



## Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du  
Quaternaire

vol. 20/2 | 2009  
Volume 20 Numéro 2

---

# Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à L'holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France)

*Environmental impact on the Late Pleistocene and Holocene soil erosion in the  
"Lac Du Bouchet" maar crater (Massif Central, France)*

Jean-Philippe Degeai et Jean-François Pastre

---



### Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/5101>

DOI : 10.4000/quaternaire.5101

ISSN : 1965-0795

### Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

### Édition imprimée

Date de publication : 1 juin 2009

Pagination : 149-159

ISSN : 1142-2904

### Référence électronique

Jean-Philippe Degeai et Jean-François Pastre, « Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à L'holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France) », *Quaternaire* [En ligne], vol. 20/2 | 2009, mis en ligne le 01 juin 2012, consulté le 19 avril 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/5101> ; DOI : 10.4000/quaternaire.5101

---

# IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX SUR L'ÉROSION DES SOLS AU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR ET À L'HOLOCÈNE DANS LE CRATÈRE DE MAAR DU LAC DU BOUCHET (MASSIF CENTRAL, FRANCE)



Jean-Philippe DEGEAI & Jean-François PASTRE

---

## RÉSUMÉ

Une nouvelle utilisation des données palynologiques, sédimentologiques et chronostratigraphiques issues de la séquence sédimentaire intracratic du maar du Lac du Bouchet (Massif central, France) permet d'étudier les relations entre les changements environnementaux et l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans le cratère de cet appareil volcanique. Une méthode de calcul du volume et de la masse des couches de sédiments déposés à l'intérieur du cratère a été élaborée afin d'évaluer les taux moyens d'érosion à la surface du bassin versant. Ces taux ont été très élevés pendant les périodes les plus froides du dernier épisode glaciaire würmien (Lanterne I et III, Dryas ancien), avec des valeurs comprises entre 180 et 210 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>. Au contraire, durant les périodes tempérées interglaciaires de l'Eémien et de l'Holocène, la vitesse de l'érosion a été plus lente, variant entre 10 et 50 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>. Les analyses polliniques et sédimentologiques des dépôts lacustres intracratic permettent d'interpréter ces chiffres dans le cadre de l'évolution paléoenvironnementale régionale. Au cours des périodes froides, l'érosion détritique a été forte et intense dans le bassin versant du Lac du Bouchet, car la végétation basse et ouverte à caractère steppique protégeait moins bien le substrat des agents météoritiques. Par contre, durant les épisodes climatiques tempérés, la végétation forestière qui recouvrait la surface du bassin versant a induit une réduction des flux sédimentaires. D'autre part, on a pu constater une hausse des taux d'érosion dans la seconde moitié de l'Holocène, à partir du Subboréal, en relation avec les déforestations régionales d'origine anthropique pour l'exploitation agricole du territoire.

**Mots-clés** : érosion des sols, paléoenvironnement, lac de cratère, maar, Lac du Bouchet, Massif central.

## ABSTRACT

ENVIRONMENTAL IMPACT ON THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE SOIL EROSION IN THE "LAC DU BOUCHET" MAAR CRATER (MASSIF CENTRAL, FRANCE)

A new use of the palynological, sedimentological and chronostratigraphical data issued from the intracrateric sedimentary filling of the "Lac du Bouchet" maar (Massif Central, France) gives an opportunity to study the relationships between the environmental changes and soil erosion in this volcanic crater from the Upper Pleistocene to the Holocene. A calculation method of the volume and mass of sediment layers deposited inside the crater were developed in order to assess the mean erosion rates in the drainage basin. These rates were very high during the coldest periods of the last Würmian glaciation (Lanterne I and III, Oldest Dryas), with values ranged from 180 to 210 t.km<sup>2</sup>.yr<sup>-1</sup>. To the opposite, the erosion was slower for the Eemian and Holocene interglacial temperate periods, with rates varying between 10 and 50 t.km<sup>2</sup>.yr<sup>-1</sup>. From the palynological and sedimentological studies of the intracrateric deposits, these numbers can be interpreted in the context of the regional palaeoenvironmental evolution. In the cold periods, erosion was deeply intense and coarsely detrital due to the fact that the drainage area was poorly protected by a low and open steppic vegetation. In contrast, during the temperate climatic episodes, the watershed ground surface was covered with forests, which induced a quieter morphogenesis and reduction of sedimentation fluxes. Besides, we can point out a rise in erosion rates throughout the second part of the Holocene, from the Subboreal, owing to the anthropogenic regional forest clearings for land cultivation.

**Keys-words**: soil erosion, palaeoenvironment, crater lake, maar, Lac du Bouchet, Massif central.

## 1 - INTRODUCTION

L'érosion dans les bassins hydrographiques est généralement mesurée, soit à partir de la quantification des flux de matières en suspension transportées par les cours d'eau, soit d'après l'estimation du volume de sédiments stockés dans le bassin versant. Dans le premier cas, les résultats obtenus sont représentatifs de l'érosion actuelle, souvent fortement influencée par les actions anthropiques sur le milieu naturel (Milliman & Meade, 1983 ;

Meade, 1988 ; Dearing & Jones, 2003). La seconde méthode, dont le principe consiste à effectuer le rapport entre le volume du stock sédimentaire et la superficie du bassin versant pourvoyeur, permet de mesurer l'érosion sur des laps de temps plus longs et plus anciens, en fonction de l'âge des sédiments accumulés. Pour les périodes de l'Holocène et de la partie terminale du dernier épisode glaciaire, des protocoles de mesure ont ainsi été expérimentés dans diverses dépressions lacustres, tels des lacs de surcreusement glaciaire (Roberts, 1989), des

lacs de barrage naturel d'origine volcanique ou gravitaire (Campy *et al.*, 1994 ; Macaire *et al.*, 1997), ou bien encore des lacs karstiques tropicaux (Anselmetti *et al.*, 2007).

Toutefois, il existe peu de données quantifiées sur l'érosion à plus long terme (Dearing & Jones, 2003). À cet égard, les lacs situés dans les cratères de maars, qui correspondent à des reliefs volcaniques formés par une succession d'explosions phréatomagmatiques, présentent un grand intérêt pour estimer la vitesse de l'érosion à long terme dans un bassin versant. En effet, leur dépression cratérique, relativement profonde, est en général occupée par un lac dont la durée de vie peut atteindre plusieurs centaines de milliers d'années pour les maars de grande taille. Le cratère contient dans ce cas une séquence sédimentaire lacustre qui permet de suivre avec une bonne résolution temporelle, en continu et sur de longues périodes, l'évolution paléoenvironnementale du maar et de sa région. Les facteurs de variation des taux d'érosion dans le bassin versant peuvent par conséquent être directement analysés. De plus, la forme géométrique simple et bien connue du cratère facilite le calcul du volume des couches de sédiments intracrâtériques provenant de l'ablation des roches à la surface du bassin versant (Degeai, 2005).

Ces réceptacles sédimentaires d'origine volcanique ont été utilisés le plus souvent, soit pour estimer le volume du remplissage sédimentaire intracrâtérique, comme dans le cas des maars situés sur les flancs du stratovolcan du Merapi en Indonésie (Carn, 2000), soit pour calculer les taux d'accumulation des sédiments lacustres, comme pour plusieurs maars du massif de l'Eifel en Allemagne (Heinz *et al.*, 1993 ; Wegner & Negendank, 1993 ; Zolitschka 1998).

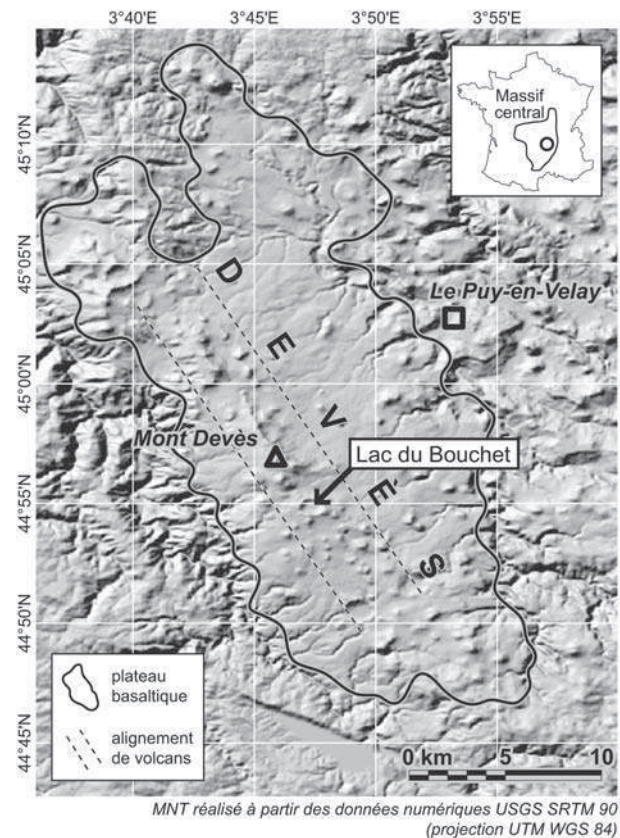
Afin de déterminer de façon la plus fiable possible les taux de l'érosion totale dans le bassin versant d'un maar, nous proposons de développer une méthode de calcul qui prenne en compte, d'une part, la forme des couches de sédiments intracrâtériques, leur densité, leur taux de matières allogènes et leur durée de sédimentation, et, d'autre part, la superficie réelle des matériaux soumis à l'érosion. Cette méthode sera appliquée au maar du Lac du Bouchet, situé dans le Massif central français, car les forages qui ont été réalisés dans les sédiments lacustres du cratère de cet appareil offrent la possibilité d'établir une échelle chronostratigraphique détaillée pour l'ensemble du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Par ailleurs, les diverses publications portant sur cette séquence sédimentaire majeure de l'Europe occidentale fournissent de nombreuses données palynologiques et paléoclimatiques qui permettront de comprendre et d'étudier l'impact du contexte environnemental du maar sur la variabilité du taux d'érosion des sols.

Pour cela, après avoir présenté les principales caractéristiques topographiques et géologiques du maar du Lac du Bouchet, nous analyserons la chronostratigraphie et la sédimentologie de son remplissage lacustre, puis nous décrirons notre méthode de calcul des taux d'érosion. Enfin, nous interpréterons les résultats obtenus, en étudiant notamment l'évolution de ces taux au Pléisto-

cène supérieur et à l'Holocène, en relation avec les changements environnementaux intervenus au cours de ces périodes.

## 2 - CADRE TOPOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

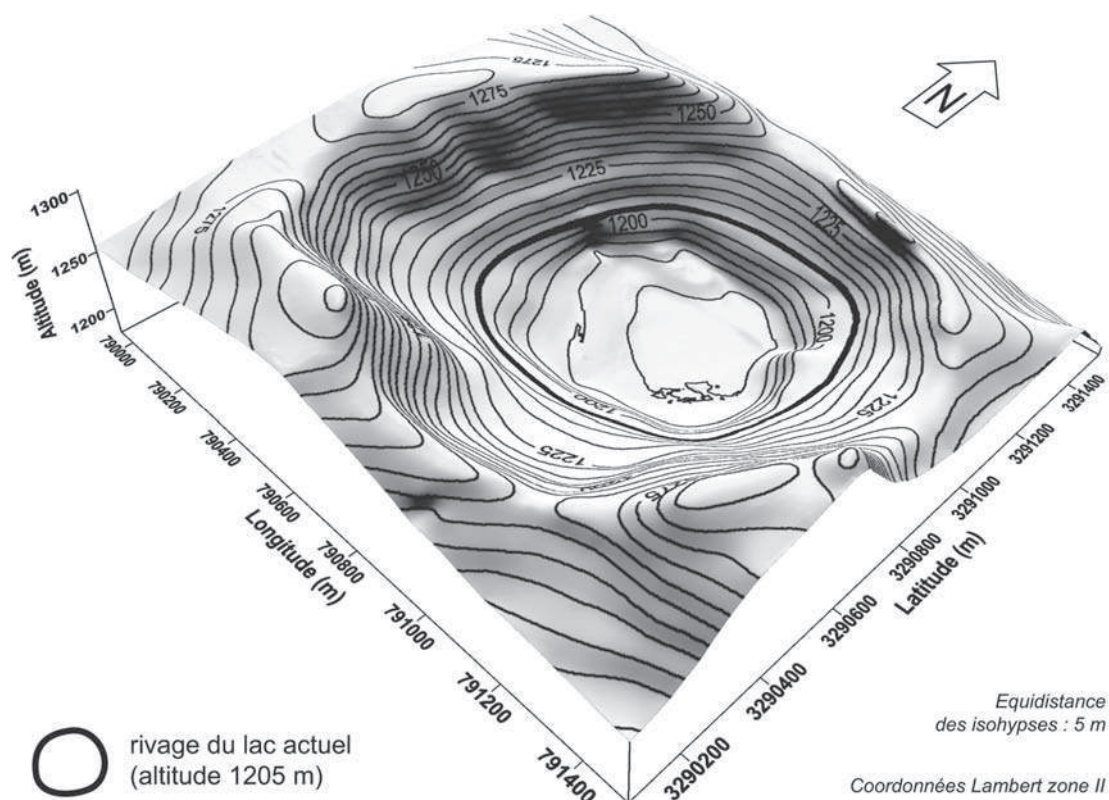
Le Lac du Bouchet ( $44^{\circ}54'33''\text{N}$  ;  $3^{\circ}47'26''\text{E}$ ) se situe sur le plateau du Devès, dans l'est du Massif central français (fig. 1). Ce plateau, qui culmine à 1421 m d'altitude au Mont Devès, est constitué par un empilement de coulées de lave basaltique d'une épaisseur de 100 à 200 m en moyenne. Ces coulées d'âge pléistocène se sont épanchées sur un socle cristallophyllien composé de granites et de migmatites appartenant aux racines de l'orogène hercynien d'Europe occidentale. Dans la partie ouest, on observe un alignement de cônes de scories et de cratères de maars qui accidentent la surface du plateau et mettent en évidence la fracturation de direction  $\text{N}145^{\circ}\text{E}$  du socle sous-jacent.



**Fig. 1 : Localisation du Lac du Bouchet sur le plateau basaltique du Devès.**

*Fig. 1: Localization of the "Lac du Bouchet" on the Devès basaltic plateau.*

Le Lac du Bouchet occupe le cratère d'un maar sub-circulaire de 1300 à 1400 m de diamètre localisé au sein de cet alignement volcanique fissural (fig. 2). Ce maar s'est ouvert au Pléistocène moyen dans une coulée de lave datée à 760 ka (Teulade *et al.*, 1991). Le bassin versant du Lac du Bouchet est délimité par la bordure du



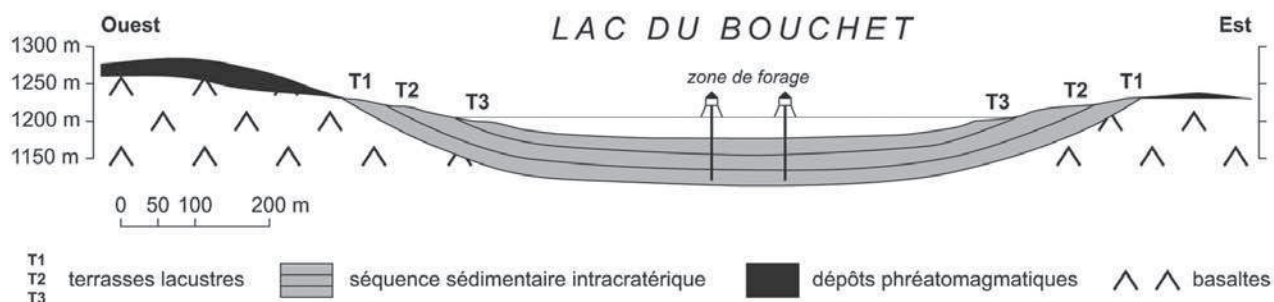
**Fig. 2: Vue 3-D du cratère de maar du Lac du Bouchet.**  
 Fig. 2: 3-D view of the "Lac du Bouchet" maar crater.

cratère, au niveau de laquelle l'altitude varie de 1232 à 1301 m. La superficie totale du bassin, topographie sous-lacustre incluse, est de 1,424 km<sup>2</sup>. Le lac de cratère présente un diamètre sub-circulaire de 700 m du nord au sud sur 750 m d'est en ouest. Sa profondeur maximale atteint 28 m dans la partie centrale du lac. L'altitude du plan d'eau est de 1205 m.

La surface du bassin versant est constituée par les dépôts phréatomagmatiques associés à l'éruption du maar et par des sédiments lacustres appartenant aux premières phases du remplissage intracratérique post-éruptif (fig. 3). Les pentes les plus fortes s'observent dans la partie ouest du bassin, sur le flanc interne du croissant de projections phréatomagmatiques, où l'angle d'inclinaison des versants varie entre 20 et 30°. La topo-

graphie relativement plane au fond du lac correspond à la plaine lacustre centrale du maar. Les couches de sédiments se relèvent nettement sur les bordures du cratère, formant un ensemble de terrasses lacustres, également appelé prisme littoral (Bonifay, 1987).

Plus précisément, l'analyse du relief du bassin versant permet de remarquer l'existence d'une série de replats topographiques à trois paliers altimétriques différents (fig. 4). Les deux premiers paliers (T1 et T2), situés vers 1220 et 1230 m d'altitude, peuvent être reliés aux deux anciens rivages perchés qui ont été relevés à des altitudes semblables dans les tranchées creusées dans le bassin versant lors des premières campagnes de forage menées au Lac du Bouchet (Bonifay & Truze, 1984, 1987). Le troisième palier altimétrique (T3), compris entre 1200 et



**Fig. 3: Coupe géologique du cratère de maar du Lac du Bouchet.**  
 Fig. 3: Geological cross-section throughout the "Lac du Bouchet" maar crater.

1205 m, correspond à la plate-forme littorale actuelle en cours de formation. Ce système morphosédimentaire composé de trois terrasses lacustres emboîtées, dont les deux premières sont antérieures au Pléistocène supérieur, montre l'abaissement du niveau du lac en trois phases successives. Le dernier cycle sédimentaire a débuté à l'Eémien, époque à partir de laquelle le niveau du lac n'a plus subi de fluctuation majeure (Truze, 1990; Truze & Kelts, 1993).

Notre intérêt s'est plus particulièrement porté sur cette dernière partie du remplissage sédimentaire lacustre, car il s'agit de la période la mieux documentée et la plus étudiée d'un point de vue chronostratigraphique et sédimentologique.

### 3 - CHRONOSTRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS LACUSTRES

Les carottages des sédiments lacustres du Lac du Bouchet ont été réalisés dans la partie centrale du lac (fig. 4). Au total, nous avons compilé et synthétisé les données publiées pour 9 carottages, afin d'analyser la chronologie et la lithostratigraphie du Pléistocène supérieur et de l'Holocène de cette séquence sédimentaire (fig. 5). La chronostratigraphie a été établie à partir des analyses paléomagnétiques et palynologiques des différentes couches de sédiments, complétées par des datations radiochronométriques au carbone 14.

La mesure de la susceptibilité magnétique des sédiments lacustres a permis d'obtenir une échelle de référence internationale pour le paléomagnétisme des 300 derniers milliers d'années (Thouveny, 1991; Williams *et al.*, 1998). À partir de cette échelle, des corrélations ont été proposées entre les variations du champ paléomagnétique terrestre et les changements climatiques intervenus en Europe depuis l'interglaciaire de l'Eémien (Thouveny *et al.*, 1994; Stockhausen & Thouveny, 1999).

Une échelle palynostratigraphique a de plus été établie à partir de l'étude des pollens contenus dans les sédiments (Reille & de Beaulieu, 1988, 1990; Truze, 1990; Reille *et al.*, 1998, 2000). Les palynozones ainsi définies ont été corrélées à celles d'autres séries sédimentaires d'Europe, ainsi qu'avec les stades isotopiques marins OIS (Tzedakis *et al.*, 2001; Reille *et al.*, 1998; Guiter *et al.*, 2003). Ces données chronostratigraphiques ont permis d'attribuer un âge aux différentes chronozones retenus pour le Pléistocène supérieur et l'Holocène de la séquence sédimentaire du Lac du Bouchet (tab. 1). Nous avons calibrés l'âge des chronozones holocènes et tardiglaciaires d'après la courbe de calibration des âges  $^{14}\text{C}$  IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004).

Les forages apportent d'autre part des informations sur la nature lithologique des sédiments du Lac du Bouchet (fig. 5). Le sommet de la séquence est représenté par des gyttjas et des vases argileuses holocènes dont la diagenèse est peu avancée. Ces formations présentent un taux de matière organique relativement élevé compris entre 10

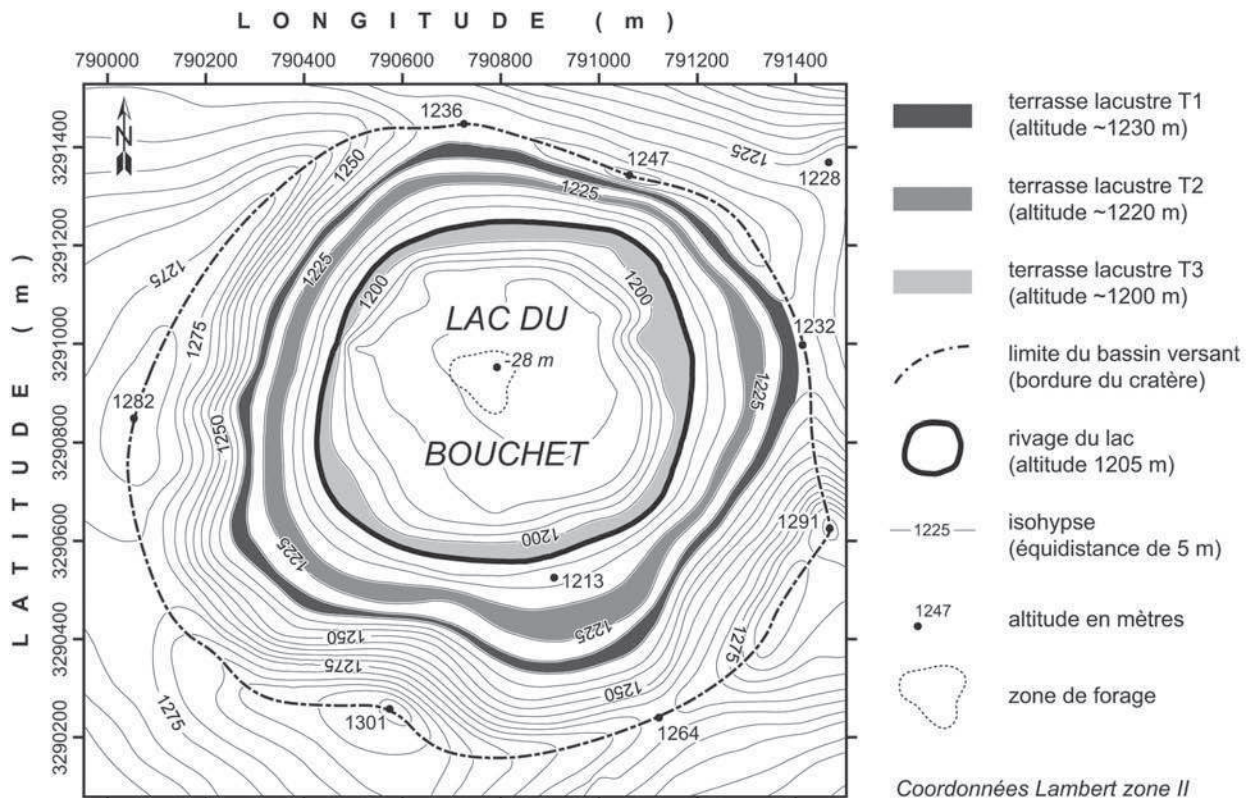
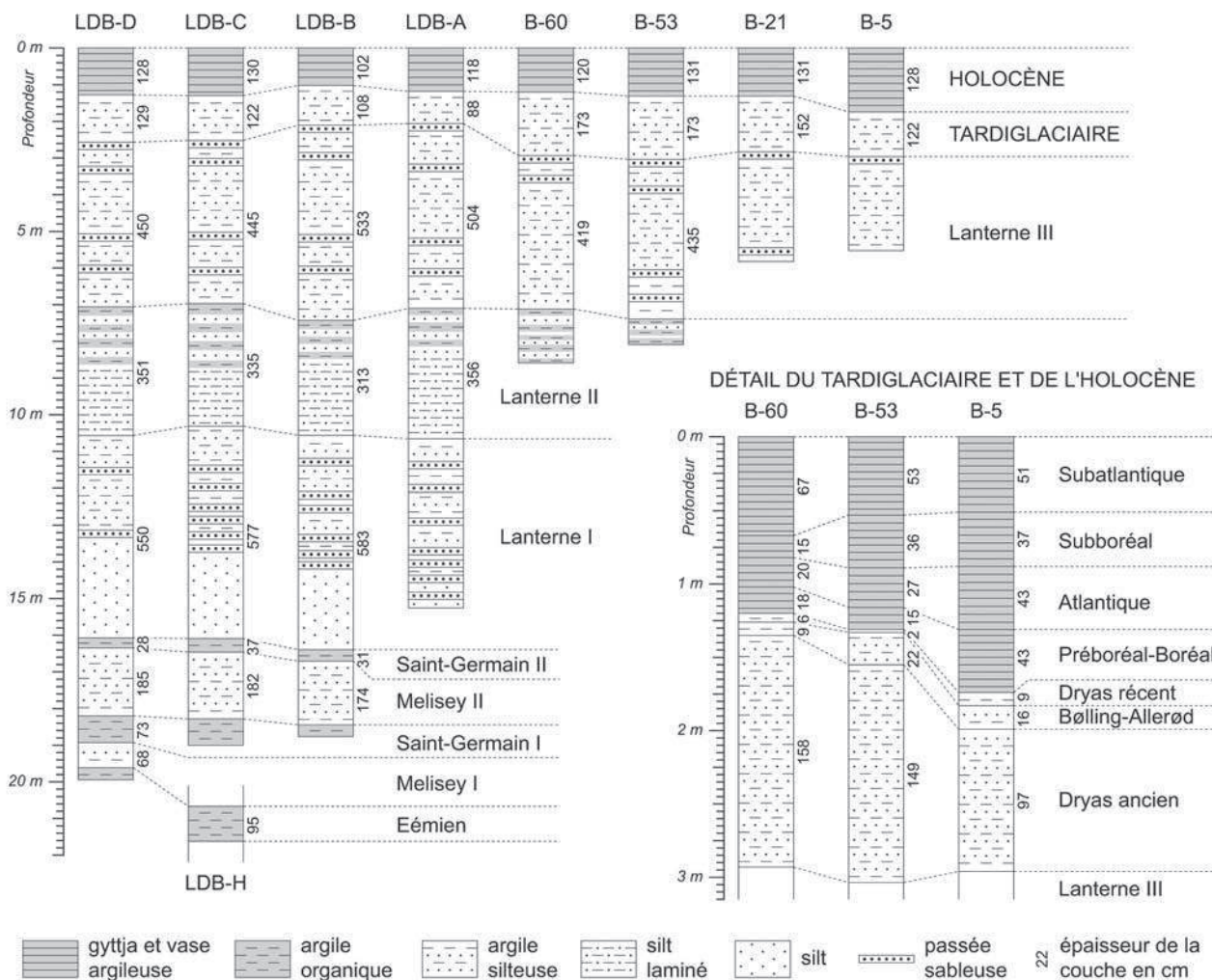


Fig. 4: Localisation des terrasses lacustres dans le cratère du Lac du Bouchet.  
Fig. 4: Localization of the lacustrine terraces in the "Lac du Bouchet" crater.

## SÉQUENCE SÉDIMENTAIRE DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR ET DE L'HOLOCÈNE



**Fig. 5: Lithostratigraphie des dépôts lacustres du Lac du Bouchet.**

Données compilées d'après Reille et de Beaulieu (1988), Truze (1990), Reille *et al.* (1998).

*Fig. 5: Lithostratigraphy of the "Lac du Bouchet" lacustrine deposits.*

*Data compiled from Reille and de Beaulieu (1988), Truze (1990), Reille et al. (1998).*

et 20 % (Truze, 1990). Les dépôts pléistocènes sous-jacents correspondent principalement à des argiles et des silts.

Dans le détail, le Tardiglaciaire et les maxima pléni-glaciaires de Lanterne I et III sont composés d'argiles plus ou moins silteuses entrecoupées de passées sableuses perturbées (turbidites). Les dépôts à la base de Lanterne I sont à dominante silteuse. Durant l'épisode interstadaire de Lanterne II, on note une alternance d'argiles organiques et de silts plus ou moins laminés. Les stades froids préglaciaires de Melisey I et II sont représentés par des formations argilo-silteuses. On retrouve des argiles organiques à l'interglaciaire de l'Eémien et aux interstades de Saint-Germain I et II, avec des taux de matières organiques moins élevés qu'à l'Holocène, ne dépassant pas 10 %. Par ailleurs, de faibles quantités de grains de quartz éolisés, vraisemblablement d'origine périglaciaire, ont été mentionnés dans certains niveaux sédimentaires associés à la dernière glaciation würmienne (Truze & Bonifay, 1984; Truze, 1990).

La faible part de ces éléments allochtones et l'absence d'influences hydrothermales prouvent que les sédiments intracratices proviennent essentiellement de l'érosion des sols du bassin versant (Truze & Kelts 1993). D'autre part, l'absence d'exutoire et la faible perméabilité des basaltes qui constituent la cavité cratérique entaillée dans le substrat montrent que le lac a dû fonctionner sur la période étudiée en un système endoréique fermé, où les pertes de matières par infiltrations souterraines ou écoulement sont très probablement restées négligeables. Toutes ces caractéristiques hydrogéologiques offrent de bonnes conditions pour calculer les taux d'érosion à la surface du bassin versant du Lac du Bouchet.

#### 4 - MÉTHODE DE CALCUL DES TAUX D'ÉROSION

La première étape pour calculer les taux d'érosion dans le bassin versant d'un maar consiste à estimer le volume des sédiments déposés à l'intérieur du cratère,

Époque stratigraphique	Chronologie alpine	Stade OIS	Chronozones	Âge (ans cal. B.P.)			
HOLOCÈNE	post-glaciaire	1	Subatlantique				
			Subboréal	2 750			
			Atlantique	5 400			
			Boréal	9 000			
			Préboréal	10 200			
PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR	Tardiglaciaire	2	Dryas récent	12 100			
			Bølling-Allerød	12 800			
			Dryas ancien	15 300			
			Lanterne III	18 500			
			Pléniglaciaire	3	Lanterne II	30 000	
					4	Lanterne I	61 000
						5a	Saint-Germain II
	Préglaciaire	5	5b	Melisey II	84 000		
			5c	Saint-Germain I	93 000		
			5d	Melisey I	104 000		
			5e	Éemien	110 000		
			inter-glaciaire			127 000	

**Tab. 1 :** Échelles chronologiques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène de la séquence sédimentaire lacustre du Lac du Bouchet.

Données chronologiques compilées d'après Reille & de Beaulieu (1988, 1990), Thouveny (1991).

Tab. 1: Chronological scales for the Upper Pleistocene and Holocene of the "Lac du Bouchet" lacustrine sedimentary sequence. Chronological data compiled from Reille and de Beaulieu (1988, 1990), Thouveny (1991).

dont la forme relativement simple est géométriquement modélisable (Degeai, 2004a, 2005). Par exemple, Carn (2000) a assimilé le cratère d'un maar à un cylindre afin de calculer le volume de son remplissage sédimentaire. Toutefois, ce modèle géométrique ne prend pas en compte le redressement des couches de sédiments généralement observés sur les bordures du cratère.

Dans le cas du Lac du Bouchet, les profils sismiques réalisés à travers la structure du maar sous le lac permettent de distinguer la forme générale des strates sédimentaires, qui présentent une horizontalité et une épaisseur relativement constante au sein de la plaine lacustre, puis un relèvement assez net de leur pendage au niveau des terrasses littorales (Allison, 1983 ; Truze, 1990). D'autre part, il est possible de constater que ces strates sédimentaires n'ont pas été tectoniquement déformées.

Nous proposons donc de considérer les couches de sédiments comme des objets géométriques enveloppés par deux surfaces ayant la forme d'un hémisphère d'ellipsoïde (ou demi-ellipsoïde) et correspondant respectivement à la base et au sommet de la strate. Le volume  $V$  d'une couche de sédiments peut alors être calculé en retranchant le volume du demi-ellipsoïde représentant la base de la couche de celui du demi-ellipsoïde représentant son sommet, soit :

$$V = \pi \frac{D_M D_m H}{6},$$

où  $D_M$  et  $D_m$  représentent les diamètres maximal et minimal de la couche de sédiments et  $H$  son épaisseur, c'est-à-dire la différence de hauteur entre les deux demi-ellipsoïdes. Ce modèle géométrique présente en outre l'avantage de prendre en compte le biseau sédimentaire situé à la périphérie des couches de sédiments.

Pour apprécier la pertinence de ce modèle, nous pouvons comparer la surface théorique d'un hémisphère de forme ellipsoïdale avec la surface réelle de la topographie sous-lacustre, qui est connue avec précision grâce aux relevés bathymétriques du fond du lac (Decobert & Bonifay, 1991). Le calcul informatique de la surface réelle de la topographie sous-lacustre à partir de la numérisation des isobathes du lac donne un résultat de 439 346 m<sup>2</sup>. La surface d'un demi-ellipsoïde peut être calculée à partir des formules géométriques usuelles, selon que l'on considère ou non la circularité du Lac du Bouchet.

Pour un lac de 700 x 750 m de diamètre – soit un rayon  $a \times b$  de 350 x 375 m – et d'une profondeur  $c$  de 28 m, la surface théorique  $S$  du fond de ce lac est exprimée par :

$$S = 2\pi \left( \frac{a^p b^p + a^p c^p + b^p c^p}{3} \right)^{1/p},$$

soit, avec  $p = 1,6$ , un résultat de 423 618 m<sup>2</sup>.

Pour un lac circulaire avec un diamètre moyen de 725 m – soit un rayon  $a$  de 362,5 m – et une profondeur  $c$  identique à la précédente, la surface  $S$  se calcule ainsi :

$$S = \pi \left( a^2 + c^2 \frac{\tanh^{-1} \sin \alpha}{\sin \alpha} \right),$$

soit, avec l'excentricité angulaire  $\alpha = \cos^{-1}(c/a)$ , un résultat de 420 860 m<sup>2</sup>.

Dans les deux cas, on peut constater une marge d'approximation relativement faible de  $\pm 2 \%$  par rapport à la

surface topographique sous-lacustre réelle, ce qui démontre la fiabilité du modèle géométrique choisi pour modéliser la forme de la surface-enveloppe d'une couche de sédiments intracratériques.

La deuxième étape consiste ensuite à calculer la masse des sédiments érodés provenant du bassin versant. Pour cela, il est nécessaire, d'une part, de retrancher du volume  $V$  (cf. supra) la part des matériaux allogènes contenus dans les sédiments ( $\rho_a$ ), tels la matière organique et les dépôts éoliens périglaciaires, et, d'autre part, de multiplier le volume ainsi obtenu par la densité des sédiments intracratériques ( $\delta_s$ ).

Les taux de matière organique ont été déterminés d'après les teneurs en carbone organique total mesurées par pyrolyse Rock Eval sur les sédiments des carottes issues du forage LDB-D (Truze, 1990). Concernant les dépôts éoliens allochtones, l'analyse morphoscopique des quartz a révélé que les quantités de loess sont dans l'ensemble faibles et limitées aux périodes les plus froides du dernier épisode glaciaire (Truze & Bonifay, 1984; Truze, 1990). Leur proportion est estimée à 10 % pour le Dryas ancien et les chronozones de Lanterne I et III. La densité des sédiments a été choisie en fonction du type de matériaux constituant la couche sédimentaire. Nous avons attribué aux dépôts argilo-silteux pléistocènes et aux gyttjas et vases argileuses holocènes des densités respectives de 1,8 et 1 g.cm<sup>-3</sup>, conformément aux valeurs habituellement retenues pour ces matériaux (Macaire *et al.*, 1997; Parasnis, 1997).

Finalement, les taux d'érosion  $T_e$  sont obtenus en divisant la masse des sédiments précédemment calculée par l'aire du bassin versant soumis à l'érosion ( $A_b$ ) et par la durée de sédimentation d'une couche de sédiments ( $\tau$ ). Ces taux, exprimés en t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, se calculent par la formule suivante :

$$T_e = \pi (1 - \rho_a) \frac{\delta_s D_M D_m H}{6 A_b \tau}$$

Les valeurs retenues pour l'épaisseur  $H$  d'une couche correspondent à la moyenne des épaisseurs de sédiments d'une même chronozone entièrement traversée par les forages (fig. 5). Le diamètre des couches de sédiments correspond à celui de la terrasse lacustre T3, qui représente le dernier cycle sédimentaire du Pléistocène supérieur et de l'Holocène et est approximativement limitée au diamètre du lac (700 x 750 m). L'aire de la surface du bassin versant soumis à l'érosion est de 0,985 km<sup>2</sup>. Les paramètres des variables et les résultats pour chaque chronozone sont reportés dans le tableau 2.

## 5 - INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Les taux précédemment calculés sont représentatifs de l'érosion globale (mécanique et chimique) à la surface du bassin versant. Toutefois, les caractéristiques lithologiques des roches du bassin versant n'ont pas dû être favorables à l'érosion chimique. En effet, les dépôts phréatomagmatiques autour du lac, formés en milieu

subaérien, sont principalement composés de clastes basaltiques dépourvus de verres, contrairement aux dépôts hydromagmatiques surtseyens, dont la phase vitreuse est souvent abondante. Par ailleurs, les données obtenues dans le Massif central au Lac Chambon, situé à une centaine de kilomètres au nord-ouest du Lac du Bouchet, dans un contexte paléoenvironnemental similaire, montrent que les flux dissous ont été beaucoup plus faibles que les flux particuliers au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Gay, 1995; Gay & Macaire, 1999).

Dans l'ensemble, le taux moyen d'érosion des sols dans le bassin versant du maar du Lac du Bouchet a varié de moins de 20 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à plus de 200 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> depuis l'Eémien (fig. 6). Les variations de quantité des flux sédimentaires et la vitesse d'érosion dans un cratère de maar peuvent s'expliquer par plusieurs facteurs d'ordre topographique, lithologique, bioclimatique ou, pour les périodes les plus récentes, anthropique (Degeai, 2004b). Dans le cas du Lac du Bouchet, les changements climatiques, en conditionnant les modifications du type de végétation présente dans le bassin versant, ont joué un rôle fondamental sur les variations cycliques de la vitesse d'érosion des sols constatées depuis l'Eémien.

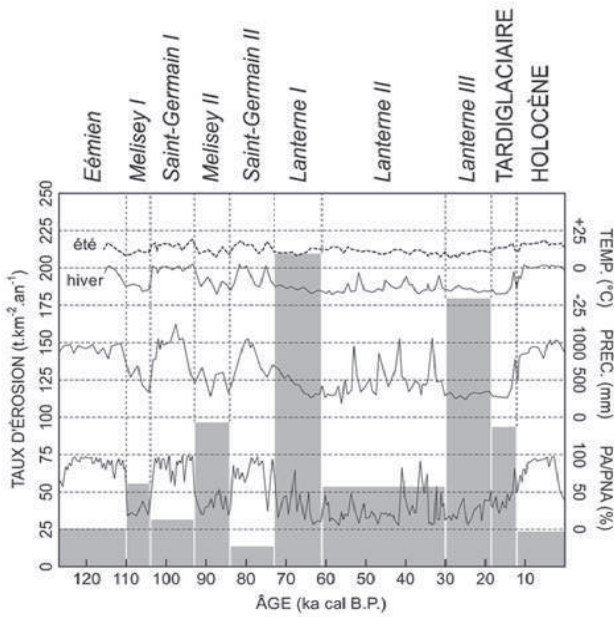
Chronozone	$H$	$\rho_a$	$\tau$	$T_e$
Subatlantique	57	0,15	2 750	49
Subboréal	29	0,17	2 650	25
Atlantique	30	0,16	3 600	20
Préboréal-Boréal	25	0,08	3 100	21
HOLOCÈNE	123	0,14	12 100	24
Dryas récent	6	0,01	700	43
Bolling-Allerod	16	0,01	2 500	32
Dryas ancien	135	0,11	3 200	189
TARDIGLACIAIRE	133	0,10	6 400	94
Lanterne III	464	0,11	11 500	180
Lanterne II	339	0,02	31 000	54
Lanterne I	570	0,12	12 000	210
Saint-Germain II	32	0,06	11 000	14
Melisey II	180	0,03	9 000	97
Saint-Germain I	73	0,05	11 000	32
Melisey I	68	0,02	6 000	56
Eémien	95	0,07	17 000	26

**Tab. 2 : Paramètres et résultats des calculs du taux d'érosion des sols dans le cratère du Lac du Bouchet.**

$H$  : épaisseur moyenne de la couche de sédiments intracratériques en cm;  $\rho_a$  : taux des matières allogènes contenues dans les sédiments;  $\tau$  : durée de sédimentation en années;  $T_e$  : taux moyen d'érosion en t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>.

Tab. 2: Parameters and results for the calculation of soil erosion rates in the "Lac du Bouchet" crater.  $H$ : mean thickness of the intracrateric sediment layer in cm;  $\rho_a$ : rate of allogeneous matter in sediments;  $\tau$ : duration of sedimentation in years;  $T_e$ : mean erosion rate in t.km<sup>-2</sup>.yr<sup>-1</sup>.





**Fig. 6 :** Évolution du taux d'érosion des sols dans le bassin versant du Lac du Bouchet depuis l'interglaciaire de l'Eémien.

PA/PNA: rapport entre les taux de pollen arboréen et de pollen non arboréen; PRÉC.: précipitations annuelles moyennes; TEMP.: températures mensuelles moyennes d'hiver et d'été. Données palynologiques et paléoclimatiques compilées d'après Reille & de Beaulieu (1988, 1990), Guiot *et al.* (1989, 1993), Cheddadi *et al.* (1998).

*Fig. 6: Evolution of soil erosion rates in the "Lac du Bouchet" watershed since the Eemian interglacial. PA/PNA: ratio between the rates of arboreal pollen and non-arboreal pollen; PRÉC.: mean annual rainfall; TEMP.: mean monthly temperatures in summer and winter. Palynological and palaeoclimatic data compiled from Reille & de Beaulieu (1988, 1990), Guiot *et al.* (1989, 1993), Cheddadi *et al.* (1998).*

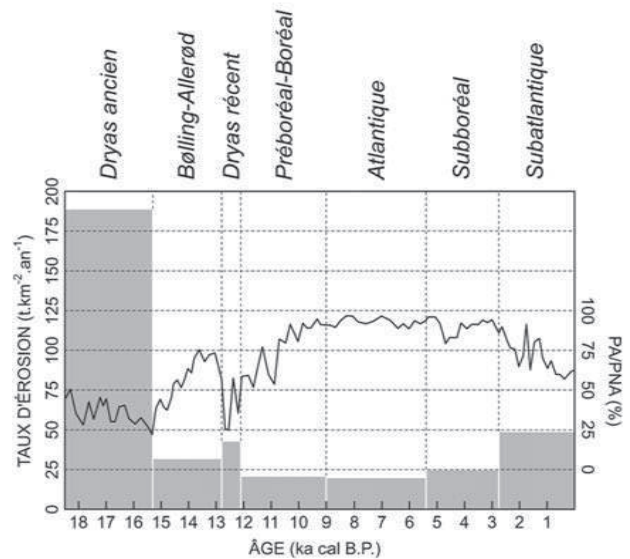
Les taux de dénudation ont été généralement très élevés au cours des périodes les plus froides de la dernière glaciation würmienne, avec des valeurs comprises entre 50 et 100 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> pendant le Tardiglaciaire et les stades de Melisey I et II, et des pics d'érosion jusqu'à 200 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> durant les maxima pléniglaciaires de Lanterne I et III. Au cours de ces périodes, le climat de l'Europe occidentale était froid et sec, avec des températures moyennes hivernales comprises entre -15 et -20°C et des précipitations annuelles moyennes inférieures à 500 mm (Guiot *et al.*, 1989, 1993).

Dans ces conditions climatiques particulièrement rudes, la végétation, basse et ouverte, était essentiellement composée de steppes ou de landes plus ou moins arbustives (Reille & de Beaulieu, 1990; Reille *et al.*, 2000). Le couvert végétal et les sols ne devaient probablement pas assurer une bonne protection du substrat vis-à-vis des agents morphogéniques périglaciaires. La roche-mère pouvait affleurer à nu ou bien n'être surmontée que par un horizon pédologique mince et peu évolué de type lithosol. L'activité cryoclastique a dû ainsi être efficace, notamment sur les dépôts phréatomagmatiques situés autour du Lac du Bouchet, qui contiennent des matériaux scoriacés plus poreux et facilement pulvérisables en fines particules. Ceci s'est traduit par une forte érosion dans le bassin versant et un apport élevé en matières détritiques argilo-silteuses dans le remplissage intracratérique.

À l'opposé, durant l'Holocène, l'interglaciaire Eémien et les interstades de Lanterne II et de Saint-Germain I et II, l'érosion a été moins forte et plus lente, avec des taux de dénudation inférieurs à 50 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (fig. 6). Ces périodes ont été caractérisées par un climat tempéré humide de moyenne montagne proche des conditions actuelles, avec des températures moyennes aux environs de 0°C en hiver et des précipitations comprises généralement entre 800 et 1000 mm par an (Guiot *et al.*, 1989; Cheddadi *et al.*, 1998).

Cet environnement a été favorable au développement d'un écosystème forestier, comme le montre la forte proportion de pollens arboréens contenus dans les sédiments de ces époques (Reille & de Beaulieu, 1990). Un meilleur taux de recouvrement végétal du sol, comparé aux périodes froides évoquées ci-dessus, a permis une protection du substrat contre l'érosion mécanique plus efficace. Dans ce contexte, la morphogenèse dans le bassin versant du Lac du Bouchet a été plus lente, avec un volume de flux particuliers moins important et une sédimentation lacustre plus fine et de nature plus organique.

Au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, on assiste à une nette baisse du taux d'érosion à partir des interstades du Bølling et de l'Allerød (fig. 7). Au Dryas ancien, le taux est encore élevé et proche de 200 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, dans la continuité de la forte dynamique érosive du stade glaciaire de Lanterne III. Par la suite, le rythme de l'érosion s'atténue, avec des taux systématiquement inférieurs à 50 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Le Dryas récent constitue la dernière récurrence froide avant le réchauffement post-glaciaire holocène. Cette péjoration climatique a engendré une détérioration du couvert végétal qui a induit un pic d'érosion bien mis en évidence dans le bassin versant du Lac du Bouchet.



**Fig. 7 :** Évolution du taux d'érosion des sols au Tardiglaciaire et à l'Holocène dans le bassin versant du Lac du Bouchet.

PA/PNA: rapport entre les taux de pollen arboréen et de pollen non arboréen (compilé d'après Reille & de Beaulieu, 1988).

*Fig. 7: Evolution of the Late Glacial and Holocene soil erosion rates in the "Lac du Bouchet" watershed. PA/PNA: ratio between the rates of arboreal pollen and non-arboreal pollen (compiled from Reille & de Beaulieu, 1988).*

Durant la première moitié de l'Holocène, les taux ont été particulièrement bas, avec un minimum de 20 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> pour l'optimum climatique de l'Atlantique. Ces taux reflètent le retour durable à un climax forestier lié au réchauffement post-glaciaire. Au cours de la seconde moitié de l'Holocène, on observe une nouvelle hausse du taux d'érosion. Après une légère augmentation au Subboréal, les taux doublent au Subatlantique, passant de 25 à près de 50 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>.

Cette hausse de l'intensité de l'érosion a accompagné une diminution cyclique du pourcentage de pollen arboréen, qui marque la dégradation progressive de l'état climacique naturel dans le bassin versant du Lac du Bouchet (fig. 7). La baisse enregistrée au début du Subboréal signale les premières déforestations régionales néolithiques d'origine anthropique. La présence de pollens de *Rumex* (oseille) et de *Plantago lanceolata* (plantain lancéolé) est significative de cultures en clairière et d'activités pastorales (Reille & de Beaulieu, 1988).

Une baisse plus marquée du taux de pollen arboréen s'est ensuite produite au début du Subatlantique, en relation avec la mise en valeur du territoire aux époques celte et romaine, marquées par une intensification des activités agricoles qui aboutirent à l'extension des clairières forestières (Reille *et al.*, 2000). De nouveaux défrichements ont ensuite eu lieu au cours du dernier millénaire. Toutes ces phases de déforestation ont contribué à renforcer les contraintes édaphiques exercées sur les sols et à rendre le couvert végétal moins dense, entraînant ainsi une accentuation des processus d'érosion dans le bassin versant du Lac du Bouchet.

D'une façon générale, ces résultats peuvent être comparés, à conditions bioclimatiques équivalentes, aux chiffres de l'érosion actuelle, compris le plus souvent entre 50 et 75 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> dans les milieux forestiers tempérés et entre 200 et 300 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> dans les milieux de steppes (Milliman & Meade, 1983 ; Meade, 1988). On peut ainsi constater que le taux d'érosion du Subatlantique au Lac du Bouchet est en accord avec ceux de la période actuelle. Pour les périodes plus anciennes, la comparaison en valeur absolue n'est pas forcément adaptée, compte tenu du facteur anthropique qui induit une surélévation des taux récents. En revanche, si l'on compare la variation relative de l'érosion entre les domaines de steppes et de forêts tempérées, on remarque un ordre de grandeur de 4 à 5 similaire à celui de la variation moyenne de l'érosion entre les périodes froides et tempérées du Pléistocène supérieur et de l'Holocène du Lac du Bouchet, ce qui démontre la fiabilité et la pertinence de nos résultats.

Plus spécifiquement, en ce qui concerne l'évolution régionale de l'érosion, les données disponibles sont peu nombreuses et généralement limitées au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Elles permettent notamment de mettre en évidence l'impact anthropique sur le milieu naturel durant la seconde moitié de l'Holocène, à l'origine d'une hausse de la vitesse d'érosion dans les bassins versants (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992). À titre d'exemple, les

taux mesurés dans deux petits bassins versants de la région du Quercy, au sud-ouest du Massif central, montrent une hausse de l'érosion de 20 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> au début de l'Holocène à plus de 100 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> à partir de la fin du Néolithique (Bertran, 2004). Cette hausse a été deux fois plus forte que celle observée au Lac du Bouchet à la même époque. Ceci témoigne vraisemblablement d'une densité de population moins élevée dans le secteur du Lac du Bouchet et d'une différenciation spatiale dans le degré d'anthropisation du territoire au cours du Subatlantique.

## 6 - CONCLUSION

La méthode de calcul du taux d'érosion des sols dans le bassin versant d'un cratère de maar présentée dans ce travail s'appuie sur la modélisation géométrique des couches de sédiments intracratériques. Ce type de relief volcanique se forme en milieu continental, aussi bien sur des plateaux volcaniques, des socles granitiques ou métamorphiques, que dans des bassins sédimentaires, et ceci quelle que soit la latitude. Cette méthode présente donc un champ d'application très large, permettant de mesurer les rythmes de l'érosion dans des contextes géologiques et environnementaux très diversifiés. De plus, cette méthode offre la possibilité d'exploiter un vaste domaine d'investigation temporel, particulièrement bien adapté à l'étude du Quaternaire.

Dans le cas du Lac du Bouchet, la vitesse de l'érosion a évolué de façon cyclique au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, en fonction des changements climatiques et du type de végétation présente dans le bassin versant. Les taux d'érosion ont varié entre 10 et plus de 200 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> depuis l'interglaciaire de l'Eémien. L'érosion a été plus forte durant les périodes les plus froides de la glaciation würmienne, pendant lesquelles la végétation était moins dense et peu développée. Au contraire, durant les périodes tempérées des interglaciaires et des interstades, le développement d'un couvert forestier a permis de limiter l'intensité de l'érosion. Par ailleurs, au cours de la seconde moitié de l'Holocène, la hausse des taux d'érosion dans le bassin versant du Lac du Bouchet souligne l'impact morphologique des multiples phases de déforestations d'origine anthropique entreprises à partir du Néolithique.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient Jean-Jacques Macaire et Michel Campy pour leur relecture attentive du manuscrit initial.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLISON A.C., 1983 - *Interpretation of reflection seismic profiles from lac du Bouchet*. Project report for Honoris degree of Geophysics, University of Edinburgh, 40 p.

- ANSELMETTI F.S., HODELL D.A., ARIZTEGUI D., BRENNER M., & ROSENMEIER M.F., 2007 - Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. *Geology*, **35**, 915-918.
- BERTRAN P., 2004 - Soil erosion in small catchments of the Quercy region (southwestern France) during the Holocene. *The Holocene*, **14**, 597-606.
- BONIFAY E., 1987 - La paléolimnologie en Velay : état d'avancement des travaux en 1985 et programmes internationaux. In E. Bonifay (ed.), *Travaux français en paléolimnologie*. Actes du colloque du Puy-en-Velay, 4, 5 et 6 octobre 1985. Documents du CERLAT, Le Puy-en-Velay, mémoire n° 1, 23-28.
- BONIFAY E., & TRUZE E., 1984 - Paléorivages et évolution des lacs et paléolacs du Velay (Massif Central français). *10<sup>e</sup> Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 3-6 avril 1984*, Société Géologique de France, Paris, p. 72.
- BONIFAY E., & TRUZE E., 1987 - Dynamique sédimentaire et évolution des lacs de maars : exemple du Velay. In E. Bonifay (ed.), *Travaux français en paléolimnologie*. Actes du colloque du Puy en Velay, 4, 5 et 6 octobre 1985. Documents du CERLAT, Le Puy-en-Velay, mémoire n° 1, 29-64.
- CAMPY M., BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H., & DURAND A., 1994 - Évolution des flux sédimentaires au cours du Postglaciaire : enregistrement dans le remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, série D, **319**, 103-109.
- CARN S.A., 2000 - The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **95**, 81-108.
- CHEDDADI R., MAMAKOWA K., GUIOT J., BEAULIEU J.L. DE, REILLE M., ANDRIEU V., GRANOSZEWSKI W., & PEYRON O., 1998 - Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143**, 73-85.
- DEARING J.A., & JONES R.T., 2003 - Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, **39**, 147-168.
- DECOBERT M., & BONIFAY E., 1991 - Bathymétrie et géomorphologie du Lac du Bouchet et de son bassin versant. In E. Bonifay (ed.), *Le Lac du Bouchet : I, Environnement naturel et étude des sédiments du dernier cycle climatique (depuis 120 000 ans B.P.)*. Documents du CERLAT, Le Puy-en-Velay, mémoire n° 2, 79-88.
- DEGEAI J.P., 2004a - Mesure de l'érosion post-éruptive autour des cratères de maars en inversion de relief dans le Massif central français. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **4**, 285-304.
- DEGEAI J.P., 2004b - Les lacs de cratère volcanique : un exemple dans le Massif central français. In D. Mercier (ed.), *Le commentaire de paysages en géographie physique. Documents et méthodes*. Armand Colin, Paris, 84-87.
- DEGEAI J.P., 2005 - *Mesure de l'érosion à différentes échelles spatio-temporelles autour des maars et des astroblèmes : exemples dans le Massif central français et le Québec*. Thèse de doctorat, Université Paris IV (Paris-Sorbonne), 451 p.
- GAY I., 1995 - *Évolution des flux minéraux pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène dans un bassin montagneux à roches magmatiques sous latitude moyenne. Le bassin du Lac Chambon, Massif Central, France*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 208 p.
- GAY I., & MACAIRE J.J., 1999 - Estimation des taux d'érosion chimique tardiglaciaires et holocènes par la méthode des bilans d'altération. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Série II, **328**, 387-392.
- GUIOT J., BEAULIEU J.L. DE, PONS A., & REILLE M., 1989 - A 140,000-yr climatic reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338**, 309-313.
- GUIOT J., BEAULIEU J.L. DE, CHEDDADI R., DAVID F., PONEL P., & REILLE M., 1993 - The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **103**, 73-93.
- GUITER F., ANDRIEU-PONEL V., BEAULIEU J.L. DE, CHEDDADI R., GUIOT J., CALVEZ M., PONEL P., REILLE M., KELLER T., & GOEURY C., 2003 - The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International*, **111**, 59-74.
- HEINZ T., REIN B., & NEGENDANK J.F.W., 1993 - Sediments and basin analysis of Lake Schalkenmehrener Maar. In J.F.W. Negendank & B. Zolitschka (eds.), *Paleolimnology of European maar lakes*. Springer-Verlag, Berlin, Lecture Notes in Earth Sciences, **49**, 149-161.
- MACAIRE J.J., BOSSUET G., CHOQUIER A., COCIRTA C., DE LUCA P., DUPIS A., GAY I., MATHEY E., & GUENET P., 1997 - Sediment yield during late glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. *Earth Surface Processes and Landforms*, **22**, 473-489.
- MEADE R.H., 1988 - Movement and storage of sediment in river systems. In A. Lerman & M. Meybeck (eds.), *Physical and chemical weathering in geochemical cycles*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 165-180.
- MILLIMAN J.D., & MEADE R.H., 1983 - World-wide delivery of river sediments to the oceans. *Journal of Geology*, **91**, 1-21.
- PARASNIS D.S., 1997 - *Principles of applied geophysics*. Chapman and Hall, London, 428 p.
- REILLE M., & BEAULIEU J.L. DE, 1988 - History of the Würm and Holocene vegetation in western Velay (Massif Central, France): a comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **54**, 233-248.
- REILLE M., & BEAULIEU J.L. DE, 1990 - Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**, 35-48.
- REILLE M., ANDRIEU V., BEAULIEU J.L. DE, GUENET P., & GOEURY C., 1998 - A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif central, France: for the period ca. 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5e). *Quaternary Science Reviews*, **17**, 1107-1123.
- REILLE M., BEAULIEU J.L. DE, SVOBODOVA H., ANDRIEU-PONEL V., & GOEURY C., 2000 - Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic sequence from the Velay region (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Science*, **15**, 665-685.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J., & WEYHENMEYER C.E., 2004 - IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- ROBERTS N., 1989 - *The Holocene. An environmental history*. Basil Blackwell, Cambridge, 227 p.
- STOCKHAUSEN H., & THOUVENY N., 1999 - Rock-magnetic properties of Eemian maar lake sediments from Massif Central, France: a climatic signature? *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 299-313.
- TEULADE A., MERGOIL J., & BOIVIN P., 1991 - Études géologiques et volcanologiques des environs du lac du Bouchet. In E. Bonifay (ed.), *Le Lac du Bouchet : I, Environnement naturel et étude des sédiments du dernier cycle climatique (depuis 120 000 ans B.P.)*. Documents du CERLAT, Le Puy-en-Velay, mémoire n° 2, 63-78.
- THOUVENY N., 1991 - *Variations du champ magnétique terrestre au cours du dernier cycle climatique (depuis 120 000 ans)*. Documents du CERLAT, Le Puy-en-Velay, mémoire n° 3, 349 p.
- THOUVENY N., BEAULIEU J.L. DE, BONIFAY E., CREER K.M., GUIOT J., COLE M., JOHNSON S., JOUZEL J., REILLE M., WILLIAMS T., & WILLIAMSON D., 1994 - Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, **371**, 503-506.
- TRUZE E., & BONIFAY E., 1984 - Sédimentation dans un lac de maar actuel : le lac du Bouchet (Cayres, Haute-Loire). *10<sup>e</sup> Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 3-6 avril 1984*, Société Géologique de France, Paris, p. 527.
- TRUZE E., 1990 - *Étude sédimentologique et géochimique des dépôts du maar du Bouchet (Massif Central, France). Évolution d'un système lacustre au cours du dernier cycle climatique (0 - 120 000 ans)*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille II, 242 p.
- TRUZE E., & KELTS K., 1993 - Sedimentology and paleoenvironment from the maar Lac du Bouchet for the last climatic cycle, 0-120,000 years (Massif Central, France). In J.F.W. Negendank & B. Zolitschka (eds.), *Paleolimnology of European maar lakes*. Springer-Verlag, Berlin, Lecture Notes in Earth Sciences, **49**, 237-275.
- TZEDAKIS P.C., ANDRIEU V., BEAULIEU J.L. DE, BIRKS H.J.B., CROWHURST S., FOLLIERI M., HOOGHMESTRA H., MAGRI D., REILLE M., SADORI L., SHACKLETON N., & WIJMSTRA T.A., 2001 - Establishing a terrestrial chronological framework as a basis for biostratigraphical comparisons. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1583-1592.
- VAN VLIET-LANOË B., HELLUIN M., PELLERIN J., & VALADAS B., 1992 - Soil erosion in Western Europe: From the last interglacial to the present. In M. Bell & J. Boardmann (eds.), *Past and Present Soil Erosion: Archaeological and Geographical Perspectives*. Oxbow Books, Oxford, Oxbow Monograph, **22**, 101-114.

- WEGNER F., & NEGENDANK J.F.W., 1993** - Basin analysis for selected time-frames using sedimentation rates in Lake Meerfelder Maar (Westefel, FRG). In J.F.W. Negendank & B. Zolitschka (eds.), *Paleolimnology of European maar lakes*. Springer-Verlag, Berlin, Lecture Notes in Earth Sciences, **49**, 173-194.
- WILLIAMS T., THOUVENY N., & CREER K.M., 1998** - A normalised intensity record from Lac du Bouchet: geomagnetic palaeointensity for the last 300 kyr? *Earth and Planetary Science Letters*, **156**, 33-46.
- ZOLITSCHKA B., 1998** - A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually lake sediments. *Geomorphology*, **22** (1), 1-17.