nuclear reactions, the flux of the nuclear active particles, and therefore the cosmonuclide production rates, decrease exponentially with the mass of overlying material with a characteristic attenuation lenght Λ ($g.cm^{-2}$). For a flat, horizontal, unshielded surface being irradiated by cosmic rays, the evolution of the cosmonuclide production rate (P(x)) as a function of depth x is given by $P(x) = P_0 \cdot e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}}$ (eq. 1) where P0 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 length of neutrons is short (~150 $g.cm^{-2}$) relative to that of muons (~1300 $g.cm^{-2}$) [Brown *et al.*, 1995]. This means that whereas neutron-induced production is dominant near the surface [Brown *et al.*, 1995], below a few meters reactions with muons become dominant. To be applicable to a broad range of sampling sites, a procedure for determining production rates for more complex geometries of irradiation is required [Dunne *et al.*, 1999].

For surface undergoing erosion, the abrasion at a rate of ε ($g.cm^{-2}.yr^{-1}$) 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 is commonly described by $\frac{dC}{dt} = P_0 \cdot e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}} + \varepsilon \cdot \frac{dC}{dx} - \lambda \cdot C$ (eq. 2). This differential equation may be solved to yield :

$$C(x,t) = C(x,0).e^{-\lambda t} + \frac{P_0.P_n}{\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_n}}.(1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_n})t}) + \frac{P_0.P_\mu}{\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_\mu} + \lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_\mu}}.(1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\mu})t}) \quad \text{(eq. 3)}$$

[1] Equipe Tectonique et Bassins sédimentaires, ORSAYTERRE UMR 8616, Univ. Paris Sud, 91405 Orsay cedex, France.
[2] CEREGE Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France.
Manuscrit déposé le 22 juin 1999 ; accepté après révision le 1er mars 2000.

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 contribution of neutrons and muons to the total production rate ($P_n + P_\mu = 1$) (in the case of ^{10}Be, $P_\mu \sim 1.5$ % [Braucher *et al.*, 1998a,b]) and C(x,0) the number of atoms present at the initiation of exposure. 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 cosmonuclide content at the beginning of the present exposure, the initial concentration C(x,0) equals zero.

Equation 3 implies that the cosmogenic nuclide contents increase with 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 can be calculated using :

$$-t_{\min} = \frac{1}{\lambda}.Ln(1-\frac{\lambda.C(0,t)}{P_0}) \qquad \text{(eq. 4)}$$

derived from equation 3 for $\varepsilon = 0$.

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

$$\varepsilon_{\max} = (\frac{P_0}{C(0,\infty)} - \lambda).\Lambda_n \qquad \text{(eq. 5)}$$

which is derived from equation 3 for an infinite exposure time and makes the reasonable assumption that the surface production is mainly due to neutrons ($P_n >> P_\mu$).

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 the surfaces affected by relatively constant denudation rates [Brown *et al.*, 1995]. Because cosmogenic nuclides produced by neutron-induced spallation 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.

Environnemental changes may induce the burial of surfaces previously under erosion. Under these conditions, loss of cosmogenic nuclides due to erosion ceases. Cosmogenic nuclide concentrations will thus increase in a rock undergoing burial as long as it remains close enough to the surface so production outweights radioactive decay. The ^{10}Be concentration distribution as a function of depth, which is equal to the product of the time since the initiation of burial (t_B) and the burial rate (B, g.cm^{-2}) is described in the following equation :

$$C(t_B) = C_0.e^{-\lambda t_B} + \frac{P_0.P_n}{\frac{-B}{\Lambda_n}+\lambda}.e^{\frac{-t_B.B}{\Lambda_n}}.(1-e^{-t_B(\frac{-B}{\Lambda_n}+\lambda)}) + \frac{P_0.P_\mu}{\frac{-B}{\Lambda_\mu}+\lambda}.e^{\frac{-t_B.B}{\Lambda_\mu}}.(1-e^{-(\lambda+\frac{-B}{\Lambda_\mu})t_B}) \qquad \text{(eq. 6)}$$

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). On the other hand, the burial of a previously emplaced profile may result in exponentially decreasing ^{10}Be concentrations that are significantly higher for their present depth than those allowed in the zero erosion rate autochthonous scenario. The study of depth profiles of ^{10}Be thus allows us to distinguish between different surface emplacement scenarios.

When field observations or previous studies suggest a complex history of the investigated site, the ratio ^{26}Al/^{10}Be as a function of the ^{10}Be concentration in the same rock [Lal, 1991 ; Nishiizumi *et al.*, 1991b] may be used for further investigation of the mechanisms involved in the evolution of the studied surface. As discussed by 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 while its lower envelope corresponds to finite erosion rates and an infinite exposure time. When a previously exposed rock is shielded from cosmic radiation due to burial, concentrations of both nuclides decrease through radioactive decay. In a ^{26}Al/^{10}Be=f([^{10}Be]) diagram, the rock cosmogenic nuclide content evolves toward small ^{26}Al/^{10}Be and lower ^{10}Be content from the « steady-state erosion island ». Although there is an infinite of possible paths (corresponding to complex histories of periodic exposure and burial) to reach a measured values in the lower left portion of the diagram [Lal, 1991], any point will correspond to a minimum burial time which may thus be calculated.

Concentration measurement of ^{10}Be and ^{26}Al *in situ*-produced by cosmic ray bombardment of surficial deposits and exposed bedrocks is thus rapidly becoming an important tool in quantitative geomorphology. In particular, such measurements have been used to determine the age of otherwise undatable landforms, to estimate rates of surface processes and to correlate geologic, climatologic and tectonic events. Nevertheless, the reliability of such dating, and of any resulting correlations, depends directly upon the accuracy and precision of the isotope production rates (P_0) from which the exposure ages are calculated. The production rates are assumed to be constant when calculating exposure ages. Because geomagnetic field strengths, and therefore production rates have varied in the past [Cerling and Craig, 1994; Kurz *et al.*, 1990; Mazaud *et al.*, 1991], the use of average production rates generates systematic 15-20 % errors in calculated exposure ages [Lal, 1991 ; Bierman, 1994]. Furthermore, geomagnetically-induced production rate variability and the associated systematic errors relate in a complex way to latitude, altitude, and exposure age of sample and calibration site [Clark *et al.*, 1995]. Cosmogenic exposure ages will therefore be more accurate and thus even more useful to quantitative geomorphology if independent production rate calibrations are performed at a variety of sites spanning a range of altitudes, latitudes, and durations.

INTRODUCTION

La morphologie terrestre résulte des actions combinées de processus forçants d'origine interne (i.e., l'activité volcanique, l'activité tectonique et sismique) et d'origine externe (i.e., les processus d'altération, d'érosion, d'abrasion et de dépôts glaciaires). L'analyse et la quantification de la fréquence et des variations d'amplitude des modifications morphologiques imposées par les processus forçants nécessitent la prise en compte du passé. L'établissement d'une chronologie continue et bien contrainte des objets géomorphologiques s'impose donc comme une nécessité. Lorsque cela est possible, les méthodes utilisant les chaînes de décroissance radioactive des séries de l'uranium et du thorium, certains isotopes stables, la thermochronométrie par traces de fission, la racémisation des acides aminés ou encore la thermoluminescence sont employées. Cependant, le dépôt de sédiments induit par une modification environnementale (d'origine climatique ou tectonique) implique souvent une mobilisation de roches ou de sols préexistants ayant des âges de formation ou de cristallisation très différents de l'événement étudié. Parfois, des niveaux interstratifiés d'origine volcanique ou pédologique peuvent être datés grâce à des méthodes conventionnelles (K/Ar, Ar/Ar, U/Th ou ^{14}C) et être utilisés pour « caler » l'âge des dépôts sus-jacents. Le ^{14}C a ainsi permis de déterminer l'âge de nombreux marqueurs géomorphologiques (moraines, terrasses fluviatiles, etc.) mais sa demi-vie limite, dans le meilleur des cas, son utilisation aux derniers 45 000 ans. Toutefois, l'âge du dépôt peut être différent de celui de sa surface si celle-ci a été retouchée par des processus superficiels (érosion, enfouissement, cryoturbation, bioturbation, etc.). De plus, lorsque le climat est trop aride pour permettre le dépôt de matière organique, ou encore, lorsque aucun événement volcanique n'a affecté la région étudiée, la datation précise des marqueurs géomorphologiques, même récents, peut devenir problématique.

Depuis moins d'une dizaine d'années, une nouvelle méthode utilisant les rares nucléides (^{3}He, ^{10}Be, ^{21}Ne, ^{26}Al, ^{36}Cl) produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de surface a été développée et appliquée à la quantification des processus qui affectent la surface terrestre, et notamment à la datation directe de sa morphologie. Très rapidement ces nucléides sont apparus être de puissants traceurs géochimiques potentiels à condition de bien connaître leur(s) source(s), leurs mécanismes de production et d'incorporation dans les différents réservoirs terrestres. Depuis environ une dizaine d'années, les avancées techniques en spectrométrie de masse par accélérateur (SMA) ont permis, en abaissant significativement le seuil de détection, de développer les applications en Sciences de la Terre des cosmonucléides produits *in-situ* [Davis and Schaeffer, 1955; Raisbeck *et al.*, 1987; Raisbeck *et al.*, 1994; Bourlès, 1988; Lal, 1988; Lal, 1991; Cerling and Craig, 1994]. La méthode utilisant les cosmonucléides produits *in-situ* est basée sur le fait que les particules issues du rayonnement cosmique n'induisent des réactions nucléaires efficaces relativement à la production de cosmonucléides que dans les tous premiers mètres de la croûte terrestre. Dans cette couche très superficielle (2-3 m), les concentrations en nucléides cosmogéniques sont proportionnelles à la stabilité géomorphologique des surfaces exposées au rayonnement cosmique. Des circonstances favorables permettent alors d'utiliser ces concentrations pour estimer soit l'âge d'exposition soit le taux d'érosion, qui tous deux expriment en fait le temps de résidence à proximité de la surface du matériel échantillonné.

Cet article présente les conditions d'utilisation de cette méthode d'analyse quantitative des surfaces terrestres. Dans un premier temps, les nucléides cosmogéniques issus de l'interaction des rayons cosmiques avec l'environnement terrestre sont présentés. Cette première partie détaille la nature et les origines du rayonnement cosmique, examine comment il évolue dans l'environnement terrestre et expose les réactions nucléaires à l'origine de la production des nucléides cosmogéniques. La seconde partie s'intéresse exclusivement aux cosmonucléides produits *in-situ*, c'est-à-dire dans les premiers mètres de la croûte terrestre. Les paramètres contrôlant la production des cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al ainsi que les équations théoriques et les nécessaires hypothèses qui régissent leur utilisation en géomorphologie quantitative y sont étudiés. Quantifier les durées d'exposition au rayonnement cosmique ou les taux de dénudation affectant certains types de surface géomorphologique nécessite de prendre en compte la complexité des phénomènes mis en jeu et donc l'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage rigoureuse.

LES NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES

Cosmonucléide et nucléide cosmogénique sont les termes génériques désignant les nucléides formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites à la fois directement par les particules constituant le rayonnement cosmique et, majoritairement, par les particules secondaires issues de ce même rayonnement cosmique.

Le rayonnement cosmique

Les particules du rayonnement cosmique bombardent en permanence et isotropiquement le sommet de l'atmosphère terrestre. Découvert au début de ce siècle, le rayonnement cosmique primaire est composé à 99 % de particules chargées positivement : protons (p) et noyaux d'hélium (α) [Lal and Peters, 1967; Lal, 1988] et pour 1 % de noyaux lourds et d'électrons [Reedy *et al.*, 1983]. Il semble être associé aux galaxies dans tout l'Univers puisque les ondes électromagnétiques qu'il génère sont observables aussi bien dans le disque et le halo de notre Voie Lactée que dans ceux des autres galaxies [Jokipii, 1995]. L'origine la plus communément admise pour le rayonnement cosmique est l'accélération par des ondes de choc, telles que celles générées par l'explosion d'une supernova, de plasmas interstellaires. Si les particules les plus énergétiques du rayonnement cosmique proviennent donc de l'extérieur de notre Système Solaire, des particules énergétiques sont également produites par le Soleil [Mewaldt et *al.*, 1994]. Les composantes solaire et galactique diffèrent par leurs compositions, leurs distributions en énergie et leurs intensités en fonction du temps.

La composante solaire a pour origine la libération de particules de la surface de notre étoile. Constituée de particules dont l'énergie excède rarement quelques centaines de MeV, sa composition très variable dépend de l'occurrence et de l'intensité des éruptions solaires. Le rapport protons/particules α (p/α) peut ainsi varier entre 1 et 30, le flux de particules solaires pouvant atteindre 10^6 protons $cm^{-2}.s^{-1}$ pendant les très fortes éruptions, alors qu'il ne dépasse pas quelques centaines de protons $cm^{-2}.s^{-1}$ pendant les périodes de faible activité [Lal et Peters, 1967]. La composante galactique a une origine extérieure à notre Système Solaire. Elle a très probablement pour origine les explosions de supernovæ. Son énergie moyenne est de 4×10^9 eV/nucléon et son intensité varie suivant une loi de type $E^{-\gamma}$ ($1,7 < \gamma < 2,5$), depuis quelques milliers d'électronvolts jusqu'à plus de 10^{20} eV [Reedy *et al.*, 1983]. Son intensité est relativement constante, ainsi que sa composition qui montre un rap-

port p/α compris entre 10 et 20. Lors d'une forte éruption solaire, le flux de particules solaires peut être supérieur au flux de particules galactiques. Toutefois, étant donné la distribution en énergie de ces deux composantes du rayonnement cosmique, la composante galactique reste globalement prédominante pour la production des cosmonucléides, même si une modulation de la composante galactique par la composante solaire est observée [O'Brien, 1979 ; Raisbeck et Yiou, 1980 ; Lal *et al.*, 1985]. Les cycles d'activité solaire ayant une période de 11 ans, cette périodicité se retrouve dans les variations d'intensité du rayonnement cosmique.

De même, le flux de rayons cosmiques arrivant au sommet de l'atmosphère est influencé par le champ géomagnétique qui peut être assimilé à un dipôle magnétique incliné de 11°4 par rapport à l'axe de rotation de la Terre [Bard et Broecker, 1992 ; Robinson *et al.*, 1995]. Dès que les particules chargées du rayonnement cosmique primaire pénètrent dans le champ magnétique terrestre, elles sont déviées sous l'action de la force de Lorentz. Pour toute particule chargée arrivant dans le plan équatorial terrestre avec une incidence zénithale, c'est-à-dire perpendiculairement aux lignes de champ, la déflexion est maximale à l'équateur géomagnétique. En fait, de l'équateur vers les pôles géomagnétiques, de plus en plus de particules ayant une énergie de moins en moins forte atteignent le sommet de l'atmosphère terrestre [Legrand, 1984]. La force déviant les particules chargées du rayonnement cosmique étant par ailleurs proportionnelle à l'intensité du champ magnétique rencontré, le flux de particules atteignant l'atmosphère terrestre est inversement proportionnel à l'intensité du champ géomagnétique. Cet « effet latitude » dû à la rigidité géomagnétique a effectivement été mis en évidence par le physicien hollandais J. Clay vers 1927 alors qu'il effectuait un voyage vers Java (fig. 1). Il sera confirmé quelques années plus tard par de nombreuses expériences mesurant l'intensité du rayonnement cosmique entre 46°S et 78°N sur les deux hémisphères. Ces nombreuses mesures montrent que, pour des altitudes de 0, 2 000 et 4 360 m, l'intensité est minimale à l'équateur, croît avec la latitude pour finalement demeurer constante pour les latitudes au-delà de 50°N. A l'équateur et au niveau de la mer, l'intensité est de 14 % inférieure à l'intensité au-delà de 50°N.

Les nucléides cosmogéniques produits *in-situ*

L'énergie des particules du rayonnement cosmique est efficacement dissipée au cours de réactions nucléaires avec les atomes constituant l'environnement terrestre dès lors qu'elles atteignent ce dernier. Du fait de ces interactions, le flux et l'énergie des particules primaires et des particules secondaires (essentiellement des neutrons) produites dans les cascades nucléaires (fig. 2) décroissent rapidement avec la profondeur de matière traversée. L'essentiel des réactions nucléaires se produit donc dans la haute atmosphère : vers 19 km d'altitude, il ne reste plus que 37 % des protons primaires, à 12 km il n'en reste plus que 5 % et au niveau de la mer 0,00003 %. De plus, au niveau de la mer, l'intensité du rayonnement cosmique est inférieure de 22 % à l'intensité à 2 km d'altitude et de 33 % à 4,4 km d'altitude. En fait, l'intensité du rayonnement cosmique primaire et secondaire, et, par voie de conséquence, le taux de production des cosmonucléides peuvent être modélisés par une loi exponentielle (voir ci-dessous).

Si pratiquement toutes les particules secondaires dissipent leur énergie dans l'atmosphère, environ 0,1 % d'entre elles atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions nucléaires dans les minéraux composant les roches exposées en surface. Les nucléides cosmogéniques ainsi produits sont appelés

TABL. I. – Propriétés physiques des muons.
TABLE I. – *Muons physical properties.*

Particules	Masse en masse de l'électrons	Vie moyenne en seconde	Schémas de désintégration
Muons $\pi^{\pm}$	273	$2{,}6\ 10^{-8}$	$\pi^{\pm} \rightarrow \mu^{\pm} + \nu$
Muons π°	264	10^{-16}	$\pi^{\circ} \rightarrow 2\gamma$
Muons $\mu^{\pm}$	206	$2\ 10^{-6}$	$\mu^{\pm} \rightarrow e^{\pm} + 2\nu$

(avec γ : photon et ν : neutrino)

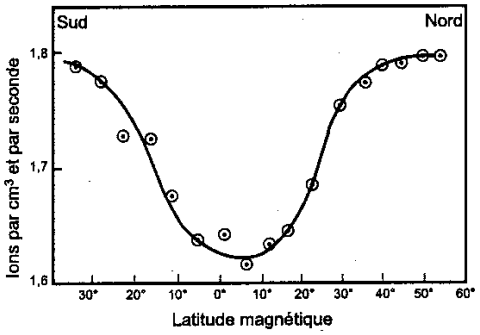

FIG. 1. – L'« effet latitude », d'après les mesures de Clay en 1927 [*In* : Les rayons cosmiques, A. Dauvilier, 1954].

FIG. 1. – *The "latitude effect" as observed by Clay in 1927 [In : Les rayons cosmiques, A. Dauvilier, 1954].*

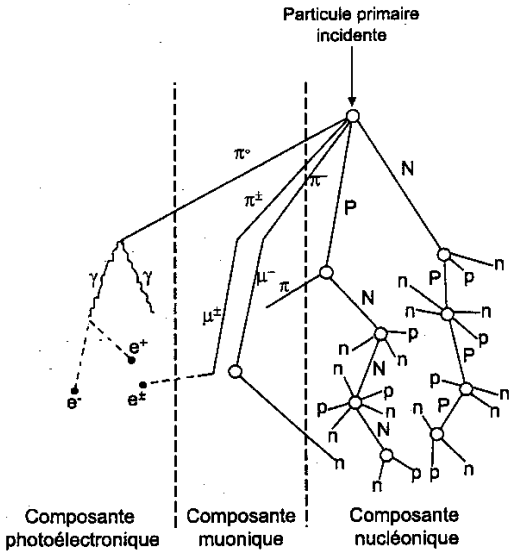

FIG. 2. – Représentation schématique de la cascade nucléaire issue de l'interaction des particules très énergétiques du rayonnement cosmique avec les constituants de l'atmosphère terrestre. Particules secondaires : N, P : neutrons et protons de haute énergie ; n, p : neutrons et protons thermiques ; π, μ : muons ; γ, e^+, e^- : rayons gamma, positrons, électrons.

FIG. 2. – *Schematic representation of the development of particle production in the atmosphere. Secondary particles :* N, P : *high-energy neutrons and protons ;* n, p : *thermal neutrons and protons ;* π, μ : *muonic component ;* γ, e^+, e^- : *electron-photon component.*

TABL. II. – Exemples de cosmonucléides produits dans l'atmosphère (Atm) et dans les roches exposées près de la surface (*in-situ*).

TABLE II. – *Selected atmospheric (Atm) and in situ-produced cosmonuclides* (in-situ).

Cosmonucléide	Lieu de production	Période	Principales Cibles	Réactions	Mode de désintégration
^{3}He	Atm *in-situ*	Stable	N, O *O, Mg, Si, Fe*	Spallation *Spallation*	-
^{21}Ne	Atm *in-situ*	Stable	Ar *Mg, Al, Si, Fe*	Spallation *Spallation*	-
^{10}Be	Atm *in-situ*	1,5 10^{6} ans	N, O *O, Si, Mg, Fe*	Spallation *Spallation*	β^-; 550 keV
^{26}Al	Atm *in-situ*	7,3 10^{5} ans	Ar *Si, Al, Fe*	Spallation *Spallation*	β^+; 1,2 MeV
^{36}Cl	Atm *in-situ*	3,0 10^{5} ans	Ar *Fe, K, Ca, Cl*	Spallation (atm., *in-situ*) *Capture neutronique*	β^-; 714 keV
^{14}C	Atm *in-situ*	5730 ans	N *O, Mg, Si, Fe*	Capture neutronique *Spallation*	β^-; 156 keV

cosmonucléides produits *in-situ*. Des réactions de spallation mettent alors en jeu des neutrons et des muons (tabl. I) ayant une énergie suffisante pour laisser comme résidu de l'interaction un atome ayant un nombre de masse (protons + neutrons) inférieur à celui du noyau cible. Les cosmonucléides ^{3}He, ^{10}Be, ^{21}Ne, ^{26}Al sont produits dans les minéraux des roches de surface selon ce type de réaction (tabl. II). Des neutrons de plus faible énergie, les neutrons thermiques, conduisent par ailleurs à des réactions de capture neutronique à partir desquelles le ^{14}C et le ^{36}Cl, notamment, sont principalement formés (tabl. II).

L'efficace absorption de l'énergie du rayonnement cosmique par la matière limite la production *in-situ* des cosmonucléides aux premiers mètres de roche situés sous la surface. Cette caractéristique est, comme nous le verrons en détail ci-après, à la base de leurs applications en géomorphologie. Les neutrons et muons n'interagissent toutefois pas de manière identique avec la matière. Leurs proportions relatives varient donc avec la profondeur de matière traversée et, finalement, la production *in-situ* des cosmonucléides dépend de la contribution de chacune de ces catégories de particules. Pour ce qui concerne le ^{10}Be, en surface et dans les premiers mètres de la croûte terrestre, les neutrons rapides sont les particules les plus efficaces. En surface, la contribution des muons a récemment été quantifiée à seulement 1,5±0,2 % [Braucher *et al.*, 1998a,b]. Par contre, puisque la longueur au bout de laquelle l'intensité du rayonnement a diminué d'un facteur e (~2,7) (longueur d'atténuation) est beaucoup plus longue pour les muons que pour les neutrons (respectivement ~1300 g.cm^{-2} et ~150 g.cm^{-2} ; les longueurs d'atténuation sont exprimées en g.cm^{-2} afin d'être indépendantes de la densité des roches traversées), les muons deviennent, à partir de quelques mètres de profondeur, majoritairement responsables des rares réactions nucléaires produisant du ^{10}Be dans la matière [Brown *et al.*, 1995].

Pour les applications en géomorphologie, les cosmonucléides stables produits *in-situ* (^{3}He et ^{21}Ne), pour lesquels les pertes par désintégrations radioactives sont inexistantes, apparaissent théoriquement idéaux. Toutefois, du fait même de leur stabilité, ils ont l'inconvénient d'avoir des composantes multiples : une composante primordiale (dégazage du manteau terrestre), une composante nucléogénique (chaîne de désintégration radioactive de l'uranium et du thorium), une composante cosmogénique produite dans l'atmosphère et une composante cosmogénique produite dans les roches de surface (dite *in-situ*). Par ailleurs, le taux de production du ^{21}Ne dépend de la composition chimique du minéral cible qu'il est donc nécessaire d'établir. Enfin, les gaz ^{21}Ne et ^{3}He diffusent au travers du réseau cristallographique de certains minéraux et notamment du quartz. Cependant, ces cosmonucléides ont pu être utilisés dans certaines conditions [Sarda *et al.*, 1993 ; Staudacher et Allègre, 1993 ; Mathieu, 1997].

C'est donc vers d'autres nucléides cosmogéniques produits *in-situ* qu'il convient de se tourner pour des applications plus générales en géomorphologie. Des cosmonucléides tels que ^{36}Cl ($T_{1/2}$=3,0.10^{5} ans), ^{26}Al ($T_{1/2}$=7,3.10^{5} ans) et ^{10}Be ($T_{1/2}$=1,5.10^{6} ans) sont particulièrement intéressants du fait de leurs périodes de désintégrations radioactives qui permettent d'appréhender des gammes temporelles autrement difficiles à atteindre. Pour des raisons techniques, certains laboratoires de recherche se sont concentrés sur le ^{36}Cl [Kubik, 1984 ; Andrews *et al.*, 1986 ; Bentley *et al.*, 1986 ; Leavy *et al.*, 1987 ; Phillips *et al.*, 1990 ; Phillips *et al.*, 1991 ; Dockhorn *et al.*, 1991 ; Swanson *et al.*, 1993 ; Dep *et al.*, 1994]. Ce cosmonucléide, qui n'a bien sûr plus de composante primordiale, a un taux de production qui dépend de la composition chimique du minéral cible. Il est en effet produit lors de réactions de spallation impliquant le calcium et le potassium, par activation neutronique du chlore et encore par capture muonique négative par le calcium. Il importe donc de connaître précisément la composition chimique du minéral cible pour déterminer le taux de production et ainsi pouvoir interpréter correctement les concentrations en ^{36}Cl mesurées. Les cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al, caractérisés par une composante nucléogénique négligeable dans le minéral ubiquiste quartz [Sharma et Middleton, 1989], sont les mieux adaptés au dessein d'une applicabilité spatiale large et d'une gamme temporelle étendue. Le ^{10}Be, principalement formé dans l'atmosphère par des réactions de spallation à partir de ^{14}N et de ^{16}O, est produit dans la croûte terrestre par réactions de spallation à partir de ^{16}O, ^{27}Al, ^{28}Si et ^{56}Fe. L'^{26}Al est produit dans l'atmosphère par réactions de spallation à partir de ^{40}Ar et, dans la croûte, à partir de ^{27}Al, ^{28}Si et ^{56}Fe [Lal, 1988]. Le quartz (SiO_2), qui présente l'avantage d'être composé des cibles principales nécessaires à la production *in-situ* des cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al, est donc un minéral de choix pour la mesure de leurs concentrations. En outre, ce minéral peu altérable et donc relativement abondant à la surface de la Terre, possède un réseau cristallographique particulièrement serré qui minimise les pertes par diffusion ainsi que les contaminations par l'espèce atmosphérique infiltrée dans les roches de surface par les précipitations. Enfin, les concentrations en ^{27}Al de ce minéral sont généralement inférieures à quelques centaines de ppm, ce qui facilite les mesures en ^{26}Al produit *in-situ* lorsqu'elles sont nécessaires [Yiou *et al.*, 1984 ; Lal et Arnold, 1985 ; Nishiizumi *et al.*, 1986].

PRODUCTION *IN-SITU* DES NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES

Les taux de production

Les taux de production des cosmonucléides produits dans les minéraux exposés au rayonnement cosmique dépendent essentiellement de l'intensité du champ magnétique terrestre et des propriétés d'absorption de la matière traversée, ce qui induit une variabilité en fonction de la latitude et de l'altitude. Afin de pouvoir utiliser des nucléides cosmogéniques tels que le ^{10}Be et le ^{26}Al pour des applications en géomorphologie quantitative, il importe de contraindre les taux de production en surface pour toutes les altitudes et pour toutes les latitudes géomagnétiques. Il faut également

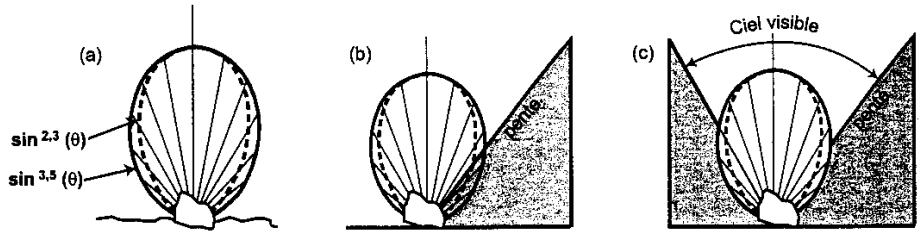

FIG. 3. – Distribution angulaire des particules du rayonnement cosmique ($I(\theta) = f(\sin^{m+2}\theta)$) (modifié d'après Staudacher et Allègre [1993]) et influence de la géométrie du site étudié sur la production *in-situ* des cosmonucléides. (a) Cas d'une surface horizontale : la cible est bombardée par le rayonnement cosmique provenant de toutes les directions de l'espace (éq. 10). (b) Cas d'une cible localisée sur une pente topographique : le relief masque une partie du rayonnement cosmique (éq. 13). (c) Cas d'une cible localisée sur une pente en milieu occultant : il faut tenir compte de la portion de ciel ouvert au-dessus de la cible (éq. 14).

FIG. 3. – *Cosmic ray particles angular distribution* ($I(\theta) = f(\sin^{m+2}\theta)$) *(modified from Staudacher & Allègre [1993]) and in situ-production control by shielding.* (a) *Case study of a target exposed onto a horizontal surface : no shielding (eq. 10).* (b) *Case study of a target located on a topographic slope : the relief shields a portion of cosmic ray particles (eq. 13).* (c) *Case study of a target located in a highly-shielded area : a possible way to estimate the shielding is to take into account the proportion of open sky located vertically above the sampled target (eq. 14).*

tenir compte de la profondeur de l'échantillon et de la géométrie d'exposition, c'est-à-dire d'éventuels écrans naturels au rayonnement cosmique.

Taux de production en fonction de la profondeur

La rapide dissipation de l'énergie des particules cosmiques lors des interactions nucléaires avec les roches de surface implique que l'intensité du rayonnement cosmique, et par conséquent, la production des nucléides cosmogéniques, décroît très rapidement avec l'épaisseur de roche traversée. Puisqu'en surface les réactions de spallation sont majoritairement induites par les neutrons secondaires, la longueur d'atténuation du rayonnement cosmique dans la croûte terrestre (~2,5 g/cm^3) est telle que le taux de production des cosmonucléides produits *in-situ* diminue d'un facteur e (~2,7) tous les ~60 cm et d'un ordre de grandeur tous les ~2 m.

La décroissance théorique du taux de production en fonction de la profondeur peut être modélisée par la loi exponentielle suivante [Lal, 1991] :

$$P(x) = P_0.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}} \qquad \text{(eq. 1)}$$

avec P_0, le taux de production en surface (atomes.g^{-1}.an^{-1}) ; Λ, la longueur d'atténuation des particules (g/cm^2), neutrons ou muons, majoritairement responsables des réactions nucléaires à la profondeur x ; ρ, la densité de matière traversée (g.cm^{-3}), et x la profondeur en centimètres.

Taux de production en fonction de la géométrie d'exposition

La géométrie du site échantillonné est un des paramètres déterminants du taux de production associé [Dunne *et al.*, 1999]. Lorsque la géométrie d'exposition est simple (fig. 3), c'est-à-dire lorsque l'échantillon est exposé au rayonnement cosmique sur une surface horizontale avec un ciel ouvert à 100 % (angle solide : 2π stéradians), l'intensité du rayonnement est maximale. Elle est donnée par [Heidbreder *et al.*, 1971] :

$$I(\theta,\phi) = I_0.\sin^m\theta \qquad \text{(eq. 2)}$$

où θ est l'angle d'incidence par rapport à la verticale et ϕ l'angle azimutal, c'est-à-dire l'angle solide sous lequel les rayons cosmiques bombardent la cible. Dans le cadre de cette géométrie simple, cette fonction est valable pour $\theta > 0$, et $I(\theta, \phi) = 0$ pour $\theta < 0$, avec I_0 l'intensité maximale. Calculer le flux total de rayons cosmiques bombardant la surface revient alors à intégrer $I(\theta, \phi)$:

$$F = \int_{\phi=0}^{2\Pi}\int_{\theta=0}^{\Pi/2} I(\theta,\phi).\cos\theta.\partial\theta.\partial\phi \qquad \text{(eq. 3)}$$

$$F_{\max} = \frac{2\pi.I_0}{m+1} \qquad \text{(eq. 4)}$$

Dans certains cas plus complexes, seule une partie du flux cosmique atteint la cible étudiée. Il suffit, par exemple, qu'une portion du ciel vue par la cible soit obstruée par un objet suffisamment épais (quelques mètres) pour bloquer les rayons cosmiques (fig. 3). Cette diminution du flux peut être calculée en plaçant des limites appropriées à l'équation 3 ou en calculant le flux correspondant à la portion de ciel masqué et en retranchant cette quantité au flux maximal [Dunne *et al.*, 1999]. Dunne *et al.* [1999] considèrent le cas théorique d'un écran géométriquement simple qui obstrue une partie du ciel de la cible avec une pente constante θ_0 s'étendant sur un angle solide $\Delta\phi$ (fig. 3). La part manquante de flux, δF, est modélisée par :

$$\delta F = \left(\frac{\Delta\phi.I_0}{m+1}\right).\sin^{m+1}(\theta_0) \qquad \text{(eq. 5)}$$

Dans le cas général de n masques (θ_i,$\Delta\phi_i$), un facteur d'écran, S, peut être calculé comme le rapport du flux résiduel sur le flux maximum :

$$S = \frac{F-\delta F}{F} = 1 - \frac{1}{2\pi}.\sum \Delta\phi_i.\sin^{m+1}(\theta_i) \qquad \text{(eq. 6)}$$

Dans le cas d'une cible exposée à la surface d'une pente topographique, en terrain découvert (fig. 3), le relief étant un obstacle conséquent aux rayons cosmiques, le taux de production, P, est donné par :

$$P = P_0.S = P_0 - (1 - \frac{1}{2\pi}.d.\frac{2\pi}{3}).\sin^{m+1}(d.\frac{\pi}{180}) \qquad \text{(eq. 7)}$$

où d est la pente de la surface mesurée en degré (fig. 3). Si la cible est localisée sur une pente où le ciel est passablement obstrué par les reliefs avoisinants (une vallée glaciaire par exemple) (fig. 3), il peut être plus adéquat de considérer la proportion de ciel masqué (% dans l'équation 8). Le taux de production devient alors :

TABL. III. – Coefficients du polynôme de Lal [1991] en fonction de la latitude pour le ^{10}Be et l'^{26}Al produits dans les minéraux de quartz exposés en surface au rayonnement cosmique (taux de production en $g(SiO_2)^{-1}$ an^{-1}).

TABLE III. – *Latitude-dependent coefficients of Lal's polynomial [1991] for* ^{10}Be *and* ^{26}Al *produced in surficial quartz minerals exposed to cosmic rays (production rates in* $g(SiO_2)^{-1}$ yr^{-1}*).*

Latitudes Géomagnétiques	coefficients polynomiaux							
	a		b		c		d	
	^{10}Be	^{26}Al	^{10}Be	^{26}Al	^{10}Be	^{26}Al	^{10}Be	^{26}Al
0°	3,511	21,47	2,547	15,45	0,92155	5,751	0,18608	1,1154
10°	3,360	22,0	2,522	15,32	1,0668	6,444	0,18830	1,1287
20°	4,0607	24,84	2,734	16,61	1,2673	7,652	0,22529	0,3504
30°	4,994	30,55	3,904	23,67	0,9739	5,911	0,42671	2,5563
40°	5,594	34,21	4,946	29,92	1,3817	8,361	0,53176	3,1853
50°	6,064	37,08	5,715	34,57	1,6473	9,955	0,68684	4,1138
60°-90°	5,994	36,67	6,018	36,38	1,7045	10,30	0,71184	4,2634

NB : Ces coefficients sont valables entre 0 et 10 km d'altitude.

$$P = P_0.S = P_0 - (1 - \frac{1}{2\pi}.d.\frac{2\pi}{3}).\sin^{m+1}(d.\frac{\pi}{180}) \quad \text{(eq. 8)}$$

Les solutions de l'équation 6 ont été testées empiriquement par Dunne *et al.* [1999], les meilleures sont données pour m = 2,3, bien que les écarts soient très faibles pour des valeurs de m comprises entre 2 et 3.

Taux de production en fonction de la latitude et de l'altitude

Les équations précédentes nécessitent de connaître le taux de production en surface (P_0 en atomes.g^{-1}.an^{-1}) à la latitude et à l'altitude du site étudié. Au cours de ces dix dernières années, les taux de production ont été estimés à partir de calculs théoriques et de calibrages expérimentaux. Les calculs théoriques reposent sur une approche probabiliste des interactions nucléaires entre les particules du rayonnement cosmique et leurs cibles dans l'environnement terrestre associée à des mesures de flux du rayonnement cosmique [Lal et Peters, 1967 ; Lal, 1988]. Les approches expérimentales reposent sur une mesure des abondances isotopiques dans des matériaux, naturels ou non, exposés au rayonnement cosmique, et pour lesquels il est possible de déterminer par d'autres moyens les durées d'exposition. Parmi tous les travaux effectués dans ce sens, on peut citer ceux de Yokoyama *et al.* [1977], de Cerling [1990] et Kurz *et al.* [1990] pour l'^{3}He, de Hudson [1991] pour le ^{21}Ne, de Nishiizumi *et al.* [1989, 1991a] et Brown *et al.* [1991] pour les cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al, et enfin, de Zreda *et al.* [1991] pour le ^{36}Cl.

Les taux de production du ^{10}Be et de l'^{26}Al ont d'abord été calibrés par Nishiizumi *et al.* [1989] grâce à des quartz extraits de roches glaciaires polies (Sierra Nevada, États-Unis). Ces surfaces rocheuses sont particulièrement bien adaptées pour réaliser ce type d'expérience puisque leur polissage d'origine glaciaire assure : (1) une dureté impliquant très probablement une érosion négligeable durant l'exposition aux rayons cosmiques et, (2) un processus de mise à la surface assurant l'absence de pré-exposition. Le débat porte actuellement sur l'âge de la déglaciation au niveau des sites échantillonnés par Nishiizumi *et al.* [1989] [Clark *et al.*, 1996]. En effet, Nishiizumi *et al.* [1989] ont calibré leurs taux de production en se basant sur des datations ^{14}C de moraines indiquant un retrait du dernier maximum glaciaire vers 11 ka [last late-Wisconsin maximum, e.g., Adam, 1967 ; Mezger et Burbank, 1986]. Cependant, de nouvelles datations ^{14}C de sédiments lacustres post-glaciaires montrent que cette déglaciation était déjà commencée entre 16 et 19 ka cal. BP. En fait, elle se serait terminée avant 13,5 ka cal. BP, c'est-à-dire au moins 2 ka cal. avant les 11 ka estimés par Nishiizumi *et al.* [1989]. En faisant l'hypothèse que, sur les sites de Nishiizumi *et al.* [1989], la déglaciation était terminée il y a 13,5 ka cal., Clark *et al.* [1996] ont recalculé des taux de production, au niveau de la mer et pour les hautes latitudes (>60°), environ 20 % plus faibles que ceux de Nishiizumi *et al.* [1989] (4,7 atomes/g SiO_2/an pour le ^{10}Be et 28,9 atomes/g SiO_2/an pour ^{26}Al). Ces taux de production sont comparables à ceux calculés par Larsen [1995] et Bierman *et al.* [1996] grâce à des datations ^{14}C calibrées (e.g., Stuiver *et al.* [1991]) sur des morphologies glaciaires associées à la moraine terminale de la calotte glaciaire Laurentide (respectivement, 5,17 ± 0,15 et 30,40 ± 1,01 atomes/g SiO_2/an pour ^{10}Be et ^{26}Al). Une meilleure contrainte sur les taux de production du ^{10}Be et de ^{26}Al améliorant significativement l'impact des conclusions pouvant être tirées de l'analyse de ces cosmonucléides, de nombreuses équipes travaillent à les raffiner [Bierman *et al.*, 1996 ; Brook *et al.*, 1996 ; Brown *et al.*, 1996 ; Clapp et Bierman, 1996 ; Clark *et al.*, 1996 ; Gosse et Klein, 1996 ; Graham, 1996 ; Ivy-Ochs *et al.*, 1996 ; Nishiizumi, 1996].

En l'état actuel des connaissances, les variations altitudinales et latitudinales des taux de production du ^{10}Be et de l'^{26}Al sont bien modélisées en utilisant une fonction mathématique empirique. Cette fonction a été déduite par Lal [1991] à partir des mesures de concentration en ^{10}Be et ^{26}Al réalisées par Nishiizumi *et al.* [1989] sur des roches polies d'origine glaciaire (Sierra Nevada, USA). Elle s'exprime sous la forme d'un polynôme du troisième degrés [Lal, 1991] :

$$P(L,y) = a(L) + b(L)y + c(L)y^2 + d(L)y^3 \quad \text{(eq. 9)}$$

où L est la latitude géomagnétique, y est l'altitude en kilomètres et a, b, c, d sont des coefficients qui dépendent de L (tabl. III et fig. 4). En se basant sur les études des variations du champ géomagnétique et sur celles des taux de production [Cerling, 1990 ; Kurz *et al.*, 1990 ; Mazaud *et al.*, 1991 ; Nishiizumi *et al.*, 1989 ; Tric *et al.*, 1992 ; Zreda *et al.*, 1991], Lal [1991] et Bierman [1994] estiment que l'amplitude de l'erreur faite sur les taux de production (variations du champ magnétique et calibrages expérimentaux) est de l'ordre de 10-20 % pour des échantillons exposés durant l'Holocène ou le Pléistocène supérieur. Cette incertitude relativement importante se propage au niveau des âges d'exposition ou des taux d'érosion calculés à partir des concentrations en ^{10}Be ou en ^{26}Al mesurées dans des échantillons de surface.

Evolution des concentrations en fonction du temps

Quantifier les processus affectant la morphologie terrestre grâce aux concentrations en cosmonucléides produits *in-situ* nécessite de développer des modèles mathématiques. D'une manière générale, l'évolution en fonction du temps (t) de la concentration, C(x(t),t), d'un cosmonucléide produit dans un échantillon à une profondeur x(t), est donnée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial C(x(t),t)}{\partial t} = P(x(t),t) - \lambda.C(x(t),t) \quad \text{(eq. 10)}$$

avec λ ($\lambda = \frac{\ln 2}{T}$), la constante de décroissance radioactive du nucléide étudié et $P(x(t),t) = P_0(t) \cdot e^{\frac{-\varepsilon \cdot x(t)}{\Lambda}}$.

Cette équation suppose que les gains sont dus aux seuls effets du rayonnement cosmique sur la matière, les pertes résultant de la décroissance radioactive et de l'érosion (ε(t)). Les phénomènes de dénudation influencent en effet la concentration des cosmonucléides en générant une variation de la profondeur en fonction du temps tel que :

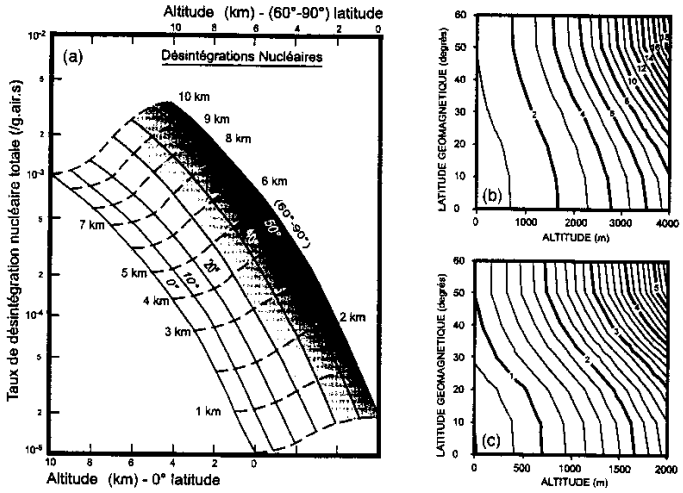

FIG. 4. – (a) Taux de désintégration nucléaire totale dans l'atmosphère (pour des particules d'énergie supérieure à 40 MeV) donnés en fonction de la latitude géomagnétique et de l'altitude (polynômes de Lal [1991]) (d'après Graham [1996]). (b) et (c) Représentations graphiques des facteurs de correction altitude/latitude du taux de production à la surface de la Terre basés sur les données de Lal [1991] pour des altitudes comprises entre 0-4 000 m et entre 0-2 000 m. respectivement (d'après Bierman [1994]).

FIG. 4. – (a) *The total rate of nuclei disintegrations in the atmosphere (with energy release >40 Mev) plotted as a function of altitude and geomagnetic latitudes (Lal's polynomials [1991]) (after Graham [1996]).* (b) *and* (c) *Graphical representations of the latitude– altitude-dependent polynomials of Lal [1991] for altitudes between 0 and 4,000 m and between 0 and 2,000 m, respectively (after Bierman [1994]).*

$$x(t) = \int_0^t \varepsilon(t).dt + const. \qquad \text{(eq. 11)}$$

Si l'érosion est considérée comme constante au cours du temps, c'est-à-dire si $\varepsilon(t) = \varepsilon$ [Lal, 1991], l'équation 11 devient :

$$\frac{\partial C(x,t)}{\partial t} = \varepsilon.\frac{\partial C(x,t)}{\partial x} - \lambda C(x,t) + P_0.e^{\frac{-\rho x(t)}{\Lambda}} \qquad \text{(eq. 12)}$$

L'intégration de cette équation en considérant que l'intensité du rayonnement cosmique est également restée constante au cours du temps, c'est-à-dire que $P(x,t) = P(x)$ [Lal, 1991], donne :

$$C(x,t) = C(x,0).e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda} + \lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}}.(1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda})t}) \qquad \text{(eq. 13)}$$

où C(x,0) représente la concentration initiale de l'échantillon analysé [Lal, 1991]. En différenciant les contributions relatives à la production totale des neutrons et des muons, respectivement, P_n et P_μ, tels que $P_n + P_\mu = 1$, l'équation générale devient :

$$C(x,t) = C(x,0).e^{-\lambda t} + \frac{P_0.P_n}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_n} + \lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_n}}.(1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_n})t})$$

$$+ \frac{P_0.P_\mu}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\mu} + \lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_\mu}}.(1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\mu})t}) \qquad \text{(eq. 13 bis)}$$

avec Λ_n et Λ_μ, les longueurs d'atténuation respectives des neutrons (~150 g/cm^2) et des muons (~1300 g/cm^2). Dans le cas du ^{10}Be, rappelons que P_μ ~1,5 % [Braucher *et al.*, 1998a].

Les cosmonucléides s'accumulent dans les roches jusqu'à ce que leur concentration atteigne un état stationnaire où la production égale les pertes par décroissance radioactive et par érosion [Lal, 1991] (fig. 5). D'autant plus vite atteint que les processus de dénudation sont actifs, il correspond à une durée d'exposition telle que : $t >> \frac{1}{\varepsilon\frac{\rho}{\Lambda} + \lambda}$.

L'utilisation du coefficient d'absorption $\mu = \frac{\rho}{\Lambda}$ (cm^{-1}) [Lal, 1991], permet de simplifier l'équation 13 qui s'écrit alors :

$$C(x,t) = C(x,0).e^{-\lambda t} + e^{-\mu x}.\frac{P_0}{\varepsilon\mu + \lambda}.(1 - e^{-(\varepsilon\mu + \lambda)t}) \qquad \text{(eq. 14)}$$

Enfin, en surface, soit pour x=0 :

$$C(0,t) = C_0.e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\varepsilon\mu + \lambda}(1 - e^{-(\varepsilon\mu + \lambda)t}) \qquad \text{(eq. 15)}$$

Si l'héritage géologique peut être négligé (C_0=0), cette dernière équation exprimant la concentration en surface possède deux inconnues : le temps (t) et le taux d'érosion (ε). Son utilisation à des fins de datation, possible idéalement dans la partie linéaire des courbes d'accumulation (fig. 6), implique donc que des hypothèses sur le taux d'érosion soient émises. Pour des temps d'exposition de l'ordre de quelques milliers d'années, les pertes par érosion peuvent être considérées comme négligeables quel que soit le taux d'érosion. Par contre, pour des temps d'exposition plus longs, c'est à dire supérieurs à quelques dizaines de milliers d'années, l'hypothèse d'une érosion nulle doit être faite. Cette dernière hypothèse implique que les temps d'exposition calculés sont des temps minimaux (fig. 5). Dans le cadre de ces hypothèses, l'équation 15 devient :

$$C(0,t) = \frac{P_0}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t_{\min}}) \qquad \text{(eq. 16)}$$

Des conditions environnementales compatibles avec l'hypothèse d'une érosion négligeable et des échantillons soigneusement sélectionnés de manière à minimiser la probabilité d'une histoire d'exposition complexe (C_0=0) permettent de déterminer la durée d'exposition au rayonnement cosmique d'un échantillon prélevé en surface en mesurant sa concentration en ^{10}Be produit *in-situ*, soit :

$$-t_{\min} = \frac{1}{\lambda}.Ln(1 - \frac{\lambda.C(0,t)}{P_0}) \qquad \text{(eq. 17)}$$

Au contraire, si des évidences géomorphologiques montrent que les surfaces étudiées ont subit des durées d'exposition suffisamment longues pour atteindre l'état stationnaire dont la concentration caractéristique ne dépend que du taux d'érosion (fig. 5), un taux d'érosion maximal peut être calculé à partir de l'équation 16 en faisant l'hypothèse d'une durée d'exposition infinie :

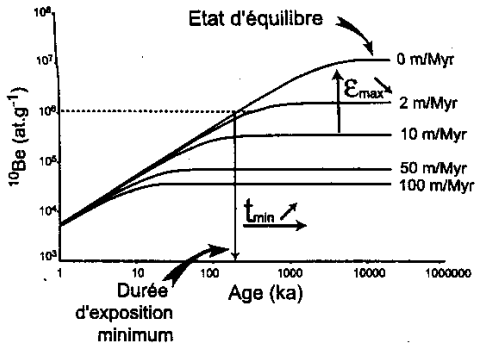

FIG. 5. – Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion (d'après Braucher [1998] et Siame [1998]). La concentration en ^{10}Be atteint un niveau d'équilibre entre les gains par production et les pertes par érosion et décroissance radioactive d'autant plus rapidement que les processus de dénudation sont actifs. L'hypothèse d'un taux d'érosion nul implique le calcul d'âges d'exposition ^{10}Be minimaux (t_{min}). L'hypothèse d'un temps d'exposition infini implique le calcul de taux de dénudation maximal.

FIG. 5. – *Evolution of the ^{10}Be content as a function of time and denudation rate (after Braucher [1998] and Siame [1998]). The ^{10}Be concentration reaches a steady-state balance between production due to the interaction of cosmic ray particles with surficial minerals and loss by erosion and radioactive decay. The hypothesis of a negligible erosion rate leads to the calculation of minimum ^{10}Be exposure ages. The hypothesis of an infinite exposure time leads to the calculation of maximum denudation rates.*

$$\varepsilon_{max} = \left(\frac{P_0}{C(0,\infty)} - \lambda\right).\Lambda_n \qquad \text{(eq. 18)}$$

Le long d'un profil, l'évolution de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* en fonction de la profondeur résulte de l'atténuation différentielle des neutrons et des muons dans les roches sus-jacentes. Pour des surfaces à l'état stationnaire vis-à-vis de la production par les neutrons, la mesure de la concentration en ^{10}Be produit par chacune des deux catégories de particules offre l'opportunité de quantifier non seulement le taux d'érosion mais aussi la durée d'exposition [Brown *et al.*, 1995]. En effet, la longueur d'atténuation associée à chaque type de particules étant très différente, les concentrations en ^{10}Be induites par les neutrons atteignent l'état stationnaire par rapport aux pertes dues à l'érosion plus rapidement que les concentrations en ^{10}Be induites par les muons. Si donc la surface est à l'état stationnaire relativement à la production neutronique, les concentrations en ^{10}Be mesurées dans des échantillons de surface peuvent être utilisées pour déterminer le taux d'érosion, la participation des muons étant négligeable (éq. 18). Par contre, les concentrations en ^{10}Be mesurées dans des échantillons prélevés plusieurs mètres sous la surface, soit après que le flux de neutrons ait été totalement atténué, peuvent ne pas avoir atteint l'état stationnaire muonique et être dans ce cas utilisées pour déterminer la durée d'exposition.

HÉRITAGE GÉOLOGIQUE

Stratégie d'échantillonnage

Appliquer les modèles mathématiques décrits précédemment afin d'utiliser les concentrations en cosmonucléides pour des études de géomorphologie quantitative nécessite l'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage rigoureuse. La probabilité de l'existence dans l'échantillon prélevé d'une concentration en cosmonucléides produits *in-situ* héritée, c'est à dire accumulée antérieurement à l'événement étudié, dépend des mécanismes de mise en place et d'évolution des surfaces étudiées. Dans leur article de synthèse sur les méthodes de datation de surfaces, Dorn et Phillips [1991] présentent quelques scénarios géomorphologiques à prendre en compte lors de l'utilisation des cosmonucléides produits *in-situ*. Les deux premiers scénarios (#1 et #2, fig. 6) correspondent à des cas idéaux, c'est-à-dire pas d'héritage avant le dépôt ou avant l'érosion. La méthode utilisant les cosmonucléides produits *in-situ* permet alors de quantifier la durée totale de l'exposition. Les scénarios suivants sont plus complexes, mais aussi probablement plus fréquents (#3 et #4, fig. 6). Dans certains de ces cas, l'utilisation de plusieurs cosmonucléides produits *in-situ* permet toutefois de dater l'enfouissement d'un marqueur géomorphologique. Il suffit pour cela que le bloc préalablement exposé en surface ait été enfoui à une profondeur telle que, protégé du rayonnement cosmique, les nucléides cosmogéniques y décroissent avec leurs périodes radioactives propres (voir ci-dessous). Le scénario #5 (fig. 6) ne permet pas de déterminer l'âge d'un événement particulier puisque les concentrations en cosmonucléides correspondent à une exposition cumulée. Les scénarios suivants (#6 et #7, fig. 6) peuvent sembler anecdotiques. Ils illustrent cependant assez bien les avantages et les limites de la méthode. Des abrasions de la surface ne changent pas l'âge cosmogénique du substrat si elles affectent des épaisseurs d'un ordre de grandeur moindre que la longueur d'atténuation des rayons cosmiques. Cette méthode est par conséquent peu utile pour qui voudrait déterminer la chronologie de ces événements érosifs superficiels.

Les scénarios géomorphologiques décrits précédemment montrent comment la concentration en cosmonucléides peut finalement être le reflet d'une succession compliquée d'événements (exposition, transport, enfouissement, etc.). L'établissement d'une stratégie d'échantillonnage adaptée est donc importante, notamment pour minimiser l'effet des processus affectant les surfaces terrestres dès leur abandon (érosion, enfouissement, bioturbation et cryoturbation). Pour pouvoir faire la nécessaire hypothèse d'une exposition continue au rayonnement cosmique avec un taux d'érosion négligeable, il faut que certaines conditions environnementales soit réunies. Dans les régions sub-arides, un vernis désertique bien développé sur les blocs enchâssés en surface ou encore le pavage désertique des surfaces alluviales elles-mêmes, sont autant d'observations en faveur de cette hypothèse. En ce sens, les cônes alluviaux en milieu désertique sont des objets géomorphologiques particulièrement bien adaptés [Ritz *et al.*, 1995 ; Siame *et al.*, 1997 ; Brown *et al.*, 1998 ; Siame, 1998]. Par ailleurs, un échantillonnage multiple, c'est-à-dire régional, d'un même niveau alluvial permet de s'assurer d'une bonne représentativité des résultats.

La quantité de ^{10}Be hérité, c'est-à-dire accumulée par les blocs avant leur abandon dans les zones de dépôt, peut être appréhendée en analysant des échantillons prélevés dans les chenaux actifs qui incisent les surfaces étudiées. Les concentrations alors mesurées dans ces « blancs géologiques » permettent d'estimer la durée d'exposition dans la région source et pendant le transport. Toutefois, pour s'assurer des conditions d'érosion dans la région source à l'époque du dépôt, il est à présent démontré qu'il est préférable, lorsque que cela est possible, d'échantillonner sous la surface en creusant une tranchée ou dans un canyon naturel [Brown *et al.*, 1998]. Du matériel incorporé dans la forme étudiée alors qu'elle était encore active est ainsi échantillonné. En supposant que ce matériel a été enfoui très rapidement, une bonne estimation du contenu hérité en ^{10}Be peut être obtenue.

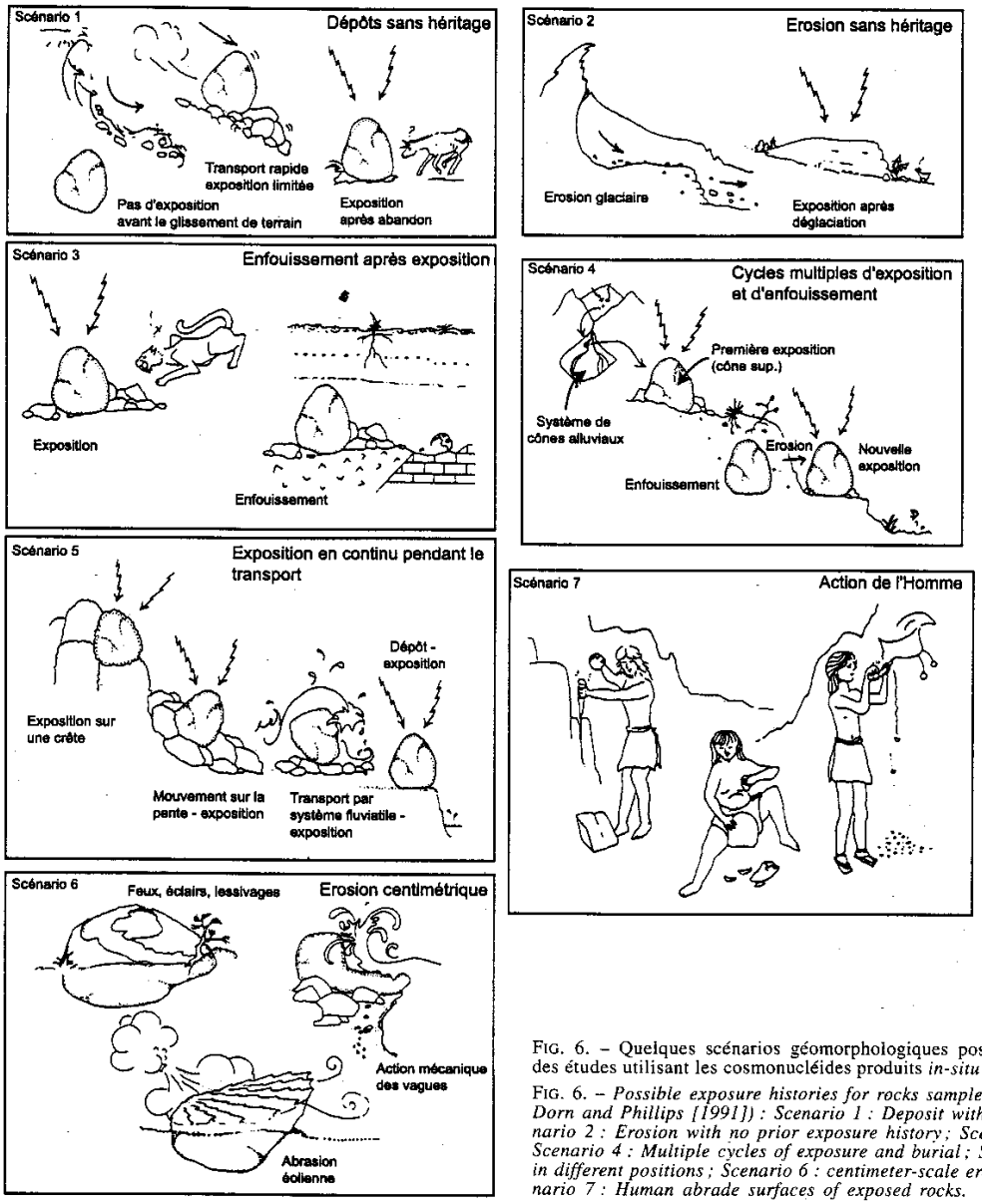

FIG. 6. – Quelques scénarios géomorphologiques possibles à prendre en compte lors des études utilisant les cosmonucléides produits *in-situ* (d'après Dorn et Phillips [1991]).

FIG. 6. – *Possible exposure histories for rocks sampled for cosmonuclide studies (after Dorn and Phillips [1991]) : Scenario 1 : Deposit with no prior exposure history ; Scenario 2 : Erosion with no prior exposure history ; Scenario 3 : Burial after exposure ; Scenario 4 : Multiple cycles of exposure and burial ; Scenario 5 : Continuous exposure in different positions ; Scenario 6 : centimeter-scale erosion of exposed landforms ; Scenario 7 : Human abrade surfaces of exposed rocks.*

Une approche alternative consiste à amalgamer de nombreux cailloux prélevés en surface et en profondeur [Anderson *et al.*, 1996]. Les échantillons prélevés en profondeur sont analogues aux « blancs géologiques » décrits précédemment. Amalgamer des cailloux prélevés en surface, pour calculer un âge minimum moyen, peut être approprié si la distribution observée dans les âges d'exposition peut être associée avec certitude à des variations dans les processus précédant le dépôt [Brown *et al.*, 1998]. Cependant, pour des surfaces soumises à des processus post-abandonnement (érosion, enfouissement, bioturbation, cryoturbation), cette méthode introduit nécessairement un biais. En effet, ces processus qui contribuent à la diminution des concentrations en cosmonucléides (éq. 14) n'agissent pas de façon uniforme sur l'ensemble des blocs présents en surface. Pour un ensemble de blocs échantillonnés sur une même surface, cela se traduit généralement par une forte dispersion des âges minima d'exposition, en particulier si la durée d'exposition est longue, c'est-à-dire supérieure à plusieurs centaines de millier d'années. Dans un tel cas, l'âge moyen issu de l'amalgame de plusieurs échantillons peut conduire à une sous-estimation de la durée d'exposition. Il est en effet alors préférable de considérer que l'âge minimal de la distribution le plus élevé est le plus proche de l'âge « vrai » d'abandon de la surface étudiée [Brook *et al.*, 1996].

Scénarios d'exposition complexe

L'historique d'un échantillon peut être complexe et difficilement contraint à partir des seules concentrations en cosmonucléides. Cependant, dans certaines conditions,

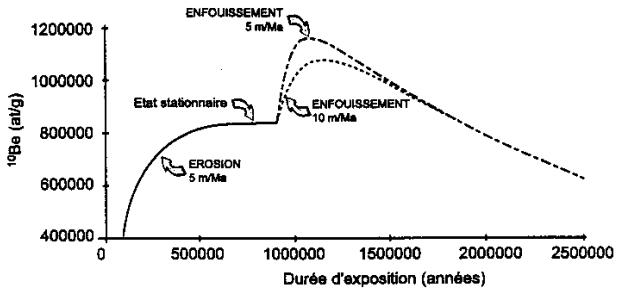

FIG. 7. – Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction de la durée d'exposition pour une surface atteignant l'état stationnaire puis subissant un enfouissement (d'après Braucher [1998]).

FIG. 7. – *Theoretical* ^{10}Be *concentration evolution with exposure time for a surface experiencing, first erosion, then burial (after Braucher [1998]).*

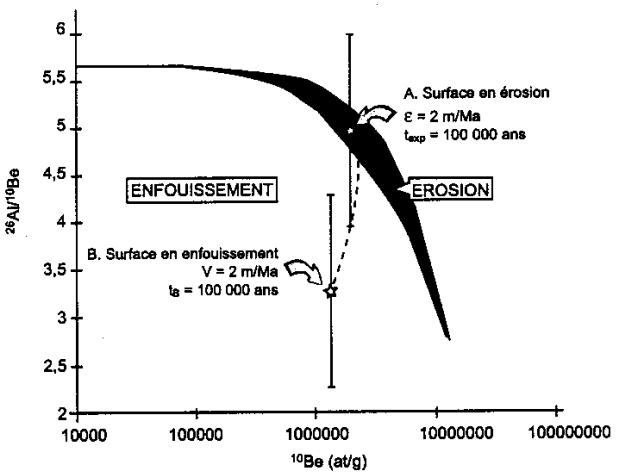

FIG. 8. – Evolution du rapport ^{26}Al/^{10}Be en fonction de la concentration en ^{10}Be [Lal, 1991] pour des historiques d'exposition avec ou sans érosion et pour des taux de production unitaires. La courbe supérieure correspond à des roches exposées au rayonnement cosmique pendant des temps finis sous des conditions érosives nulles (voir texte). La courbe inférieure correspond à des roches dont les durées d'exposition sont infinies pour des taux d'érosion finis (voir texte). La zone grisée inclut toutes les surfaces en cours d'érosion (*steady-state erosion island*). Cette figure illustre les limites de l'utilisation du rapport isotopique ^{26}Al/^{10}Be. S'il est situé dans la zone des surfaces en cours d'érosion, un point ne permet pas, compte tenu des incertitudes sur les taux d'érosion, de confirmer avec certitude un modèle érosif (A). Par contre, s'il est situé dans la partie inférieure gauche du diagramme, il permet de déterminer définitivement si la surface étudiée subit ou a subi un enfouissement (B). L'exemple théorique choisi est le cas d'une surface subissant un taux d'érosion de 2 m/Ma pendant 100 ka (A) puis un enfouissement de 2 m/Ma pendant 100 ka (B). Le trajet de cette surface dans le diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f(^{10}Be) est indiqué par la ligne en pointillés.

FIG. 8. – ^{26}Al/^{10}Be *ratio as a function of* ^{10}*Be concentration [Lal, 1991]. The upper bound corresponds to finite exposure times and an erosion rate equal to zero. The lower bound corresponds to finite erosion rates and an infinite exposure time. The stippled zone, termed the* steady-state erosion island, *corresponds to single exposures at constant erosion rates [Lal, 1991]. However, due to the production rates uncertainties, a point situated in the steady-state erosion island does not permit to firmly assess an erosion model for the studied surface* (A). *By contrast, a point located in the lower left part of the diagram evidences burial* (B). *The case illustrated here corresponds to a surface undergoing denudation at a rate of 2 m/Ma during 100 ka* (A), *then burial at a rate of 2 m/Ma during 100 ka* (B). *The evolution path is indicated by the dashed line.*

l'utilisation conjointe du ^{10}Be et de l'^{26}Al permet de préciser les processus de mise en place d'unités géomorphologiques [Lal, 1991 ; Nishiizumi *et al.*, 1991b]. Ainsi, des modifications environnementales induisant l'enfouissement de surfaces préalablement à l'état stationnaire impliquent que les pertes par érosion cessent et que les concentrations en cosmonucléides peuvent donc de nouveau augmenter dans les roches en cours d'enfouissement aussi longtemps qu'elles sont suffisamment proches de la surface pour être atteintes par des particules du rayonnement cosmique (fig. 7). En deçà d'une profondeur limite, seules subsistent les pertes dues aux décroissances radioactives. L'évolution de la concentration avec la profondeur, la durée d'enfouissement (t_B) et la vitesse d'enfouissement B (g.cm^{-2}·an^{-1}) est décrite par l'équation suivante [Braucher, 1998] :

$$C(t_B) = C_0.e^{-\lambda t_B} + \frac{P_0.P_n}{\frac{-B}{\Lambda_n}+\lambda}.e^{\frac{-t_B.B}{\Lambda_n}}.(1-e^{-t_B(\frac{-B}{\Lambda_n}+\lambda)}) + \frac{P_0.P_\mu}{\frac{-B}{\Lambda_\mu}+\lambda}.e^{\frac{-t_B.B}{\Lambda_\mu}}.(1-e^{-(\lambda+\frac{-B}{\Lambda_\mu})t_B}) \qquad \text{(eq. 19)}$$

où C_0 est la concentration à l'initiation de l'enfouissement.

D'autre part, les constantes radioactives significativement différentes du ^{10}Be et de l'^{26}Al (tabl. II) impliquent pour toute surface en cours d'érosion que la courbe ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]) évolue entre deux courbes limites dessinant une surface appelée « îlot des états stationnaires » (fig. 8) [Lal, 1991]. L'enveloppe supérieure de cette surface correspond à l'ensemble des solutions pour des temps d'exposition finis et une érosion nulle, c'est-à-dire :

$$\frac{C_{26}(0,t)}{C_{10}(0,t)} = \frac{P_{26}.\lambda_{10}}{P_{10}.\lambda_{26}}.\frac{1-e^{-\lambda_{10}.t}}{1-e^{-\lambda_{26}.t}} \qquad \text{(eq. 20)}$$

alors que l'enveloppe inférieure correspond à l'ensemble des solutions pour différents taux d'érosion et un temps d'exposition infini, c'est-à-dire :

$$\frac{C_{26}(\varepsilon,\infty)}{C_{10}(\varepsilon,\infty)} = \frac{P_{26}}{P_{10}}.\frac{\lambda_{10}+\frac{\varepsilon}{\Lambda_n}}{\lambda_{26}+\frac{\varepsilon}{\Lambda_n}} \qquad \text{(eq. 21)}$$

Ces deux courbes délimitent trois champs dans le diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]). La « zone interdite » correspond à la surface située à droite et au-dessus de la courbe enveloppe supérieure (éq. 20). Tout point situé dans cette zone ne peut être expliqué par un modèle géomorphologique et résulte donc très probablement d'une erreur analytique. La zone située entre les deux courbes limites (éq. 20 et 21) correspond à l'ensemble des concentrations ^{10}Be et des rapports ^{26}Al/^{10}Be possibles pour des surfaces subissant un processus érosif. La zone située en bas et à gauche de cet « îlot des états stationnaires » correspond à l'ensemble des concentrations ^{10}Be et des rapports ^{26}Al/^{10}Be possibles pour des surfaces subissant ou ayant subi un enfouissement. En effet, lorsqu'une surface préalablement exposée est finalement suffisamment enfouie pour être protégée du rayonnement cosmique, les pertes alors dues aux seules décroissances radioactives impliquent une diminution des concentrations en cosmonucléides. Ces diminutions dépendantes du temps de demi-vie des cosmonucléides considérés impliquent pour le diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]) une évolution telle que tout point correspondant initialement à une concentration et un rapport dans « l'îlot des états stationnaires » s'écarte vers le bas et la gauche de cette zone (fig. 8). L'analyse du diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]) doit

donc en théorie permettre de déterminer les paramètres caractéristiques d'une surface, qu'elle ait subi un processus érosif simple ou qu'elle ait subi un scénario d'exposition plus complexe. Cependant, les 15-20 % d'erreur qui entachent les taux de production et se répercutent sur le rapport $^{26}Al/^{10}Be$ limitent sérieusement la portée des informations pouvant être fournies par l'analyse du diagramme $^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be])$ (fig. 8).

Seul l'établissement de ce diagramme permet par contre de définitivement déterminer si une surface subit ou a subi un enfouissement (fig. 8). De plus, même s'il existe une infinité de chemins possibles (correspondant à autant de scénarios complexes d'exposition et d'enfouissement) pour atteindre un point situé dans la portion inférieure gauche du diagramme [Lal, 1991], chaque point situé dans cette zone correspond à un temps d'enfouissement minimum calculable (le chemin le plus court entre l'enveloppe inférieure et la valeur supérieure de la barre d'erreur du rapport). Le rapport de concentration (R_0) au début de l'enfouissement s'exprime comme une fonction des taux de production, des décroissances radioactives et de la concentration de l'un des deux cosmonucléides, soit :

$$R_0 = \frac{C_0^{26}}{C_0^{10}} = \frac{P_{26}}{P_{10} + (\lambda_{26} - \lambda_{10}).C_0^{10}} \qquad \text{(eq. 22)}$$

Le rapport isotopique mesuré (R_t) est donné par :

$$R_t = R_0.e^{-(\lambda_{26}-\lambda_{10})t} = \frac{P_{26}.e^{-(\lambda_{26}-\lambda_{10})t}}{P_{10} + (\lambda_{26} - \lambda_{10}).C_0^{10}} \qquad \text{(eq. 23)}$$

En faisant l'hypothèse que l'enfouissement a été très rapide, interdisant l'accumulation de cosmonucléides postérieurement à cet événement, le terme peut s'exprimer comme une fonction de la concentration mesurée :

L'équation 23 devient alors :

$$\overbrace{R_t.\frac{P_{10}}{P_{26}} + \frac{R_t.(\lambda_{26} - \lambda_{10}).C_t^{10}.e^{\lambda_{10}t}}{P_{26}}}^{A} = \overbrace{e^{-(\lambda_{26}-\lambda_{10})t}}^{B} \qquad \text{(eq. 24)}$$

La durée minimale d'enfouissement est obtenue lorsque le terme A est égal au terme B. Elle est calculée en utilisant le taux de production ^{10}Be estimé à partir des polynômes de Lal [1991] diminué de 20 %, et la limite inférieure de 5,6 [Nishiizumi *et al.*, 1989] pour le rapport de production $^{26}Al/^{10}Be$.

CONCLUSIONS

Ces dix dernières années, la mesure des concentrations en cosmonucléides produits *in-situ* dans les dépôts et les roches exposées en surface est rapidement devenue un outil important pour l'analyse des processus géomorphologiques. Basée sur le fait que les rayons cosmiques n'induisent des réactions nucléaires que dans les tous premiers mètres de la croûte terrestre, cette méthode permet de déterminer l'histoire récente (le ^{10}Be permet dans les conditions environnementales les plus favorables de remonter jusqu'aux 4 derniers millions d'années ; e.g., Brown *et al.* [1991] des surfaces terrestres. Ce sont les récentes avancées techniques en spectrométrie de masse par accélérateur qui ont permis, en abaissant significativement le seuil de détection de ces rares nucléides, de développer les applications des cosmonucléides produits *in-situ* en Sciences de la Terre [Davis et Schaeffer, 1955 ; Raisbeck *et al.*, 1987 ; Bourlès, 1988 ; Lal, 1988 ; Lal, 1991 ; Cerling et Craig, 1994 ; Raisbeck *et al.*, 1994].

Cet article méthodologique présente comment le ^{10}Be et l'^{26}Al produits dans les minéraux de quartz exposés au rayonnement cosmique sont des outils adaptés à l'analyse des processus qui modèlent les surfaces terrestres. Caractérisés par une composante nucléogénique négligeable dans le quartz [Sharma et Middleton, 1989], minéral qui présente de plus l'avantage d'être composé des cibles principales nécessaires à la production *in-situ* des cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al, ces deux cosmonucléides apparaissent en effet les mieux adaptés au dessein d'une applicabilité spatiale large et d'une gamme temporelle étendue. Les équations mathématiques théoriques qui permettent de les utiliser pour la quantification de processus géomorphologiques ont été développées et il a été montré que l'interprétation des concentrations mesurées dans des échantillons prélevés à proximité de la surface était très dépendante des modèles d'âge d'exposition ou de taux d'érosion utilisés, la validité des hypothèses sous-jacentes à ces modèles devant être appuyée par des conditions environnementales favorables.

Dans l'état actuel de la méthode, la fiabilité des résultats, et de toute corrélation en découlant, dépend pour l'essentiel de la précision des taux de production utilisés. Les taux de production sont généralement considérés comme constants pour les calculs d'âges d'exposition. Or, les variations de l'intensité du champ géomagnétique ont eu, au cours du Quaternaire, des effets significatifs sur ces taux de production, en particulier aux latitudes inférieures à 50°. Aussi, l'utilisation de taux de productions moyens génère-t-elle, dans la plupart des cas, des erreurs systématiques de l'ordre de 15-20 % sur les âges d'exposition ainsi calculés. De plus, cette variabilité de l'intensité géomagnétique est fonction des latitudes et altitudes des sites de calibrage et d'échantillonnage. Les âges d'exposition calculés à partir des cosmonucléides seront plus précis, et donc encore plus profitables à la géomorphologie quantitative, dès lors que de nombreux calibrages indépendants auront été réalisés pour des gammes de latitudes et d'altitudes variées. Dans l'idéal, et ce n'est malheureusement pas toujours possible, il faudrait que chaque site étudié puisse posséder son propre calibrage. Clapp *et al.* [1996] ont suggéré quelques orientations possibles pour minimiser les incertitudes des âges d'exposition. Ainsi, les incertitudes liées à l'utilisation de ces taux de production calibrés pour calculer des âges d'exposition sur des sites distants pourront-elles également être minimisées si les sites d'échantillonnage et de calibrage ont des altitudes et des latitudes comparables. Enfin, les incertitudes liées à la variabilité de l'intensité géomagnétique pourront être minimisées si les sites de calibrage et d'échantillonnage correspondent à des gammes d'exposition temporelles et spatiales comparables.

L'équation mathématique exprimant la concentration en surface possède trois inconnues : la durée d'exposition, le taux d'érosion ainsi que l'héritage géologique qui peut ne pas être négligeable. En faisant des hypothèses sur l'une ou l'autre de ces inconnues, la concentration en ^{10}Be accumulée dans des échantillons de surface peut permettre, sous des conditions environnementales favorables, de déterminer la durée d'exposition ou le taux d'érosion. Cette dualité a été exposée par Braucher [1998] et Siame [1998] dans leurs applications de la méthode utilisant le ^{10}Be produit *in-situ*. Braucher [1998] a utilisé cette technique d'analyse afin d'étudier, aussi bien en Afrique qu'au Brésil, les modes de mise en place et de développement des sols latéritiques et de quantifier les processus les affectant. La distribution des concentrations en ^{10}Be mesurées dans des quartz issus de filons et prélevés dans des profils de sols a notamment permis de déterminer le degré d'autochtonie et d'allochtonie des matériaux impliqués lors de la mise en place des séquences latéritiques étudiées et de quantifier la vitesse

d'évolution des paysages latéritiques. La technique utilisant le ^{10}Be produit *in-situ* étant la seule méthode permettant de dater directement des surfaces géomorphologiques repères, elle a rapidement été appliquée à la quantification des processus de la tectonique active [Ritz *et al.*, 1995 ; Siame *et al.*, 1997a,b ; Brown *et al.*, 1998]. Le rapport de récurrence entre les phénomènes tectoniques et climatiques permettant une individualisation univoque des marqueurs morphologiques associés à ces derniers, la précision obtenue sur les vitesses de faille dépend du rapport de précision entre la mesure des décalages et la datation des marqueurs. Une chronologie continue et bien maîtrisée des événements tectoniques et des variations climatiques recensés doit donc être établie. Les résultats présentés par Siame [1998] montrent que la méthode de datation utilisant le cosmonucléide ^{10}Be produit *in-situ* est tout à fait adaptée à cette exigence et ouvre des perspectives nouvelles pour l'analyse des processus de surface, et, notamment pour l'estimation de la part respective des contrôles climatiques et tectoniques sur la morphogenèse.

Références

ADAM D.P. (1967). – Late Pleistocene and recent palynology in the central Sierra Nevada, California. *In* : E.J. CUSHING & H.E. WRIGHT Jr., Eds., Quaternary paleoecology. – Yale University Press, New Haven, 275-301.

ANDERSON R.S., REPKA J.L., & DICK G.S. (1996). – Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al. – *Geology*, **24**, 47-51.

ANDREWS J.N., FONTES J.-C., MICHELOT J.-L. & ELMORE D. (1986). – In-situ ^{36}Cl production and groundwater evolution in crystalline rocks at Stripa. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**, 49-58.

BARD E. & BROECKER W.S. (1992). – The last deglaciation : absolute and radiocarbon chronologies. Series I : Global Environmental Change, 2. – Springer-Verlag, Berlin.

BENTLEY H.W., PHILLIPS F.M., DAVIS S.N., HAMBERMEHL M.A., AIREY P., CALF G.E., ELMORE D., GROVE H.E. & TORGERSEN T. (1986). – Chlorine 36 dating of very old ground water, 1, The great artesian basin, Australia. – *Water Resour. Res.*, **22**, 1991-2001.

BIERMAN P.R. (1994). – Using in-situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution : A review from the geomorphic perspective. – *J. Geophys. Res.*, **99**, 13885-13896.

BIERMAN P.R., LARSEN P., CLAPP E. & CLARK D. (1996). – Refining estimates of ^{10}Be and ^{26}Al production rates. – *Radiocarbon*, **38**, 149.

BOURLÈS D.L. (1988). – Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique ^{10}Be et de son isotope stable en milieu océanique. Application à la datation de sédiments marins. – Thèse de l'université Paris-Sud, Orsay, non publiée.

BRAUCHER R. (1998). – Utilisation du ^{10}Be cosmogenique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone intertropicale. – Thèse de l'Université d'Aix-Marseille III, non publiée.

BRAUCHER R., BOURLÈS D.L., COLIN F., BROWN E.T. & BOULANGÉ B. (1998a). – Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 197-205.

BRAUCHER R., BROWN E.T., BOURLÈS D.L., COLIN F., BAMBA O., RAISBECK G.M., YIOU F. & KOUD J.M. (1998b). – African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 1501-1507.

BRAUCHER R., BOURLÈS D. L., BROWN E. T., COLIN F., MULLER J. P., BRAUN J.J., DELAUNE M., LESCOUET C., RAISBECK G. M. & YIOU F (1998c). – 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. – *Chem. Geol.* (sous presse).

BROOK E.J., BROWN E.T., KURZ M.D., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1996). – An Antarctic perspective on in-situ cosmogenic nuclide production. – *Radiocarbon*, **38**, 150.

BROWN E.T., BOURLÈS D.L., COLIN F., SANFO Z., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1991). – Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in-situ produced ^{10}Be and ^{26}Al. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2269-2283.

BROWN E.T., BOURLÈS D.L., COLIN F., RAISBECK G.M., YIOU F. & DESGARCEAUX S. (1995). – Evidence for muon-induced production of ^{10}Be in near surface rocks from Congo. – *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 703-706.

BROWN E.T., TRULL T.W., JEAN-BAPTISTE P., BOURLÈS D.L., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1996). – Direct examination of terrestrial cosmogenic production rates of ^{10}Be, ^{3}He and ^{3}H. – *Radiocarbon*, **38**, 151.

BROWN E.T., BOURLÈS D.L., BURCHFIELD B.C., QIDONG D., JUN L., MOLNAR P., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1998). – Estimation of slip rates in the Southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **110**, 377-386.

CERLING T.E. (1990). – Dating geomorphic surfaces using cosmogenic ^{3}He. – *Quat. Res.*, **33**, 148-156.

CERLING T.E. & H. CRAIG (1994). – Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. – *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**, 273-317.

CLAPP E. & BIERMAN P.R. (1996). – Cosmo-calibrate : a program for calibrating cosmogenic exposure ages. – *Radiocarbon*, **38**, 151.

CLARK D.H., BIERMAN P.R. & LARSEN P. (1995). – Improving in-situ cosmogenic chronometers. – *Quat. Res.*, **44**, 366-376.

CLARK D.H., BIERMAN P.R. & GILLEPSIE A.R. (1996). – ^{10}Be and ^{26}Al production rates and a revised glacial chronology for the Sierra Nevada. – *Radiocarbon*, **38**, 152.

DAVIS R. & SCHAEFFER S. (1955). – Chlorine-36 in nature. – *Ann. NY Acad. Sci.*, **62**, 105-122.

DEP L., ELMORE D., FABRYKA-MARTIN J., MASARIK J. & REEDY R.C. (1994). – Production rate systematics of in-situ produced cosmogenic nuclides in terrestrial rocks : Monte Carlo approach investigating 35-Cl(n,γ)36-Cl. – *Nucl. Inst. Meth. Phys. Res.*, **B29**, 321-325.

DOCKHORN B., NEUMAIER S., HARTMANN F.J., PETITJEAN C., FEASTERMANN H. & NOLTE E. (1991). – Determination of erosion rates with cosmogenic produced ^{36}Cl. – *Zeitdchrift. Physic.* **A341**, 117-119.

DORN R.I. & PHILLIPS F.M. (1991). – Surface exposure dating : Review and critical evaluation. – *Phys. Geogr.*, **12**, 303-333.

DUNNE A., ELMORE D. & MUZIKAR P. (1999). – Scaling of cosmogenic nuclide production rates for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. – *Geomorphology*, **27**, 3-11.

GOSSE J.C., REEDY R.C., HARRINGTON C.D. & POTHS J. (1996). – Overview of the workshop on the secular variations in production rates of cosmogenic nuclides on Earth. – *Radiocarbon*, **38**, 135-173.

GRAHAM I.J. (1996). – Recent and planned research in cosmogenic isotopes at GNS. – *Radiocarbon*, **38**, 157.

HEIDBREDER E., PINKAU K., REPPIN C. & SCHÖNFELDER V. (1971). – Measurement of the distribution in energy and angle of high-energy neutrons in the lower atmosphere. – *J. Geophys. Res.*, **76**, 2905-2916.

HUDSON B., CAFFEE M., BEIRGER B., RUIZ B., KOHL C.P. & NISHIIZUMI K. (1991). – Production rate and retention properties of cosmogenic ^{3}He and ^{21}Ne in quartz. – *EOS Trans. AGU*, **72**, 575.

IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C., KUBIK P., SYNAL H.-A & BEER J. (1996). – A comparison of ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl in boulders from a Younger Dryas moraine, Julier Pass, Graubünden, Switzerland. – *Radiocarbon*, **38**, 159.

JOKIPII J.R. (1995). – Study of cosmic rays reveals secrets of Solar-Terrestrial science. – *EOS Trans. AGU*, **76**, 100.

KUBIK P. (1984). – Accelerator mass spectrometry of ^{36}Cl in limestone and some paleontological samples using completely stipped ions. – *Nucl. Instrum. Method. Phys. Res.*, **5**, 326-330.

KURZ M.D., COLODNER D., TRULL T.W., MOORE R. & O'BRIEN K. (1990). – Cosmic ray exposure dating with in-situ produced cosmogenic ^{3}He : Results from young Hawaiian lava flows. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**, 177-189.

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 Planet. Sci Lett.*, **104**, 424-439.

LAL D. & ARNOLD J.R. (1985). – Tracing quartz through environment. – *Proc. Indian Acad. Sci.*, **94**, 1-5.

LAL D. & PETERS B. (1967). – Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. *In* : Handbuch der Physik, Vol. XLVI/2. – Springer, Berlin, 551-612.

LAL D., ARNOLD J.R. & NISHIIZUMI K. (1985). – Geophysical records of a tree : new applications for studying geomagnetic field and solar activity changes during the past 10,000 years. – *Meteoritics*, **20**, 403-414.

LARSEN P. (1995). – In situ production rates of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al over the past 21.5 ky from the terminal moraine of the Laurentide ice sheet, north central New Jersey. – Masters thesis, University of Vermont, non publiée.

LEAVY B.D., PHILLIPS F.M., ELMORE D., KUBIK P.W. & GLADNEY E. (1987). – Measurement of cosmogenic ^{36}Cl/Cl in young volcanic rocks : An application of accelerator mass spectrometry in geochronology. – *Nucl. Instrum. Method Phys. Res.*, **29**, 246-250.

LEGRAND J.P. (1984). – Introduction élémentaire à la physique cosmique et à la physique des relations Soleil-Terre. – CNRS-INAG, Paris.

MATHIEU S. (1997). – L'hélium cosmogénique dans les grenats. Une nouvelle méthode de datation des temps d'exposition. – Mémoire du DEA « Physique et Chimie de la Terre », Université Henri Poincarré, Nancy, non publié.

MAZAUD A., LAJ C., BARD E., ARNOLD M. & TRIC E. (1991). – Geomagnetic field control of ^{14}C production over the last 80 kyr : Implications for the radiocarbon time scale. – *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1885-1888.

MEWALDT R.A., CUMMINGS A.C. & STONE E.C. (1994). – Anomalous cosmic rays : Interstellar interlopes in the heliosphere and magnetosphere. – *EOS, Trans. AGU*, **75**, 185.

MEZGER L. & BURBANK D. (1986). – The glacial history of the Cottonwood Lakes area, southeastern Sierra Nevada. – *Geol. Soc. Amer., Abstracts with programs*, **18**, 157.

NISHIIZUMI K. (1996). – Production rates of ^{10}Be and ^{26}Al of the surface of the Earth and underground. – *Radiocarbon*, **38**, 164.

NISHIIZUMI K., LAL D., KLEIN J., MIDDLETON R. & ARNOLD J.R. (1986). – Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in-situ and implication for erosion rates. – *Nature*, **319**, 134-136.

NISHIIZUMI K., WINTERER E.L., KOHL C.P., KLEIN J., MIDDLETON R., LAL D. & ARNOLD J.R. (1989). – Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. – *J. Geophys. Res.*, **94**, 17907-17915.

NISHIIZUMI K., KLEIN J., MIDDLETON R. & CRAIG H. (1991a). – Cosmic ray ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks : exposure and erosion history. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 440-454.

NISHIIZUMI K., KOHL C.P., SHOEMAKER E.M., ARNOLD J.R., KLEIN J., FINK D. & MIDDLETON R. (1991b). – In-situ ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages at Meteor Crater, Arizona. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2699-2703.

O'BRIEN K. (1979). – Secular variations in the production of cosmogenic isotopes in the Earth's atmosphère. – *J. Geophys. Res.*, **84**, 423-431.

PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., SMITH S.S., ELMORE D., KUBIK P.W. & SHARMA P. (1990). – Cosmogenic chlorine-36 chronology for glacial deposits at Bloody Canyon, eastern Sierra Nevada. – *Science*, **248**, 1529-1532.

PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., SMITH S.S., ELMORE D., KUBIK P.W., DORN R.I. & RODDY D.J. (1991). – Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C in rock varnish. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2695-2698.

RAISBECK G.M. & YIOU F. (1980). – ^{10}Be in polar ice as a record of solar activity. *In* : R.O. PEPIN, J.A. EDDY & R.B. MERRILL, Eds. – *Ancient Sun*, 185-190.

RAISBECK G.M. & YIOU F. (1984). – Production of long-lived cosmogenic nuclei and their applications. – *Nucl. Instrum. Method. Phys. Res.*, **B5**, 91-99.

RAISBECK G.M., YIOU F., BOURLÈS D.L., LESTRINGUEZ J. & DEBOFFLE D. (1987). – Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandetron AMS facility. – *Nucl. Instrum. Method. Phys. Res.*, **B29**, 22-26.

RAISBECK G.M., YIOU F., BOURLÈS D.L., BROWN E., DEBOFFLE D., JOUHANNEAU P., LESTRINGUEZ J. & ZHOU Z.Q. (1994). – The AMS facility at Gif-sur-Yvette : progress, perturbations and projects. – *Nucl. Instrum. Method. Phys. Res.*, **B92**, 43-46.

REEDY R.C., ARNOLD J.R. & LAL D. (1983). – Cosmic ray record in solar system matter. – *Science*, **219**, 127-135.

RITZ J.F., BROWN E.T., BOURLÈS D.L., PHILIP H., SCHLUPP A., RAISBECK G.M., YIOU F. & ENKHTUVSHIN B. (1995). – Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. – *Geology*, **23**, 1019-1022.

ROBINSON C., RAISBECK G.M., YIOU F., LEHMAN B. & LAJ C. (1995). – The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 551-557.

SARDA Ph., STAUDACHER T., ALLÈGRE C.J. & LECOMTE A. (1993). – Cosmogenic neon and helium at Réunion : measurement of erosion rate. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **119**, 405-407.

SHARMA P. & 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. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 709-716.

SIAME L. (1998). – Cosmonucléide produit *in-situ* (^{10}Be) et quantification de la déformation active dans les Andes Centrales. – Thèse de l'université Paris-Sud (PXI), Orsay, non publiée.

SIAME L.L., BOURLES D.L., SÉBRIER M., BELLIER O., CASTANO J.C., ARAUJO M., PEREZ M., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1997a). – Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. – *Geology*, **25**, 975-978.

SIAME L.L., SÉBRIER M., BELLIER O., BOURLES D.L., CASTANO J.C. & ARAUJO M. (1997b). – Geometry, segmentation and displacement rates of the El Tigre fault, San Juan Province (Argentina) from SPOT image analysis and ^{10}Be datings. – *Annales Tectonicae*, **XI**, 1-2, 3-26.

STAUDACHER T. & ALLÈGRE C.J. (1993). – Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced ^{3}He and ^{21}Ne. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **119**, 395-404.

STUIVER M., BRAZIUNAS T.F., BECKER B. & KROMER B. (1991). – Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric ^{14}C/^{12}C changes. – *Quat. Res.*, **35**, 1-24.

SWANSON T., CAFFEE M., FINKEL R., HARRIS L., SOUTHON J., ZREDA M.G. & PHILLIPS F.M. (1993). – Establishment of new production parameters for chlorine-36 dating based on the deglaciation history of Whidbey Island, Washington. – *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs*, **25**, A-461.

TRIC E., VALLET J.P., TUCHOLKA P., PATERNE M., LABEYRIE L., GUICHARD F., TAUXE L. & FONTUGNE M. (1992). – Paleointensity of the geomagnetic field during the last 80,000 years. – *J. Geophys. Res.*, **97**, 9337-9351.

YIOU F., RAISBECK G.M., KLEIN J. & MIDDLETON R. (1984). – ^{26}Al/^{10}Be in terrestrial impact glasses. – *J. non cryst. sol.*, **67**, 503-510.

YOKOYAMA Y., REYSS J. & GUICHARD F. (1977). – Production of radionuclides by cosmic rays at mountain altitudes. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 44-50.

ZREDA M.G., PHILLIPS F.M., ELMORE D., KUBIK P.W., SHARMA P. & DORN R.I. (1991). – Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**, 94-109.