



# LES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES DISTAUX : CARACTÉRISATION, ÉTABLISSEMENT DE TÉPHROSTRATIGRAPHIES DE RÉFÉRENCE, TAPHONOMIE ET RELATIONS HOMME/VOLCAN

Habilitation à Diriger des Recherches  
**Gérard VERNET**  
Mars 2011

## TOME III



Soutenu le 9 septembre 2011 devant un jury composé de :

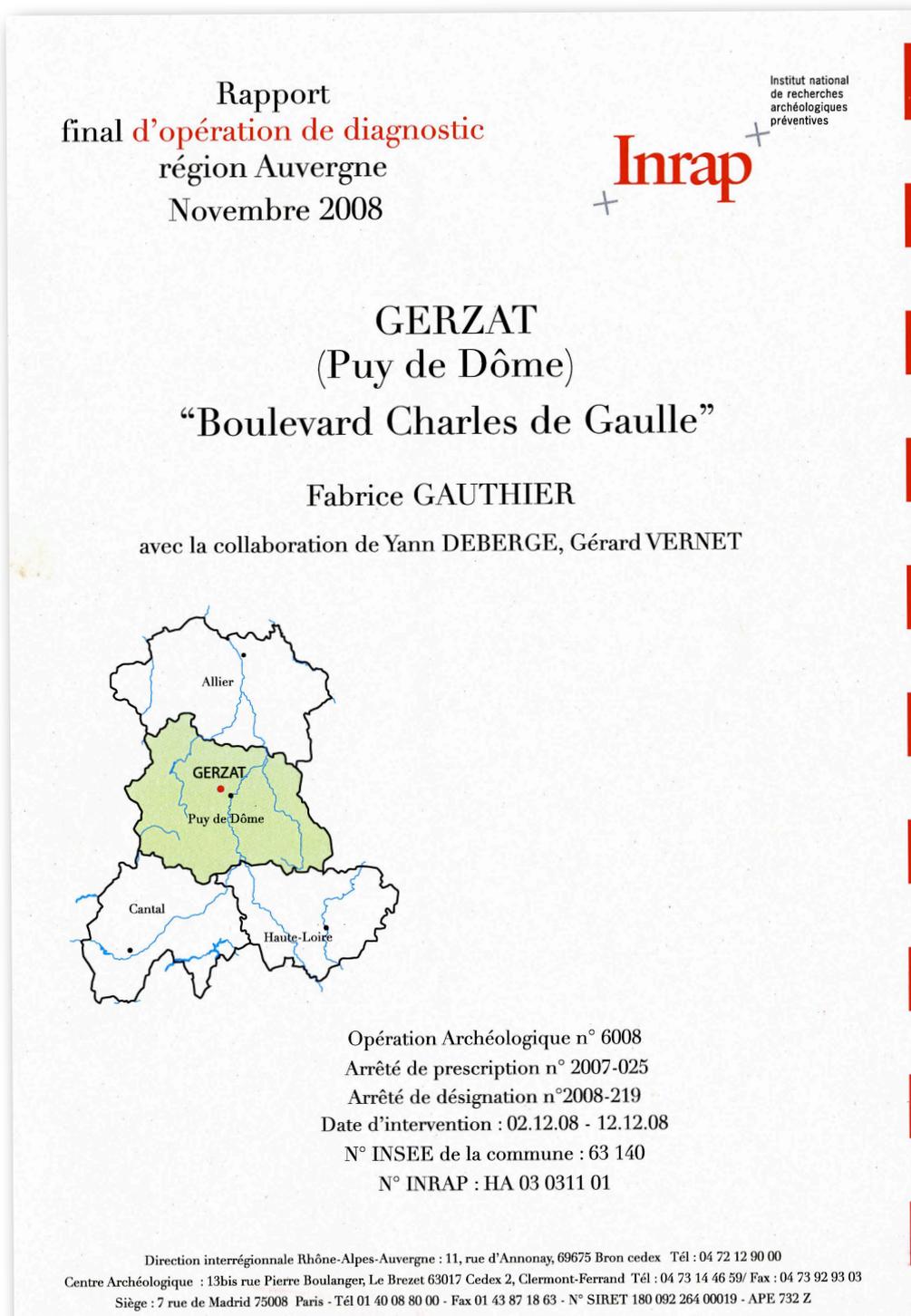
- Alain Gourgaud, Professeur Émérite, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), UMR 6524 CNRS (responsable tutélaire)
- Marie-Hélène Moncel, Directeur de recherche au CNRS, UMR 7194 et MNHN, Paris (rapporteuse)
- Pierre Boivin, Chargé de Recherche CNRS, Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), UMR 6524 CNRS-UBP (rapporteur)
- Jean-Louis Bourdier, Professeur, OSUC, ISTO et UMR 6113 CNRS/Université d'Orléans (rapporteur)
- Marie-Françoise André, Professeur de géographie, GEOLAB-UMR 6042 CNRS-MSH-UBP
- Claude Albore-Livadie, Directeur de Recherche au CNRS, Centre Jean Bérard, Naples
- Jean-Paul Raynal, Directeur de Recherche au CNRS, Université de Bordeaux 1, PACEA/UMR 5199

Le Tome III regroupe :

- Exemple de contribution de téphrostratigraphie dans un rapport d'opération de diagnostic archéologique (INRAP) conduite en Limagne (Puy-de-Dôme, France).
- Une sélection de publications regroupées suivant les trois secteurs d'étude (Le Massif Central français ; L'Italie du Sud ; La Martinique).

## Exemple de contribution de téphrostratigraphie dans un rapport d'opération de diagnostic archéologique (INRAP) conduite en Limagne (Puy-de-Dôme, France) :

*Afin d'illustrer ma production de « littérature grise » résultant de mon emploi comme ingénieur chargé de recherche à l'INRAP (Institut National de Recherches Archéologiques Préventives) (cf. liste des rapports AFAN/INRAP, p. 41), j'ai sélectionné le rapport d'une opération d'archéologie préventive (diagnostic) réalisée en 2008 sur la commune de Gerzat (63) (Gauthier, 2008). Mon intervention comme géoarchéologue avait comme but de définir le contexte stratigraphique de la zone d'étude.*



## SOMMAIRE

### AVERTISSEMENT

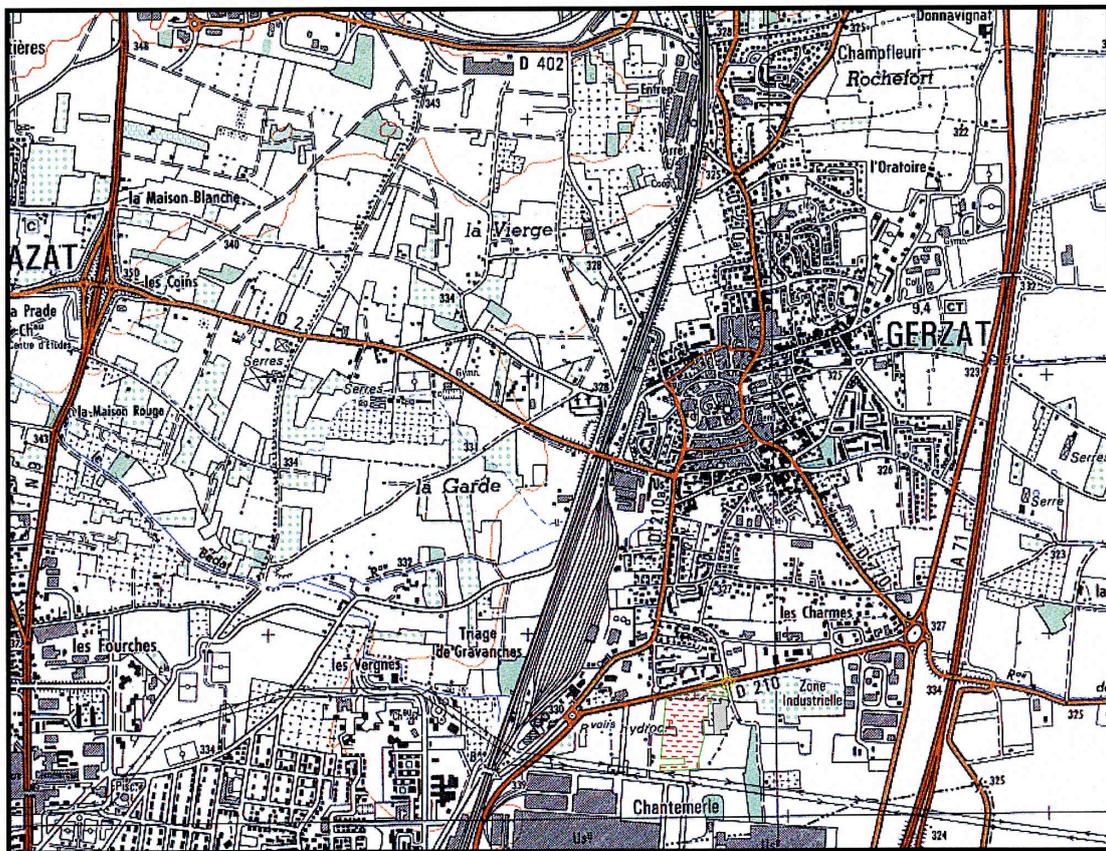
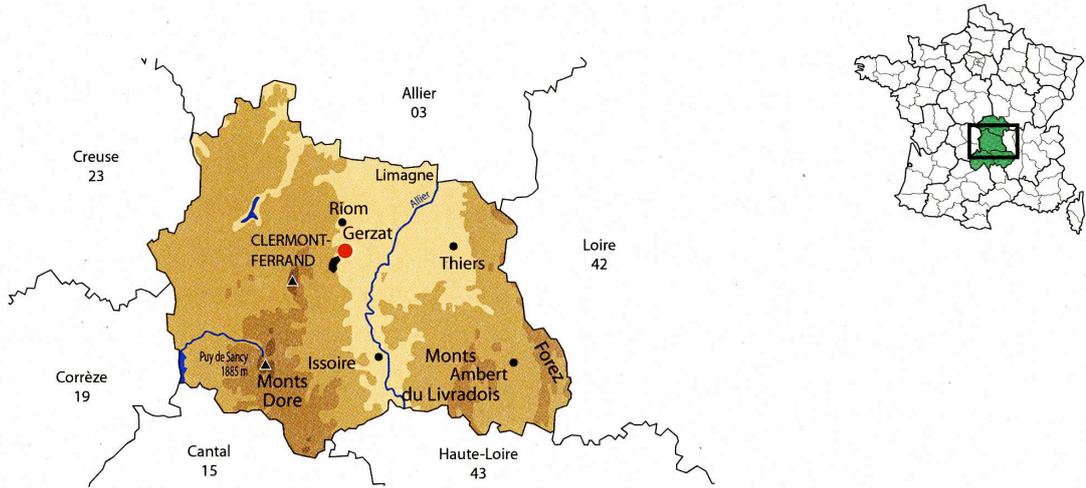
### SECTION 1 : DONNEES ADMINISTRATIVES

FICHE SIGNALÉTIQUE .....	9
MOTS CLES DES THESAURUS .....	10
LISTE DES INTERVENANTS ET MOYENS MIS EN OEUVRE .....	11
NOTICE SCIENTIFIQUE .....	12
TABLEAU RECAPITULATIF DES RESULTATS .....	13
PIECES COMPLEMENTAIRES .....	19
Arrêté de prescription (SRA d'Auvergne) .....	21
Arrêté de désignation (SRA d'Auvergne) .....	29
Projet de diagnostic (INRAP Auvergne) .....	33

### SECTION 2 : RESULTATS DE L'INTERVENTION

I. INTRODUCTION .....	39
1.1 Circonstances de l'intervention .....	39
1.2 État des connaissances avant l'opération .....	39
1.2.1 Contexte géographique et géologique .....	39
1.2.2 Contexte archéologique .....	39
1.3 Stratégie et méthodes mises en œuvre .....	40
1.3.1 Technique de sondage .....	40
1.3.2 Etude et archivage des données .....	40

2. L'OCCUPATION ARCHEOLOGIQUE .....	41
2.1 Généralités, contexte stratigraphique .....	41
2.2 L'occupation protohistorique de l'âge du Bronze .....	46
2.3 L'occupation de la Tène B2/C1 ou C1 .....	46
2.4 Les structures gallo-romaines et postérieures (Sd 2, 11, 13, 17, 36) .....	47
3. LE MOBILIER CERAMIQUE .....	48
3.1 Quantification .....	48
3.2 Le mobilier de l'âge du Bronze .....	49
3.3 Un élément du Hallstatt D3/La Tène A .....	50
3.4 Le mobilier Laténien .....	50
3.5 Le mobilier gallo-romain, médiéval et ou moderne .....	52
4 SYNTHÈSE DES DONNEES .....	52
TABLE DES ILLUSTRATIONS .....	54
ILLUSTRATIONS .....	59
<b>SECTION 3 : INVENTAIRES</b> .....	
Inventaire des structures .....	93
Inventaire du mobilier par caisses .....	103
Inventaire des unités stratigraphiques et des structures ayant livrées de la céramique .....	107
Inventaire de la céramique .....	115
Inventaire la documentation graphique .....	121
Inventaire des photographies numériques .....	125
Inventaire des documents numériques et de la documentation écrite .....	129



D.A.O. : P. Combes

<b>Planche 1</b>	
GERZAT (63) - Bd Ch. de Gaulle (RD 210)	OA 2007-6008
Responsable : F. Gauthier	
Localisation du site	

## 1. INTRODUCTION.

### 1.1. CIRCONSTANCES DE L'INTERVENTION.

Clermont communauté s'est porté acquéreur de parcelles situées à proximité de la RD212 afin de gérer un espace destiné à une extension de la zone artisanale sud de Gerzat. Elle est à l'origine de la prescription d'un diagnostic par le Service Régional de l'Archéologie, à laquelle répond cette campagne de sondages.

### 1.2. ETAT DES CONNAISSANCES AVANT L'OPERATION.

#### 1.2.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

Le secteur fait partie de la grande plaine d'effondrement oligocène de la Limagne, bordée à l'ouest par la chaîne des Puys. Les différents dépôts de comblements ont été affectés par les dynamiques fluviales et palustres du réseau hydrographique de la Tiretaine. Les paléochenaux, identifiés dans les parcelles voisines (Vermeulen *et al.* 2001), sont bien présents dans l'emprise comme le montrent les vues aériennes (Pl. 2).

Le terrain est actuellement occupé par des parcelles cultivées et des zones boisées au nord-est (parcelle BS85) et en jardin (parcelle BS94 incluse mais hors emprise).

#### 1.2.2. CONTEXTE ARCHEOLOGIQUE.

Le secteur est densément occupé par des occupations anciennes, essentiellement protohistoriques. Les environs sont documentés essentiellement par deux interventions archéologiques récentes :

- la fouille de « Chantemerle », contiguë à l'ouest, a permis d'étudier principalement un ensemble funéraire du Bronze ancien (7 enclos et 72 sépultures), une aire de rejet du Bronze final située en bordure du paléochenal ainsi qu'une série de batterie de fosse de combustion du premier âge du Fer (Vermeulen *et al.* 2001),
- l'évaluation archéologique de Gerzat, Zone industrielle sud « les Pradeaux, Champ Redon, les grands Rhonez, Pradoux » (Pouenat *et al.* 2005), qui a permis d'identifier 5 sites allant du Bronze moyen à l'époque romaine. Deux occupations sont en limite de notre emprise : au nord-est, le site n°3 du premier Âge du Fer ; le site n°4 daté du second âge du Fer.

De façon plus général, le secteur se trouve en périphérie du site laténien du Pâtural (Deberge, Collis, Dunkley 2007).

### **1.3. STRATEGIE ET METHODES MISES EN ŒUVRE.**

#### **1.3.1. TECHNIQUE DE SONDAGE.**

Les sondages ont été réalisés de manière à couvrir l'intégralité de la zone accessible. Ils ont été cantonnés à l'intérieur de l'emprise implantée par l'aménageur qui comprend une réduction de la superficie initiale au sud, le long du boulevard Charles de Gaulle et au nord sur une petite superficie boisée (pl. 3, tireté noir emprise réelle, tireté vert emprise matérialisée par l'aménageur). Les 59 sondages de 20 mètres de long, implantés en quinconce ont permis de sonder le secteur à environ 5%. La parcelle BS85 occupée par des friches a été également sondée en fin d'opération après un débroussaillage. Deux sondages profonds (Sd 21 et 42) ont également été réalisés afin d'étudier la séquence complète et les formations superficielles. Quelques extensions limitées ont été effectuées pour recouper les structures en creux.

#### **1.3.2. ETUDE ET ARCHIVAGE DES DONNEES.**

Afin de les caractériser morphologiquement et chronologiquement, les structures ont été partiellement fouillées ou sectionnées, ponctuellement pour les vestiges linéaires. Chaque structure et chaque horizon archéologiques ont fait l'objet d'un enregistrement approprié (description, photographie, relevé, prélèvement). Un fait archéologique, noté "F", désigne un aménagement particulier qui comprend en général plusieurs US. Les faits sont constitués de deux chiffres : le premier correspond au numéro de sondage ; le second au numéro de structure de 1 à n. Une unité stratigraphique, notée "US", est la plus petite unité de l'enregistrement stratigraphique. Elle est toujours le résultat d'une action humaine ou naturelle individualisable.

Le mobilier céramique protohistorique a été étudié par Yann Deberge, protohistorien. Des inventaires propres à chaque type d'archive figurent en annexes. Le développement qui suit présente l'occupation archéologique par périodes (3 volets, comprenant pour l'un l'étude du mobilier) ; les US et structures sont décrites en regard des stratigraphies et font l'objet d'un catalogue rejeté en annexe. Pour des raisons pratiques, les figures de l'étude céramique ont été intégrées au texte ; les autres sont rejetées et regroupées après le texte.

Les données topographiques sont rattachées au système Lambert et les altitudes au Nivellement Général de la France.

## 2. L'occupation archéologique.

### 2.1. GENERALITES, CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE.

Plus de la moitié des sondages (31 sur 59) ont livré des structures : Sd 2, 4, 5, 11, 17, 24-26, 28, 30-33, 36-41, 44, 46, 49-53, 55-58. Le niveau d'ouverture des structures, toutes époques confondues, oscille entre 0,5 et 1 mètre. La répartition des vestiges est hétérogène : la moitié nord est plus riche.

On trouve dans la moitié sud quelques fosses et peut-être calages d'époque gallo-romaine au plus tôt, un drain bien construit reconnu dans trois sondages (F 11-1, F13-1 et F 17-1). Dans la moitié nord, se trouve l'essentiel des structures en creux (fosses, trous de poteaux et fossés) attribuées essentiellement à la protohistoire.

2.1.2 Contexte géomorphologique : une séquence téphropalustre holocène au lieu-dit « Chantemerle » sur la commune de Gerzat (63) (Dr Gérard VERNET, Géologie du Quaternaire et Téphrostratigraphe)

#### Situation géomorphologique :

La carte géologique de Clermont-Ferrand à 1/50 000 (XXV-31) au droit du lieu-dit « Chantemerle » signale des « colluvions alimentées par les alluvions reposant sur le complexe de Limagne K ». Légèrement plus au Sud-Ouest de l'emprise, ces formations superficielles ont été reconnues sur une épaisseur de 4,1 m. À l'Est, la même épaisseur de 4,1 m est donnée à l'ensemble des formations superficielles reposant sur le substratum marneux de l'Oligocène. Le cadre géomorphologique de la zone diagnostiquée est bien connu et a été étudié (cf. C. BALLUT) en détail lors de la fouille de la nécropole de l'âge du Bronze de Chantemerle en 2001. On retiendra que l'on se trouve dans un secteur où le réseau hydrographique de la Tiretaine (et de ses affluents : ruisseau de la Chau et ruisseau des Guelles) est dense (nombreux chenaux d'orientation globalement Est – Ouest). Cette situation géomorphologique explique que les séquences sédimentaires observées sont largement constituées par des sédiments déposés en milieu humide (ou hydromorphe) et par des alluvions (chenaux, nappes et cônes liés aux cours d'eau). Comme classiquement en Limagne, ces secteurs sont favorables à la dilatation des séquences qui d'un point de vue chronologique couvrent en général un intervalle de temps allant de la fin du Tardiglaciaire (vers 14 000 ans : Alleröd) à l'Holocène (haut Moyen Age : Subatlantique). De plus, la partie inférieure de ces séquences comporte de nombreux niveaux riches en éléments d'origine éruptive qui sont soit des téphras en place, soit des alluvions mélanocrates provenant du remaniement direct des produits éruptifs de la Chaîne des Puys. Les séquences étudiées sont situées dans deux sondages profonds (sondages N° 21 et 42) localisés au Nord (sondage 42 ; séquence B) et au Sud de l'emprise (sondage 21 ; séquence A).

Description des séquences sédimentaires observées :

La séquence A (sondage 21) est la plus complète et permet de distinguer de haut en bas les niveaux suivants (Pl. 5) :

Niveau 1 (épaisseur : 0,40 m) : sédiment argileux brun correspondant à des colluvions portant la pédogenèse actuelle.

Niveau 2 (épaisseur : 0,30 m) : sédiment argileux gris correspondant à des colluvions. Ce niveau a été subdivisé en deux sous-niveaux : au sommet, 2a ne contient pas d'élément sableux alors qu'à la base 2b apparaît plus sableux. Au sommet de 2b, on note la présence de nodules limoneux de couleur rouge vif et de fragments anguleux de trachyte.

Niveau 3 (épaisseur : 0,20 à 0,30 m) : sédiment sablo-graveleux mélanocrate plus ou moins lité. Il s'agit d'alluvions remaniant des téphras. Sa limite inférieure est ravinante.

Niveau 4 (épaisseur : 0,10 m) : sédiment argileux, jaunâtre à orangé et contenant des éléments sableux dans sa partie basale. Il s'agit d'argiles palustres.

Niveau 5 (épaisseur : 0,022 m) : il s'agit d'un sédiment gris clair d'aspect cendré non lité. Ce niveau correspond au téphra CF5.

Niveau 6 (épaisseur : 0,30 m) : sédiment argileux, beige à orangé et plus ou moins sableux. Il s'agit d'un faciès « argiles palustres » proche du niveau 4. Sa limite inférieure est assez irrégulière et présente des déformations ainsi que des traces de perturbations biologiques.

Niveau 7 (épaisseur : 0,90 m) : il s'agit d'un sédiment sablo-graveleux mélanocrate. La partie supérieure (7a) est non litée alors que la partie inférieure (7b) présente un litage globalement plan. Sa limite inférieure est légèrement érosive. Il s'agit d'alluvions remaniant des téphras.

Niveau 8 (épaisseur : 0,05 m) : sédiment argileux beige passant au noir à la base. Il s'agit d'un faciès « argiles palustres » avec enrichissement en matière organique à la base.

Niveau 9 (épaisseur : 0,08 m) : sédiment sableux noir constitué de fragments laviques de type scorie. À la base (sur 0,04 m), on note la présence de xénoclastes clairs. Il s'agit d'un téphra de type « retombée aérienne » en position primaire.

Niveau 10 (épaisseur : 0,16 m) : sédiment argileux gris et organique. On note la présence de restes végétaux. Il s'agit d'argiles palustres.

Niveau 11 (épaisseur : 0,15 m) : sédiment sableux noir constitué de scories très vésiculées. À la base, on note la présence d'une lamine de sédiment plus fin et riche en xénoclastes. Il s'agit d'un téphra en position primaire de type « retombée strombolienne » avec à la base un dépôt de type « blast ». Ces caractéristiques permettent d'identifier le téphra CF3.

Niveau 12 (épaisseur : 0,10 m) : sédiment argileux gris et organique. On note la présence de restes végétaux. Il s'agit d'argiles palustres.

Niveau 13 (épaisseur : 0,17 m) : sédiment sableux noir bleuté constitué de fragments laviques de type scorie. Il s'agit d'un téphra de type « retombée aérienne » en position primaire dont le faciès et la position stratigraphique permettent de reconnaître le téphra CF1a.

Niveau 14 (épaisseur : 0,10 m) : sédiment argileux gris à noir et organique. On note la présence de restes végétaux. Il s'agit d'argiles palustres organiques correspondant à un sol de marais. La limite inférieure du niveau 14 est une limite diffuse de nature plus pédogénétique que sédimentaire.

Niveau 15 (épaisseur observée : 0,30 m) : sédiment constitué d'une matrice argileuse verdâtre contenant des éléments sableux et des fragments de marnes oligocènes. Il s'agit du faciès « argiles palustres tardiglaciaires » que l'on rencontre classiquement en Limagne.

La séquence B (sondage 42) permet de distinguer de haut en bas les niveaux suivants :

Niveau 1 (épaisseur : 0,90 m) : sédiment argileux brun à noir correspondant à des colluvions polygéniques portant au sommet la pédogenèse actuelle. On note à 0,60 m de profondeur des concrétions carbonatées qui marquent vraisemblablement un horizon pédogénétique d'accumulation.

Niveau 2 (épaisseur : 0,60 m à 1,00 m) : sédiment sablo-limoneux gris correspondant à des alluvions (Pl. 6). Ces alluvions forment un chenal bien marqué. La limite inférieure de ce niveau est nettement érosive. On note la présence d'une poche lenticulaire de sédiment sablo-graveleux plus ou moins lité. À la base de ce niveau, un galet mou (2g), contenant des fragments d'argile organique noire, des nodules limoneux rouge vif et des fragments anguleux de trachyte, a été observé.

Niveau 3 (épaisseur maximale : 0,65 m) : il s'agit d'un sédiment sablo-graveleux mélanocrate présentant un litage plus ou moins entrecroisé. Sa limite inférieure est légèrement érosive et présente des déformations. Il s'agit d'alluvions remaniant des téphras.

Niveau 4 (épaisseur : 0,05 m) : sédiment argileux beige passant au noir à la base. Il s'agit d'un faciès « argiles palustres » avec enrichissement en matière organique à la base. Le toit de ce niveau présente des déformations assez importantes.

Niveau 5 (épaisseur : 0,08 m) : sédiment sableux noir constitué de fragments laviques de type scorie. À la base (sur 0,04 m), on note la présence de xénoclastes clairs. Il s'agit d'un téphra de type « retombée aérienne » en position primaire.

niveau 6 (épaisseur : 0,09 m à 0,15 m) : sédiment argileux gris clair à restes végétaux. Il s'agit d'argiles palustres.

Niveau 7 (épaisseur : 0,15 m à 0,18 m) : sédiment sableux de couleur rouille constitué de scories très vésiculées noires. À la base, on note la présence d'une lamine de sédiment plus fin et riche en xénoclastes. Il s'agit d'un téphra en position primaire de type « retombée strombolienne » avec à la base un dépôt de type « blast ». Ce téphra est ici fortement altéré (oxydation, coloration rouille) par les battements de la nappe phréatique, cependant ces caractéristiques permettent de l'identifier au téphra CF3.

Niveau 8 (épaisseur : 0,10 m) : sédiment argileux gris et organique. On note la présence de restes végétaux. Il s'agit d'argiles palustres.

Niveau 9 (épaisseur : 0,17 m) : sédiment sableux noir bleuté constitué de fragments laviques de type scorie. Il s'agit d'un téphra de type « retombée aérienne » en position primaire dont le faciès et la position stratigraphique permettent de reconnaître le téphra CF1a.

Niveau 10 (épaisseur : 0,30 m à 0,40 m) : sédiment argileux gris à noir et organique. On note la présence de restes végétaux. Il s'agit d'argiles palustres organiques correspondant à un sol de marais. La partie centrale de ce niveau présente une coloration noire intense sur une épaisseur de 0,12 m. La limite inférieure du niveau 14 est une limite diffuse de nature plus pédogénétique que sédimentaire avec de nombreuses traces racinaires.

Niveau 11 (épaisseur observée : 0,30 m) : sédiment constitué d'une matrice argileuse verdâtre contenant des éléments sableux et des fragments de marnes oligocènes. Il s'agit du faciès « argiles palustres tardiglaciaires » remaniant les marnes oligocènes que l'on rencontre classiquement en Limagne.

#### Interprétation et apports à la reconstitution des paléoenvironnements :

Les téphras et le positionnement chronologique de la séquence :

La mise en évidence de plusieurs téphras (5) dans la séquence A permet de la placer précisément dans le temps. En effet, La base de la séquence est caractérisée par la présence d'un paléosol de marais (niveau 14) immédiatement recouvert par un téphra très caractéristique, le téphra CF1a (niveau 13) ce qui permet de situer sans ambiguïté la mise en place de ces deux niveaux dans l'Alleröd (vers 13 700 ans). Le niveau 11 correspond à un téphra très caractéristique de la cuvette clermontoise qui porte le nom de CF3 et qui est situé dans le Boréal (soit entre 8100 et 10 300 ans). Pour le sommet de la séquence, le niveau 5 correspond à un saupoudrage de cendres trachytiques (téphra CF5), provenant du puy Vasset, situés dans le Boréal et les fragments de trachyte (CF7 remanié) du niveau 2b sont datés de la fin du Boréal (vers 8630 + ou - 400 ans) et proviendraient du cratère Kilian.

En résumé, la séquence observée couvrirait environ 6000 ans de la fin du pléistocène supérieur (limite Dryas ancien -Alleröd, soit il y a 14 000 ans) correspondant à la limite entre les niveaux 15 et 14 et le début de l'Holocène (limite Boréal - Atlantique, soit il y a 8100 ans) correspondant à la limite entre les sous-niveaux 2b et 2a.

Importance des apports d'origine volcanique :

Dans la séquence la plus complète (séquence A), les apports d'origine volcanique sont :

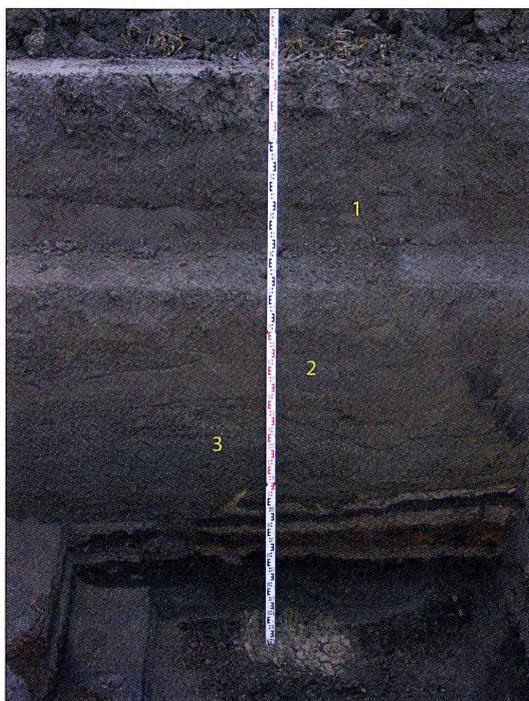
Des téphras (ou retombées aériennes) non remaniés : niveau 5 (téphra CF5), niveau 9 (téphra nouveau), niveau 11 (téphra CF3) et niveau 13 (téphra CF1a),

Des téphras (ou retombées aériennes) remaniés : fragments de trachyte au sommet du niveau 2b (téphra CF7),

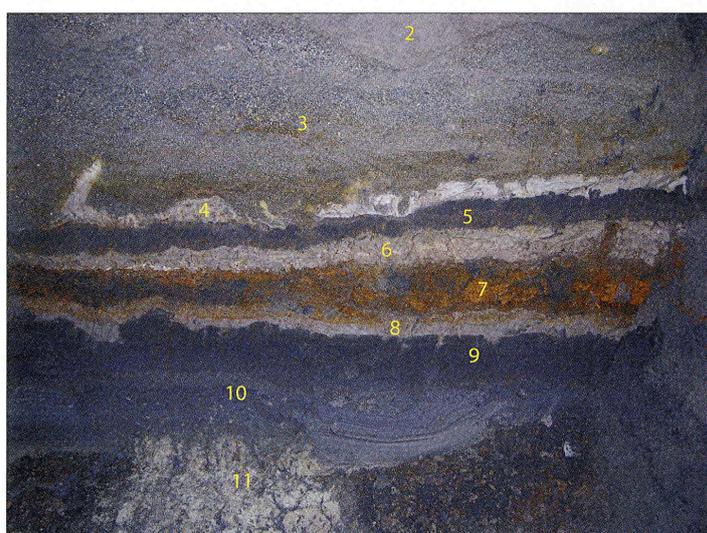
Des alluvions mélanocrates constituées par des éléments laviques provenant de retombées aériennes : niveau 3 (vraisemblablement téphra CF6 remanié) et niveau 7 (remaniement des téphras sous-jacents CF1, CF3, ...).

Les apports téphriques (seulement téphras en place : niveaux 5, 9, 11 et 13) constituent 12 % de la masse des sédiments accumulés au niveau de la séquence A. Si on ajoute la masse des alluvions mélanocrates, constituées à 95 % de téphras remaniés, (niveaux 3 et 7) alors les apports d'origine pyroclastique (téphras + alluvions mélanocrates) constituent 40 % de la masse des sédiments accumulés de cette même séquence. Ces pourcentages montrent - encore une fois - l'importance des apports d'origine téphrique dans les processus de colmatage des zones palustres de Limagnes à la fin du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène. Ces apports répétés ont accéléré le comblement des dépressions de Limagne et perturbé considérablement l'évolution des marais jusqu'au début de l'Atlantique (vers 8

## Séquence géologique A : Sd 42



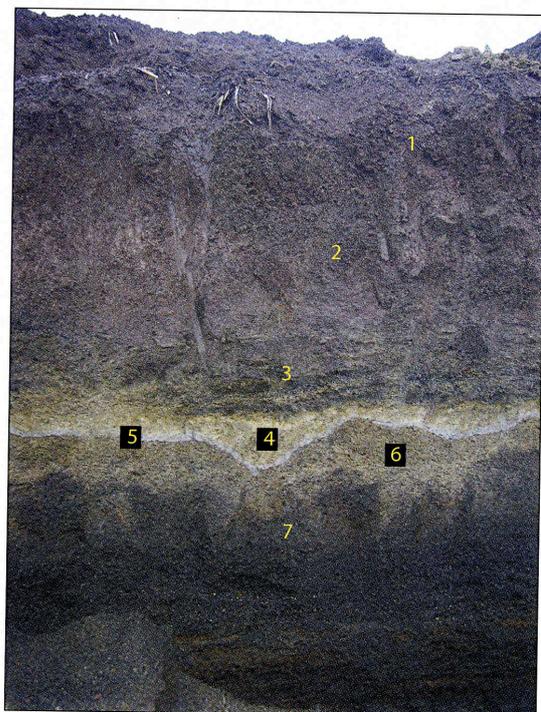
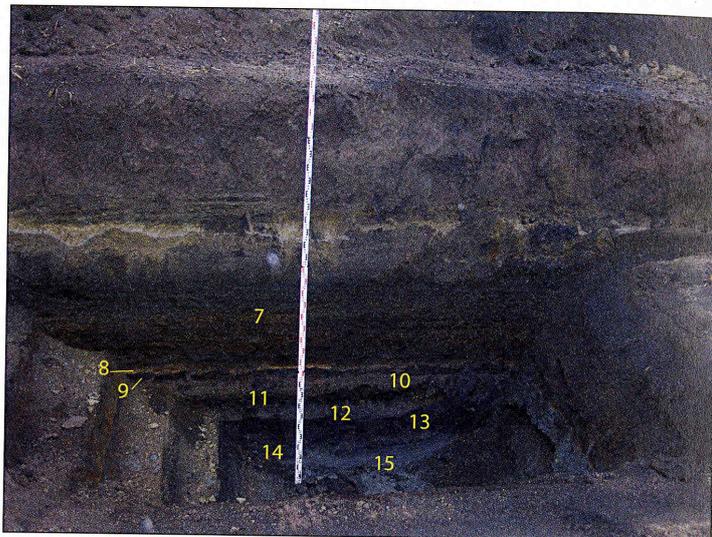
5 : niveau géologique 5 séquence A  
(étude géomorphologique, G. Vernet)

**Planche 5**

GERZAT (63) - Bd Ch. de Gaulle (RD 210)      OA 2007-6008  
Photo, DAO : F. Gauthier      Responsable : F. Gauthier

Sondage 42 : séquence géologique A

## Séquence géologique B : Sd 21



5 : niveau géologique 5 séquence B  
(étude géomorphologique, G. Vernet)

Planche 6	
GERZAT (63) - Bd Ch. de Gaulle (RD 210)	OA 2007-6008
Photo, DAO : F. Gauthier	Responsable : F. Gauthier
Sondage 21 : séquence géologique B	

000 ans) (Raynal J.-P., Vernet G. et Daugas J.-P., 2003). Il est donc particulièrement intéressant d'observer et d'étudier ces séquences qui nous permettent d'apporter souvent de nouvelles données pour la reconstitution des paléomilieus. Déjà en 1973, A. RUDEL choisit, pour son article « Activité paroxysmale de la Chaîne des Puys » (Bull. historique et scientifique de l'Auvergne, p. 1 à 11), une coupe située à « Palport » afin de montrer l'importance des retombées volcaniques dans les séquences palustres de Limagnes et le potentiel de telles coupes pour fournir un calage chronologique à ces événements éruptifs.

*Histoire sédimentaire du secteur de Chantemerle :*

Dans un milieu caractéristique de marais (niveaux 15 et 8) intervient le dépôt de trois retombées de cendres volcaniques (niveau 13 : téphra CF1a ; niveau 11 : téphra CF3 ; niveau 9 : nouveau téphra en cours de caractérisation) provenant de la Chaîne des Puys. L'amélioration climatique de l'Alleröd est marquée par le développement d'un sol de marais riche en matière organique (niveau 14). Ce milieu de marais est ensuite perturbé par la mise en place d'une nappe d'alluvions qui semble assez généralisée sur le secteur (niveau 7 a et b de la séquence A et niveau 3 de la séquence B) et qui pourrait intervenir durant la première partie du Boréal. Les conditions semblent revenir à l'existence d'un marais stable (niveaux d'argiles palustres : niveaux 6 et 4) dans lequel un niveau trachytique cendré (niveau 5 : téphra CF5), témoin de l'éruption du puy Vasset, est piégé. Un second épisode alluvial intervient alors (niveau 3) qui remanie vraisemblablement le téphra CF6 marqueur de la mise en place de la coulée du puy de Pariou. Après ce second épisode alluvial, on constate, sur la séquence A, un arrêt de la sédimentation palustre et la mise en place de niveaux de colluvions (niveaux 2a, 2b et 1). Un dernier apport d'origine éruptive, constitué de fragments anguleux de trachyte (CF7 remanié), est cependant à noter au sommet du niveau 2b et permet de situer la fin du Boréal et le début de l'Atlantique. Dans la partie Nord de l'emprise (cf. séquence B), le sommet de la séquence est différent et permet de compléter notre histoire sédimentaire avec des événements survenus à partir de l'Atlantique. En effet, au-dessus d'une limite érosive marquant l'existence d'un chenal, se met en place des dépôts de sables limoneux (niveau 2 de la séquence B). La mise en place érosive de ces alluvions explique l'absence des niveaux 7a à 2 observés sur la séquence A ; il s'agit donc d'une lacune par érosion. Cela est confirmé par la présence d'un galet mou (2g) contenant des éléments (nodules limoneux rouge et fragments de trachyte) constituant le sommet du niveau 2b de la séquence A. Dans les zones du Brézet et de Palport, situées plus au Sud, on retrouve des dépôts alluviaux qui peuvent être mis en relation avec cette nappe. Des vestiges du néolithique ancien sont présents alors vers la base de ces dépôts. Lors de la fouille de Chantemerle, il a été mis en évidence de nombreux chenaux d'orientation globalement Est-Ouest qui peuvent correspondre aux alluvions du niveau 2 de la séquence B et qui sont antérieurs au Bronze ancien. On peut donc proposer que le début de la mise en place de ces nappes alluviales intervient autour de 7000 ans, soit dans la première partie de l'Atlantique, et se termine un peu avant

peu avant 5000 ans, soit à la limite Atlantique – Subboréal. Trois épisodes alluviaux ont donc perturbé une séquence globalement palustre qui a enregistré cinq éruptions de la Chaîne des Puys.

## 2.2. L'OCCUPATION PROTOHISTORIQUE DE L'ÂGE DU BRONZE

Les vestiges de l'Âge du Bronze, représentés par 6 structures datées et une quarantaine de tessons, sont répartis en deux ensembles (étude céramique : un dans la moitié sud regroupant le matériel issu des sondages 14-15, 21-22 et 57 ; le second plus au nord regroupant les sondages 41, 46, 48, 49, 50, 53, 54.

Le premier ensemble n'est représentée que par une unique structure : la fosse F57.3 (D.>50cm, Pr. 38 cm) contenant 1 tesson dans son comblement. Le mobilier provenant des sondages 14-15 était conservé dans une couche de limon argileux apparaissant sous la couche végétale (pl. 7), celui des sondages 21 et 22, d'une couche de limon argileux à graviers à 0,4 m sous le sol (pl. 8). Les vestiges sont datés du bronze ancien (US 14.2) au bronze moyen, début Bronze final (US 15.4).

Le second ensemble plus au nord regroupent 5 structures : 4 fossés (F 41.5, F49.1, F50.1, et F 53.1) et une concentration de céramique (F46.1). On remarque que les fossés sont orientés Nord-Sud avec des largeurs variant entre 35 cm (F50.1) et 1,1 m (F41.5). Les structures appartiennent également au Bronze ancien (F41.5, F46.1) et au bronze moyen, début du bronze final (F49.2 et F53.1).

Ces vestiges peuvent être mis en relation avec l'occupation funéraire de « Chantemerle » mise en évidence quelques 200 m à l'ouest (Vermeulen et *al.* 2001) et l'occupation du petit site des « Pradeaux » du bronze moyen situé 300m à l'est (Poenat *et al.* 2005, « site n°5 »).

## 2.3. L'OCCUPATION DE LA TÈNE B2/C1 OU C1

Un ensemble de 13 structures concentrées dans la partie médiane de l'emprise (pl. 25-26) est daté par le mobilier céramique de la Tène B2/C1 ou C1 (Voir étude Y. Deberge). Il s'agit essentiellement de fossés (F24.1, F25.1, F 31.1, F32.4, F33.2, F38.1, F38.2 et F 40.1), de deux fosses (F 30.1, F31.1 ?) et d'un trou de poteau (F32.2). Ce dernier fonctionne vraisemblablement avec les deux autres trous de poteaux voisins F 32.1 et F32.3 (pl. 17) sans mobilier associé. Ces structures en creux sont difficiles à percevoir et c'est souvent la présence de faune et de céramique qui permet de restituer la partie supérieure de la structure qui se confond avec les limons bruns. On ne perçoit véritablement l'ouverture de ces structures qu'à partir de la couche marneuse contenant des sables et des éléments de trachyte (entre – 50 et – 70 cm sous le sol). La fosse F30.1 de grandes dimensions perce le même horizon que les trous de poteaux.

## ***Publications sélections***

# LISTE DES PUBLICATIONS

Dans la liste ci-dessous, les publications encadrées correspondent aux publications sélectionnées jointes au manuscrit de cette HDR.

- 1 - VERNET G. (1981) - Découverte d'une statuette chasséenne à Prompsat, *Brayauds et Combrailles*, N°28 (N.S. N°10), p. 8-9.
- 2 - VERNET G. et BARTHELEMY S. (1983) - Nouvelles données sur le Chasséen en Basse-Auvergne, *Bull. de la Soc. d'Anthropologie du Sud-Ouest*, t. 18, N°3, p. 127-132.
- 3 - DAUGAS J.P., ROGER J.M. et VERNET G. (1984) - Les statuettes chasséennes en céramique du Massif Central (Puy-de-Dôme, Haute-Loire, Gard), *Actes du 8ème Colloque interrégional sur le Néolithique*, le Puy 1981, Clermont-Ferrand, CREPA Ed., p. 185-196.
- 4 - VERNET G. et PAQUEREAU M.M. (1986) - Le cours moyen de la Morge (Puy-de-Dôme) au Pléistocène : éléments de chronologie et de paléoenvironnements, *11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand*, S.G.F. Ed., Paris, p. 181.
- 5 - MAGOGA L., VERNET G. et TUFFERY C. (1986) - Le peuplement préhistorique de la région de Vichy : Relations avec les formations alluviales de l'Allier, *11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand*, S.G.F. Ed., Paris, p. 118.
- 6 - BRACCO J.P., VERNET G. et VIALLET P. (1987) - Le Serre-de-la-Fare (Haute-Loire) : Méthodologie et résultats d'une étude d'impact, *R.A.C.F.*, t. 26-2, p. 210-211.
- 7 - VERNET G. et DELPUECH A. (1987) - Fosses protohistoriques à Davayat, in : Deux millions d'années en Auvergne, *Archéologie et Autoroute A 71*, p. 37.
- 8 - RAYNAL J.P., MIALLIER D., VERNET G., FAIN J., CAMUS G., MONTRET M., DAUGAS J.P. et SANZELLE S. (1988) - Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachy-andésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France), *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, p. 1547-1552.
- 9 - VERNET G. (1989) - in RAYNAL J.P. et al. (1989) - Les minéraux en grains du forage GEOCLER I (p. 55-56) et Caractérisation minéralogique des formations alluviales en grande Limagne septentrionale (p. 84-87). in *ATP du CNRS Approches nouvelles en Archéologie par les méthodes de la Physiques, de la Chimie, des Mathématique et des Sciences de la terre. Projet Approche du peuplement préhistorique en zone volcanique active. Rapport final*. Institut du Quaternaire de l'Université de Bordeaux 1 Ed., 31 décembre 1988, 123 p., diffusion restreinte.
- 10 - VERNET G., RAYNAL J.P., MIALLIER D., PILLEYRE T., FAIN J., SANZELLE S. et MONTRET M. (1990) - La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France), *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, Série II, p. 1077-1082.
- 11 - MAGOGA L., VERNET G. et TUFFERY C. (1991) - Le peuplement préhistorique de la région de Vichy : relations avec les formations alluviales de l'Allier. in *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, Actes des Sumposiums 11 et 17 de la 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, 1986, *Cahiers du Quaternaire N°16*, p. 225-240.
- 12 - VERNET G. et PAQUEREAU M.M. (1991) - Le cours moyen de la Morge et de ses affluents (Puy-de-Dôme, France) au Pléistocène : éléments de chronologie et de paléoenvironnement, in *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, Actes des Symposiums 11 et 17 de la 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, 1986, *Cahiers du Quaternaire N°16*, p. 431-449.
- 13 - VERNET G. (1991) - Deux niveaux de retombées volcaniques à la base des travertins hydrothermaux de Gimeaux, in : *Le monde extraordinaire des sources de Gimeaux*, H. GIRARD éd., 2ème trimestre 1991, p. 7-9.
- 14 - LEFEVRE D., PILLEYRE T., VERNET G. et RAYNAL J.P. (1991) - Datation per termoluminescenza della serie di Venosa-Notarchirico. *Istituto italiano di Preistoria e Protostoria, XXX Riunione scientifica "Paleosuperfici del Pleistocene e del primo olocene in Italia - Processi di formazione e interpretazione"*, Venosa ed Isernia, 26 ottobre 1991, Résumés, p. 7.
- 15 - MAGOGA L., RAYNAL J.P. et VERNET G. (1991) - Une industrie préacheuléenne en Brivadois (Haute-Loire, France). *Revue Archéologique du Centre de la France*, t. 30, p. 151-157.

16 - **VERNET G.** (1992) - *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif Central français), minéraux denses et retombées.* Thèse de l'Université de Bordeaux 1, spécialité : Géologie du quaternaire, N° d'ordre : 724, 335 p.

17 - **VERNET G.** (1992) - Buxières-les-Mines, un atelier de production de bracelets en schiste. *AFAN-INFO*, N°5, décembre 1992, 1 p.

18 - **JUVIGNE E., KROONENBERT S., VELDKAMP A., EL ARABI A. et VERNET G.** (1992) - **Widespread Alleröd and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France.** *Quaternaire*, 3, (3-4), 1992, p. 137-146.

19 - **MENNESSIER-JOUANNET C. et VERNET G.** (1992) - Une fosse de la Tène ancienne au "Pied-de-l'Ane" commune de La Moutade (Puy-de-Dôme). *Revue Archéologique du Centre de la France*, t.31, 1992, p. 167-176.

20 - **MENNESSIER-JOUANNET C.** avec la collaboration de **VERNET G.** (1992) - Sites à fosses rubéfiées du 1er Age du Fer en Limagne d'Auvergne (Puy-de-Dôme). *Revue Archéologique du Centre de la France*, t.31, 1992, p. 21-39.

21 - **LEFEVRE D., RAYNAL J.P. et VERNET G.** (1993) - Sedimentary dynamics and tecto-volcanism in the Venosa basin (Basilicata). *Abstracts of Symposium "Quaternary stratigraphy in volcanic areas"*, INQUA SEQS, Rome, september 20-22, 1993, p. 43.

22 - **VERNET G., RAYNAL J.P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T. et SANZELLE S.** (1993) - Téphrostratigraphy of the last 160 ka in western Limagne (France). *Abstracts of Symposium "Quaternary stratigraphy in volcanic areas"*, INQUA SEQS, Rome, september 20-22, 1993, p. 61.

23 - **LEFEVRE D., RAYNAL J.P., PILLEYRE T., et VERNET G.** (1993) - Contribution à la chronostratigraphie de la série de Venosa-Notarchirico (Basilicata). in *Atti Della XXX Riunione Scientifica, Paléosuperfici del Pleistocene e del Primo Olocene in Italia. Processi di Formazione e Interpretazione.* Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze, p. 117-128.

24 - **POUENAT P. et VERNET G.** (1993) - Un atelier d'objets en schiste à Buxières-les-Mines (Allier). *Actes du XVIIème Colloque de l'AFEAF*, Nevers, 1993.

25 - **LEFEVRE D., RAYNAL J.P., VERNET G., PILLEYRE T., PIPERNO M., SANZELLE S., FAIN J., MIALLIER D. et MONTRET M.** (1994) - Sédimentation, volcanisme et présence humaine dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italie) au Pléistocène moyen : exemple du site de Notarchirico. *Bulletin de la Société préhistorique française*, t.91, n°2, p. 103-112.

26 - **RAYNAL J.P., VERNET G., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T., SANZELLE S. et DAUGAS J.P.** (1994) - Téphrostratigraphie et préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *Bulletin de la Société préhistorique française*, t.91, n°2, p. 149-157.

27 - **RAYNAL J.P., VERNET G., et VIVENT D.** (1994) - Des volcans et des hommes depuis le Tardi-glaciaire en basse Auvergne (massif Central, France). *Il sistema Uomo-Ambiente tra Passato e Presente*, Secondo Seminario Internazionale, Ravello, Villa Rufolo, 3-6 giugno 1994, Abstracts, 1 p.

28 - **VERNET G., RAYNAL J.P. et ALBORE-LIVADIE C.** (1994) - Un aspect distal de l'éruption des "ponces d'Avellino" : observations à la Starza (Ariano-Irpino, Italie). L'eruzione vesuviana delle "Pomici di Avellino" e la facies di Palma Campania (Bronzo antico), Ravello, Villa Rufolo. 15-17 luglio 1994, Abstracts, 1 p.

29 - **LEFEVRE D., RAYNAL J.-P., VERNET G., PILLEYRE Th., PIPERNO M., SANZELLE S., FAIN J., MIALLIER D. et MONTRET M.** (1994) - Sédimentation, volcanisme et présence humaine dans le bassin de Venosa (Basilicate, Italie) au Pléistocène moyen : exemple du site de Notarchirico, *Bull. de la Société Préhistorique française*, 91, 2, p. 103-112.

30 - **VERNET G.** (1995) - Les principes généraux de la téphrostratigraphie et l'enregistrement des éruptions tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys dans la cuvette de Clermont-Ferrand : exemple de la coupe de la rue de Blanzat à Clermont-Ferrand, in : *Livret de l'excursion de l'AFEQ en Auvergne, 26-27 Mai 1995*, sous la direction de : Alain de GOËR de HERVE et Bernard VALADAS, p. 5-8, Arrêt 1.

31 - **VERNET G. et RAYNAL J.P.** (1995) - **La tephra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français.** *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série IIa, p. 713-720.

32 - **VERNET G. et RAYNAL J.P.** (1995) - Upper pleistocene tephrostratigraphy in Western Limagne (France) and implications for prehistory. *Royal Geological Society*.

33 - VERNET G., SANZELLE S., MIALLIER D., FALGUERES C., PILLEYRE T., FAIN J., SOUMANA S., MONTRET M. et CAMUS G. (1995) - Découverte et datation d'un maar basaltique dans la cuvette de Clermont-Ferrand (Massif Central français) : le maar de la Gantière. *Revue d'Histoire Naturelle d'Auvergne*, Géologie en Auvergne Vulcania, n°537, 1995, p. 84-88.

34 - VERNET G., RAYNAL J.P. et VIVENT D. (1996) - La téphra de la rue Sous-les-Vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II* 310(1996), p. 325-331.

35 - PIPERNO M., LEFEVRE D., RAYNAL J.P., TAGLIACOZZO A. et VERNET G. (1997) - Préhistoire du bassin de Venosa au Pléistocène moyen, une révision d'après les recherches récentes à Notarchirico. *Abstracts du XIIIème Congrès U.I.S.P.P. de Forli (Italie)*, sous-section 5.1.

36 - VERNET G. et LALLEMAND V. (1997) - Bilan des recherches archéologiques menées sur le tracé du contournement autoroutier de Gannat (Allier), *Les Cahiers Bourbonnais*, n° 160, Été 1997, p. 68-72.

37 - VERNET G., RAYNAL J.P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T. et SANZELLE S. (1998) - Tephrostratigraphy of the last 160 Ka in Western Limagne (France). *Quaternary International*, vol. 47/48, p. 139-146.

38 - VERNET G. (1998) - Un exemple d'impact du volcanisme sur l'évolution d'un réseau hydrographique : l'éruption du maar de Saint-Hippolyte en Limagne septentrionale (France), *QUATERNAIRE, Hommes et Volcans*, volume 9, n°1, 1998, p 7-14.

39 - RAYNAL J.P., LEFEVRE D., VERNET G., PILLEYRE T., SANZELLE S., FAIN J., MIALLIER D. et MONTRET M. (1998) - Sedimentary dynamics and tecto-colcanism in the Venosa Basin (Basilicata, Italia). *Quaternary International*, Vol. 47/48, p. 97-105.

40 - RAYNAL J.P., VERNET G. et VIVENT D. (1998) - Des Volcans et des Hommes depuis le dernier interglaciaire en Basse Auvergne (Massif Central France). *Il sistema Uomo-Ambiente tra Passato e Presente, Secondo Seminario Internazionale*, Ravello, Villa Rufolo, 3-6 guigno 1994, *C.U.E.B.C. Ravello, EDIPUGLIA, Bari, 1998, p. 197-220.*

41 - KIEFFER G., VERNET G., RAYNAL J.P., JUVIGNE E., GAMBASSINI P., RONCHITELLI A.M. (1998) - Données nouvelles sur l'extension de l'ignimbrite campanienne, Italie. *Colloque INQUA/UISPP Téphrochronologie et co-existence hommes-volcans*, Brives-Charensac, 24-29 août 1998, Résumés, p. 102-104.

42 - LEFEVRE D., RAYNAL J.-P. et VERNET G. (1999) - Enregistrements pléistocènes dans le bassin de Venosa, in : *Notarchirico . Un sito del Pleistocene medio iniziale nel bacino di Venosa*, a cura di Marcello Piperno, Edizioni Osanna, 1999, museo « L. Pigorini », p. 139-173.

43 - RAYNAL J.-P., LEFEVRE D. et VERNET G. (1999) - Lithostratigraphie du site acheuléen de Notarchirico, in : *Notarchirico . Un sito del Pleistocene medio iniziale nel bacino di Venosa*, a cura di Marcello Piperno, Edizioni Osanna, 1999, museo « L. Pigorini », p. 175-205.

44 - VERNET G., RAYNAL J.-P., LEFEVRE D. et KIEFFER G. (1999) - Téphras distales dans les dépôts du Pléistocène moyen de Venosa, in : *Notarchirico . Un sito del Pleistocene medio iniziale nel bacino di Venosa*, a cura di Marcello Piperno, Edizioni Osanna, 1999, museo « L. Pigorini », p. 207- 233.

45 - VERNET G., RAYNAL J.-P. et ALBORE LIVADIE C. (1999) - La téphra d'Ariano Irpino, un aspect distal de l'éruption plinienne des ponces d'Avellino (Campanie), in : *L'erizione vesuviana delle « Pomici di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)*, a cura di Claude Albores Livadie, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali , Ravello, p. 119-124.

46 - KIEFFER G., VERNET G. et RAYNAL J.-P. (2000) - Reconnaissance de l'ignimbrite campanienne près du golfe de Policastro (Italie), jusqu'à 150 km de sa zone d'émission. Implications volcanologiques et paléoenvironnementales, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330(2000), p. 105-110.

47 - VERNET G. et RAYNAL J.-P. (2000) - Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France), *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330(2000), p. 399-405.

48 - VERNET G. et RAYNAL J.-P. (2000) - Hommes et volcans en Basse-Auvergne préhistorique, *Revue d'Auvergne*, Nouvelles archéologies, Du terrain au laboratoire, n°554-555, p. 76-87.

- 49 - DEBERGE Y. avec la collaboration de DUNKLEY J. et de **VERNET G.** (2000) – Un puits à cuvelage en bois de La Tène Finale (Le Brézet, Clermont-Ferrand, Puy de Dôme). *RACF*, tome 39, p. 43-62.
- 50 – POUX M. et **VERNET G.** (2001) - Sanctuaire protohistorique, *L'ARCHÉOLOGUE (Archéologie nouvelle)*, n°54, juin-juillet 2001, p. 42-45.
- 51 – EL GRAOUI M. et **VERNET G.** (2001) – Message du volcanisme du moyen Atlas (Maroc) dans la séquence quaternaire de Casablanca, *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 35-37.
- 52 – **VERNET G.** et RAYNAL J.-P. (2001) - Tephrostratigraphy of Limagne revisited. Implications for the Last Glacial and Holocene Prehistory, *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 111-116.
- 53 – KIEFFER G., **VERNET G.**, RAYNAL J.-P., GAMBASSINI P. ET RONCHITELLI A.-M. (2001) – Reconnaissance de l'ignimbrite campanienne en contexte archéologique entre Salerno et Policastro (Italie), *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 153-158.
- 54 – LEFEVRE D., RAYNAL J.-P., **VERNET G.**, KIEFFER G., PIPERNO M. et TAGLIACOZZO A. (2001) – Hommes et volcans au Pléistocène moyen dans le bassin de Venosa (Basilicate, Italia), *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 175-182.
- 55 – RAYNAL J.-P. et **VERNET G.**, avec la collaboration de M.-M. PAQUEREAU et G. PAPY (2001) – Sédiments, tephras et pollens dans le Complexe de Soleilhac (Blanzac, Haute-Loire), *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 191-209.
- 56 – **VERNET G.**, RAYNAL J.-P., KIEFFER G., CAMUS G., GUADELLI J.-L., VIVENT D., MIALLIER D., SANZELLE S., PILLEYRE Th., FAIN J. ET MONTRET M. (2001) – L'éruption trachytique du puy Chopine (Puy-de-Dôme, France) : Impacts proximaux et distaux et implications éoarchéologiques, *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 227-234.
- 57 – VIVENT D. et **VERNET G.** (2001) – Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France), *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDERAD, juillet 2001, p. 255-262.
- 58 - LEFEVRE D., RAYNAL J.-P. et **VERNET G.** (2001) – Les formations volcano-sédimentaires pléistocènes du Bassin de Venosa (Basilicate, Italie) : cadre stratigraphique et géochronologique des gisements de Venosa Loreto et Notarchirico, *Pré-Actes du XIVe Congrès de l'Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques (UISPP)*, Liège, 2-8 septembre 2001, p. 332-333.
- 59 - **VERNET G.** et RAYNAL J.-P. (2001) – Eruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leurs impacts sur les environnements, *Pré-Actes du XIVe Congrès de l'Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques (UISPP)*, Liège, 2-8 septembre 2001, p. 334.
- 60 – BERARD B., **VERNET G.**, KIEFFER G. et RAYNAL J.-P. (2001) – Les éruptions volcaniques de la Montagne Pelée et le premier peuplement de la Martinique, *Pré-Actes du XIVe Congrès de l'Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques (UISPP)*, Liège, 2-8 septembre 2001, p. 334.
- 61 – BERARD B., **VERNET G.**, KIEFFER G. et RAYNAL J.-P. (2002) – Les éruptions de la Montagne Pelée et le premier peuplement de la Martinique, in : RAYNAL (Jean-Paul), ALBORE-LIVADIE (Claude), PIPERNO (Marcello) dir., *Hommes et Volcans, De l'éruption à l'objet, Actes du symposium 15.2 du XIVe Congrès, UISPP, Liège, 2001, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°2, 2002, p. 7-14.*
- 62 - **VERNET G.** et RAYNAL J.-P. (2002) - Eruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leur impact sur les environnements, in : RAYNAL (Jean-Paul), ALBORE-LIVADIE (Claude), PIPERNO (Marcello) dir., *Hommes et Volcans, De l'éruption à l'objet, Actes du symposium 15.2 du XIVe Congrès, UISPP, Liège, 2001, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°2, 2002, p. 49-56.*
- 63 – LEFEVRE D., RAYNAL J.-P., **VERNET G.** et PIPERNO M. (2002) - Volcanisme et premiers peuplements en Italie méridionale : l'exemple du site de Notarchirico (Venosa, Basilicate), in : RAYNAL (Jean-Paul), ALBORE-LIVADIE (Claude), PIPERNO (Marcello) dir., *Hommes et Volcans, De l'éruption à l'objet, Actes du symposium 15.2 du XIVe Congrès, UISPP, Liège, 2001, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°2, 2002, p. 67-76.*
- 64 – POUENAT P. et **VERNET G.** (2002) - Un atelier de fabrication d'anneaux en schiste bitumeux à Buxières-les-Mines (Allier), in : MARANSKI (Didier), GUICHARD (Vincent) dir., *Les âges du Fer en Nivernais, Bourbonnais et Berry oriental,*

- 65 – VERNET G. (2002) - Les éruptions holocènes de la Chaîne des Puys et le peuplement mésolithique et néolithique ancien en Basse Auvergne (Massif central, France), in : *5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002, Préactes, 2002, p. 18.*
- 66 – SAINTOT S., PASTY J.-F., BALLUT Ch., FONTANA L., GEORJON C., TREFFORT J.-M. et VERNET G. (2002) - Principaux modes de conservations et approche fonctionnelle des occupations pré et protohistoriques du site Les Patureaux à Clermont-Ferrand, in : *5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002, Préactes, 2002, p. 22.*
- 67 - VERNET G. (2002) - Le Néolithique ancien (épicaldial) et le Néolithique moyen ancien sur le site du Brézet à Clermont-Ferrand (Massif central, France), in : *5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002, Préactes, 2002, p. 23-24.*
- 68 - RAYNAL J.-P., VERNET G. et DAUGAS J.-P. (2003) - Evolution récente de la Limagne d'Auvergne (France) : impacts du volcanisme et aspects des peuplements humains au Tardiglaciaire et à l'Holocène, in *Climatic-environmental variations and impact on man in the circum-mediterranean area during the Holocene, Territorio storico ed ambiente 3, a cura di Claude Albore Livadie e Franco Ortolani, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, p. 461- 475.*
- 69 – BERARD B., KIEFFER G., RAYNAL J.-P. et VERNET G. (2003) - Les éruptions volcaniques de la Montagne Pelée et le premier peuplement de la Martinique. *Actes du XIX<sup>e</sup> Congrès International d'Archéologie de la Caraïbe, Aruba 22-28 juillet 2001, AIAC, Publication of the Museo Archeologico Arube, Vol. 9, The Government of Aruba, Volume II, p. 70-87.*
- 70 – VERNET G. (2003) – La zone occidentale du complexe d'Aulnat (commune de Clermont-Ferrand) : bâtiments, rejets et dépôts en milieu marécageux au Brezet-Est. *Pré-Actes du XXVII<sup>e</sup> colloque international de l'A.F.E.A.F., Clermont-Ferrand, 29 mai au 1<sup>er</sup> juin 2003, p.24.*
- 71 – TREMENT F., VERNET G., ARGANT J., CABANIS M., DOUSTEYSSIER B., FOURMONT A., MENESSION-JOUANNET C., LOPEZ-SAEZ J.-A., MACAIRE J.-J. et PRAT B. (2003) – Le bassin de Sarliève : occupation du sol et paléo-environnement à l'Âge du Fer. *Pré-Actes du XXVII<sup>e</sup> colloque international de l'A.F.E.A.F., Clermont-Ferrand, 29 mai au 1<sup>er</sup> juin 2003, p.28.*
- 72 – MIALLIER D., SANZELLE S., PILLEYRE Th., VERNET G., BRUGIERE S. et DANHARA T. (2004) – Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France). *C. R. Géoscience 336 (2004), p. 1-8.*
- 73 – BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVE A. de, GOURGAUD A., LABAZUY P., LAROUZIÈRE F.-D. de, LIVET M., MERGOIL J., MAILLIER D., MOREL J.-M., VERNET G. et VINCENT P. M. (2004) - *Carte Volcanologique de la Chaîne des Puys Massif Central Français au 1/25 000, 4<sup>ème</sup> édition, Éditée et réalisée par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, Randonne, 63970 Aydat, 120X90 cm.*
- 74 – BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVE A. de, GOURGAUD A., LABAZUY P., LAROUZIÈRE F.-D. de, LIVET M., MERGOIL J., MAILLIER D., MOREL J.-M., VERNET G. et VINCENT P. M. (2004) – *Volcanologie de la Chaîne des Puys Massif Central Français, 4<sup>ème</sup> édition, Éditée par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, Randonne, 63970 Aydat, (avec la participation de Jannot S. et Raynal J.-P.), 180 p.*
- 75 – BLAIZOT F. et VERNET G. (2004) – La tombe en fosse campaniforme sur le site le Brezet à Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme, France), B.A.R. S1284 2004 : *Graves and Funerary Rituals during the Late Neolithic and the Early Bronze Age in Europe (2700 – 2000 BC)*, Proceedings of the International Conference held at the Cantonal Archaeological Museum, Sion (Switzerland), October 4<sup>th</sup>-7<sup>th</sup> 2001, edited by Marie Besse and Jocelyne Desideri, p. 43-49.
- 76 - VERNET G. (2004) – Le site badegoulien de plein-air de la Contrée Viallet à Gannat (Allier). *Volume des résumés du colloque « 1904-2004 Un siècle de Préhistoire et de Protohistoire dans le Massif Central : bilans et perspectives*, Comité Haute-Loire pour la commémoration du centenaire de la SPF, CDDP de Haute-Loire et Musée Crozatier, Le Puy en Velay, octobre 2004, p. 33.
- 77 - VERNET G. et RAYNAL J.-P. (2004) – Hommes et volcans en Basse Auvergne : nouvelles données téphrostratigraphiques et synthèse. *Volume des résumés du colloque « 1904-2004 Un siècle de Préhistoire et de Protohistoire dans le Massif Central : bilans et perspectives*, Comité Haute-Loire pour la commémoration du centenaire de la SPF, CDDP de Haute-Loire et Musée Crozatier, Le Puy en Velay, octobre 2004, p. 40.

- 78 - POUENAT P. et **VERNET G.**(2004) – La série céramique du Néolithique ancien du Brezet à Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme). *Volume des résumés du colloque « 1904-2004 Un siècle de Préhistoire et de Protohistoire dans le Massif Central : bilans et perspectives*, Comité Haute-Loire pour la commémoration du centenaire de la SPF, CDDP de Haute-Loire et Musée Crozatier, Le Puy en Velay, octobre 2004, p. 41.
- 79 - SAINTOT S., PASTY J.-F., avec la collaboration de ALIX Ph., BALLUT C., FONTANA L., GEORJON C., MACABEO G., TREFFORT J.-M., **VERNET G.** et WATTEZ J. (2004) – Taphonomie et fonction des occupations pré et protohistorique du site Les Patreaux à Clermont-Ferrand, Puy-de-Dôme, , *Préhistoire du sud-ouest 2004-supplément n°9 : 5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002*, p. 43-84.
- 80 - **VERNET G.** (2004) - Les éruptions holocènes de la Chaîne des Puys et le peuplement mésolithique et néolithique ancien en Basse Auvergne (Massif central, France), , *Préhistoire du sud-ouest 2004-supplément n°9 : 5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002*, p. 17-24.
- 81 - **VERNET G.** (2004) - Le Néolithique ancien (épiscardial) et le Néolithique moyen ancien sur le site du Brezet à Clermont-Ferrand (Massif central, France), , *Préhistoire du sud-ouest 2004-supplément n°9 : 5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002*, p. 85-90.
- 82 – DAUGAS J.-P., GISCLON J.-L., MIALLIER D. et **VERNET G.** (2004) – Sépultures plurielles du Néolithique final en Auvergne dans leur contexte interrégional, *Préhistoire du sud-ouest 2004-supplément n°9 : 5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002*, p. 99-106.
- 83 - MIALLIER D., MICHON L., EVIN J., PILLEYRE T., SANZELLE S. et **VERNET G.** (2004) – Volcans de la Chaîne des Puys (Massif Central, France) : point sur la chronologie Vasset-Kilian-Pariou-Chopine. *C.R. Géoscience 336(2004)*, Paris, p. 1345-1353.
- 84 – ARDAGNA Y., RICHIER A., **VERNET G.** et DUTOUR O. (2005) – A case of beheading dating from the celtic period (La Tène B, Sarliève-Grande Halle, France). *International Journal of Osteoarchaeology*, 15, 2005, p. 73-76.
- 85 – TREMENT F., ARGANT J., BREHERET J.-G., CABANIS M., DOUSTEYSSIER B., FOURMONT A., FOURNIER G., LOPEZ-SAEZ J.-A., MACAIRE J.-J., PRAT B. et **VERNET G.** (2005) – Paysages et peuplement dans le bassin de Sarliève du Néolithique au Moyen Age (Puy-de-Dôme, France). Éléments pour un nouveau modèle socio-environnemental. In : BERGER J.-F., BERTONCELLO F., BRAEMER F., DAVTIAN G. et GAZENBEEK M. (dir.), *Actes du colloque Temps et espaces de l'Homme en société : analyses et modèles spatiaux en archéologie, XXVe Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes (21-23 octobre 2004)*, APDCA éd., Antibes, p. 487-500.
- 86 – FOURMONT A., MACAIRE J.-J., BREHERET J.-G., ARGANT J., PRAT B. et **VERNET G.** (2006) – Tephros in lacustrine sediments of the Sarliève marsh (French Massif Central) : age and preservation, *C. R. Geoscience 338 (2006)*, Paris, p. 1141-1149.
- 87 – **VERNET G.** et RAYNAL J.-P. (2006) – Deux téphras marqueurs d'éruptions violentes au cours du Boréal dans la Chaîne des Puys (France). *Résumés de la journée « Téphras et séquences quaternaires »*, Réunion spécialisée AFEQ-SGF, 6 nov. 2006, Paris, p. 14.
- 88 – FOURMONT A., MACAIRE J.-J., BREHERET J.-G., ARGANT J., PRAT B. et **VERNET G.** (2006) – Les téphras des sédiments lacustres du Marais de Sarliève (Massif Central, France) : âge et conservation. *Résumés de la journée « Téphras et séquences quaternaires »*, Réunion spécialisée AFEQ-SGF, 6 nov. 2006, Paris, p. 7.
- 89 – TREMENT F., LOISON G., ARGANT J., BREHERET J.-G., CABANIS M., DOUSTEYSSIER B., FOURMONT A., FOURNIER G., LIABEU R., LOPEZ-SAEZ J.-A., MACAIRE J.-J., MILCENT P.-Y., PRAT B., RIALLAND Y. et **VERNET G.** (2006) - Interactions sociétés-milieux en Grande Limagne du Néolithique à l'époque romaine. Apport des recherches interdisciplinaires conduites dans le bassin de Sarliève (Puy-de-Dôme). *Paysages et Peuplements, Aspects culturels et chronologiques en France méridionale, Actualité de la recherche, Actes des 6<sup>e</sup> Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente*, Périgeux, 14-16 octobre 2004, Coédition ADRAHP-PSO, p. 11-32.
- 90 – KIEFFER G., **VERNET G.** et RAYNAL J.-P. (2007) – Une téphrostratigraphie en milieu archéologique à la Martinique. *Résumés du Séminaire international d'archéologie : Martinique, terre amérindienne ; une approche pluridisciplinaire*, 8 et 9 mai 2007, Fort-de-France, p. 11.
- 91 - TREMENT F., MENNESSIER-JOUANNET C., ARGANT J., BREHERET J.-G., CABANIS M., DOUSTEYSSIER B., FOURMONT A., LOPEZ SAEZ J. A., MACAIRE J.-J., PRAT B et **VERNET G.** (2007) - Le bassin de Sarliève : occupation du sol et paléa-environnement à l'âge du Fer. in « *L'Archéologie de l'âge du Fer en Auvergne : thème*

*régional* », Mennessier-Jouannet C. et Deberge Y. (Dir.), Lattes, éd. Association pour le développement de l'archéologie en Languedoc-Roussillon (coll. Monographies d'archéologie méditerranéenne), p. 385-400.

92 – TREMENT F. (Dir.), ARGANT J., BREHERET J.-G., CABANIS M., DOUSTEYSSIER B., FOURMONT A., FOURNIER G., LIABEUF R., LOISON G., LOPEZ-SAEZ J.-A., MACAIRE J.-J., MARINVAL Ph., MENNESSIER-JOUANNET Ch., MILCENT P.-Y., PRAT B., RIALLAND Y. et **VERNET G.** (2007) - Un ancien lac au pied de l'oppidum de Gergovie (Puy-de-Dôme). *Gallia*, 64, 2007, CNRS éditions, Paris, p. 289-351.

93 – VERES D., DAVIES S.M., WOHLFARTH B., PREUSSER F., WASTEGARD S., AMPEL L., HORMES A., POSSNERT G., RAYNAL J.-P. et **VERNET G.** (2008) – Age, origin and significance of a new middle MIS 3 tephra horizon identified within a long-core sequence from Les Echets, France. *Boreas*, volume 37, issue 3, 2008, p. 434-443

94 – **VERNET G.** et RAYNAL J.-P. (2008) – La formation de Marsat et le téphra CF7, Marqueurs distaux d'éruptions trachytiques violentes de la Chaîne des Puys au Boréal. *Quaternaire*, 19, (2), 2008, p. 97-106.

95 – GOURGAUD A., BOIVIN P., DE LAROUZIÈRE F.-D., MIALLIER D. et **VERNET G.** (2008) – *Volcanisme en Auvergne. La Chaîne des Puys*. Editions APA-POUX-ALBI, juin 2008, 32 p.

96 - LEFEVRE D., RAYNAL J.-P., **VERNET G.**, KIEFFER G. et PIPERNO M. (2008) - Téphrostratigraphie et premiers peuplements d'Italie méridionale : les gisements pléistocènes de Loreto et Notarchirico (Venosa, Basilicata, Italia). in *Abstracts du Colloque international « Les premiers expansions humaines en Eurasie à partir de l'Afrique ; Facteurs limitant ou favorisant »*, Muséum National d'histoire Naturelle, Paris, 26, 27, 28 novembre 2008, 3 p.

97 - BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVE A. de, GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., LAROUZIÈRE F.-D. de, LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., **VERNET G.** et VINCENT P. M. (2009) - *Carte Volcanologique de la Chaîne des Puys Massif Central Français au 1/25 000, 5<sup>ème</sup> édition*, Éditée par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, 63970 Aydat, 120X90 cm.

98 - BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVE A. de, GOURGAUD A., LABAZUY P., LANGLOIS E., LAROUZIÈRE F.-D. de, LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., **VERNET G.** et VINCENT P. M. (2009) – *Volcanologie de la Chaîne des Puys Massif Central Français, Volcanology of the Chaîne des Puys, 5<sup>ème</sup> édition*, Éditée par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, 63970 Aydat, (avec la participation de Jannot S. et Raynal J.-P.), 196 p.

99 - GOURGAUD A., BOIVIN P., BRIOT D., LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., **VERNET G.** et VINCENT P.-M. (2009) - *Planète Volcan, l'Auvergne pour comprendre le volcanisme*. Ed. Focus, CRDP d'Auvergne, 2009, 175 p. avec CD Rom.

100 - **VERNET G.**, KIEFFER G. et RAYNAL J.-P. (sous presse) - Une téphrostratigraphie en milieu archéologique à la Martinique. in *Martinique, terre amérindienne. Une approche pluridisciplinaire*. BERARD B. (dir.), Fort-de-France, C'éditions, (accepté, à paraître 2010).

101 - LEFEVRE D., RAYNAL J.-P., **VERNET G.**, KIEFFER G. et PIPERNO M. (2010) - Tephro-stratigraphy and the age of ancient Southern Italian Acheulean settlements : the sites of Loreto and Notarchirico (Venosa, Basilicata, Italy). *Quaternary International*, 223-224 (2010), p. 360-368.

## ***Publications sur le Massif Central français***



*La Chaîne des Puys*

## La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France)

Gérard VERNET, Jean-Paul RAYNAL, Didier MIALLIER, Thierry PILLEYRE, Jean FAIN,  
Serge SANZELLE et Michèle MONTRET

**Résumé** – Les « tephra de la Moutade », attribués par leur composition chimique à un basalte alcalin, ont été identifiés en Limagne septentrionale dans plusieurs coupes attestant d'environnements sédimentaires variés (dépôts palustres et fluviatiles, formations de versant). Le système éruptif du Puy de la Nugère peut en être l'émetteur. Leur dispersion régionale et leur position chronologique au sein de l'amélioration climatique de l'Alleröd, assurée par des approches croisées dont une datation directe par thermoluminescence, en font un marqueur stratigraphique régional.

### La Moutade ash-fall, stratigraphic marker of Alleröd age in Northern Limagne (Massif Central, France)

**Abstract** – A basaltic ash layer (La Moutade tephra) has been identified in several sections in the Northern Limagne: alluviums, swamp and slope deposits. La Nugère volcanic complex is a potential source.pedo-stratigraphical context, pollen analysis and radiocarbon dating give it an Alleröd age, which is confirmed by a direct thermoluminescence date. Thus, that ash layer can be considered as an important regional stratigraphic marker.

**Abridged English Version** – At present tephrostratigraphy in the Massif Central is confirmed by the possibility of dating the projections by thermoluminescence ([1], [2]). Quaternary stratigraphic work in Grande Limagne has raised much interest in this natural subsiding region ([3], [4]), where several ash-falls are preserved in various sedimentary environments. We present here the results dealing with the widespread "La Moutade tephra" which is the first one directly dated by thermoluminescence in this area.

1. LA MOUTADE TEPHRA. – 1.1. *Description and granulometry.* – This pyroclastite is a coarse cinder [5]. There is no apparent geographic gradient in the studied area. Lava fragments (scorias) are fresh, contain small vesicles, are coloured black to dark grey, and exhibit numerous plagioclases.

1.2. *Mineralogy.* – At La Moutade 1: green clinopyroxenes (29%), brown amphibolites (70%), others (1%); at La Moutade 2: green clinopyroxenes (16%), brown amphibolites (74%), apatites (2%), others (8%); at Cellule: green clinopyroxenes (15%), brown amphibolites (85%); at Saint-Bonnet: green clinopyroxenes (21%), brown amphibolites (78%), others (1%).

1.3. *Geochemistry.* – The C.I.P.W. norm is characteristic of an alkaline basalt. On a diagram Alc./SiO<sub>2</sub>, these cinders are placed in the middle alkaline series: alkaline basalt towards the limit with basanites for Saint-Bonnet, basanite for la Moutade 1.

2. STRATIGRAPHY AND ELEMENTS OF INDIRECT DATING. – 2.1. *Sardon Valley at Saint-Bonnet.* – Above the oligocene marls ([3], [4]):

- 1, coarse alluvial formation;
- 2, beige sandy alluvial formation (1.00 to 2.00 m);
- 3, "La Moutade tephra", dated by TL;
- 4, stratified sands with lenses of remnant tephra at the base;

Note présentée par Yves COPPENS.

0764-4450/90/03101077 \$ 2.00 © Académie des Sciences

- 5, compacted beige sandy silts (0.70 m);  
 6, grey clayey colluviums extending to the present soil (0.25 m).
- 2.2. *The Orange Marsh and its northern border.* — 2.2.1. In the alluvial context: on the oligocene marls ([3], [4]):
- 1, coarse alluviums (1.00 to 2.00 m);
  - 2, sandy-silty alluviums and pebbles (1.30 m) with interstratified ancient tephra (Cellule tephra), deformed by frost action. Palynology indicates a cold dry climate (Dryas II);
  - 3, ancient colluviums altered by freezing [9] (0.50 m). The Palynology indicates the beginning of a very mild and humid climatic period. Levels 2 and 3 are eroded by a channel in which the remainder of the sequence is developed;
  - 4, colluviums forming the side of the channel (0.35 m). The Palynology indicates a mild and humid climate (Alleröd);
  - 5, organic level (0.10 m), radio-carbon dated (Ly 3733 =  $11,360 \pm 130$  BP) [3]. Palynology indicates a mild and humid climate (Alleröd);
  - 6, "La Moutade tephra" (0.05 m);
  - 7, clayey silty alluviums followed by sandy silts (2.80 m). Palynology indicates a re-chilling (recent Dryas);
  - 8, grey colluvium continuing up to present soil level (0.50 m).
- 2.2.2. In the swamp context (La Moutade 1) from bottom to top:
- 1, solifluctions scattered in the swamp environment (0.45 visible);
  - 2, swamp complex with inter-calation of "La Moutade tephra" dated by TL, carrying a gleyfied paleosoil [9] (0.25 m);
  - 3, solifluctions bearing the present soil (1.00 m).
- 2.2.3. On the northern slopes (La Moutade 2), on the oligocene marls:
- 1, remnant flows from soil previous movements consisting of portions of ancient fluvialite formations and oligocene marls (0.50 m visible);
  - 2, lenses, once frozen, of a calcareous brown paleosoil and of "La Moutade tephra" (0.10 m);
  - 3, soil flow bearing the present soil (0.75 m).
3. DIRECT DATING BY THERMOLUMINESCENCE. — We have used the classic method of TL dating on the grains of xenolithic quartz included in the tephra. These experiments have revealed that in a number of cases, the quartz grains were sufficiently heated during the eruption to be returned to zero in a TL sense, thus permitting direct dating of the tephra ([1], [2]).
- TL has been measured using a blue filter (B6 12 LEITZ) and an identical pre-heating treatment for the two excavations (320°C/10 sec.). The paleodoses are of  $45.2 \pm 2.3$  Gy for La Moutade 1 and  $81.0 \pm 12$  for Saint-Bonnet, which leads us to the following ages:
- La Moutade 1:  $13,700 \pm 1,700$  years before 1980 Cler. TL.110.  
 Saint-Bonnet:  $23,000 \pm 2,800$  years before 1980 Cler. TL.116.
- Given the uncertainties, the first result is compatible with the radiocarbon date of  $11,360 \pm 130$  B.P. (Ly 3733) providing a real age within an interval of 1,000 years minimum [10] and 2,500 years maximum [11]. The two methods therefore place the mere eruption between about 12,000 and 14,000 years before our time. The tephra of Saint-Bonnet, with a different TL age, have been contaminated by "old quartz" originating in the upper level.
4. CONCLUSION. — "La Moutade tephra" was emitted during a period of climatic amelioration (Alleröd). That amelioration permitted the development of a soil. Direct dating of

the tephra by thermoluminescence provided an age in actual years of  $13,700 \pm 1,700$ , in agreement with radiocarbon estimate. Attributing these tephra to a particular eruptive event of the Chaîne des Puys vulcanism remains difficult but the eruptive system of La Nugère is a potential source ([12], [13]). Directly dated by thermoluminescence, "La Moutade tephra" constitutes a regional marker of obvious chronostratigraphic interest<sup>(3)</sup>, <sup>(4)</sup>.

La téphrostratigraphie trouve naturellement dans le Massif Central un vaste terrain d'application et se trouve aujourd'hui singulièrement renforcée par la possibilité de dater directement les projections par thermoluminescence ([1], [2]) <sup>(1)</sup>, <sup>(2)</sup>. Les travaux de stratigraphie du Quaternaire menés en Grande Limagne ont révélé l'intérêt potentiel du secteur septentrional de cette région naturelle subsidente ([3], [4]) <sup>(2)</sup> : siège d'une sédimentation active et très largement palustre, il a enregistré les manifestations successives des appareils éruptifs du nord de la Chaîne des Puys, du dernier pléniglaciaire à l'Holocène. Une même retombée à large dispersion (tephra de la Moutade) y a été pour la première fois reconnue dans des environnements sédimentaires variés : son âge tardiglaciaire est établi par des approches croisées dont une datation directe par thermoluminescence.

1. LES TEPHRA DE LA MOUTADE. — 1.1. *Description et granulométrie.* — Quatre échantillons ont été analysés tant les retombées apparaissent très homogènes sur les différents affleurements. Ils présentent la même composition granulométrique : 91 à 100 % de sables moyens à fin bien classés ( $Md = 158$  à  $181 \mu m$ ,  $Sk = 0,99$  à  $1,33$ ). Cette pyroclastite est une cendre grossière [5]. On n'observe pas de gradient géographique dans l'aire étudiée. Les fragments de lave (scories) sont frais, non roulés, peu vésiculés, de couleur noire à gris foncé, et présentent de nombreux plagioclases.

1.2. *Composition minéralogique.* — La teneur en magnétite est toujours élevée : entre 75 et 95 % des fractions étudiées (entre 250 et  $80 \mu m$ ) après séparation au bromoforme. Les minéraux denses représentent de 10 à 15 % des fractions étudiées. La composition aux points d'étude est la suivante : à la Moutade 1, clinopyroxènes verts (29 %), amphiboles brunes (70 %), divers (1 %) ; à la Moutade 2, clinopyroxènes verts (16 %), amphiboles brunes (74 %), apatites (2 %), divers (8 %) ; à Cellule, clinopyroxènes verts (15 %), amphiboles brunes (85 %) ; à Saint-Bonnet, clinopyroxènes verts (21 %), amphiboles brunes (78 %), divers (1 %). A la Moutade 2, le pourcentage élevé de « divers » et la présence d'apatite s'expliquent par la perturbation du niveau de cendres par gélifluction (*cf. infra*, § 2.2.3).

1.3. *Géochimie.* — La composition a été analysée à La Moutade 1 et Saint-Bonnet :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe t	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO
La Moutade 1 . . . . .	46,40	15,10	7,66	3,48	9,68	2,97	2,32	1,39	0,14
Saint-Bonnet . . . . .	49,30	14,73	7,41	3,15	11,92	3,25	2,34	1,13	0,15

La norme C.I.P.W. calculée malgré une forte teneur en eau et après correction sur Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [6] caractérise un basalte alcalin. Le calcul des paramètres de Jung et Brousse pour les roches volcaniques ([7], [8]), en particulier Si et  $R = (K + Na/K + Na + Ca) / 100$ , montre que cette lave est intermédiaire entre basalte et trachyandésite dans la série magmatique de la Chaîne des Puys. Sur un diagramme Alc./SiO<sub>2</sub>, les deux cendres se placent dans la série moyennement alcaline : celle de Saint-Bonnet s'identifie à un basalte alcalin proche de la limite avec les basanites; celle de la Moutade 1 correspond à une basanite.

2. SRATIGRAPHIES ET ÉLÉMENTS DE DATATION INDIRECTE. — 2.1. *Vallée du Sardon à Saint-Bonnet*. — Sur un replat morphologique en relation avec la basse terrasse du Sardon (un des tributaires anastomosés de rive gauche de l'Allier), on observe de bas en haut sur les marnes oligocènes ([3], [4]) :

- 1, formation alluviale grossière à galets, base non visible;
- 2, limons sableux beiges (1,00 à 2,00 m);
- 3, « tephra de la Moutade », noirs compacts non lités (0,10 m), datés par TL. Les limites inférieure et supérieure montrent des figures de tassement d'ordre décimétrique;
- 4, sables stratifiés présentant à la base des lentilles de tephra remaniés (0,30 m).
- 5, limons sableux beiges compacts (0,70 m);
- 6, colluvions argileuses grises portant le sol actuel (0,25 m).

2.2. *La toposéquence du Marais d'Orange et de sa bordure nord*. — 2.2.1. En contexte alluvial : de bas en haut sur les marnes oligocènes ([3], [4]) :

- 1, alluvions grossières, limite supérieure d'érosion (1,00 à 2,00 m);
- 2, alluvions sablo-limoneuses à galets (1,30 m) dans lesquelles s'interstratifient des tephra anciens (tephra de Cellule), déformées par cryergie. Le contenu pollinique indique une flore de stade très ouvert, dominée par le Pin sylvestre (AP=29 %), les herbacées héliophiles indiquent un climat froid et sec pas fortement steppique cependant, vraisemblablement le Dryas II;
- 3, colluvions anciennes gélifluées [9] (0,50 m). Le contenu pollinique indique le début d'instauration d'un climat plus doux et plus humide (AP=44 %). Les ensembles 2 et 3 sont érodés par un chenal d'ordre pluridécamétrique dans lequel se développe le reste de la séquence;
- 4, colluvions affectant le bord de chenal (0,35 m). Le contenu pollinique indique un climat doux et humide rapportable à l'Alleröd (AP=49 %).
- 5, niveau organique (0,10 m), daté par le radiocarbone ( $Ly\ 3\ 733 = 11\ 360 \pm 130\ B.P.$ ) [3]. Le contenu pollinique indique également un climat doux et humide rapportable à l'Alleröd (AP=46 %);
- 6, « tephra de la Moutade » (0,05 m);
- 7, alluvions argilo-limoneuses sablo-limoneuses (2,80 m). Le contenu pollinique indique une phase de refroidissement, sans doute le Dryas récent (AP=27 %);
- 8, colluvions grises portant le sol actuel (0,50 m).

2.2.2. En contexte palustre (La Moutade 1), de bas en haut :

- 1, argiles verdâtres contenant des fragments anguleux de marnes oligocènes et des nodules carbonatés : solifluctions étalées en milieu palustre (0,45 m visible);
- 2, complexe palustre avec intercalation de « tephra de la Moutade » datés par TL, portant un paléosol gleyifié avec nombreuses bioturbations et des figures de dessiccation [9] (0,25 m);
- 3, argiles sableuses jaune-verdâtres à fragments anguleux de marnes oligocènes (solifluctions) et portant le sol actuel (1,00 m).

2.2.3. Sur le versant septentrional (La Moutade 2), de bas en haut et reposant sur les marnes oligocènes :

- 1, coulée de solifluction remaniant les formations fluviatiles anciennes (lentilles de sables et de graviers) et les marnes oligocènes (0,50 m visible).
- 2, lentilles gélifluées de paléosol brun calcaire et de « tephra de la Moutade » (0,10 m).
- 3, coulée de solifluction portant le sol actuel (0,75 m).

3. DATATION DIRECTE PAR THERMOLUMINESCENCE. — Nous avons mis en œuvre la méthode classique en TL des « inclusions de quartz » sur les grains inclus dans les tephra. L'expérience nous a en effet montré que, dans de nombreux cas, ils ont été suffisamment chauffés au cours de l'éruption pour être remis à zéro au sens de la TL, autorisant ainsi la datation directe des tephra ([1], [2]).

Dans ce type de matériau, deux causes d'erreur sont prépondérantes. La première tient aux risques de contamination du niveau échantillonné par des quartz non chauffés dans le passé, en provenance des niveaux inférieurs et supérieurs. Dans le cas de la Moutade 1, nous avons sélectionné, à vue en laboratoire, des petits fragments de tephra restés compacts, éliminant ceux présentant des traces manifestes de bioturbations. Ce travail a été beaucoup plus difficile dans le cas de Saint-Bonnet car le sédiment, trop meuble, n'avait pas conservé intacte sa microstructure. La deuxième cause d'erreur est notre ignorance des mouvements de la nappe phréatique dans le passé. Ces variations ont pu entraîner un déplacement de radio-éléments. Cet effet a été considéré comme faible et négligeable : les matériaux ne montraient pas de trace manifeste d'altération et les deux sites, situés dans des contextes différents, présentaient des compositions chimiques et radiochimiques très voisines (activité alpha externe : 3,99 alphas/cm<sup>2</sup> h pour la Moutade 1 et 4,13 alphas/cm<sup>2</sup> h pour Saint-Bonnet).

La radioactivité gamma *in situ* est fortement dépendante des niveaux sus et sous-jacents, ce qui explique une différence entre la Moutade 1 (1,09 ± 0,05 mGy/an) et Saint-Bonnet (1,39 ± 0,18 mGy/an), non compris le rayonnement cosmique.

D'autre part, les variations de teneur en eau ont, dans le passé, entraîné une variation de la dose d'irradiation absorbée par les quartz. Celles-ci ne pouvant être quantifiées, nous les avons prises en compte en affectant la teneur en eau actuelle d'une incertitude calculée d'après l'écart à la teneur à saturation mesurée en laboratoire.

La TL a été mesurée avec un filtre bleu (BG 12 Leitz) et un traitement de préchauffage identique pour les deux échantillons (320°C/10 s). Dans les deux cas, la réponse est linéaire par rapport à la dose d'irradiation en première et en seconde lectures (après recuit). Les paléodoses sont de 45,2 ± 2,3 Gy pour la Moutade 1 et 81,0 ± 12 Gy pour Saint-Bonnet, ce qui conduit aux âges suivants :

La Moutade 1 : 13 700 ± 1 700 ans avant 1980 Cler. T.L. 110.

Saint-Bonnet : 23 000 ± 2 800 ans avant 1980 Cler. T.L. 116.

Compte tenu de l'incertitude, le premier résultat est compatible avec la date radiocarbone de 11 360 ± 130 B.P. (Ly 3 733) obtenue sur la matière organique du niveau sous-jacent aux tephra du site de Cellule. Le résultat <sup>14</sup>C est certes en dehors du domaine où la correction dendrochronologique est actuellement possible; mais diverses indications permettent de situer l'écart entre l'âge <sup>14</sup>C et l'âge réel dans un intervalle de 1 000 ans au minimum [10] à 2 500 ans au maximum [11]. Ceci conduit à un âge <sup>14</sup>C dans la fourchette 13 900-12 400 ans avant le présent. Les deux méthodes situent donc l'éruption mère entre 12 000 et 14 000 ans avant nous environ. Comme tous les arguments plaident pour une même retombée cendreuse, nous suspectons que les tephra de Saint-Bonnet, d'âge TL différent, ont été contaminés par du « vieux quartz » en provenance du niveau supérieur : le niveau sus-jacent remanié par endroits le niveau cendreuse très mince et de texture meuble et un apport de quelques pourcents de quartz ancien est suffisant pour vieillir l'âge apparent d'un facteur 2.

4. CONCLUSION. — Les « tephra de la Moutade », à composition de basalte alcalin, ont été émis au cours d'une période d'amélioration climatique (Alleröd), datée ici par le radiocarbone de 11 360 ± 130 B.P., soit entre 12 000 et 14 000 ans avant nous en années

réelles. La datation directe des tephra par thermoluminescence fournit un âge en années réelles de  $13\,700 \pm 1\,700$ , en bon accord avec l'estimation du radiocarbone.

L'attribution de ces tephra à un appareil de la Chaîne des Puys demeure délicate. Les comparaisons statistiques des compositions chimiques des tephra des appareils éruptifs eux-mêmes et des cendres volcaniques repérées en Limagne, à de rares exceptions près, isolent deux populations. On observe une modification de la composition chimique totale que nous imputons à l'éloignement par rapport à la source éruptive et à l'influence des unités sédimentaires encaissantes (transferts et lessivages). Il existe par ailleurs très peu de cortèges de minéraux lourds établis sur les tephra des appareils éruptifs. Cependant, le système éruptif de la Nugère est une source possible : relativement proche (15 à 20 km) et partiellement de nature basaltique [12], une partie de son activité est située par le radiocarbone vers 11 400 B.P. au sein de l'Alleröd [13].

Les « tephra de La Moutade », à granulométrie de cendres grossières, sont ici saisis en position proximale d'une aire de dispersion totale beaucoup plus vaste. Leur position climatostratigraphique, pédostratigraphique et chronologique est assurée par des approches croisées dans des environnements sédimentaires variés de Limagne septentrionale. Ils constituent donc un repère régional d'âge Alleröd d'un intérêt chronostratigraphique important dans une région naturelle où l'étude détaillée des formations quaternaires est à ses débuts <sup>(3)</sup> <sup>(4)</sup>.

<sup>(1)</sup> Travaux soutenus par l'A.T.P. « Transfert de technologie » de l'IN2P3.

<sup>(2)</sup> Travaux soutenus par l'A.T.P.-C.N.R.S. « Développement d'approches nouvelles en Archéologie par les méthodes de la Physique, de la Chimie, des Mathématiques et des Sciences de la Terre ».

<sup>(3)</sup> Les auteurs remercient vivement A. Gourgaud et J. M. Cantagrel pour leurs conseils.

<sup>(4)</sup> Les auteurs remercient vivement P. Bindon pour la traduction anglaise.

Note remise le 2 janvier 1990, acceptée après révision le 12 février 1990.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] D. MIALLIER, L'usage des détecteurs solides de traces dans le cadre de la datation par thermoluminescence, *Thèse de 3e cycle*, Université de Clermont-II, n° 711, 106 p.
- [2] J.-P. RAYNAL, D. MIALLIER, G. VERNET, J. FAIN, G. CAMUS, M. MONTRET, J. P. DAUGAS et S. SANZELLE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 1989, série II, p. 1547-1552.
- [3] G. VERNET et M. M. PAQUEREAU, in *Caractérisation et datation des milieux quaternaires, Cahiers du Quaternaire*, n° 16, C.N.R.S. (sous presse).
- [4] G. VERNET et M. M. PAQUEREAU, 11<sup>e</sup> Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, S. G. F., 1986, p. 181.
- [5] R. V. FISHER, *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1961, p. 1409-1414.
- [6] T. IRVINE et W. BARAGAR, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 1971, p. 523-548.
- [7] J. JUNG et R. BROUSSE, *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie*, LXXXI, 1958, p. 133-141.
- [8] R. BROUSSE, in *J. JUNG Symposium : Géologie, géomorphologie, et structure profonde du Massif Central Français*, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, 1971, p. 377-478.
- [9] P. BERTRAN, L'évolution de la couverture superficielle depuis le dernier interglaciaire : étude micromorphologique de quelques profils types du Sud de la France, *Thèse*, Université de Bordeaux-I, n° 326, 1989, 204 p.
- [10] M. STUIVER, B. KROMER, B. BECKER et C. W. FERGUSON, *Radiocarbon*, 28, n° 2b, 1986, p. 969-979.
- [11] J. C. VOGEL, in *Chronologies in the Near East*, O. AURENCHÉ, J. EVIN et F. HOURS éd., BAR International Series, 1987, p. 318-321.
- [12] G. CAMUS, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, série D, 1978, p. 141-144.
- [13] B. ETLICHER, C. JANSSEN, E. JUVIGNE et J. F. N. VAN LEEUWEN, *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, 1987, p. 229-239.

G. V. et J.-P. R. : Université de Bordeaux-I,  
Institut du Quaternaire, U.R.A. n° 133, C.N.R.S., avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex;  
D. M., T. P., J. F., S. S. et M. M. : Université de Clermont-II,  
Laboratoire de Physique corpusculaire, IN2P3, 63177 Aubière Cedex.

## Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes

Actes des Symposiums 11 et 17 de la 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, 1986

Cahiers du Quaternaire N° 16

1991, p. 431 - 449, 7 fig.

Gérard VERNET  
Marie-Madeleine PAQUEREAU

### LE COURS MOYEN DE LA MORGE ET DE SES AFFLUENTS (PUY-DE-DÔME, FRANCE) AU PLÉISTOCÈNE : ÉLÉMENTS DE CHRONOLOGIE ET DE PALÉOENVIRONNEMENT

*Pleistocene chronology and environments in the  
Morge Basin (Puy-de-Dôme, France)*

#### Résumé

L'étude de coupes dans les formations alluviales de la Morge attribuables au Pléistocène récent révèle la présence de deux générations de retombées volcaniques, des phénomènes cryergiques et des phases de creusement dont une datée de l'Alleröd par radiocarbone sur un niveau tourbeux.

Une cartographie géologique et morphologique des cours de la Morge, du Sardon et du Chambaron, apporte des éléments de paléogéographie et de chronologie des dépôts. Des processus de défluviation du Sardon et de la Morge, dans une zone tectoniquement instable, sont mis en évidence et soulignent l'existence d'une tectonique quaternaire dans ce secteur.

#### Mots-clés

Pléistocène, Grande-Limagne, France, Volcano-sédimentaire, Cryergie, Tectonique.

#### Abstract

The study of upper pleistocene alluvial deposits of the Morge river reveals two phases of volcanic ash falls. Frost phenomena have also been identified. Among several in-cutting phases, one has been reported to Alleröd according with radiocarbon dating on a peaty layer.

Geological and morphological mapping in Morge, Sardon and Chambaron valleys brings up paleogeographical and chronological data. Tectonism has involved important changes in Sardon and Morge river beds.

#### Key-Words

Pleistocene, Grande-Limagne, France, Volcano-sedimentary deposits, frost phenomena, tectonism.

La zone étudiée (figure 1) se situe dans le bassin moyen de la Morge, depuis son entrée dans le bassin tertiaire de la Limagne à l'ouest, jusqu'à la localité de Varennes-sur-Morge à l'est. Elle inclut les vallées du Sardon (au nord de Riom) et du Chambaron et s'étend au nord jusqu'aux zones de marais d'Aigueperse (feuilles au 1/25 000ème Aigueperse 7-8 et 3-4).

## LES FORMATIONS DE FOND DE VALLÉE

### *Formations de la Morge et du Chambaron*

#### *Cours supérieur de la Morge*

Le cours supérieur de la Morge a été étudié en amont de Saint-Myon (locus 4, figure 1). On y observe un complexe de fond de vallée très développé recoupé par les travaux autoroutiers.

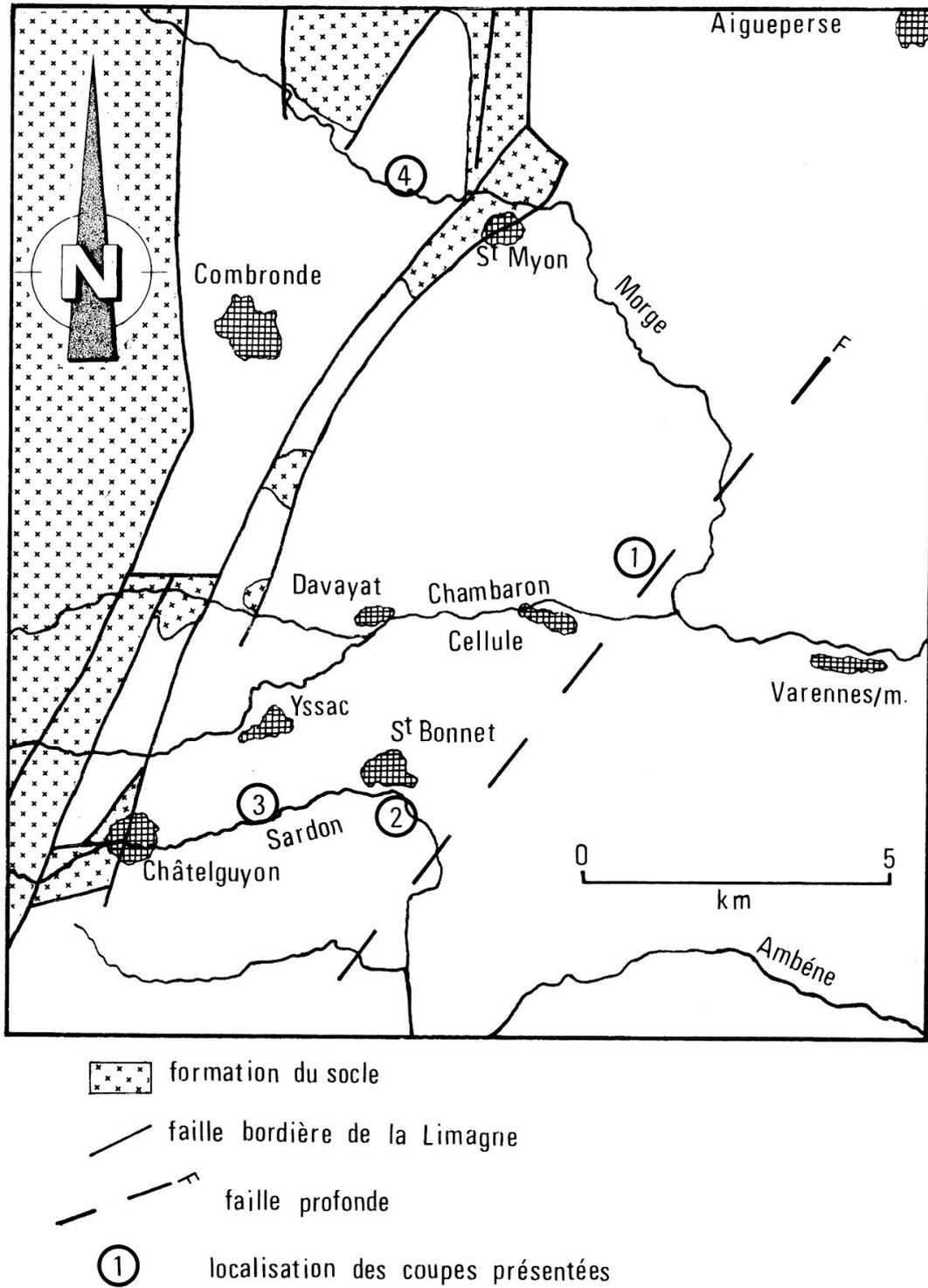


Fig. 1 - Carte de localisation.

a- Description (figure 4, formation CFV)

Nous observons de haut en bas :

- un ensemble fin (alluvions sablo-limoneuses) roux d'une puissance de 2 à 2,50 m ;
- un ensemble inférieur beaucoup plus riche en galets observable sur plus de 2 m de puissance (la base n'a pas été observée). L'analyse des minéraux lourds effectuée sur le sommet de cet ensemble inférieur nous donne un cortège minéralogique très riche en éléments volcaniques (90 % d'augite brune, 6 % d'olivine, 2,5 % d'augite verte, 1 % d'hornblende brune, apatite plus zircon plus diopside 2,5 %).

b- Interprétation

Cette superposition, formation grossière à galets et formation fine sablo-limoneuse, correspond bien à un cycle alluvial complet, comme il a été observé et défini, correspondant à une période rhexistatique (Texier, Raynal, 1984). Le cortège minéralogique obtenu, caractéristique des terrasses récentes (Pelletier, 1971, 1968) postérieures ou contemporaines de l'édification de la chaîne des Puys, et la position en fond de vallée de cette formation ont amené à rattacher la formation de celle-ci au Würm.

*Zone de confluence Morge-Chambaron*

En aval de Saint-Myon, la Morge reçoit le Chambaron comme affluent de rive droite. Les coupes étudiées sur la commune de Cellule (Puy-de-Dôme) au lieu-dit les Pradeaux (locus 1, figure 1) sont représentatives de l'ensemble du secteur pour les formations de fond de vallée.

a- Description (figure 2)

A la base de la coupe on observe (niveau 9) des alluvions grossières mal classées à galets de granit à biotite. On n'observe aucun élément volcanique visible à l'œil nu. Le niveau 9 est tronqué vers l'est par une surface d'érosion.

Nous observons ensuite un niveau d'alluvion sablo-limoneuse à galets (niveau 7) au sein duquel se trouve le niveau 8 constitué à la base par un niveau limoneux et au sommet par des retombées basaltiques. L'analyse des minéraux lourds de ces retombées est la suivante : teneur en magnétite 85 %, augite verte 90 %, olivine 6 %, hornblende verte 3 %.

Deux analyses palynologiques ont été possibles : une sur les limons à la base du niveau 8 et une sur le sommet du niveau 7.

**Niveau 8 base :** AP/NAP = 29 %

<i>Pinus silvestris</i>	: 18 %
<i>Betula</i>	: 8 %
<i>Salix</i>	: 1 %
<i>Corylus</i>	: 1 %
<i>Quercus</i>	: 1 %

Nombreuses Graminées, Composées (*Artemisia*), secondairement Cypéracées, Polygonacées (*Rumex*, *Polygonum*) et Urticacées.

**Niveau 7 sup. :** AP/NAP = 25 %

<i>Pinus silvestris</i>	: 14 %	Graminées	: 40 %
<i>Betula</i>	: 7 %	Cypéracées	: 4 %
<i>Picea</i>	: 2 %	Artémisia	: 8 %
<i>Salix</i>	: 2 %	Composées cichoriées	: 12 %
<i>Quercus</i> sporadique		Polygonacées	: 1 %

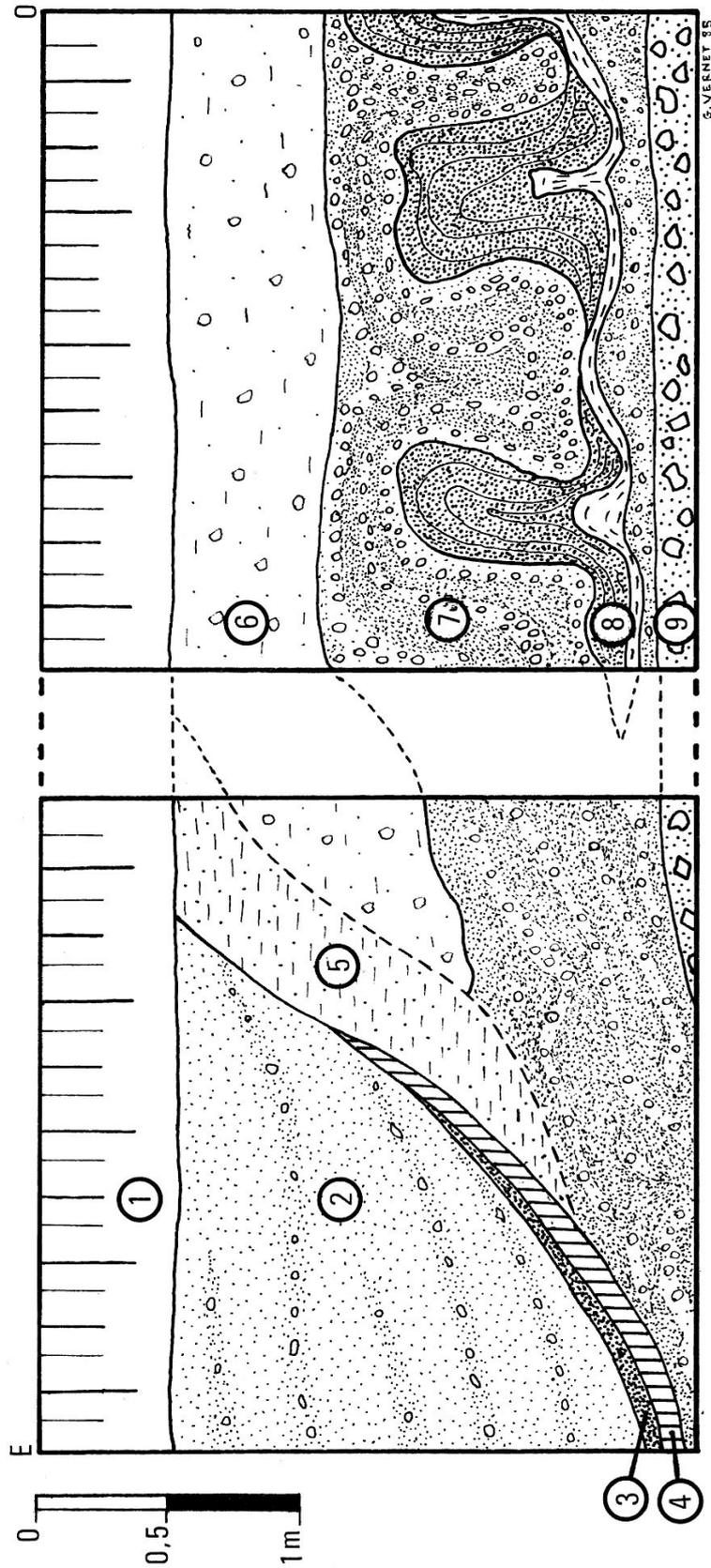


Fig. 2 - Coupe des basses terrasses de la MORGE.

<i>Helianthemum</i>	:	2 %
<i>Rumex</i>	:	6 %
Chenopodiacées	:	2 %
<i>Ephedra</i> sporadique		

L'ensemble des niveaux 7 et 8 présente des traces de gel (cryoturbations très développées et micro-traces de gel profond) dont l'étude micromorphologique est en cours (travaux P. Bertran).

Après une discontinuité on observe un niveau de "colluvions beiges" à galets (niveau 6). Ce niveau présente également des traces dues au froid visibles en micromorphologie (gélifluxion).

Deux analyses palynologiques ont été effectuées sur le **niveau 6** :

	Analyse 1	Analyse 2
AP/NAP	41 %	47 %
<i>Pinus silvestris</i>	21 %	28 %
<i>Betula</i>	13 %	9 %
<i>Picea</i>	1 %	1 %
<i>Salix</i>	2 %	1 %
<i>Quercus</i>	1 %	3 %
<i>Corylus</i>	1 %	2 %
<i>Carpinus</i>	1 %	1 %
<i>Tilia</i>	1 %	2 %
<i>Ulmus</i>	spor	spor
Graminées	35 %	32 %
Cypéracées	9 %	11 %
Composées	4 %	spor
<i>Artemisia</i>	4 %	0
Ericales	5 %	3 %
Hygrophytes	2 %	2 %
Liliacées	1 %	spor
Renonculacées	1 %	0
Spoires monolètes	qq	qq

Une phase de creusement entame les niveaux 6, 7 et 8 et forme un chenal bien marqué dans la partie est de la coupe.

Des colluvions grises (niveau 5) se mettent en place sur la pente du chenal. Une analyse palynologique du sommet de ce niveau donne :

AP/NAP : 49 %

<i>Pinus silvestris</i>	: 35 %	Graminées	: 29 %
<i>Betula</i>	: 5 %	Cypéracées	: 9 %
<i>Picea</i>	: 1 %	Composées	: 5 %
<i>Salix</i>	: 2 %	Hygrophytes	: 3 %
<i>Corylus</i>	: 2 %	Ericales	: 4 %
<i>Quercus</i>	: 2 %	Liliacées	: 1 %
<i>Carpinus</i>	: 1 %	monolètes	: spor
<i>Tilia</i>	: 1 %		

Dans le chenal s'édifie un niveau riche en matière organique (niveau 4) daté par radiocarbone (Ly 3733 : 11360 ± 130 BP). L'analyse palynologique donne :

AP/NAP : 46 %

<i>Pinus silvestris</i>	: 40 %	Graminées	: 28 %
<i>Betula</i>	: 2 %	Cypéracées	: 15 %
<i>Picea</i>	: 1 %	Hygrophiles	: 6 %
<i>Salix</i>	: 1 %	Composées	: 3 %
<i>Corylus</i>	: 1 %	Ericales	: 2 %
<i>Quercus</i>	: 1 %	Liliacées	: spor
<i>Carpinus</i>	: spor	Renonculacées	: spor
<i>Tilia</i>	: spor	monolètes nombreuses	

Au dessus du niveau 4 on observe un mince lit cendreau dont l'analyse des minéraux lourds donne les résultats suivants : teneur en magnétite 74 %, hornblende brune 90 %, augite verte 9 %.

Le comblement du chenal se termine par des alluvions argilo-limoneuses puis sablo-limoneuses (niveau 2). Une analyse palynologique, effectuée dans la partie inférieure de ce niveau, a permis d'obtenir les résultats suivants :

AP/NAP : 27 %

<i>Pinus silvestris</i>	: 22 %	Graminées	: 54 %
<i>Betula</i>	: 3 %	Cypéracées	: 2 %
<i>Picea</i>	: 1 %	<i>Rumex</i>	: 4 %
<i>Salix</i>	: 1 %	Composées	: 11 %
		<i>Artemisia</i>	: 4 %
		Urticacées	: 1 %
		<i>Helianthemum</i>	: 1 %
		<i>Ephedra</i>	: spor

Le niveau 2 est entaillé à environ 500 mètres à l'est par le lit actuel de la Morge.

L'ensemble des formations est recouvert par le niveau 1 représentant la pédogenèse actuelle. Sa limite inférieure apparaît comme une limite biologique.

#### b- Interprétation et chronologie des dépôts

La formation de base (niveau 9) peut être rapprochée par sa pétrographie et sa granulométrie de la formation Fw du Chambaron reconnue plus à l'ouest au niveau de la localité d'Yssac-la-Tourette (figure 6). Si cette corrélation se confirmait elle impliquerait donc l'existence d'une manifestation tectonique affectant la moyenne terrasse du Chambaron : cette terrasse se situe entre 10 et 15 mètres au dessus du lit actuel du Chambaron près du village de Davayat ; ce replat disparaît ensuite et le niveau 9 est alors présent dans les zones basses (figure 6). L'âge de la mise en place de cette nappe alluviale est encore imprécis.

L'âge de la mise en place des niveaux 8 et 7 est assuré par l'interprétation des résultats palynologiques. La flore du niveau 7 représente une flore de stade très ouvert, dominée par le Pin sylvestre. Les herbacées héliophiles sont très nombreuses (Graminées, *Artemisia*, *Rumex* et quelques steppiques). Elles semblent indiquer un climat froid et sec pas fortement steppique cependant. Ce niveau peut se situer dans une phase "à Dryas" ancienne, vraisemblablement le Dryas II. Les flores des échantillons sus-jacents renforcent cette attribution plutôt que celle du Dryas I.

Au cours donc du Dryas II nous avons, dans cette coupe, le témoin d'une retombée volcanique (niveau 8 sommet) dont la forte teneur en magnétite et l'absence de minéraux non volcaniques garantissent que nous sommes bien en présence de retombées directes non perturbées (Pelletier, 1971). Elle est caractérisée par l'augite verte comme minéral lourd dominant.

La stratigraphie se continue par le niveau 6 qui contient une flore dominée par le Pin sylvestre et le Bouleau. Ce dernier, encore important dans l'échantillon 1, recule devant le Pin dans l'échantillon 2. Les feuillus sont assez nombreux mais en pourcentages faibles. Cependant il faut noter l'apparition du Noisetier, du Charme, du Tilleul et de l'Orme. Parmi les herbacées, les Graminées et les Cypéracées dominent nettement. Des pollens de types hygrophiles et d'Ericales sont présents. Ces flores révèlent l'instauration d'un climat plus doux et plus humide que celui des niveaux 7 et 8. Cette phase d'amélioration semble bien correspondre à l'Alleröd caractérisé en particulier par la concurrence Bouleau-Pin sylvestre en faveur de ce dernier dominant dans l'échantillon 2. Cette interprétation palynologique s'accorde bien avec l'interprétation géologique qui fait de ce niveau un niveau colluvial.

Il y aurait donc colluvionnement du sommet des alluvions (niveau 7) donnant le niveau 6 au début de l'instauration de l'amélioration climatique de l'Alleröd. Cette amélioration entraînerait le creusement du chenal dans lequel se mettent en place à la fin de l'Alleröd les niveaux 4 et 5. La date de  $11360 \pm 130$  sur le niveau 4 conforte bien cette interprétation chronologique de la mise en place des niveaux.

Les analyses palynologiques effectuées sur les niveaux 4 et 5 sont très intéressants car ils confirment l'évolution palynologique vers la fin de cette période d'amélioration (Alleröd). La flore du niveau 5 est proche de celle du niveau 6 mais la progression du Pin y est encore affirmée. Ce type de flore à Pin sylvestre très dominant, Bouleau secondaire et quelques feuillus thermophiles peut correspondre à un stade avancé de l'Alleröd. De telles flores sont datées de  $11380 \pm 160$  BP dans les tourbières du Cantal (De Beaulieu *et al.*, 1982). Dans l'échantillon provenant du niveau 4, outre la forte dominance du Pin il faut noter dans la strate herbacée la dominance des Graminées et des Cypéracées. Celles-ci sont nettement plus nombreuses que dans les échantillons précédents ainsi que les Hygrophiles. La flore arbustive correspond à un épisode final de l'Alleröd. Les herbacées indiquent une assez forte humidité probablement locale, un boisement local assez dense de Pin autour d'une zone humide.

Immédiatement au dessus du niveau 4 daté à  $11360 \pm 130$  BP est mise en évidence une retombée directe (fort taux en magnétite, absence de minéraux non volcaniques) (Pelletier, 1971) caractérisée par l'hornblende brune comme minéral dominant.

Le chenal se comble alors par un matériel alluvial fin correspondant au niveau 2. Cette reprise de l'alluvionnement laisse supposer une dégradation climatique entièrement confirmée par l'analyse palynologique. On note la chute de tous les pollens arbustifs, surtout les feuillus, le retour d'*Artemisia*, de *Rumex*, de l'Héliantheme. Les Cypéracées sont encore représentées et les Graminées dominantes. Il s'agit d'une phase de refroidissement bien net mais pas extrêmement rigoureux, qui correspond sans doute au Dryas récent.

Nous avons donc, représentée dans cette coupe (du niveau 8 au niveau 2), une séquence tardiglaciaire :

Le premier creusement, postérieur au niveau 9, est vraisemblablement attribuable à une phase d'amélioration climatique intervenant à la fin du Würm récent (de toute façon antérieurement au Dryas II) et serait corrélable au creusement de l'Allier reconnu dans les basses terrasses (Raynal, 1984). Le Dryas II se manifeste par un alluvionnement assez soutenu (niveau 7). L'Alleröd voit l'arrêt de cet alluvionnement, une érosion marquée par la création d'un chenal, et la mise en place de colluvions (niveau 5) et d'un niveau tourbeux (niveau 4). Ce creusement à l'Alleröd est également reconnu dans le système fluvial de l'Allier (Raynal, 1984). Les traces de gel repérées par micromorphologie dans les niveaux 6, 7 et 8 montrent l'existence d'un pergélisol à une altitude de 327 mètres au Dryas II. De tels phénomènes avaient été observés dans la région riomoise (Daugas *et al.*, 1978) et avaient été datés du Würm final au sens large. Des

phénomènes semblables ont également été repérés dans la banlieue clermontoise (le creux rouge) et rapportés alors au Dryas III (Raynal, 1979). On peut également souligner dans cette stratigraphie tardiglaciaire la présence de deux retombées volcaniques directes. La première a lieu au cours du Dryas II et se caractérise par l'augite verte. La seconde a lieu à la fin de l'Alleröd (légèrement postérieure à  $11360 \pm 139$  BP) et se caractérise par l'hornblende brune. L'origine de ces deux retombées est peut-être à rechercher dans le nord de la Chaîne des Puys (deux retombées basaltiques antérieures à la nuée d'ômitique existent, Brousse *et al.*, 1969).

### **Formations du Sardon**

En aval de Chatelguyon, les formations alluviales de fond de vallée du Sardon se subdivisent en trois ensembles notés respectivement Fx, Fy, Fz. Seul Fx retiendra ici notre attention.

#### *Les dépôts du Sardon en aval de Saint-Bonnet (locus 2, figure 1)*

Le sommet de la formation observée est situé à environ 6 mètres au-dessus du lit actuel du Sardon. L'ensemble des dépôts alluviaux est, sur la coupe étudiée, sablo-limoneux. Ces niveaux fins reposent latéralement sur un sédiment à galets encroutés et l'on observe au-dessus de l'ensemble fin des colluvions grises récentes (holocènes) parfois puissantes.

Sur la coupe présentée (figure 3) nous observons de bas en haut :

Le niveau 5 limono-sableux avec quelques passées sableuses centimétriques.

Le niveau 4 apparaît comme une retombée volcanique directe en milieu calme. L'analyse des minéraux lourds est la suivante : teneur en magnétite 96 %, hornblende brune 95 %, augite verte + hornblende verte + olivine 5 %. Ce niveau est déformé (cryoturbation ?).

Le niveau 3 est sableux avec des stratifications entrecroisées. On remarque au sein de ce niveau la présence de "poches" de cendres volcaniques remaniées provenant du niveau 4.

La série alluviale se termine par le niveau 2 identique au niveau 5.

Le sol actuel (niveau 1) se développe au sommet de la coupe.

L'ensemble des niveaux décrits ici représente la partie sommitale fine d'une terrasse alluviale du Sardon que nous avons cartographiée en Fx. La partie basale grossière à galets de cette terrasse, non visible sur la coupe, est observable latéralement. La retombée observée à Cellule (niveau 3 de la figure 2) et celle présente dans Fx Sardon semblent être à rapprocher par leur composition en minéraux lourds et leur granulométrie fine. Cette retombée à hornblende brune serait un bon marqueur pour situer la partie supérieure de la coupe (niveaux 2 et 3) au Dryas récent (ou au moins postérieure à  $11360 \pm 130$  BP).

#### *Les dépôts du Sardon en amont de Saint-Bonnet (locus 3, figure 1)*

La coupe obtenue dans la formation cartographiée Fx est située à 6 mètres au-dessus du lit actuel (figure 5).

Nous avons de bas en haut : un ensemble grossier à galets du socle présentant un concrétionnement plus ou moins marqué. Cet ensemble repose sur des dépôts de pentes grossiers alimentés par les marnes oligocènes. Un ensemble fin limono-sableux sans galet dans lequel viennent s'interstratifier dans sa partie sud des dépôts de pentes carbonatés.

Malgré l'absence de retombées volcaniques dans ce secteur, il paraît évident de rapprocher au moins l'ensemble fin observé ici de celui du Locus 2.

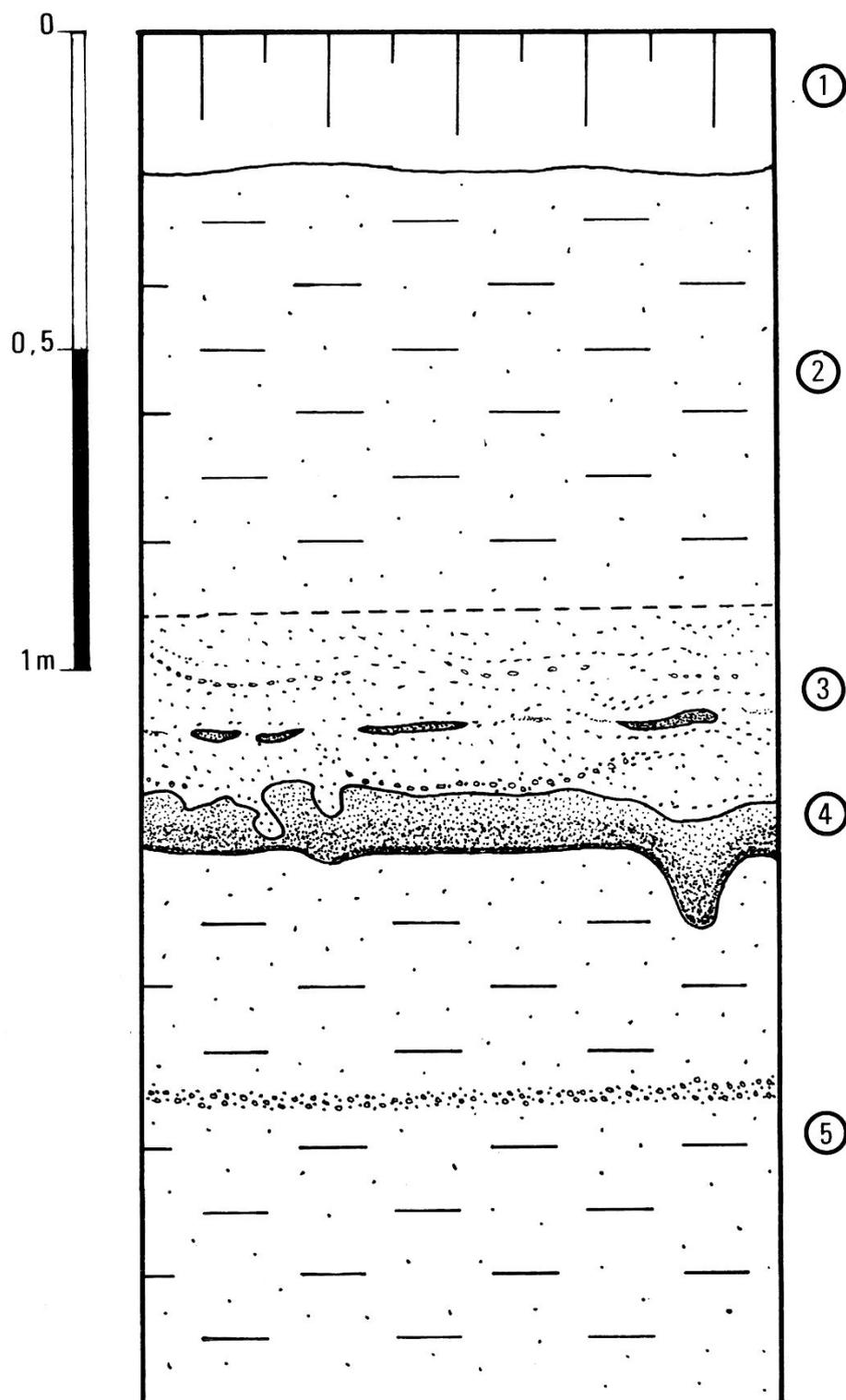


Fig. 3 - Coupe dans Fx du Sardon.

## LES HAUTES ET MOYENNES TERRASSES DE LA MORGE, DU CHAMBARON ET DU SARDON

Dans toutes ces vallées on observe systématiquement deux terrasses bien individualisées au-dessus du lit majeur. La première, généralement située entre 10 et 15 mètres au-dessus du lit actuel, a été dénommée Fw. La seconde, située entre 20 et 25 mètres, a été dénommée Fv.

### *Vallée de la Morge (locus 4)*

Grâce aux travaux autoroutiers nous avons pu observer un profil complet de la vallée de la Morge (figure 4).

#### *Formation de rive gauche*

Sur cette rive nous observons les terrasses Fv et Fw séparées par un talus.

#### a- Fw Morge rive gauche

##### — Description

Cette formation alluviale repose sur des sables oligocènes. Le contact n'est pas régulier mais on remarque de nombreux "chenaux" plus profondément creusés dans le substratum sableux. Sa puissance est en moyenne de 6 mètres. On ne peut y distinguer un niveau particulier. Quelques lentilles sableuses apparaissent sporadiquement dans cette masse uniforme. Elle est constituée par une matrice sableuse emballant de très nombreux galets de roches plutoniques et de quartz mal roulés de taille souvent supérieure à 10 cm de diamètre. L'altération des dépôts est surtout sensible sur les galets de granit alors que les galets de microgranit, d'aplite et de quartz restent sains. Les galets de tuf viséen présentent un cortex d'altération plus clair. L'analyse des minéraux lourds est la suivante : teneur en magnétite 4 %, tourmaline 34 %, apatite 15 %, augite aciculaire 12,5 %, olivine 10 %, zircon 4,5 %, autres 18 %. Notons que le pourcentage d'augites aciculaires est pratiquement le même que celui de Fw Allier dans la région de Vichy (Tuffery, 1986).

##### — Essai de datation de cette terrasse

Notons que l'apport du socle (tourmaline, apatite, zircon) est important (53,5 %) dans le spectre minéralogique et caractérise une formation alluviale de la bordure ouest de la Limagne (Pelletier, 1971). Le pourcentage des minéraux d'origine volcanique est faible (22,5 %) et plaide pour une terrasse ancienne (Pelletier, 1971). La tourmaline (indicolite, variété bleue de tourmaline) présente en pourcentage fort semble, pour l'instant, un bon marqueur pour les terrasses anciennes de la Morge dans ce secteur.

La présence d'Augite aciculaire en pourcentage notable (12,5 %) nous amène à soulever le problème de son origine. Deux hypothèses sont possibles pour la formation de celle-ci : par croissance inachevée dans le liquide magmatique ou bien par altération.

Si nous retenons la première hypothèse, nous envisagerons un apport éolien (le cours de la Morge étant éloigné des formations éruptives traditionnellement données pour être l'origine des augites aciculaires) qui implique une contemporanéité entre l'édification de cette formation alluviale et une éruption à augites aciculaires. Les premiers apports d'augite aciculaire se situent entre 2,5 et 1,6 MA (Pastre, 1982). Les apports de ce minéral sont aussi bien marqués vers 1 MA. Les dépôts ultérieurs (environ 0,5 MA) semblent caractérisés par la dominance de l'augite en baguettes (Pastre, 1982). Ces constatations impliqueraient une datation haute pour cette terrasse mais sa position altimétrique (10-15 mètres au-dessus du cours actuel) nous ferait pencher pour une mise en place durant le pléistocène supérieur ancien (Riss) donc entre 0,4 MA et 0,14 MA.

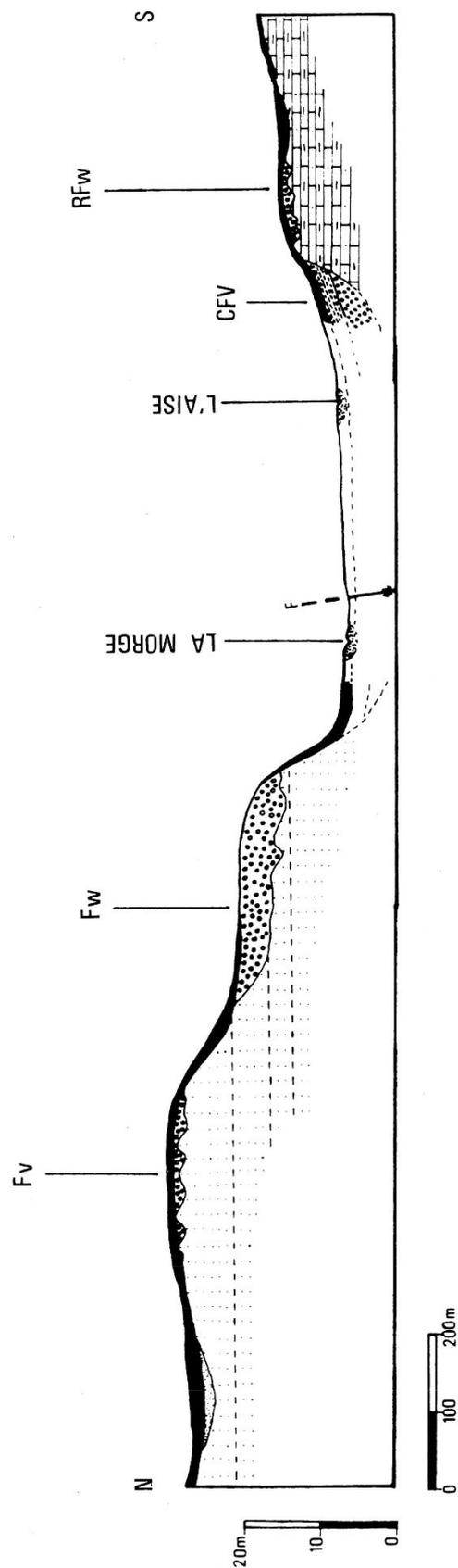


Fig. 4 - Coupe de la Vallée de la Morge.

Si nous retenons la deuxième hypothèse, la présence d'augites aciculaires dans cette terrasse ne fournit pas d'indication précise quant à l'âge de sa mise en place.

A propos de ce problème nous avons réalisé une étude au MEB d'olivines aciculaires provenant d'une terrasse du Chambaron. Cette étude a montré que l'aciculation du minéral, dans ce cas, était antérieure au transport fluviatile car les arêtes et les pointes des acicules étaient émoussées par les traces dues aux chocs fluviatiles.

#### b- Fv Morge rive gauche

Cette formation résiduelle située à 25 mètres au-dessus du lit actuel ne subsiste, le plus souvent, que dans de larges "poches" de 1 à 2 mètres de profondeur creusées dans le substratum sableux oligocène. Comme dans Fw, la matrice constituant Fv est sableuse et emballée de nombreux galets, plus émoussés que ceux présents dans Fw. L'analyse des minéraux lourds donne : teneur en magnétite 17 %, augite brune 53 %, apatite 18 %, tourmaline 11 %, zircon 6 %, grenat 6 %, hornblende brune 6 %, sphène 1 %, augite aciculaire verte 0,5 %. Pour l'instant la datation de cette terrasse n'est pas précisée (de toute façon antérieure à Fw !).

Fv Morge rive gauche a livré un outil indiscutablement taillé réalisé en quartzite à grains fins. Des retouches bifaces dégagent une pointe tranchante alors que la base de l'objet est réservée. L'ensemble de la pièce présente un assez fort émoussé des arêtes dû vraisemblablement à un transport plus ou moins long en milieu fluviatile. Cette pièce rappelle les vieilles industries présentes sur les sables du bourbonnais ainsi que sur les hautes terrasses (Ft, Fu, Fv) de l'Allier et de la Sioule (Magoga, à paraître).

#### *Formations de rive droite*

En rive droite une seule formation est visible. Ce lambeau de terrasses (RFw) est situé à environ 10 mètres au-dessus du lit actuel. L'analyse des minéraux lourds (teneur en magnétite 2,3 %, tourmaline 25 %, augite brune 18 %, apatite 18 %, augite aciculaire 14,5 %, zircon 7 %, olivine 3 %, autres 6 %) permet de rapprocher cette terrasse de Fw Morge rive gauche, bien que l'on observe un léger décalage altimétrique entre leurs bases respectives. Ce décalage pourrait trouver son explication dans le rejeu tectonique de la faille située dans l'axe de la vallée. Cet accident tectonique est confirmé par la différence du substrat oligocène de part et d'autre de la vallée : à gauche sable oligocène, à droite marno-calcaire à lits sableux oligocène.

#### *Vallée du Sardon (locus 3)*

Nous avons obtenu grâce à des travaux agricoles une coupe complète de la rive droite de la vallée ainsi que d'une partie de la rive gauche.

Au dessus des basses terrasses (Fx, Fy et Fz) s'individualisent une moyenne terrasse (Fw, 15 mètres d'altitude relative), subdivisée en Fw1 et Fw2, et une haute terrasse (Fv, 25 mètres d'altitude relative).

#### *Fw Sardon (figure 5)*

Le replat correspondant à cette terrasse est bien marqué sur les deux rives. Seule la rive droite permet une observation en coupe. La formation semble, ici, résiduelle car son épaisseur n'excède pas 2 mètres. La matrice sablo-argileuse emballée de très nombreux fragments de socle très peu roulés et restants anguleux. L'altération atteint préférentiellement les granits. Lors du relevé de la coupe nous avons observé une différence de coloration que l'analyse minéralogique à l'œil nu a confirmée : on distingue deux formations Fw1 et Fw2. Fw1 ne présente pas de fragments volcaniques alors que Fw2 contient des fragments peu roulés de basalte riche en

Si nous retenons la deuxième hypothèse, la présence d'augites aciculaires dans cette terrasse ne fournit pas d'indication précise quant à l'âge de sa mise en place.

A propos de ce problème nous avons réalisé une étude au MEB d'olivines aciculaires provenant d'une terrasse du Chambaron. Cette étude a montré que l'aciculation du minéral, dans ce cas, était antérieure au transport fluviatile car les arêtes et les pointes des acicules étaient émoussées par les traces dues aux chocs fluviatiles.

#### b- Fv Morge rive gauche

Cette formation résiduelle située à 25 mètres au-dessus du lit actuel ne subsiste, le plus souvent, que dans de larges "poches" de 1 à 2 mètres de profondeur creusées dans le substratum sableux oligocène. Comme dans Fw, la matrice constituant Fv est sableuse et emballe de nombreux galets, plus émoussés que ceux présents dans Fw. L'analyse des minéraux lourds donne : teneur en magnétite 17 %, augite brune 53 %, apatite 18 %, tourmaline 11 %, zircon 6 %, grenat 6 %, hornblende brune 6 %, sphène 1 %, augite aciculaire verte 0,5 %. Pour l'instant la datation de cette terrasse n'est pas précisée (de toute façon antérieure à Fw !).

Fv Morge rive gauche a livré un outil indiscutablement taillé réalisé en quartzite à grains fins. Des retouches bifaces dégagent une pointe tranchante alors que la base de l'objet est réservée. L'ensemble de la pièce présente un assez fort émoussé des arêtes dû vraisemblablement à un transport plus ou moins long en milieu fluviatile. Cette pièce rappelle les vieilles industries présentes sur les sables du bourbonnais ainsi que sur les hautes terrasses (Ft, Fu, Fv) de Allier et de la Sioule (Magoga, à paraître).

#### *Formations de rive droite*

En rive droite une seule formation est visible. Ce lambeau de terrasses (RFw) est situé à environ 10 mètres au-dessus du lit actuel. L'analyse des minéraux lourds (teneur en magnétite 2,3 %, tourmaline 25 %, augite brune 18 %, apatite 18 %, augite aciculaire 14,5 %, zircon 7 %, olivine 3 %, autres 6 %) permet de rapprocher cette terrasse de Fw Morge rive gauche, bien que l'on observe un léger décalage altimétrique entre leurs bases respectives. Ce décalage pourrait trouver son explication dans le rejeu tectonique de la faille située dans l'axe de la vallée. Cet accident tectonique est confirmé par la différence du substrat oligocène de part et d'autre de la vallée : à gauche sable oligocène, à droite marno-calcaire à lits sableux oligocène.

#### *Vallée du Sardon (locus 3)*

Nous avons obtenu grâce à des travaux agricoles une coupe complète de la rive droite de la vallée ainsi que d'une partie de la rive gauche.

Au dessus des basses terrasses (Fx, Fy et Fz) s'individualisent une moyenne terrasse (Fw, 15 mètres d'altitude relative), subdivisée en Fw1 et Fw2, et une haute terrasse (Fv, 25 mètres d'altitude relative).

#### *Fw Sardon (figure 5)*

Le replat correspondant à cette terrasse est bien marqué sur les deux rives. Seule la rive droite permet une observation en coupe. La formation semble, ici, résiduelle car son épaisseur n'excède pas 2 mètres. La matrice sablo-argileuse emballe de très nombreux fragments de socle très peu roulés et restants anguleux. L'altération atteint préférentiellement les granits. Lors du relevé de la coupe nous avons observé une différence de coloration que l'analyse minéralogique à l'œil nu a confirmée : on distingue deux formations Fw1 et Fw2. Fw1 ne présente pas de fragments volcaniques alors que Fw2 contient des fragments peu roulés de basalte riche en

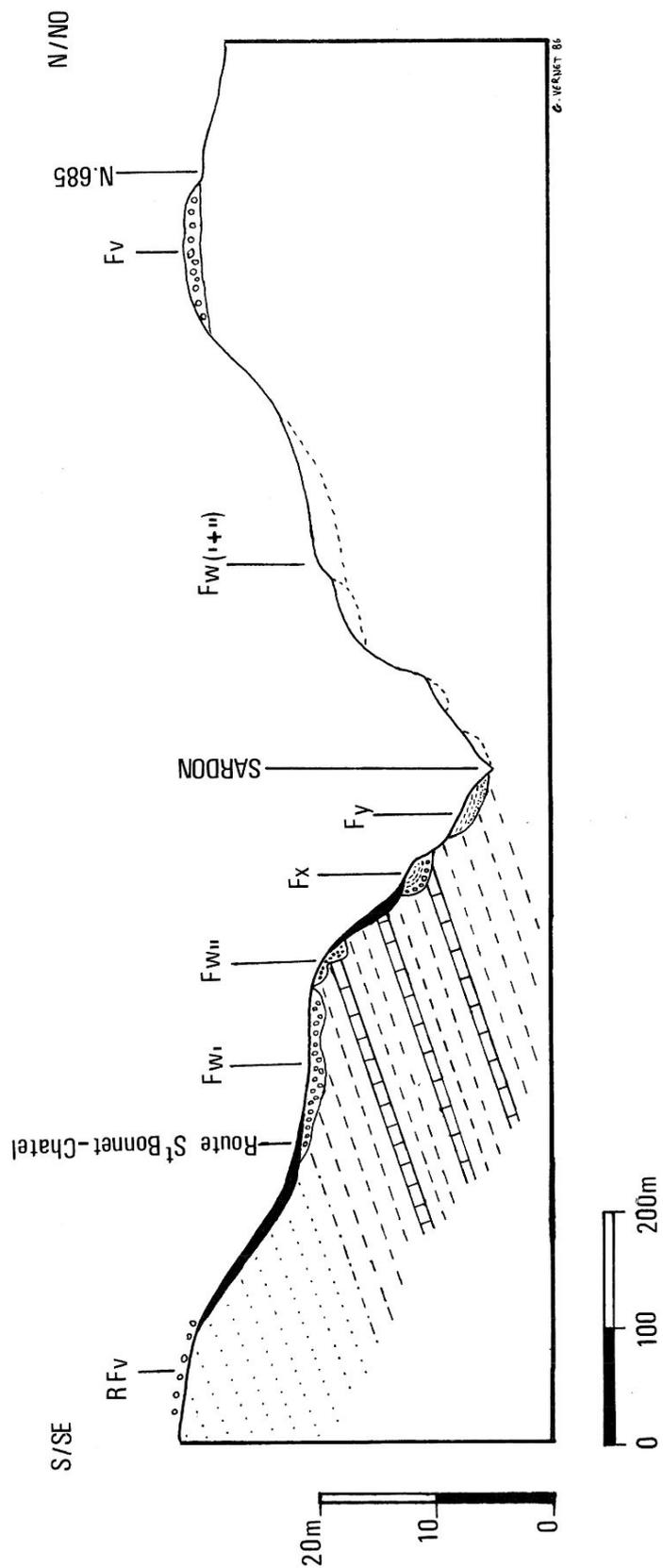


Fig. 5 - Coupe de la Vallée du Sardon.

inclusions feldspathiques et une matrice à scories altérées, augites et olivines automorphes de taille supérieure à 2 mm.

Voyons les deux analyses de minéraux lourds et celle des pyroclastites du maar de Saint-Hippolyte (Pelletier, 1974) :

	Fw1	Fw2	pyroclastites
teneur en magnétite :	49 %	29 %	?
amphiboles :	34 %	5,5 %	1,5 %
zircon :	32,5 %	1 %	0
augite verte :	12 %	7 %	} 53 %
augite brune :	0	44 %	
olivine :	5,5 %	41 %	33,5 %
apatite :	10 %	0	10 %
autres :	6 %	0	1,5 %

Il faut donc envisager une éruption à magma basaltique proche plus ou moins synchrone de la mise en place de Fw2. Le maar de Saint-Hippolyte est à proximité du Sardon, d'autre part les fragments basaltiques de Fw2 sont semblables à ceux rencontrés dans les pyroclastites du maar et dans son remplissage lacustre. Si la mise en place de Fw2 est plus ou moins synchrone de l'éruption du maar de Saint-Hippolyte ( $94000 \pm 14000$  ans avant 1980, Miallier *et al.*, 1984) alors Fw2 serait le témoin sédimentaire d'une phase froide du Würm ancien (sous-stade 5b de la courbe isotopique océanique : Woillard, 1978, Laville *et al.*, 1983).

#### *Fv Sardon*

Cette formation est conservée sur la rive gauche à une altitude de 25 mètres (figure 5) où l'on peut observer en coupe un sédiment argilo-sableux contenant des galets de socle peu roulés. Sa puissance est faible : 1,50 à 2 mètres. L'analyse des minéraux lourds est la suivante : teneur en magnétite 13,5 %, apatite 79,5 %, zircon 16 %, autres 4 %. Ce cortège à apatite-zircon est caractéristique des formations anciennes de la bordure ouest de la Limagne (Pelletier, 1971). L'absence quasi totale des minéraux volcaniques plaide pour une grande ancienneté de cette formation alluviale. En rive droite cette même formation est mal conservée : elle se rencontre sous forme résiduelle (placage de galets à la base des colluvions) sur un replat morphologique peu visible.

#### *Vallée du Chambaron*

On observe également dans cette vallée deux replats morphologiques, bien nets surtout en rive droite. On note en particulier le replat morphologique de Fv Chambaron étendu de la localité d'Yssac-la-Tourette à celle de Pontmort (figure 6). La puissance de cette formation peut atteindre 3 à 4 mètres. En rive gauche au nord du bourg de Davayat, une terrasse a été rattachée à Fv Chambaron. Elle présente une induration provoquée par des venues hydrothermales et elle forme par endroits de véritables poudingues très compacts.

### MISE EN ÉVIDENCE DE PROCESSUS DE DÉFLUVIATION

L'existence de phénomènes de défluviation des cours d'eau en Limagne avait été envisagée depuis longtemps (Garde, 1931) et plus récemment des rejeux tectoniques quaternaires ont été considérés comme facteurs importants pour ces phénomènes (Giot, 1978).

#### *Zone du Sardon*

Sur la carte (figure 6) ont été représentées les terrasses alluviales Fv et Fw ainsi que les zones de marais. Avant le bourg de Saint-Bonnet le Sardon coule d'ouest en est dans une vallée où

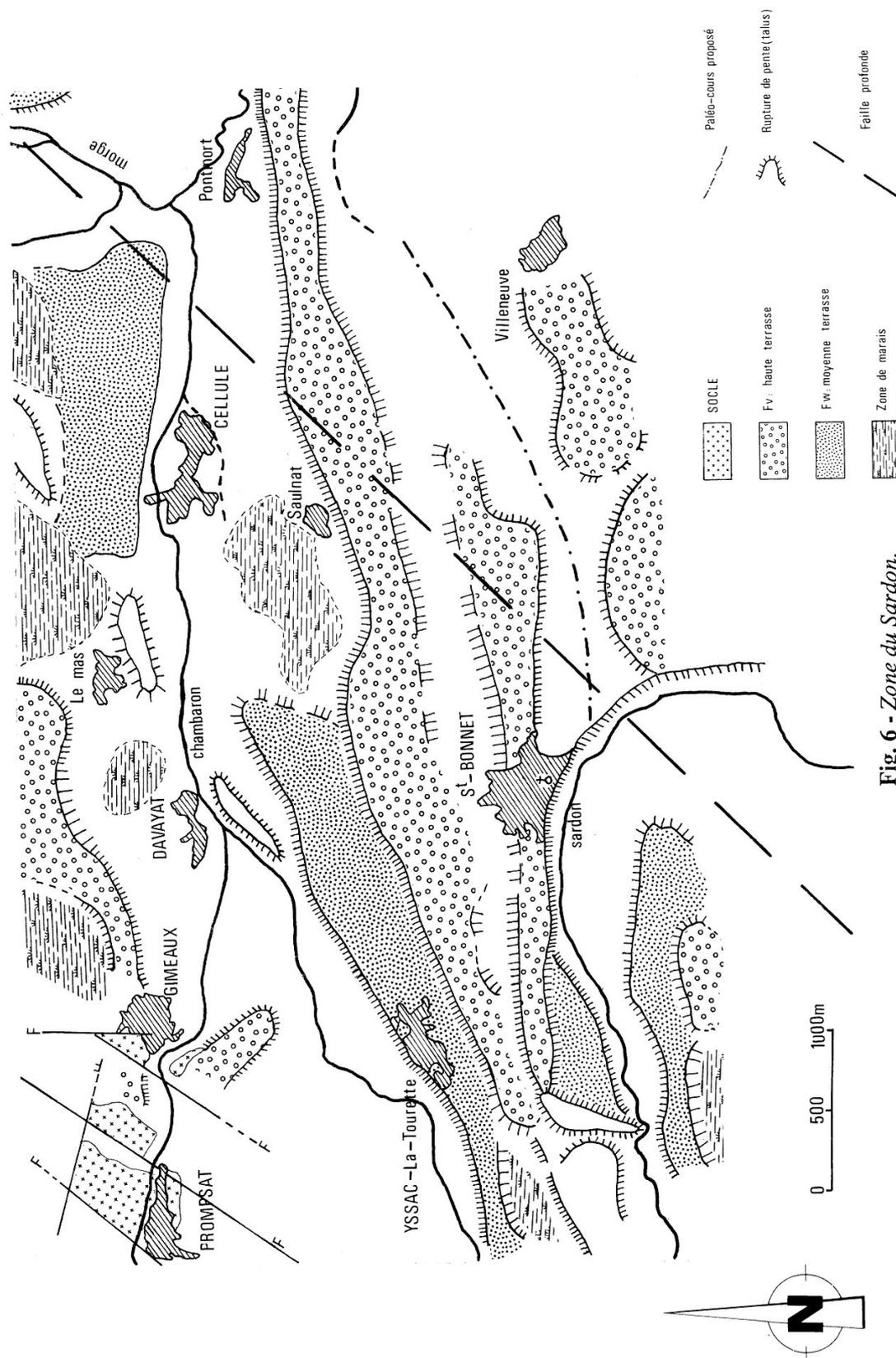


Fig. 6 - Zone du Sardon.

s'observe un étagement complet des terrasses (Fz, Fy, Fx, Fw et Fv). Au niveau de Saint-Bonnet le Sardon forme un coude très marqué vers le sud pour aller rejoindre le marais de Riom, où il se jette dans l'Ambène. A l'est de Saint-Bonnet, dans l'axe de la vallée du Sardon avant qu'il ne bifurque vers le sud, on observe une paléovallée nettement visible en morphologie qui s'étend jusqu'à la localité de Villeneuve ; on y retrouve la terrasse Fv sur les deux bords formant terrasse, par contre on n'observe pas le replat de Fw mais suite à des travaux nous avons pu observer sur le bord nord de la paléovallée des lambeaux de terrasse pouvant peut-être être rattachés à Fw (étude en cours). Nous avons figuré sur la carte présentée l'emplacement de la faille profonde de la bordure ouest de la Limagne repérée par géophysique (Aubert, 1973). Bien que nous n'ayons pas d'élément déterminant pour lier cette défluviation à un possible rejeu de la faille bordière, remarquons cependant que celle-ci passe non seulement à l'aplomb de la zone de défluviation du Sardon mais également au niveau de celle de la Morge (voir chapitre suivant). Cette défluviation est postérieure au dépôt de Fv et peut-être à celui de Fw.

### *Zone de la Morge*

A la sortie du horst de Saint-Myon (figure 7), la Morge, qui coulait primitivement selon un axe ouest-est, amorce un changement de cours et prend jusqu'à hauteur du village d'Aubiat une direction N.NO-S.SE calquée sur une faille. Puis elle prend une direction N-S pour aller rejoindre la vallée du Chambaron à hauteur de la localité de Pontmort ; elle se trouve alors dans la zone de passage de l'accident profond déjà signalé à propos de la défluviation du Sardon. A partir de là, il semble bien que la vallée actuelle de la Morge représente en réalité l'ancienne vallée du Chambaron : la formation Fv Chambaron s'y poursuit sans discontinuité au moins jusqu'à l'est de Varennes-sur-Morge.

Avant cette défluviation, la Morge coulait de l'ouest vers l'est et a déposé sa terrasse Fv au nord d'Aubiat (la morphologie du plateau laisse apparaître deux ou trois paléo-cours possibles). La Morge allait alors rejoindre la vallée du Buron. G. Garde (1931) puis D. Giot (1978) ont déjà reconnu que la vallée du Buron pouvait représenter une paléovallée de la Morge. Nous confirmons cette hypothèse et précisons la zone où s'est produite la capture. L'âge de cette défluviation est pour l'instant assez imprécis : commencée pendant la mise en place de Fv, elle a pu se poursuivre jusqu'au début de la mise en place de Fw. D'après Garde les captures de la Morge et du Sardon interviennent lors du "Monastirien" correspondant à la terrasse de 18-20 mètres. D'après Giot la défluviation de la Morge se situe entre l'édification de Fv et Fw et dans son tableau chronologique entre 1 MA et le début du Würm (vers 110 000 ans BP). Notons enfin qu'une zone de marais s'est créée entre la localité d'Artonne et celle d'Aubiat postérieurement à la défluviation. Sa création semble très récente. L'observation des dépôts palustres révèle d'abondants vestiges préhistoriques et protohistoriques permettant de leur attribuer un âge holocène.

### CONCLUSION

L'étude des systèmes alluviaux de Limagne occidentale ne fait que débiter mais apporte d'ores et déjà de nouveaux éléments de caractérisation et de chronologie des étapes successives de transformation des paléoenvironnements pléistocènes.

L'approche détaillée des dépôts de fond de vallée à la confluence Morge-Chambaron met en évidence :

- des phases de creusement dont une datée de l'Alleröd (11 360 ± 130 ans BP) ;
- la confirmation de l'existence de phénomènes cryergiques et la mise en évidence de gels profonds (pergelisol) à une altitude de 327 mètres au cours du Dryas ancien ;
- 2 retombées basaltiques dont une bien caractérisée et datée à 11 360 ± 130 ans BP (Alleröd) et pouvant servir de marqueur chronologique dans cette zone.

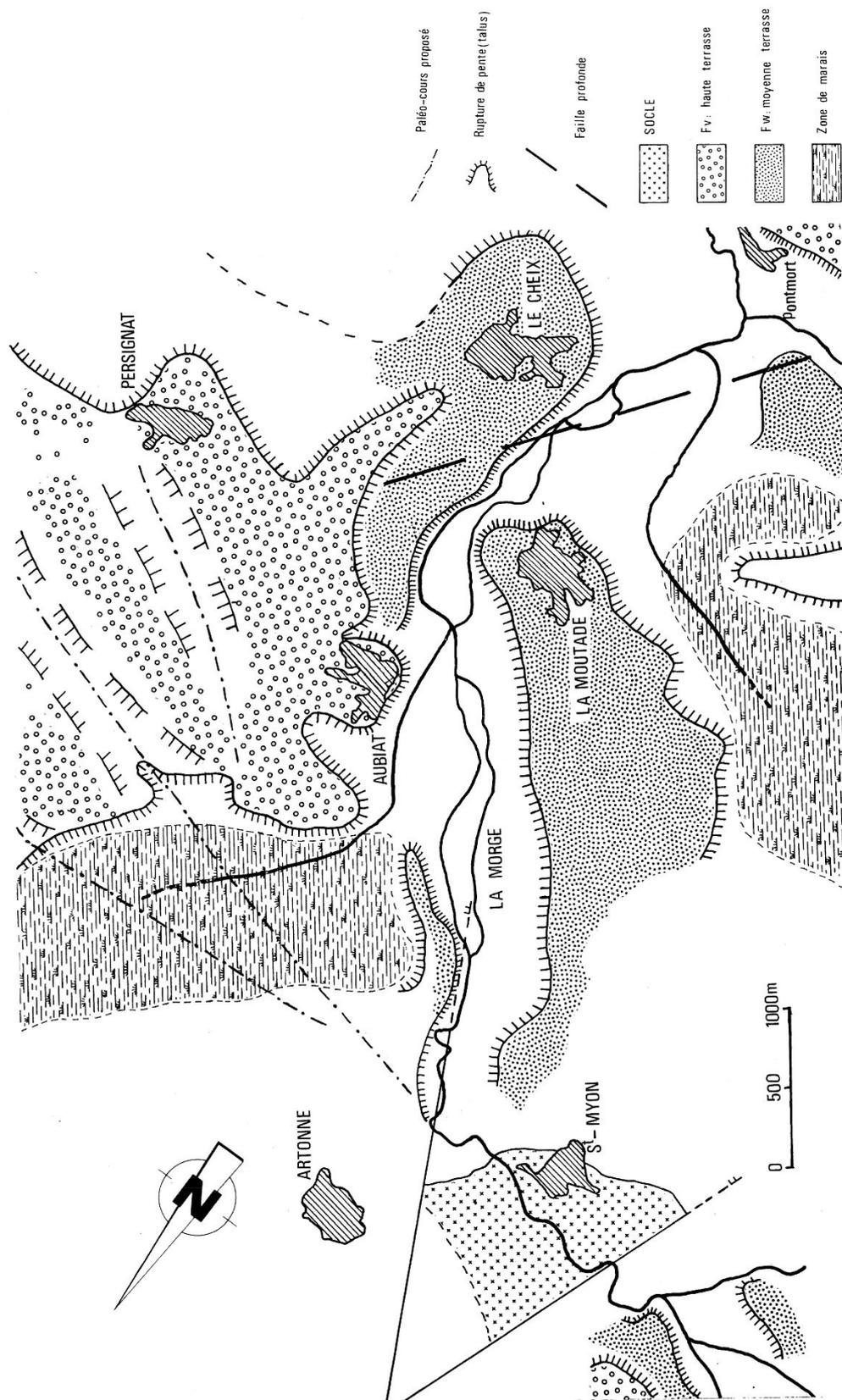


Fig. 7 - Zone de la Morge.

L'étude des hautes et moyennes terrasses (Fv et Fw) du secteur montre :

- un possible apport éolien d'augites aciculaires lors de l'édification de Fw Morge ;
- des anomalies de drainage de la Morge et du Sardon qui sont un élément déterminant pour démontrer l'importance de l'activité néotectonique pléistocène ;
- une pénécotemporanéité entre une éruption proche (maar de Saint-Hippolyte ?) et la mise en place de Fw2 Sardon ;
- le caractère très particulier des alluvions des hautes terrasses (Fv et Fw) pendant le dépôt desquelles se manifeste la présence humaine. Elles se caractérisent par des dépôts non stratifiés de matériaux mal classés et très peu évolués conservant un caractère proche des dépôts de versants granitiques. Elles évoquent des épendages massifs de matériaux grossiers dans l'axe des cours d'eau, au débouché dans le bassin oligocène et témoignent d'une sédimentation particulière caractéristique de zones instables au pied du massif bordier ouest de la Limagne.

## BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M. (1973) - Levé aéromagnétique massif central, Inst. Obs. Phys. Globe, Puy de Dôme, n° 19, pp. 1-15.
- BROUSSE R., DELIBRIAS G., LABEYRIE J. et RUDEL A. (1969) - Éléments de chronologie des éruptions de la chaîne des Puys, *Bull. Soc. géol. de France* (7), XI, 1969, p. 770-793.
- DAUGAS J.-P., DEBENATH A., PELLETIER H., RAYNAL J.-P. et TIXIER L. (1978) - La rase de maison rouge commune de St-Beauzire (P-de-D), *nouv. arch. mus. hist. nat. Lyon*. Fasc. 16 suppl. p. 47-58, 5 fig. 1978 in études quaternaires en grande Limagne d'Auvergne.
- DAUGAS J.-P., RAYNAL J.-P. et TIXIER L. (1982) - Variations du milieu physique et occupation du sol au 2ème Âge du Fer en Grande Limagne d'Auvergne, in *le 2ème Âge du Fer en Auvergne et en Forez et ses relations avec les régions voisines*, Univ. de Sheffield et Centre d'Études Foreziennes Éd, p. 10-20.
- GARDE G. (1931) - Les anciens cours de l'Allier et de ses affluents sur la feuille de Gannat, *C.R.A.S.* t. 192, p. 572 séance du 2 mars 1931.
- GIOT D. (1978) - Manifestations tectoniques récentes en Limagne d'Allier, *Bull. B.R.G.M.* 1, 2, 1978.
- PASTRE J.F. (1982) - Contribution à l'étude des formations volcaniques et alluviales de la basse Couze Chambon (Massif Central Français), *Bull. de l'AFEQ*, 1982-1, p. 13-27.
- PELLETIER H. (1968) - *Sur l'ancien cours de l'Allier en Limagne septentrionale*, *C.R.A.S. Paris* t. 266, p. 52-53 (8 janvier 1968).
- PELLETIER H. (1965) - *Sur les minéraux lourds de quelques sables quaternaires de la Limagne*, *Cahiers Géologiques*, 1965, N° 75-76.
- PELLETIER H. (1971) - *Sur les minéraux transparents des alluvions anciennes et récentes de la Limagne d'Auvergne*, Thèse d'Université, Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand 78 p.
- PELLETIER H. (1970) - *Sur quelques sables de la région riomoise*, *Bull. Hist. et scientifique de l'Auvergne*, tome LXXXIV - N° 627.
- RAYNAL J.P., DAUGAS J.P. et PELLETIER H. (1979) - *Les dépôts de versant du creux-rouge commune de Clermont-Ferrand (P-de-D)*, *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc. 17, suppl. p. 87-95, 4 fig., 1979.

- RAYNAL J.P. (1984) - *Chronologie des basses terrasses de l'Allier en grande Limagne (Puy-de-Dôme, France)*, *Bull. A.F.E.Q.*, 1984-1.2.3, p. 79-84.
- RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PAQUEREAU M.M., GUADELLI J.L., MARCHIANTI D., FAÏN J. et SANZELLE S. (1984) - *Le maar de Saint-Hippolyte (Puy-de-Dôme, France)*, *Rev. des Sciences Naturelles d'Auvergne*, Fasc. 1-2-3-4, vol. 50, 1984, in jubilé H. Pelletier.
- TEXIER J.-P. et RAYNAL J.-P. (1984) - *Les dépôts et terrasses fluviales d'Aquitaine et du bassin de l'Allier*, *Bull. A.F.E.Q.*, 1984-1.2.3, p. 67-71.
- TUFFERY C. (1986) - *Les formations alluviales récentes de l'Allier dans le secteur de Vichy : chronostratigraphie et évolution morphologique*, Institut de géomorphologie, Université de Clermont II, mémoire de maîtrise.
- WOILLARD G. (1978) - Grande Pile Peast Bog : A continuous Pollen Record for the last 140 000 years, *Quaternary Research*, 9, pp. 1-21.

WIDESPREAD ALLERÖD AND BOREAL  
TRACHYANDESITIC TO TRACHYTIC TEPHRA LAYERS  
AS STRATIGRAPHICAL MARKERS  
IN THE MASSIF CENTRAL, FRANCE

■  
Etienne H. JUVIGNÉ\*, Salomon B. KROONENBERG\*\*,  
Antonie VELDKAMP\*\*, Abdelaziz EL ARABI\*\*\*, Gérard VERNET\*\*\*\*

ABSTRACT

A widespread trachyandesitic tephra deposit of Alleröd age occurs in the eastern Limagne Rift valley and in the adjacent Forez Mountains. It is called the Ravel Tephra and was produced by the La Nugère volcano around 11,400 BP. Microprobe analyses show it to be characterized by aluminous diopside and labradorite. Its lobe is directed towards the SE. The Ravel Tephra may be distinguished from another trachyandesitic tephra layer of Alleröd age found in the Cézallier and in the Monts Dore, because the latter has more basic plagioclase, and is about 900 years younger.

At Gerzat, the Ravel Tephra is overlain successively by a thin lacustrine deposit, a trachytic tephra lamina, and another trachyandesitic tephra bed. The trachytic lamina is correlated with the La Taphanel Tephra, which is supposed to be a mixture of the coeval tephra erupted by the Chopine, Kilian and Vasset volcanoes. A trachyandesitic tephra overlying the La Taphanel Tephra, is attributed to the «Nouveau Pariou» volcano. A common age of about 8500 BP is proposed for the trachytic tephra sheets and the trachyandesitic Pariou tephra.

**Key-words:** Tephrochronology, trachyandesite, trachyte, Alleröd, Holocene, France, Massif Central, Chaîne des Puys, Limagne.

RESUME

TEPHRAS TRACHYANDESITIQUES A TRACHYTIQUES D'AGE ALLERÖD ET BOREAL, MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES  
DANS LE MASSIF CENTRAL, FRANCE

Une téphra trachyandésitique d'âge Alleröd a été découverte dans plusieurs sites de Limagne occidentale et dans les Monts du Forez. Elle a été émise par le volcan de La Nugère il y a environ 11.400 ans, et elle a été appelée Téphra de Ravel. Des analyses par microsonde montrent qu'elle est caractérisée par du diopside alumineux et du labrador. Son lobe est orienté vers le SE. Une autre téphra trachyandésitique d'âge Alleröd, qui a été trouvée antérieurement dans le Cézallier et les Monts Dore, ne peut être mise en corrélation avec la Téphra de Ravel, car la première contient des plagioclases plus anorthitiques, et a un âge plus récent d'environ 9 siècles.

Dans l'une des coupes étudiées (Gerzat), la Téphra de Ravel est surmontée dans l'ordre, par une mince couche de sédiments lacustres, une lamine de téphra trachytique, et une autre téphra trachyandésitique. La téphra trachytique est mise en corrélation avec la Téphra de La Taphanel; l'ensemble est considéré comme un mélange des téphras trachytiques pratiquement synchrones, des volcans Chopine, Kilian et Vasset de la Chaîne des Puys. La téphra trachyandésitique sus-jacente est attribuée au Nouveau Pariou. Un âge commun d'environ 8.500 BP est proposé pour l'ensemble des nappes trachytiques et la téphra trachyandésitique du Nouveau Pariou.

**Mots-clés:** Téphrochronologie, trachyandesite, trachyte, Alleröd, Holocène, France, Massif Central, Chaîne des Puys, Limagne.

\* Fonds national de la Recherche scientifique, Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du XX Août, 7, 4000 LIEGE, Belgique.

\*\* Department of Soil Science and Geology, Agricultural University Wageningen, P.O. Box 37, 6700 AA WAGENINGEN, The Netherlands.

\*\*\* Université Chouaib Doukali, Département de Géologie, EL JADIDA, Maroc.

\*\*\*\* Institut du Quaternaire, Université de Bordeaux, Avenue des Facultés, Bâtiment de Géologie, 33405 TALENCE Cedex, France.

*Manuscrit reçu le 19/07/1992, accepté le 10/01/1993.*

## INTRODUCTION

The aim of this paper is to characterize Late Glacial and Holocene tephra layers of the Limagne Rift in order to establish the basis of regional tephrochronology.

Late Glacial and Holocene tephra layers, produced by volcanoes of the Chaîne des Puys in the French Massif Central, frequently occur in sedimentary sequences in the adjacent western Limagne rift. Gachon (1963) established the trachyandesitic composition of some of the tephra, but most of other tephra descriptions from this region are limited to their macroscopical appearances, and the discussion about their sources is mainly restricted to chronostratigraphic arguments (Rudel, 1953, Brousse *et al.*, 1969; Brousse and Rudel, 1973, Daugas *et al.*, 1978; Bout, 1980, Goër *et al.*, 1991).

Recently, Kroonenberg *et al.* (1987) and Lenselink *et al.* (1990) discovered trachyandesitic tephra layers in the Limagne area in the region of Clermont-Ferrand. Only two volcanoes in this area are known to have produced trachyandesitic tephra in the recent past, but on the basis of the chronostratigraphical data alone, an origin in either the La Nugère or the Pariou volcano could not be established. In a swampy depression between La Moutade and Cellule, Vernet and Paquereau (1986, 1991) and Vernet *et al.* (1990) have reported the presence of a basic tephra layer (La Moutade Tephra). In this paper we try to identify the origins of the tephra in the western Limagne Rift using microprobe analyses of constituent minerals and glass (fig. 1).

## THE STUDY SITES

### RAVEL

A Late Glacial-early Holocene up to 7 m thick sequence of lacustrine and fluvial sediments and peat is found in the Marais de Ravel, a 2.5 to 5 km wide depression between the Allier and Dore rivers. Six sedimentary units have been distinguished at this site, from bottom to top (fig. 2): (A) fluvio-periglacial sand (Late Pleniglacial on the basis of pollen evidence); (B) Late Glacial lacustrine marl, dated by both palynology and radiocarbon dating; (C) a dark brown tephra layer «Ravel C»; (D) peat and black clay dated with radiocar-

bon and pollen analysis to the Preboreal; (E) black clay dated palynologically to the Boreal and Atlantic periods; (F) fluvial clay and sand, dated to younger than 5000 BP.

In different cores, the thickness of the tephra layer Ravel C varies from 1 to 10 cm. One sample of this layer has been described by Kroonenberg *et al.* (1987, sample S23). The volcanic material is so dark that it is difficult to distinguish from adjacent organic material. The fraction coarser than 150  $\mu\text{m}$  consists of about 90 % scoria and 10 % felsic fragments.

Analyses of thin sections from an undisturbed core revealed a composition of trachyandesitic rock fragments (87 %), loose phenocrysts of plagioclase (10 %), augite (1 %), brown amphibole (1 %) and opaques (1%), with a maximum grain size of 0.5 mm.

In core S23, the tephra is bracketed between radiocarbon dates  $9810 \pm 100$  BP (GrN 12890, unit C) and  $12,370 \pm 230$  BP (GrN 12891, unit B) (Kroonenberg *et al.*, 1987). Tephra samples taken from this core were used for microprobe analysis (see below).

### GERZAT

Gerzat is the site of an archaeological excavation by the University of Sheffield, UK, (e.g. Collis, 1984), in which the following sequence is to be observed from bottom to top (fig. 2): (A) At the base greenish grey calcareous loam, evidently a weathering product of the underlying Oligocene marl; (B) organic clay; (C) black tephra layer «Gerzat-C»; (D) yellowish green non-calcareous lacustrine clay; (E) white tephra layer «Gerzat-E»; (F) black laminated tephra layer «Gerzat-F»; (G) black soil.

The Gerzat-C tephra layer is about 15 cm thick. It is a poorly sorted dusty ash of which about 3/4 is bimodal ash with modes at 1189  $\mu\text{m}$  and 297  $\mu\text{m}$ , and 1/4 is dust (<50  $\mu\text{m}$ ). The fraction > 105  $\mu\text{m}$  is composed of 91 % scoria and 9 % felsic fragments.

The Gerzat-E tephra layer is conspicuous and 2 cm thick. The ash fraction is unimodal (mode: 148  $\mu\text{m}$ ). The fraction > 105  $\mu\text{m}$  has been examined microscopically, and found to consist mainly of white pumice (95 %) and loose phenocrysts (2.5 % felsic, 2.5 % mafic). Three analyses of the pumice (tab. 1A) indicate an  $\text{SiO}_2$ -

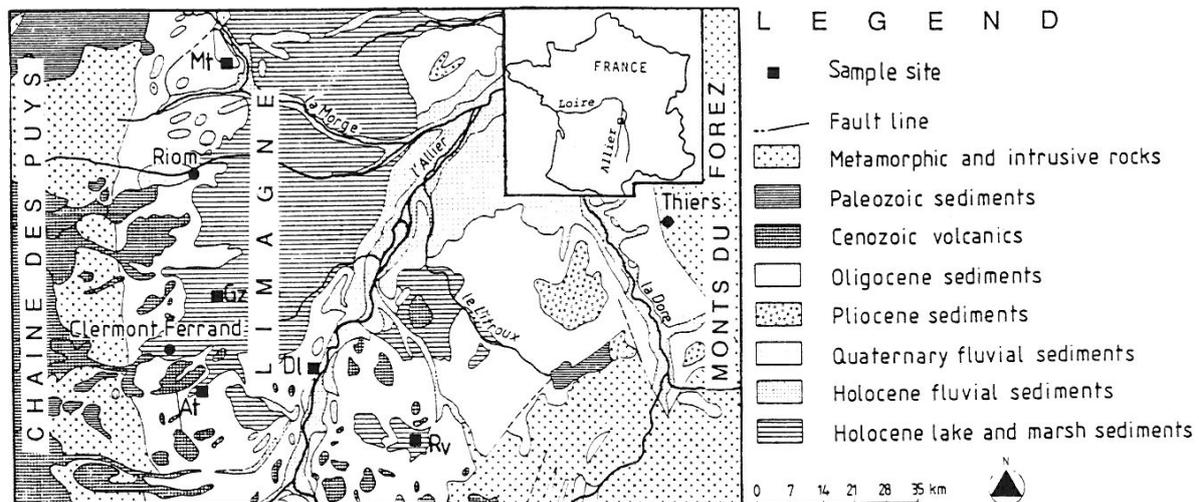


Fig. 1: Outline of the geology and location of sampling sites. Mt= La Moutade, Gz= Gerzat, DI= Dallet, At= Artière, Rv= Ravel.

Fig. 1: Localisation des sites étudiés dans leur contexte géologique.

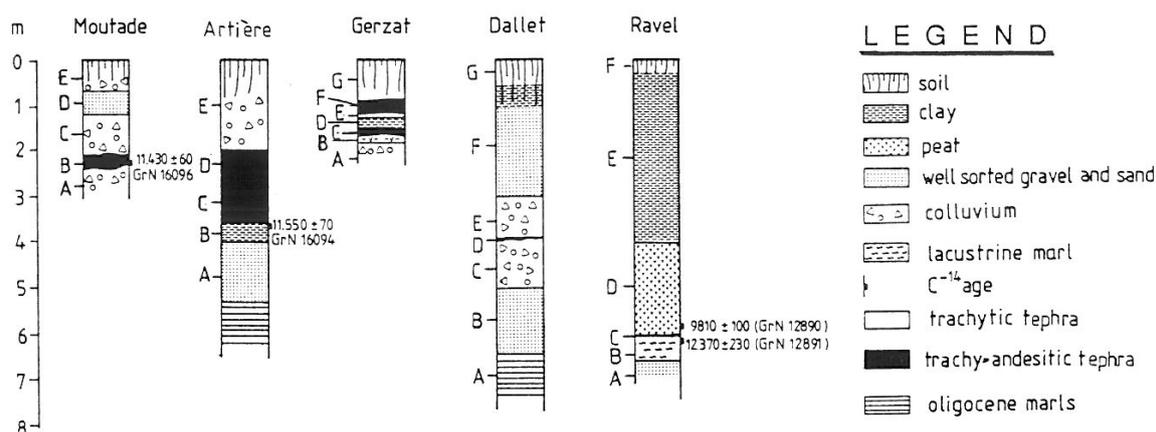


Fig. 2: Stratigraphy of studied sections

Fig. 2: Stratigraphie des coupes étudiées.

oversaturated trachytic composition ( $\text{SiO}_2 = 65\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9.6\%$ ; see classification of volcanic rocks in fig. 3). In order of decreasing abundance, the transparent mafic phenocrysts consist of clinopyroxene, brown amphibole, biotite, zircon, apatite, and garnet (from the basement rocks).

The Gerzat-F tephra layer is about 28 cm thick. This is a fine to medium ash, unimodal (mode  $148\ \mu\text{m}$ ), and moderately sorted. In the fraction  $>105\ \mu\text{m}$ , 63 % are scoria, the remainder consists of felsic fragments.

#### LA MOUTADE

This site is the bank of a deep ditch NW of Riom in the Grand Marais. This drains a swampy depression now used for agriculture. From bottom to top, the profile consists of (fig. 2): (A) colluviated weathered greenish Oligocene marl; (B) black tephra mixed with organic matter «La Moutade-B»; (C) black, partly colluviated lacustrine clay; (D) sandy and locally gravelly fluvial sediment; (E) black soil.

The tephra layer La Moutade-B is about 30 cm thick. As with the Ravel-C layer, the volcanic matter is so dark that it is difficult to distinguish from the organic matter. The fraction  $>105\ \mu\text{m}$  is composed of 89 % scoria and 11 % lithics. Organic matter in the lower part of the tephra layer has been radiocarbon dated to  $11,430 \pm 60$  BP (GrN 16096), and alkali-extract dated to  $11,030 \pm 100$  BP (GrN 16133; Lenselink *et al.*, 1990). Vernet *et al.* (1990) described a tephra layer of similar age ( $11,360 \pm 130$  BP; Ly 3733) from the same swamp.

#### ARTIERE

The Artière section cuts through a fluvial-lacustrine deposit found in a deep incision in the low terrace level of the Artière River at the foot of the Puy de Crouël (Lenselink *et al.*, 1990). The sequence is composed of five major units (fig. 2): (A) Artière gravel with basalt fragments and crystals; (B) 0.45 m of black clay rich in organic matter. The pollen spectrum suggests a Late Glacial interstadial age. An age of  $11,690 \pm 80$  BP (GrN 16093) was obtained from the middle of the clay layer, and one of  $11,550 \pm 70$  BP age (GrN 16094) from 10 cm under the abrupt transition to the underlying tephra; (C) black indurated tephra; (D) reworked tephra with some non volcanic crystal admixture ( $<5\%$ ); (E) at least three colluviated layers of clay-loam.

The Artière-C tephra is about 1 m thick; it is partly

indurated and includes organic matter. The fraction  $>105\ \mu\text{m}$  consists of 97 % scoria and 3 % lithics.

#### DALLET

In a sharp bend of the Allier river west of Dallet a long exposure occurs in the Würmian terrace (Fxa). It shows the sequence (fig. 2): (A) greyish Oligocene marl; (B) gravelly basalt-rich Late Pleniglacial Allier sediments, with quartz-rich sand of local origin; (C) sandy colluvial layer gradually changing into more local calcareous fluvial sediment; (D) dark grey tephra layer «Dallet-D»; (E) calcareous and cemented colluvial material (as in the Artière basin, Lenselink *et al.*, 1990); (F) local fluvial sediment layer; (G) colluvial soil.

The tephra Dallet-D is 1 to 10 cm in thickness. The fraction  $>105\ \mu\text{m}$  consists of 85 % scoria and 15 % lithics.

#### MINERALOGY AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE TEPHRAS

##### MAGMA COMPOSITION

The magma compositions have been inferred from analyses of whole rock and glass shards. All analyses were undertaken with a CAMEBAX electron microprobe.

(1) Whole rock compositions were determined on about 0.02 g of hand picked material of scoria/pumice fragments  $>105\ \mu\text{m}$ . Each sample was fused to a homogeneous glass bead.

(2) Glass compositions were obtained from clear homogeneous glass adhering to phenocrysts (in the samples Gerzat-E and -F, such glass was not found).

According to the international classification of Le Bas *et al.* (1986, fig. 3), the scoria from all sites is a basaltic trachyandesite (shoshonite, because  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}-2$ ); the glasses are all trachyandesite (latite, because  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}-2$ ). After previous analyses (Vernet *et al.*, 1991; Vernet, 1992), the scoria from La Moutade Tephra is somewhat more basic (trachybasalt) than our scoria from La Moutade-B tephra (fig. 3, left column, 4th diagram: V]. A possible explanation may be bias due to hand picking grains for analysis. Alternatively the different analytical techniques used may have affected the results. Several grams of scoria from La Moutade Tephra were fused for X-ray fluorescence (Vernet *et al.*, 1991), in contrast microsamples were used for the mi-

croprobe analyses of La Moutade-B tephra layer (see above). A similar difference has been noted by Gourgaud and Camus (1984) from products of the La Nugère volcano (fig. 4B), and by Juvigné (1991a) on those from the Pavin volcano; in these examples different techniques were also used.

#### TRANSPARENT PHENOCRYSTS

Optical techniques have been used to determine the loose phenocrysts in the 63-212  $\mu\text{m}$  fraction of all the tephra samples. In addition, the 212-425  $\mu\text{m}$  fraction has been analysed in the tephra from Gerzat-F and Artière-B (tab. 2). In general the samples are dominated by clinopyroxene and amphibole (about 98 % of the association), but the internal pyroxene/amphibole ratio varies from 13 to 1. The ratio pyroxene/amphibole is reversed in the La Moutade Tephra: 29/70, 16/74 (Vernet *et al.*, 1991). This does not rule out a correlation between La Moutade Tephra and Ravel Tephra, since similar differences resulting from microscopical determination occur in other tephra layers investigated by different authors (see e.g. Juvigné, 1990). Up to 1 % of the mafic phenocrysts of the Gerzat-F, Dallet-D, Ravel-C tephra is olivine. In all samples except Gerzat-E biotite is very rare.

The clinopyroxenes from all studied sites (tab. 1C, fig. 3C and 3D) are essentially diopside  $\text{Hd}_{23-33}$ . All are aluminous, some subsilicic and two chromian. There are no significant differences between the sites (according to the classification of Leake, 1978).

The amphiboles are essentially light to dark brown pleochroic grains. Optically they are identical to amphiboles of the Chaîne des Puys, which have been attributed to the pargasite-kaersutite series (see e.g. Goër *et al.*, 1991).

The analysed plagioclases (tab. 1D, fig. 3) are labradorite ( $\text{An}_{51-62}$ ) microliths. No significant differences have been noted between the sites.

## PROVENANCE OF THE TEPHRA

### RAVEL-C TEPHRA

According to the scoria composition, this tephra is a basaltic trachyandesite (shoshonite) with aluminous diopside, brown amphibole and labradorite ( $\text{An}_{53-60}$ ) (fig. 3C-D, tab. 1C-D). These characteristics are similar to those of the tephra of the Nouveau Pariou (fig. 3A), and basic scoria of La Nugère (fig. 3B). As the base of the overlying layer the tephra is dated at  $9810 \pm 100$  BP (GrN 12890, see above), on chronological grounds the Ravel-C tephra can only be correlated with the basic scoria of La Nugère.

### GERZAT-E, C AND F TEPHRA LAYERS

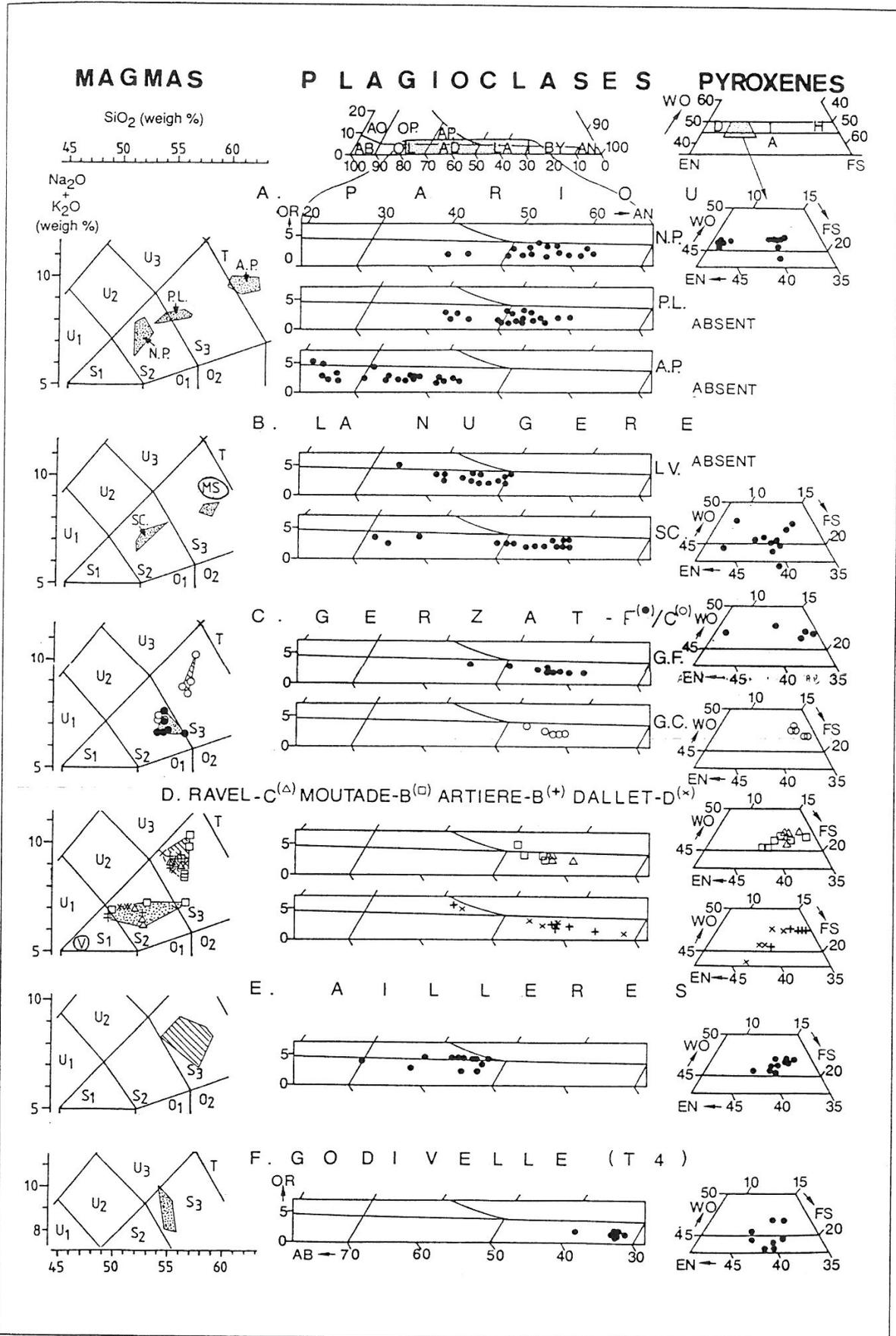
(1) *The trachytic tephra Gerzat-E* forms a stratigraphic marker in all the studied sections. Gerzat-E and La Taphanel Tephra have almost similar mafic mineral suite (titanite was not found in Gerzat). The La Taphanel Tephra (Juvigné, 1983, 1987a) dated at  $8780 \pm 65$  BP (Gewelt and Juvigné, 1987) is almost coeval with Gerzat-E. The Puy de Dôme Tephra (9800 BP) found in the Narse d'Ampoix (Juvigné and Gewelt, 1987) has essentially biotite. The black trachytic glassy layer corresponding to the early eruption of the Pariou (Camus, 1975; El Arabi, 1987) is present neither in Clermont (Raynal *et al.*, 1990) nor in Gerzat (Gerzat-E is a light grey lamina). This implies that the Gerzat-E trachyte can only be correlated with coeval trachytic tephra sheets Chopine-Kilian-Vasset. The Kilian and Vasset trachytes have amphibole and biotite, and the Chopine trachyte has pyroxene, sphene, zircon and apatite (Camus, 1975). Although Vernet (1992) pointed out that Bentor (1955) noted the presence of pyroxene in the Kilian tephra, this lacks zircon, sphene and apatite. Therefore the Gerzat-E trachyte might represent a mixture of Vasset and/or Kilian trachyte with Chopine trachyte. In the peat bogs from the southern Chaîne des Puys and the NE Cantal, there is no peat interbedded between the brown amphibole bearing tephra, and the pyroxene-sphene-zircon-apatite bearing tephra (Juvigné, 1983, 1987a), so in

**Fig. 3: Composition of magmas, pyroxenes, and plagioclases of trachyandesitic tephra layers in the Limagne, and of their source volcanoes. Magma composition of scoria and glasses in the TAS diagram of Le Bas *et al.* (1986). Legend: U1 = tephrite, basanite; U2 = phonotephrite; U3 = tephriphonolite; S1 = trachybasalt; S2 = basaltic trachyandesite; S3 = trachyandesite; T = trachyte; O1 = basaltic andesite; O2 = andesite. Dotted field = whole rock; hatched field = glass.**

**A:** Products of Pariou volcano, after El Arabi (1987); A.P. = tephra of Ancien Pariou; P.L. = Pariou lava; N.P. = tephra of Nouveau Pariou.  
**B:** Products of La Nugère volcano after data from Gourgaud and Camus (1984). SC = basic scoria; LV = lava; MS = groundmass of basic scoria.  
**C:** G.F. = sample Gerzat-F; G.C. = sample Gerzat-C.  
**D:** Samples from 4 localities. V = values for La Moutade Tephra after Vernet *et al.* (1990).  
**E:** Aillères Tephra, after Etlicher *et al.* (1987).  
**F:** Godivelle Tephra 4 according to Juvigné (1987b).  
**Plagioclases.** - Determination after the classification of Barth (1969): AO = anorthoclase; AB = albite; OL = oligoclase; O.P. = potassic oligoclase; AD = andesine; A.P. = potassic andesine; LA = labradorite; BY = bytownite; AN = anorthite.  
**Pyroxenes.** - Determination after the classification of Morimoto (1988): WO = wollastonite; EN = enstatite; FS = ferrosilite; D = diopside; H = hedenbergite; A = augite. In [A] (La Nugère: Gourgaud and Camus, 1984), and [B] (Pariou: El Arabi, 1987), only pyroxene phenocrysts are taken into account; in several cases scans from the core to the rim of a single grain have been made.

**Fig. 3: Composition des magmas, des pyroxènes et des plagioclases de téphras trachyandésitiques en Limagne, ainsi que de leurs volcans émetteurs. Composition des magmas et de verres, d'après la classification de Le Bas *et al.* (1986). Légende: U1 = téphrite, basanite; U2 = phonotéphrite; U3 = téphriphonolithe; S1 = trachybasalte; S2 = trachyandésite basaltique; S3 = trachyandésite; T = trachyte; O1 = andésite basaltique; O2 = andésite. Champ pointillé = roche globale; champ hachuré = verre.**

**A:** Produits du volcan Pariou, d'après El Arabi (1987): A.P. = téphra de l'Ancien Pariou; P.L. = lave du Pariou; N.P. = téphra du Nouveau Pariou.  
**B:** Produits du volcan La Nugère d'après de Gourgaud et Camus (1984): SC = scories basiques; LV = lave; MS = mésostase de scories basiques.  
**C:** G.F. = échantillon Gerzat-F; G.C. = échantillon Gerzat-C  
**D:** Échantillons de La Moutade, Dallet, Artière et Ravel. V = Téphra de la Moutade, d'après Vernet *et al.* (1990).  
**E:** Téphra d'Aillères, d'après Etlicher *et al.* (1987)  
**F:** Téphra 4 de Godivelle, d'après Juvigné (1987b)  
**Plagioclases,** d'après la classification de Barth (1969): AO = anorthoclase; AB = albite; OL = oligoclase; O.P. = oligoclase potassique; AD = andésine; A.P. = andésine potassique; LA = labrador; BY = bytownite; AN = anorthite.  
**Pyroxènes,** d'après la classification de Morimoto (1988): WO = wollastonite; EN = enstatite; FS = ferrosilite; D = diopside; H = hedenbergite; A = augite. En [A], La Nugère, d'après Gourgaud et Camus (1984), et en [B], le Pariou, d'après El Arabi (1987). Seuls les phénocristaux ont été pris en considération; dans plusieurs cas, les auteurs ont répété les analyses du bord vers le centre d'un même grain.



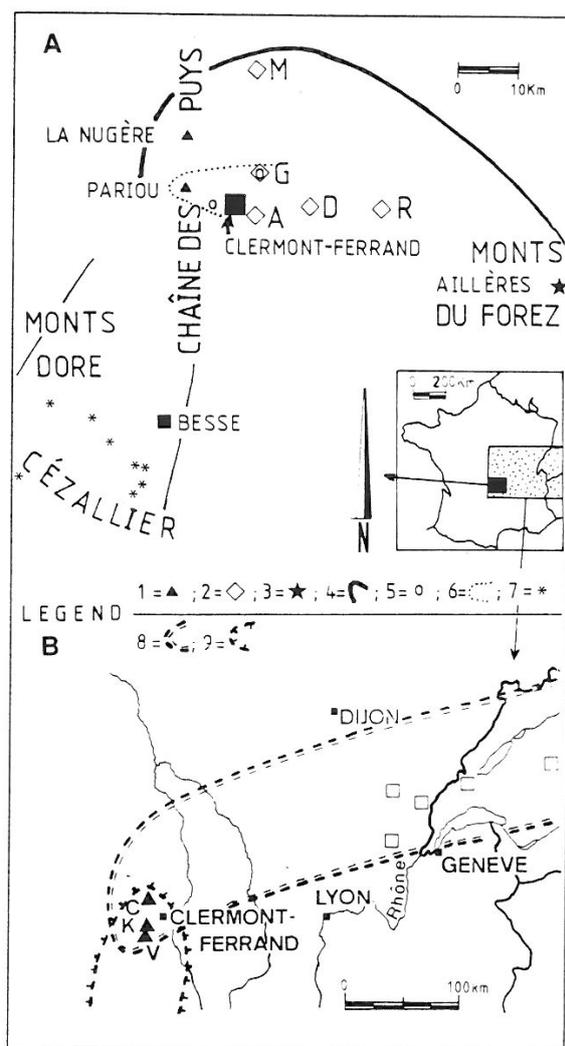


Fig. 4: Widespread Holocene and Late Glacial tephra lobes correlated with volcanoes of the Chaîne des Puys.  
**Legend.- A.** Trachyandesitic tephras: 1 = principal volcanoes cited in the text; 2 = studied sites (M = La Moutade, G = Gerzat, A = Artière, D = Dallet, R = Ravel), each of them contains the Ravel Tephra; 3 = Gour des Aillères containing the Aillères Tephra; 4 = Ravel tephra lobe after all available data (Goër *et al.*, 1991; our results, see text); 5 = occurrences of Pariou tephra (Chamalières after Raynal *et al.*, 1989; Gerzat, present paper); 6 = Pariou tephra lobe; 7 = Godivelle T4 occurrence after Juvigné (1987b) and Bastin *et al.* (1990); 8 = approximate location of T4 lobe. **B.** Trachytic tephras: 9 = La Taphanel-Chopine tephra lobe after Juvigné (1987a, 1991, 1992a, 1992b, and this paper); 10 = Kilian-Vasset tephra lobe after Juvigné (1991b, 1992b, and this paper). All lobes indicate minimum areas.

Figure 4: Lobe de téphras trachytiques et trachyandésitiques de la Chaîne des Puys, largement dispersées pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Légende.- A. Téphras trachyandésitiques: 1 = principaux volcanos cités dans le texte; 2 = sites étudiés (M = La Moutade, G = Gerzat, A = Artière, D = Dallet, R = Ravel), dont chacun comprend la Téphra de Ravel; 3 = Gour des Aillères contenant la Téphra d'Aillères; 4 = lobes de la Téphra de Ravel d'après l'ensemble des données disponibles (Goër *et al.*, 1991; nos résultats dans le texte); 5 = sites contenant la téphra trachyandésitique du Pariou (Chamalières, d'après Raynal *et al.*, 1989; Gerzat, voir texte); 6 = lobe de la Téphra du Pariou; 7 = sites où la Téphra 4 de Godivelle a été trouvée, d'après Juvigné (1987b) et Bastin *et al.* (1990); 8 = ébauche du lobe de la Téphra 4 de Godivelle. B. Téphras trachytiques: 9 = Lobe de la Téphra de La Taphanel-Chopine d'après les données de Juvigné (1987a, 1991, 1992a, 1992b, et in litteris); 10 = Lobe des téphras Kilian-Vasset d'après les données de Juvigné (1991b, 1992b, et in litteris).

Tous les lobes représentés sur cette figure sont susceptibles d'extension.

order to achieve a mixed deposit at Gerzat-E, the tephra-falls should have erupted within a very short time span (days to years).

(2) The stratigraphic position of the basaltic trachyandesitic tephras Gerzat-C and Gerzat-F with respect to the Gerzat-E trachytic tephra, suggests that they can be attributed to La Nugère and to the Pariou, respectively.

The products of the Pariou volcano have been studied by Camus (1975), El Arabi (1987) and Raynal *et al.* (1989). They can be subdivided into two groups, in the following chronological order: (1) a tuff ring formed by phreatomagmatic activity («Ancien/Old Pariou»); (2) a strombolian cone «Nouveau/New Pariou» which has emitted a large scale lava flow (El Arabi, 1987). The similarity between the Gerzat-F tephra (fig. 3C) and the Nouveau Pariou products indicates a link between them. Among the products of the Pariou, only the Nouveau Pariou scoria is similar to the Gerzat-F tephra because in both cases the pyroxene phenocrysts are aluminous diopside ( $Hd_{15-33}$ ), the plagioclases are labradorite ( $An_{41-62}$ ) and the scoria is basaltic trachyandesite.

(3) The characteristics of the Gerzat-C tephra are identical to those of the basic scoria of the La Nugère volcano (fig. 3B). Both groups are basaltic trachyandesite (shoshonite), their pyroxenes are aluminous diopside ( $Hd_{18-30}$ ), and their plagioclases are labradorite ( $An_{54-60}$ ). Furthermore the chronological evidence is consistent.

#### LA MOUTADE-B, ARTIERE-B AND DALLET-D TEPHRA LAYERS

The mineralogical and chemical characteristics of these three tephra layers (fig. 3D, tab. 1) correspond with both those of the basic La Nugère tephra (fig. 3B), as well as those of the Nouveau Pariou tephra (fig. 3A). The fraction coarser than  $105 \mu m$  in these three samples, contains less than 13 % felsic fragments, a figure similar to the Ravel-C and Gerzat-C tephras. This contrasts with the Gerzat-F tephra which contains about 37 % felsic fragments, and is attributed to the Pariou.

#### THE RAVEL TEPHRA AS A TEPHROSTRATIGRAPHIC MARKER

On the basis of mineralogical and chemical data, the Ravel-C, Gerzat-C, La Moutade-B, Artière-B and Dallet-D tephra layers can be attributed to a single ash-fall. In most sites these tephra layers are intimately associated with organic sediments. We propose to call this tephrostratigraphic marker the **Ravel Tephra**. If the apparent chemical and mineralogical differences with the La Moutade Tephra are the results of methodological differences, the name La Nugère Tephra would become more appropriate.

#### CORRELATION OF THE RAVEL TEPHRA WITH OTHER TEPHRA OCCURRENCES

In the following section, only tephra layers for which chemical data are available will be discussed. Many works referring to the occurrence of tephra layers cited in the introduction will not be considered here as too little information is available to attempt a reliable correlation. However Rudel (1953) attributed cryoturbated tephra layers to the Pleniglacial. It is now very well known that very cold climatic conditions during Younger Dryas triggered important periglacial features. Hence, the cryoturbated Ravel Tephra could be that described by Rudel.

	GERZAT-F	GERZAT-E	GERZAT-C	MOUTADE-B A. SCORIAE	ARTIERE-B	DALLET-D	RAVEL-C	AILLERES	GODIV. T4
	N=7	N=3	N=3	N=3	N=3	N=3	N=3		N=9
Si O <sub>2</sub>	54,95±0,90	65,13±0,38	54,18±0,28	53,12±3,37	50,52±1,77	50,92±0,80	52,06±1,29		55,52±0,53
Ti O <sub>2</sub>	2,24±0,10	0,64±0,06	2,36±0,12	2,14±0,60	2,42±0,35	2,42±0,07	2,24±0,11		1,65±0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,72±0,53	18,43±0,38	19,09±0,41	20,36±0,77	17,86±0,58	18,32±0,08	18,36±0,49		20,28±0,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03±0,05	0,03±0,04	0,02±0,02	0,05±0,02	0,01±0,01	0,00±0,00	0,00±0,00		0,06±0,06
Fe O <sub>1</sub>	6,83±0,67	2,99±0,14	7,36±0,57	7,40±2,81	9,05±0,28	9,03±0,38	8,41±0,28		5,45±0,34
Mn O	0,10±0,02	0,11±0,08	0,12±0,04	0,06±0,03	0,18±0,06	0,18±0,01	0,17±0,10		0,09±0,03
Mg O	2,00±0,18	0,91±0,06	2,31±0,04	2,35±0,34	4,36±0,42	3,87±0,09	4,05±0,36		1,88±0,06
Ca O	7,21±0,51	2,08±0,04	7,25±0,14	7,29±1,04	8,80±1,39	8,12±0,59	8,06±0,36		6,16±0,14
Na <sub>2</sub> O	4,22±0,39	4,70±0,25	4,54±0,15	4,78±0,21	4,40±0,03	4,39±0,06	4,40±0,23		4,47±0,31
K <sub>2</sub> O	2,64±0,17	4,91±0,17	2,71±0,06	2,42±0,23	2,37±0,02	2,70±0,11	2,27±0,11		4,40±0,97
ORIG. TOT.	54,02±4,17	51,97±3,47	57,13±2,37	52,68±5,26	51,85±2,01	52,57±2,16	50,07±0,56		48,07±0,50
B. GLASSES									
		N=4	N=5	N=4	N=4	N=4	N=12		
Si O <sub>2</sub>		56,59±0,43	56,46±0,48	55,37±0,50	55,19±1,01	55,40±0,50	56,88±1,34		
Ti O <sub>2</sub>		2,19±0,10	2,47±0,15	2,41±0,11	2,48±0,14	2,39±0,07	2,36±0,44		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		16,57±0,34	16,18±0,16	16,39±0,59	16,17±0,23	16,25±0,11	16,58±0,42		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,01±0,01	0,00±0,00	0,01±0,01	0,00±0,00	0,00±0,00	0,00±0,00		
Fe O <sub>1</sub>		7,35±0,65	7,74±0,38	8,10±0,46	8,62±0,45	8,26±0,11	7,23±1,17		
Mn O		0,28±0,04	0,25±0,04	0,25±0,03	0,24±0,06	0,25±0,07	0,28±0,12		
Mg O		2,38±0,16	2,34±0,30	2,39±0,21	2,51±0,18	2,59±0,11	2,51±0,16		
Ca O		5,42±0,52	5,06±0,49	5,84±0,48	5,55±0,49	5,77±0,23	5,64±0,66		
Na <sub>2</sub> O		4,73±0,43	4,93±0,13	5,11±0,03	4,75±0,42	5,04±0,10	4,60±0,26		
K <sub>2</sub> O		4,41±0,61	4,53±0,66	4,12±0,16	4,47±0,12	4,04±0,05	3,91±0,93		
ORIG. TOT.		95,52±2,62	96,29±0,53	96,83±0,41	96,41±0,46	96,88±0,42	96,78±0,93		
C. PYROXENES									
	N=5	N=5	N=7	N=5	N=5	N=5	N=10	N=8	
Si O <sub>2</sub>	46,78±1,01	46,60±0,32	47,68±1,35	46,31±0,71	47,75±2,28	47,44±0,74	47,49±0,98	46,84±0,51	
Ti O <sub>2</sub>	1,71±0,40	1,94±0,16	1,60±0,38	2,11±0,19	1,67±0,58	1,78±0,36	1,74±0,35	1,66±0,13	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,16±0,97	7,25±0,25	6,05±1,35	7,20±0,89	6,18±2,60	6,27±0,61	7,04±0,89	8,10±0,83	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19±0,40	0,04±0,04	0,04±0,03	0,03±0,03	0,15±0,15	0,01±0,01	0,00±0,00	0,00±0,00	
Fe O <sub>1</sub>	8,35±1,89	9,31±0,48	8,63±0,60	9,22±0,45	8,01±0,38	9,02±0,25	8,61±0,46	8,32±0,62	
Mn O	0,21±0,07	0,27±0,03	0,27±0,06	0,27±0,07	0,25±0,08	0,30±0,03	0,25±0,02	0,18±0,05	
Mg O	12,72±1,32	12,20±0,32	13,13±0,73	12,29±0,74	13,60±1,19	12,72±0,37	12,36±0,55	12,61±0,62	
Ca O	21,65±0,33	21,70±0,24	21,49±0,21	21,80±0,27	21,55±0,34	21,85±0,19	20,91±0,20	19,75±0,65	
Na <sub>2</sub> O	0,66±0,16	0,72±0,02	0,68±0,06	0,66±0,12	0,52±0,14	0,66±0,07	0,68±0,05	0,69±0,04	
K <sub>2</sub> O	0,01±0,01	0,01±0,01	0,01±0,01	0,00±0,00	0,01±0,01	0,01±0,01	0,00±0,00	0,00±0,00	
TOTAL	99,44±0,30	100,04±0,16	99,59±0,33	99,89±0,40	99,69±0,36	100,04±0,54	99,12±0,71	98,22±0,51	
FM	27,5	30,6	27,6	30,3	25,5	29,1	29,0	27,7	
WO	47,0	47,0	46,0	47,1	46,0	46,7	46,3	44,8	
EN	38,4	36,8	39,1	36,9	40,3	37,8	38,0	39,8	
FS	14,6	16,2	14,9	16,0	13,8	15,5	15,6	15,3	
NAME	DI	DI	DI	DI	DI	DI	DI	AU	
AL	x	x	x	x	x	x	x	x	
D. PLAGIOCLASES									
	N=10	N=5	N=4	N=5	N=5	N=5	N=10	N=10	
Si O <sub>2</sub>	52,34±1,10	52,63±0,69	52,97±0,52	53,16±1,91	52,36±0,48	52,73±1,94	57,13±0,96	49,76±0,49	
Ti O <sub>2</sub>	0,07±0,03	0,09±0,02	0,17±0,06	0,12±0,02	0,12±0,02	0,19±0,04	0,03±0,01	0,13±0,02	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,19±0,87	28,23±0,44	27,32±0,96	27,91±1,75	28,28±0,28	27,72±1,61	25,55±0,47	30,27±0,48	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00±0,00	0,02±0,02	0,00±0,00	0,04±0,04	0,00±0,00	0,00±0,00	0,00±0,00	0,01±0,01	
Fe O <sub>1</sub>	0,56±0,12	0,70±0,11	0,88±0,09	0,68±0,14	0,73±0,08	0,87±0,06	0,21±0,07	0,80±0,05	
Mn O	0,00±0,00	0,00±0,00	0,00±0,00	0,01±0,01	0,04±0,04	0,00±0,00	0,00±0,00	0,01±0,01	
Mg O	0,07±0,02	0,08±0,03	0,08±0,03	0,08±0,04	0,08±0,01	0,08±0,03	0,02±0,01	0,03±0,02	
Ca O	11,42±0,89	11,72±0,48	10,90±0,59	11,57±1,74	11,92±0,40	11,44±1,86	9,00±1,45	13,16±0,38	
Na <sub>2</sub> O	4,83±0,51	4,73±0,20	4,07±0,13	4,67±0,74	4,44±0,14	4,70±0,85	6,18±0,59	3,56±0,21	
K <sub>2</sub> O	0,41±0,08	0,41±0,09	0,57±0,17	0,55±0,37	0,46±0,05	0,52±0,27	0,80±0,20	0,22±0,06	
TOTAL	97,92±0,32	98,62±0,32	97,62±0,76	98,79±0,43	98,42±0,35	98,26±0,77	98,95±0,59	97,05±0,44	
OR	2,3	2,3	3,4	3,2	2,7	3,0	4,5	1,3	
AB	42,3	41,3	42,4	40,8	39,2	41,3	52,9	32,4	
AN	55,3	56,4	54,2	56,0	58,1	55,7	42,5	66,2	

Tab. 1: Average chemical composition (major elements) of magmas (A and B), pyroxenes (C) and plagioclases (D) of tephra erupted by La Nugère and Pariou volcanoes. Explanations: N= number of analyses. ORIG. TOT= original total of analyses.

A: Determination of magmas (whole rock)

B: Determination of magmas (glass shards)

C: Determination of pyroxenes after Morimoto's classification (1988): WO = wollastonite; EN = enstatite; FS = ferrosilite; DI = diopside; AU = augite; AL = aluminous (the cross indicates that the adjective is appropriate for the mineral).

D: Determination of plagioclases: OR = orthoclase; AB = albite; AN = anorthite (mol-%).

Details of microprobe analyses may be obtained from E. Juvigné.

Tab. 1: Composition chimique moyenne (éléments majeurs) de magmas (A et B), pyroxènes (C), et plagioclases (D) de téphras émises par les volcans La Nugère et Pariou. Explications: N = nombre d'analyses; ORIG. TOT. = total original des analyses.

(A) Analyse de magma sur roche globale

(B) Analyse de magma sur verre

(C) Détermination de pyroxènes d'après la classification de Morimoto (1988): WO = wollastonite; EN = enstatite; FS = ferrosilite; DI = diopside; AU = augite; AL = aluminous (la croix indique que l'adjectif s'applique au minéral).

(D) Détermination de plagioclases: OR = orthose; AB = albite; AN = anorthite (% moléculaire).

Remarque.- Les résultats détaillés des analyses par microsonde peuvent être obtenus sur demande, à l'adresse de E. Juvigné.

SAMPLE	WIDTH ( $\mu\text{m}$ )	N=...	PYROXENE	AMPHIBOLE	OLIVINE	BIOTITE	APATITE	ZIRCON	GARNET
GERZAT-F	63-212	170	75,2 $\pm$ 3,3	23,5 $\pm$ 3,2	0,5 $\pm$ 0,5	0,5 $\pm$ 0,5	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0
	212-425	157	75,7 $\pm$ 3,4	21,6 $\pm$ 3,2	1,2 $\pm$ 0,8	0,6 $\pm$ 0,6	0,0 $\pm$ 0,0	0,6 $\pm$ 0,6	0,0 $\pm$ 0,0
GERZAT-E	63-212	162	49,9 $\pm$ 3,9	28,7 $\pm$ 3,5	0,0 $\pm$ 0,0	10,9 $\pm$ 2,4	4,0 $\pm$ 1,4	4,5 $\pm$ 1,6	1,7 $\pm$ 1,0
GERZAT-C	63-212	155	43,8 $\pm$ 3,9	56,1 $\pm$ 3,9	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0
LA MOUTADE-B	63-212	167	56,8 $\pm$ 3,8	43,1 $\pm$ 3,8	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0
ARTIERE-B	63-212	127	92,9 $\pm$ 2,2	7,0 $\pm$ 2,2	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0
	212-425	147	84,3 $\pm$ 2,9	15,6 $\pm$ 2,9	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0
DALLET-D	63-212	100	82,0 $\pm$ 3,8	16,0 $\pm$ 3,6	1,0 $\pm$ 0,9	1,0 $\pm$ 0,9	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0
RAVEL-C	63-212	166	66,2 $\pm$ 3,6	32,5 $\pm$ 3,6	1,2 $\pm$ 0,8	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0	0,0 $\pm$ 0,0

Tab. 2: Associations of transparent mafic phenocrysts in trachytic and trachyandesitic tephra layers. Values are expressed in %  $\pm$  1 sigma.

Tab. 2: Association de phénocristaux mafiques transparents dans les téphras trachyandésitiques étudiées. Les valeurs sont exprimées en %  $\pm$  1 sigma.

## GRANDE LIMAGNE VOLCANIC SANDS

Gachon (1963) presents the whole-rock chemical composition of 11 samples of «recent volcanic sands» in the Clermont-Ferrand region. Recalculated following the classification of Le Bas *et al.* (1986), these samples are shown to be basaltic trachyandesite, but the definite links cannot be made to either La Nugère or Pariou.

## AILLÈRES TEPHRA

The Aillères tephra layer was first identified in the Monts du Forez, 65 km from the Chaîne des Puys (fig. 4A), in a gyttja layer palynologically attributed to the Alleröd (Etlicher *et al.*, 1987). The tephra is bracketed by two  $^{14}\text{C}$  ages: 11,340 $\pm$ 100 BP (GrN 12642) and 11,490 $\pm$ 60 BP (GrN 12643).

The magma composition of the Aillères Tephra has been determined from analysis of the natural glass adhering to mafic phenocrysts (Etlicher *et al.*, 1987); according to the classification of Le Bas *et al.* (1986), they are trachyandesite (fig 3E: latite because  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ). The glasses of the Ravel Tephra (fig. 3D,) and the mesostasis of La Nugère basic scoria (fig. 3B) are also trachyandesite. Hence a correlation between these three deposits is suggested.

The mafic phenocrysts of the Aillères Tephra essentially consist of clinopyroxene and brown amphibole. The pyroxenes (tab. 1C, fig. 3E) are diopside  $\text{Hd}_{24-32}$ , always aluminous and often subsilicic. They also correspond to those of the basic scoria of La Nugère (fig. 3B) and the Ravel Tephra (fig. 3C and 3D).

The plagioclases (andesine  $\text{An}_{31-49}$ ) present in the Aillères tephra layer (fig. 3E) were linked to those of La Nugère lava (Etlicher *et al.*, 1987). Those plagioclases differ from the ones of the Ravel Tephra, in being more sodic. Two different explanations can be given: 1) the analysed plagioclases of Aillères do not belong to the tephra but to the adjacent sediment; 2) the magma mixing observed in the La Nugère products (Gourgaud and Camus, 1984) should be responsible for the difference.

## GODIVELLE TEPHRA 4

The Godivelle Tephra 4 (T4 in the text) was discovered by Juvigné (1987b) in the Cézallier. Bastin *et al.* (1990) have shown that it occurs in several pollen diagrams of Alleröd age, but its average radiocarbon age is around 10,350 BP. This dating casts some doubt on the reliability of the age generally assumed for the Alleröd/

Younger Dryas transition in this region (Bastin *et al.*, 1990).

Magma composition of T4 has been determined on scoria selected under the stereomicroscope (Juvigné, 1987b). It is trachyandesitic (latite: tab. 1A and fig. 3F) but it appears to be more differentiated than the scoria of the Ravel Tephra (fig. 3C and 3D).

The mafic mineral association of T4 is composed, in decreasing order of frequency, of clinopyroxene, amphibole and olivine ( $\text{Fo}_{80-85}$ ). The pyroxenes consist of diopside  $\text{Hd}_{24-31}$ , and to a lesser extent augite (tab. 1C, fig. 3F). All pyroxenes are aluminous, some are subsilicic, and one is chromian. The pyroxene field of T4 generally corresponds to a large extent to that of the other tephra layers (fig. 3A-E).

Plagioclases have been separated from the scoria (Juvigné, 1987b), showing that they do belong to the magma. All but one ( $\text{An}_{60}$ ) plot in the labradorite domain ( $\text{An}_{64-70}$ ; fig. 3F). These plagioclases are all more calcic than those of the basic scoria of La Nugère (fig. 3B) and the Ravel Tephra (fig. 3C and 3D).

The presence of labradorite and magnesian olivine is paradoxical in trachyandesitic magma. These minerals may result of an injection of basic magma into a trachyandesitic magma chamber, and may thus be related to magma mixing as recognized at La Nugère volcano by Gourgaud and Camus (1984). However, La Nugère itself is not the likely source, because in the basic scoria of this volcano, the labradorite is not more calcic than  $\text{An}_{60}$ .

Correlation of T4 with the basic scoria of La Nugère and the Ravel Tephra is hampered by the following facts: (1) the plagioclase of T4 is more calcic; (2) T4 scoria is more differentiated than that of the Ravel Tephra; (3) although the T4 age is compatible (at 1 sigma level) with that of La Nugère, it is not with that of the Ravel Tephra.

The difficulty to correlate T4 with the Ravel Tephra, and the La Nugère products allowed us to attribute T4 to a trachyandesitic eruption of undetermined volcano, subsequently buried by more basic tephra, so that its early trachyandesitic nature is no longer recognized at the surface.

## ABSOLUTE AGES OF STUDIED TEPHRA LAYERS

**La Nugère volcano.** We propose a conventional radiocarbon age of about 11,400 BP for the Ravel Tephra. This is in agreement with (1) the age of the Aillères Tephra (11,400 BP); (2) the age of 11,550 $\pm$ 70 BP

obtained from organic material immediately underlying the tephra at Artière (Lenselink *et al.*, 1990); (3) the radiocarbon ages of  $11,430 \pm 60$  BP and  $11,360 \pm 130$  BP obtained by Lenselink *et al.* (1990) and Raynal *et al.* (1991) respectively from the La Moutade Tephra. The calibrated radiocarbon age (Stuiver *et al.*, 1991) of the Ravel Tephra is about 12,500 BP Cal (calendar years). This fits with the TL age of the La Moutade Tephra (Raynal *et al.*, 1991:  $13.7 \pm 1.7$  ka), and slightly deviates from the TL age of the La Nugère lava flow (Guérin, 1983:  $10.9 \pm 1.2$  ka).

Remark.- So important deviations have been noted for different TL ages obtained on rigorously synchronous volcanic material from the Massif Central (Guérin, 1983), that the slight deviation of a single age should not be considered as significant.

**Chopine, Kilian, Vasset volcanoes.**- If we accept that the three trachytic tephra sheets of the Chaîne des Puys (Chopine, Kilian, Vasset) were deposited within a very short time span (see above), all the available  $^{14}\text{C}$  ages relevant to these eruptions (Camus, 1975) as well as to the Taphanel Tephra (Gewelt and Juvigné, 1988) can be averaged after the method of Long and Rippeteau (1976) at  $8486 \pm 42$ , or about 8500 BP.

**Nouveau Pariou volcano.**- The lacustrine layer Gerzat-D in the Gerzat section formed between the deposition of Gerzat-C trachyandesitic tephra (11,400 BP) and Gerzat-E trachytic tephra (8500 BP). Since the Gerzat-E and Gerzat-F are close together, we can suppose that they were deposited immediately after each other. Hence the age of 8500 BP should also be valid for the eruption of Nouveau Pariou. This age is consistent with the radiocarbon age of wood recovered from sediments under the Pariou lava flow (Pelletier and Rudel, 1958;  $8580 \pm 350$  BP).

TL ages were obtained on products of the Pariou: a lava flow was dated to  $8.18 \pm 0.35$  ka (Guérin, 1983), and the tephra (at Chamalières) to  $8.7 \pm 0.9$  ka (Raynal *et al.*, 1989). These TL ages can only be compared with the calibrated radiocarbon age of the Pariou (8500 BP corresponds to 9450 calendar years according to Stuiver *et al.*, 1991). Since no error is available for calibrated radiocarbon ages, the deviations cannot be commented on a statistical basis. The TL age and the calibrated radiocarbon age of the Pariou tephra are consistent; the TL age of the lava flow slightly deviates from the other ages.

## CONCLUSIONS

The Ravel Tephra is a conspicuous Late Glacial tephra layer deposited during the Allerød period at about 11,400 BP ( $\approx 12,500$  calendar years). It is characterized by a trachyandesitic (shoshonitic to latitic) composition, phenocrysts of aluminous diopside ( $\text{Hd}_{22-33}$ ), pargasitic/kaersutitic amphibole and labradorite microliths  $\text{An}_{51-68}$ . The tephra-fall resulted from an eruption of La Nugère volcano in the Chaîne des Puys during a phase of basic scoria emission. The tephra was widely dispersed towards the SE, with a dispersion axis around the Artière site, where it reaches a maximum thickness of about 1 m. The lobe covers the Ravel, Gerzat, La Moutade and Dallet sites in the Limagne Rift, and also includes Aillères in the Forez Mountains, 65 km to the southeast of the eruption centre (fig. 4A).

The two tephra layers overlying the Ravel Tephra at Gerzat were deposited within a very short time span at

about 8500 BP ( $\approx 9450$  calendar years). They were erupted in chronological order by the Chopine-Vasset-Kilian volcanoes (Gerzat-E), and by the Pariou volcano (Gerzat-F). Trachytic Gerzat-E tephra is the new easternmost occurrence of the Taphanel lobe (fig. 4B). The successive discovery of Pariou tephra layers at Chamalières (Raynal *et al.*, 1989) and Gerzat (Gerzat-F), shows that the existence of a large lobe can be expected over the western Limagne (fig. 3A).

## ACKNOWLEDGEMENTS

While officially reviewing our manuscript, Dr. A. de Goër (Clermont-Ferrand) let us know very detailed remarks and comments, especially about the correlation and the age of the tephra. We would enjoy that his slightly different model would be soon published. He is particularly thanked by all of us. We are also grateful to our Colleagues Dr. A. Gourgaud and Dr. G. Camus (Clermont-Ferrand) for their helpful remarks, to A. Dugmore (Edinburgh) for correcting the English text, as well as to J. Wauthier for having analysed the samples on the CAMEBAX microprobe of the Centre d'Analyse par Microsonde pour les Sciences de la Terre (Université de Louvain). Mr. P.G.M. Versteeg is thanked for drawing figs. 1 and 2. Dr. Yannick Lageat of Clermont-Ferrand University, Dr. John Collis of Sheffield University (UK) and his team, Dr. Gilles Loison (Mirefleurs, Puy-de-Dôme), Ir. Gerda Lenselink and Ab Jonker (Wageningen) are thanked for field assistance and general support. The 1988 sampling at La Moutade site was carried out together with AUW students Loes Jansen and Paul Römkens.  $^{14}\text{C}$  analyses (GrN numbers) were carried out at the Centre for Isotope Research at Groningen by courtesy of Prof. Dr. W.G. Mook.

## REFERENCES

- BARTH, T.W.F., 1969 - Feldspars. *Wiley-Interscience*, J. Wiley & Sons, Inc., 261 p.
- BASTIN, B., GEWELT M. et JUVIGNÉ, E., 1990 - A propos de l'âge et de l'origine des téphras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113, 165-178.
- BENTOR, Y.K., 1955 - La Chaîne des Puys (Massif Central français), recherches géologiques et pétrographiques. *Bull. du Serv. de la carte géologique de la France*, 242, 52, 787p.
- BOUT, P., 1980 - Dans le prolongement des travaux d'Aimé Rudel sur le sous-sol Clermontois et le périglaciaire de Limagne. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, 46, 3-8.
- BROUSSE, R., HORGUES, M., MONTPEYROUX, J., RIGOLLOT, C. et RUDEL, A., 1969 - Un épisode éruptif de la Chaîne des Puys à - 12800 ans, affecte la coulée de Royat. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 269, 1618-1620.
- BROUSSE, R. et RUDEL, A., 1973 - Activité paroxysmale de la Chaîne des Puys à 10,000 ans BP. *Bull. Hist. et. Scient. Auv.*, 86, 1-11.
- CAMUS, C., 1974 - Une nouvelle interprétation des puys de Pariou et de la Nugère (Chaîne des Puys, Massif Central français). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279, Série B, 141-144.
- CAMUS, G., 1975 - La Chaîne des Puys (Massif Central français). Étude structurale et volcanologique. Thèse, Ann. Université de Clermont-Ferrand, Série Géologie et Minéralogie, 56/28, 322 p.
- COLLIS, J.R., 1984 - Aulnat (Puy-de-Dôme) and urbanisation - The theoretical problems. *Études celtiques*, Éd. CNRS, 21, 111-117.
- DAUGAS, J.-P., DEBENATH, A., PELLETIER, H., RAYNAL, J.-P. et TIXIER, L., 1978 - Études quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. I. La «Rase» de Maison Rouge, commune de Saint-Beauzire (Puy-de-Dôme). *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, 16 (suppl.), 47-58.

- EL ARABI, A., 1987 - Différenciation d'une série alcaline continentale. Exemple du Puy de Pariou (Chaîne des Puys, Massif Central français). Université de Clermont-Ferrand, Laboratoire de Géologie, Rapport de D.E.A., inédit, 50 p.
- ETLICHER, B., JANSSEN, C.R., JUVIGNÉ, E. et VAN LEEUWEN, J.F.N., 1987 - Le Haut Forez (Massif Central français) après le Pléniglaciaire würmien, environnement et téphra du volcan de La Nugère. *Bull. Ass. fr. Ét. Quat.*, 32, 229-239.
- GACHON, L., 1963 - Contribution à l'étude du Quaternaire récent de la Grande Limagne marnocalcaire: morphogenèse et pédogenèse. Thèse, Clermont-Ferrand, *Ann. Agronomiques*, 14, no. hors série 1, 191 p.
- GEWELT, M. et JUVIGNÉ, E., 1988 - Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier et les Monts Dore (Massif Central, France): résultats nouveaux et synthèse. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 1988-1, 23-32.
- GOER DE HERVE, A. de, CAMUS, G., BOIVIN, P., GOURGAUD, A., KIEFFER, G., MERGOIL, J. et VINCENT P.M., 1991 - *Volcanologie de la Chaîne des Puys* (3e éd.). Parc naturel régional des Volcans d'Auvergne, 127 p. et 1 carte à 1/25.000.
- GOURGAUD, A. et CAMUS, G., 1984 - Magma mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France): role in the trachyandesite genesis. *Bull. Volcanol.*, 47/4, 781-805.
- GUÉRIN, G., 1983 - La thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Application au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse Doc. État, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 253 p.
- JUVIGNÉ, E., 1983 - Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal: la retombée volcanique de Taphanel. *Bull. Ass. franç. Ét. Quat.*, 13, 3-7.
- JUVIGNÉ, E., 1987a - Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français: la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304 (Série II), 187-190.
- JUVIGNÉ, E., 1987b - Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Bull. Ass. fr. Ét. Quat.*, 32, 241-249.
- JUVIGNÉ, E., 1990 - About some widespread Late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1990/4, 215-232.
- JUVIGNÉ, E., 1991a - Spätglaziale und holozäne Tephrostratigraphie im Zentral Massiv (Frankreich). *Festschrift K. Brunacker, Sonderveröffentlichungen Geol. Inst. Univ. Köln*, 82, 163-174.
- JUVIGNÉ, E., 1991b - Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, Série II, 415-420.
- JUVIGNÉ, E., 1992a - Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif. *Quaternary International*, 13/14, 181-184.
- JUVIGNÉ, E., 1992b - *Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie*. Thèse d'Agrégation de l'Enseignement supérieur, Université de Liège, 349 p., Liège.
- JUVIGNÉ, E. et GEWELT, M., 1987 - La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Bull. Ass. fr. Ét. Quat.*, 29, 37-49.
- JUVIGNÉ, E., MILCAMPS, V., DELIBRIAS, G. et EVIN, J., 1988 - Ages de traits polliniques et chronozonation du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Massif Central (France). *Med. Rijks Geol. Dienst*, 41/4, 33-50.
- KROONENBERG, S.B., VAN DEN BERG VAN SAPAROE, R.M. et JONKER, A.T.J., 1987 - Late Glacial and Holocene development of semi-closed depressions (thaw lakes?) in the Limagne Rift Valley, French Central Massif. *Geologie & Mijnbouw*, 66/4, 297-311.
- LE BAS, M.J., LE MAÎTRE, R.W., STRECKEISEN, A., and ZANETTIN, B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, 745-750.
- LENSELINK, G., KROONENBERG, S.B., and LOISON, G., 1990 - Pleniglacial to Holocene paleo-environments in the Artière basin in the western Limagne Rift Valley, Massif Central, France. *Quaternaire*, 2, 131-148.
- LONG, A., and RIPPETEAU, B., 1974 - Testing contemporaneity and averaging radiocarbon dates. *American Antiquity*, 39, 205-215.
- MORIMOTO, N., 1988 - Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minéral.*, 111, 535-550.
- PELLETIER, H. et RUDEL, A., 1958 - Sur l'âge de quelques volcans de la Chaîne des Puys par la méthode du carbone 14. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, 24, 117-121.
- RAYNAL, J.P., MIALLIER, D., VERNET, G., FAIN, J., CAMUS, G., MONTRET, M., DAUGAS, J.-P. et SANZELLE, S., 1989 - Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachyandésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 308, Série II, 1547-1552.
- RUDEL, A., 1953 - Actions périglaciaires dans un dépôt de Courmon et dans les cendres volcaniques de la Chaîne des Puys. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 19, 57-62.
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T., BECKER, B., and KROMER, B., 1991 - Climatic, oceanic, and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric  $^{14}C/^{12}C$  change. *Quaternary Research*, 35: 1-24.
- VERNET, G., 1992 - Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif Central français), minéraux denses et retombées. Thèse, Université de Bordeaux, 724, 335 p.
- VERNET, G. et PAQUEREAU, M.M., 1986 - Le cours moyen de la Morge (Puy de Dôme) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnement. 11e R.S.T. Clermont-Ferrand, 1986, *Soc. géol. de France*, p.181.
- VERNET, G. et PAQUEREAU, M.M., 1991 - Le cours moyen de la Morge et de ses affluents (Puy de Dôme, France) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnement. in: Datation et caractérisation des milieux pléistocènes. Actes des Symposiums 11 et 17 de la 11e R.S.T. Clermont-Ferrand, 1986, *Cahiers du Quaternaire*, 16, 431-449.
- VERNET, G., RAYNAL, J.-P., MIALLIER, D., PILLEYRE, T., FAIN, J., SANZELLE, S. et MONTRET, M., 1990 - La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 310, Série II, 1077-1082.

# La Tephra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français

Gérard Vernet et Jean-Paul Raynal

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 321, série II a,  
p. 713 à 720,  
1995

Université de Bordeaux I,  
Institut du Quaternaire, UMR 9933,  
CNRS et GDR 1122 CNRS,  
avenue des Facultés,  
33405 Talence Cedex, France.

**Résumé** Définie à Gimeaux, la Tephra des Roches, de composition entre trachyandésite et trachyandésite basaltique, a été émise par un appareil septentrional de la Chaîne des Puy (Puy de la Nugère ?) à la fin du Dryas II, vers 12 000 BP. Elle a directement affecté la dernière occupation magdalénienne de l'Abri Durif à Enval, 30 km au SE de son point d'émission supposé.

**Mots-clés** : Tephra, Chaîne des Puy, Trachyandésite, Magdalénien, France.

**Abstract** **The Les Roches Tephra: a marker of volcanism contemporary with the Late Magdalenian in the Massif Central, France**

The Les Roches tephra has been defined at Gimeaux. It was emitted by a trachyandesitic volcano (Puy de la Nugère?) at the end of Dryas II, around 12,000 BP. It has directly affected a late Magdalenian living site, Abri Durif at Enval, 30 km to the southeast of its source.

**Keywords**: Tephra, Chaine des Puy, Trachyandesite, Magdalenian, France.

**Abridged  
English  
Version**

NUMEROUS thermal springs have caused the build-up of travertine ranges on the north-western boundary of Limagne. At Gimeaux (fig. 1), these travertines have preserved tephra (Vernet, 1992). One of these, known as Les Roches Tephra, has been discovered 30 km to the southeast in the Magdalenian site of Enval and allows the characterization of a lobe of products emitted by a trachyandesitic volcano at the end of Dryas II.

## 1. THE TYPE-SECTION AT GIMEAUX SPRING

From top to the bottom the following deposits have been observed:

- hydrothermal travertines (2 m thick);
- alternate thin layers of travertine and clays (1 m thick);
- black to greenish clays (2.10 m thickness observed). Within these clays, two layers of black ash have been located. The lower layer

(Les Roches tephra) is 0.10 to 0.15 m thick and rich in organic debris.

The Les Roches Tephra is a well sorted coarse ash (Md = 265 µm, Sk = 1.01) (fig. 2), black in colour. The scorias are of two types: light scorias (type 1) with a typically "foamy" or pumice-like to fibrous structure and more or less angular black scorias (type 2) showing a slightly to very poorly developed vesiculation.

The heavy mineral association (table I) is composed of brown hornblende formed in pleochroic prisms and flakes of green clinopyroxene. The chemical composition established in the scorias picked out and washed is at the limit of the range of basaltic trachyandesites and of the trachyandesites (fig. 3). A radiocarbon age estimate by the mass spectrometer method (Gif TAN 91102 = 12010 ± 150 BP) places this cover at the end of Dryas II.

## Note

présentée par  
Yves Coppens.

remise le 15 mai 1995,  
acceptée après révision  
le 8 août 1995.

## 2. THE GIMEAUX-LES ROCHES SECTION

The stratigraphy observed from top to bottom in this section is as follows:

- beige colluviums with a sandy matrix containing pebbles (0.50 to 0.70 m thick);
- grey palustral complex consolidated by carbonates (0.60 m thick);
- white palustral clays (0.30 to 0.50 m thick);
- Les Roches Tephra (average thickness 0.50 m);
- Oligocene clays and marls (0.50 m thickness observed).

The granulometry of Les Roches Tephra shows a well sorted coarse ash ( $Md = 374 \mu\text{m}$ ,  $Sk = 1.22$ ) (fig. 2). The mineralogical association (table I) essentially contains two types of minerals in roughly equal proportions: brown hornblende and flakes of green clinopyroxene.

## 3. THE ENVAL ASH-FALL

### 3.1. Level Ia at the Abri Durif

This rockshelter contains several late Magdalenian archaeological levels (Bourdelle, 1979). Level Ia is composed of a thin, regular tephra (2 cm thick) which adheres to the stone artefacts and faunal remains of the most recent Magdalenian occupation and seals the archaeological sequence.

It consists of a well-sorted coarse ash ( $Md = 341 \mu\text{m}$ ,  $Sk = 1.29$ ) (fig. 2). The predominant mineral is a green pyroxene which occurs in flakes. Brown amphibole represents slightly more than one third of the assemblage (table I). The chemical composition is that of a latite at the limit of the basaltic trachyandesite and trachyandesite range (fig. 3).

The chronology of the Enval sequence, based on diagnostic faunal material (F. Delpech, pers. com.) and radiocarbon age estimates (Bourdelle, *op. cit.*), is thus defined for its upper part (table II). Propositions concerning the present drainage pattern (Raynal, 1984) have been confirmed.

### 3.2. Ash-fall on the D 116 at Enval

Roadworks on the D 116 road permitted observations of silty-clay slope deposits dissect-

ed by an erosion channel blocked by volcanic material (Daugas in Bonifay, 1978, p. 626). The latter consists of a well-sorted coarse black ash ( $Md = 317 \mu\text{m}$ ,  $Sk = 0.71$ ) (fig. 2). The heavy mineral content (table I) is low but the magnetite content is high. The predominant mineral is a green pyroxene which occurs in flakes.

## 4. DISCUSSION

The source of Les Roches tephra should be sought among the volcanoes of comparable age which have emitted lavas or in which a mixture of two magmas have been observed. The Puy de la Nugère meets these requirements (Camus *et al.*, 1983; Gourgaud and Camus, 1984; Gourgaud, 1985), but this does not exclude the possibility that other volcanoes of comparable age have emitted the same type of products.

In the Clermont Basin, only the ash falls of type CF1 (Vernet, 1992) have a stratigraphic position, geochemical composition (benmoreite/latite) and lava (mixture of scorias) compatible with those of the Les Roches tephra. Among the undated tephra of Limagne, the ash fall Gerzat C (Juvigné *et al.*, 1992) also shows a mineralogical composition and geochemistry (shoshonite) close to that of the Les Roches tephra.

The impact of various geological and morphological phenomena (volcanic eruptions, destabilization of cliffs, localised erosion and downcutting etc.) at the Dryas II-Alleröd transition needs to be considered more closely from the point of view of human behaviour in an area of volcanic activity (Raynal *et al.*, 1994).

Numerous structures in the Chaîne des Puys still remain poorly known and may perhaps have been active at the same time during the period of the Late Glacial. At present, the Les Roches tephra is the only ash fall known to have directly affected a late Magdalenian living site at the end of Dryas II in the Auvergne.

Le long des accidents bordiers de la Limagne septentrionale, de nombreuses sources thermales ont édifié des massifs de travertins. A Gimeaux (fig. 1), ces travertins ont conservé des tephra de la Chaîne des Puy (Vernet, 1991, 1992). L'une d'elles, dénommée Tephra des Roches, a été retrouvée 30 km au SE dans le gisement magdalénien d'Enval : elle caractérise un recouvrement trachyandésitique à la fin du Dryas II.

## I. LA COUPE-TYPE DE GIMEAUX-SOURCE

### 1. Stratigraphie

Nous avons observé de haut en bas :

- travertins hydrothermaux (2 m) ;
- alternance de minces niveaux de travertins, de niveaux d'argile rouille ou beige et de niveaux travertineux chargés en sables (1 m) ;
- argiles noires à verdâtres (2,10 m visibles). Certains niveaux sont organiques, avec fragments de feuilles et de brindilles.

Au sein de cet ensemble, existent deux niveaux de cendres noires. Le niveau inférieur (*Tephra des Roches*) est puissant de 0,10 à 0,15 m, sans litage apparent.

### 2. Granulométrie

Il s'agit d'une cendre grossière bien classée ( $Md = 265 \mu m$ ,  $Sk = 1,01$ ) (fig. 2), noire, assez pulvérulente lorsqu'elle est sèche, sans litage ni granoclassement. On note la présence dans la masse de nombreux débris organiques (feuilles, brindilles, herbacées).

### 3. Morphoscopie

A la binoculaire, les scories sont de deux types : noires ou claires (brunes claires à beiges). L'examen au MEB permet leur caractérisation :

- Type 1, scories claires : ces fragments ont un aspect « moussu » ou ponceux à tendance fibreuse (tubules et microfilaments de verre) caractéristique. Le verre volcanique est très frais, sans altération chimique. Les

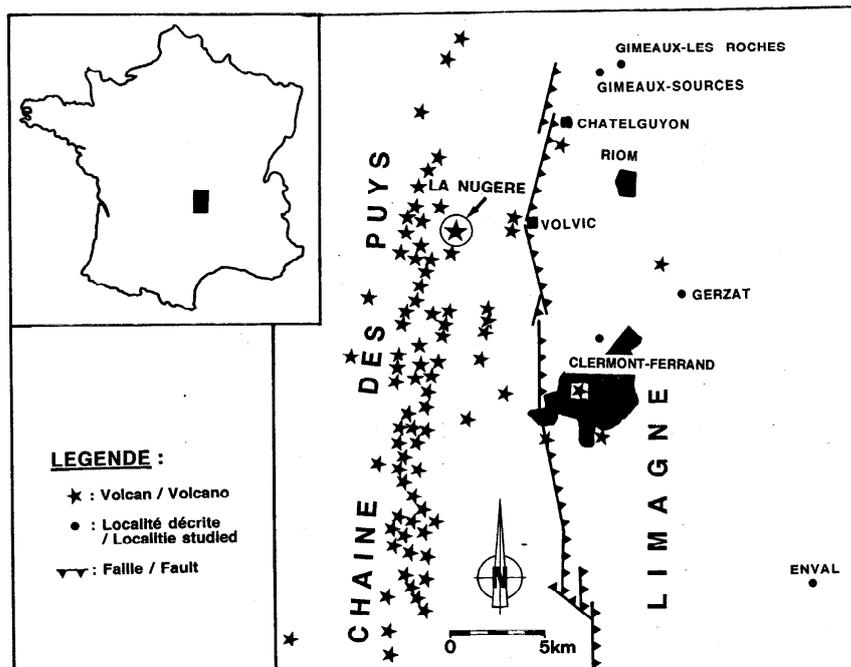
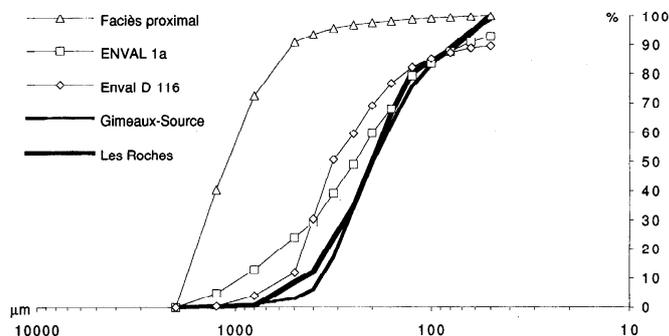


Fig. 1 Carte schématique des volcans de la Chaîne des Puy (d'après Camus *et al.*, 1983) et emplacement des localités décrites.

Schematic map of the Chaîne des Puy volcanoes (after Camus *et al.*, 1983) and localities studied.



**Fig. 2** Courbes granulométriques des différentes tephra étudiées comparées à une retombée proximale du Puy de la Nugère.

Granulometry of identified tephra compared with a sample from the Puy de la Nugère cone.

vésicules contiennent des particules adhérentes (néocrystalisations de calcite ou aragonite et fragments de verre volcanique).

• Type 2, scories noires : les fragments sont plus ou moins anguleux, avec une vésiculation peu à très peu développée. On note de grandes vésicules aux formes plus ou moins contournées et de plus petites subsphériques, laissant subsister entre elles de grandes plages de verre volcanique très frais.

#### 4. Minéralogie (tableau I)

Les teneurs en minéraux lourds et en magnétite sont peu élevées. Le cortège est constitué de hornblende brune automorphe en prismes pléochroïques et de clinopyroxène vert en éclats. Tous les minéraux sont recouverts d'une gangue vitreuse foncée (« *Bubble-wall texture* » de Fischer, 1963).

#### 5. Géochimie

La composition chimique, établie sur scories triées et lavées, est à la limite des domaines des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites, selon la classification internationale de Le Bas *et al.* (1986) (fig. 3).

#### 6. Datations numériques

La présence de fragments organiques au sein de la Tephra des Roches a permis une datation radiocarbone par la méthode de spectrométrie de masse qui situe le recouvrement à la fin du Dryas II : Gif TAN 91102 = 12010 ± 150 BP.

## II. LA COUPE DE GIMEAUX-LES ROCHES

### 1. Stratigraphie

Elle est la suivante de haut en bas :

- colluvions beiges à matrice argilo-sableuse, contenant des galets remaniés d'une formation alluviale ancienne (0,50 à 0,70 m) ;
- complexe palustre gris, consolidé par les carbonates hydrothermaux (0,60 m) ;
- argiles blanches palustres très plastiques (0,30 à 0,50 m) ;
- tephra des Roches (0,50 m en moyenne) ;
- argiles et marnes oligocènes plus ou moins déformées (0,50 m visibles).

### 2. Granulométrie et morphoscopie

Il s'agit d'une cendre grossière, bien classée (Md = 374 μm, Sk = 1,22), noire, compacte, non litée, sans granoclassement (fig. 2). En lame mince, on observe des fragments de lave assez anguleux, pas très vésiculés, de verre volcanique sombre à microlites de plagioclase et rares cristaux de clinopyroxène.

### 3. Minéralogie (tableau I)

La teneur moyenne en minéraux lourds est faible et varie suivant la granulométrie. La teneur en magnétite est assez élevée. Le cortège minéralogique contient essentiellement deux minéraux en proportions sensiblement équivalentes : hornblende brune en baguettes avec un pléochroïsme intense (du noir au brun clair en lumière naturelle) et un clinopyroxène vert le plus souvent en éclats. En minéral accessoire, on rencontre un clinopyroxène brun automorphe. Une gangue vitreuse plus ou moins vésiculée (« *Bubble-wall texture* » de Fischer, 1963) adhère à tous ces minéraux.

## III. LES RETOMBÉES D'ENVAL

### 1. Le niveau 1a de l'Abri Durif

Cet abri sous roche contient plusieurs niveaux archéologiques de la fin du Magdalénien (Bourdelle, 1979). Dans les niveaux I à IV, des cendres volcaniques ont été identi-

**Tableau I** Associations de phénocristaux mafiques transparents dans les tephras trachyandésitiques étudiées.  
Associations of transparent mafic phenocrysts in trachyandesitic tephra layers.

Échantillon	Au volcan	Fraction ( $\mu\text{m}$ )	%	Composition minéralogique de la retombée des Roches						
				% ML	N	Pyroxènes	Amphiboles	Pyri/Amph	Olivine	Divers
Gimeaux-Les Roches . . .	15 km	80-160	65,50	1,30	263	57,70	42,30	1,36	0,00	0,00
		160-250	53,00	10,50	219	48,41	51,59	0,94	0,00	0,00
		80-250	59,25	5,90	482	53,05	46,94	1,13	0,00	0,00
Gimeaux-Source . . . . .	13 km	80-160	20,51	2,55	66	50,00	50,00	1,00	0,00	0,00
		160-250	34,42	4,98	41	46,34	53,66	0,86	0,00	0,00
		80-250	27,47	3,77	107	48,17	51,83	0,93	0,00	0,00
Abri d'Enval, niveau 1a . .	30 km	80-160	86,19	5,41	133	54,88	42,85	1,28	0,75	1,50
		160-250	89,14	6,54	71	70,41	28,16	2,50	1,40	0,00
		80-250	87,67	5,98	204	62,67	35,51	1,76	1,07	0,75
Enval, chenal D 116 . . . . .	30 km	160-250	80,39	7,30	111	49,55	30,65	1,62	16,20	3,60
Puy de la Nugère, cône principal, phase récente . . . . .	0 km source supposée	80-160	70,67	9,49	103	60,20	28,15	2,14	9,70	1,94
		160-250	73,45	13,95	88	67,05	23,86	2,81	9,09	0,00
		80-250	72,06	11,72	191	63,62	26,02	2,45	9,39	0,97

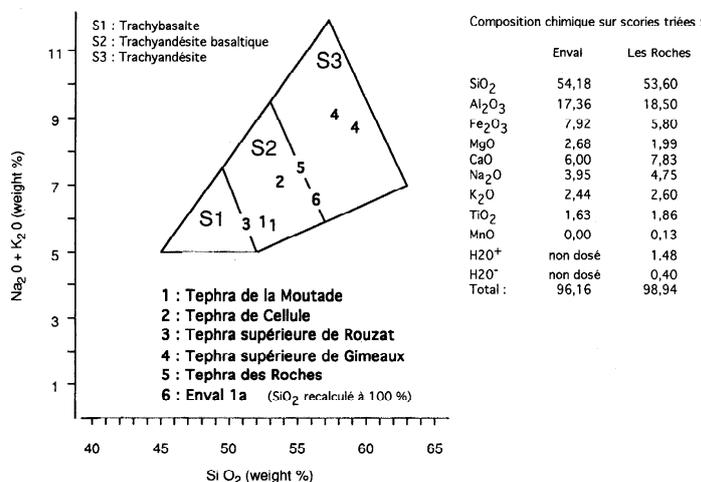


Fig. 3 Composition chimique des téphras étudiées dans le diagramme SiO<sub>2</sub>/Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (Le Bas *et al.*, 1985) analyses par fluorescence X, Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand.

Chemical composition of identified tephra in SiO<sub>2</sub>/Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O diagram (Le Bas *et al.*, 1985), after X-Fluorescence analysis. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand.

fiées en 1971 par H. Pelletier et considérées comme une retombée directe d'une seule éruption. Un nouvel échantillonnage a montré que seul le niveau la présentait toutes les garanties pour la mise en œuvre d'analyses plus complètes. C'est une tephra mince (2 cm) et régulière qui adhère aux objets lithiques et aux restes de faune de l'occupation magdalénienne la plus récente et scelle donc la séquence archéologique ; elle n'est surmontée que par un effondrement de la voûte de l'abri.

#### (a) Granulométrie

Il s'agit d'une cendre grossière, bien classée (Md = 341 μm, Sk = 1,29) qui forme un niveau noir compact, non lité, sans granoclassement (fig. 2).

#### (b) Minéralogie (tableau I)

La teneur en minéraux lourds est faible, mais la teneur en magnétite est forte. Le minéral dominant est un pyroxène vert en éclats. L'amphibole brune automorphe en prismes pléochroïques représente un peu plus d'un tiers de l'assemblage. On note la présence en faibles pourcentages de l'olivine et de divers en provenance du substrat éocène (apatite et zircon). Les minéraux volcaniques (amphiboles, pyroxènes et olivines)

sont recouverts d'une gangue vitreuse foncée (« *Bubble-wall texture* » de Fischer, 1963).

#### (c) Géochimie

La composition chimique, établie sur scories triées et lavées, est celle d'une latite, à la limite des domaines des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites, selon la classification internationale de Le Bas *et al.* (1986) (fig. 3).

#### (d) Apport à la chronologie du site

La chronologie de la séquence d'Enval, fondée sur des éléments zoologiques diagnostiques établis par F. Delpech et des datations radiocarbones, se voit ainsi précisée pour sa partie sommitale (tableau II). Les propositions concernant la mise en place du réseau hydrographique actuel (Raynal, 1984) sont confortées.

## 2. Retombée de la D 116 à Enval

Les travaux d'aménagement de la route départementale 116 ont permis d'observer des formations de versant limono-argileuses, interrompues par un chenal de ravinement comblé de cendres volcaniques (Daugas *in* Bonifay, 1978, p. 626).

#### (a) Granulométrie

Il s'agit d'une cendre grossière noire, bien classée (Md = 31 μm, Sk = 0,71) (fig. 2), ayant subi un remaniement limité et un enrichissement en particules détritiques et en carbonates dans sa fraction limoneuse.

#### (b) Minéralogie (tableau I)

La teneur en minéraux lourds est faible, mais la teneur en magnétite est forte. Le minéral dominant est un pyroxène vert en éclats. L'amphibole brune automorphe en prismes pléochroïques représente un peu plus d'un tiers de l'assemblage. L'olivine est présente en pourcentage notable, mais une partie des périclites provient de la reprise d'un stock plus ancien. Cette pollution du niveau téphrique se marque également par l'augmentation des divers en provenance du substrat éocène (apatite, zircon, calcite et diopside).

Age	Couche/Level	Élément diagnostic / Characteristic
DRYAS II	O	Effondrement de voûte / Rock-fall Tephra des Roches / Les Roches tephra (12000 ± 150 BP)
	I	
	II, III, IV	<i>Alopex lagopus</i>
	V	
	VI à XI	
BÖLLING	XIIb	Ly 425 = 13000 ± 300 BP
	XIIe	Ly 727 = 13700 ± 380 BP
	A	<i>Equus hydruntinus</i>
DRYAS ANCIEN	B, C	<i>Saiga tatarica</i>
	D2	
	E, F, G	

Tableau II Chronostratigraphie de l'Abri Durif à Enval.

Chronostratigraphy at Abri Durif Magdalenian site.

#### IV. DISCUSSION

Le volcan émetteur de la Tephra des Roches doit être recherché parmi des édifices d'âges comparables. Cette retombée présente des indices d'un mélange de magmas : composition géochimique à la limite des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites, coexistence de scories claires fibreuses et de scories noires peu vésiculées et irrégularité de la représentation de l'olivine dans les cortèges minéralogiques. Le système éruptif du Puy de La Nugère a fourni des laves où l'on observe tous les stades de mélange de deux magmas (Camus *et al.*, 1983 ; Gourgaud et Camus, 1984 ; Gourgaud, 1985), lors d'une phase éruptive d'un âge compatible avec celui de la Tephra des Roches. Dans l'état actuel des connaissances sur la Chaîne des Puys, il paraît raisonnable de rapporter la Tephra des Roches au Puy de la Nugère, mais il n'est pas exclu que d'autres volcans d'âges comparables aient fourni les mêmes types de magmas et de tephra.

Dans la cuvette clermontoise, seules les retombées de type CF1 (Vernet, 1992) ont une position stratigraphique et une composition géochimique (benmoréite/latite) et lavique (mélange de scories) compatibles avec celles de la Tephra des Roches. Parmi les tephra non datées de Limagne, la retombée Gerzat C (Juvigné *et al.*, 1992) présente également une composition minéralogique et géochimique (shoshonite) très proche de celle de la Tephra des Roches.

La Tephra des Roches représente donc un recouvrement régional non négligeable. A Enval, 30 km au SE de sa source potentielle, la forte teneur en magnétite, le rapport pyroxènes/amphiboles et la conservation du classement pour une distribution granulométrique quasi-identique à celle observée en position proximale, montrent que l'on se trouve ici dans l'axe principal du lobe. En revanche, les caractères observés dans le secteur proximal de Gimeaux indiquent une position plus latérale.

D'autres tephra trachyandésitiques, plus tardives, ont été également rapportées au Puy de la Nugère (Juvigné, 1992). Le terme « Tephra de la Nugère » (Juvigné, 1993) a été proposé pour supplanter celui de « Tephra de Ravel » (Juvigné *et al.*, 1992), regroupant différentes retombées issues de ce volcan pendant l'Allerød vers 11400 BP et formant un vaste lobe orienté vers l'Est qui a atteint le Haut Forez (Etlicher *et al.*, 1987). Parmi elles, la Tephra de la Moutade (Vernet *et al.*, 1990 ; Vernet, 1992), de composition shoshonitique et d'âge Allerød parfaitement établi par des méthodes croisées dans des environnements pédosédimentaires démonstratifs, fait antériorité et doit être retenue pour nommer ce recouvrement.

L'étude des recouvrements pyroclastiques, outre une contribution chronologique d'importance (isochronie), s'intègre dans la caractérisation approfondie des environnements de l'Homme fossile. Les impacts conjugués de différents phénomènes géologiques et morphologiques qui se produisent

à la transition Dryas II-Alleröd (éruption volcanique, effondrement de voûte dans les abris, ravinements, enfoncement des drains...) demandent à être évalués dans la perspective d'une meilleure lecture des modalités du peuplement humain des zones volcaniques actives, qui n'en est qu'à ses débuts (Raynal *et al.*, 1994).

Nombre d'édifices de la Chaîne des Puys restent encore mal connus et ont peut-être fonctionné simultanément au cours du Tardiglaciaire. Pourtant, à ce jour, la Tephra des Roches attribuée au Puy de La Nugère est la seule retombée ayant directement affecté un lieu de vie du Magdalénien final à la fin du Dryas II en Basse Auvergne.

**Remerciements :** Les auteurs expriment leurs vifs remerciements à M. et M<sup>me</sup> Girard, Hélène Valladas, Yves Bourdelle, Jean-Pierre Daugas, Françoise Delpech, Guy Camus, Étienne Juvigné et Jill Cook.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BONIFAY, E., 1978. Circonscription d'Auvergne, *Gallia Préhistoire*, 21, 2, p. 605-626.
- BOURDELLE, Y., 1979. L'Abri Durif à Enval (Vic-le-Comte, Puy-de-Dôme). I. Étude préliminaire du Magdalénien final du fond de l'abri, *Gallia Préhistoire*, 22, 1, p. 87-111.
- CAMUS, G., DE GOER DE HERVE, A., KIEFFER, G., MERGOIL, J. et VINCENT, P. M., 1983. *Volcanologie de la Chaîne des Puys (Massif Central français)*. Notice et carte, 2<sup>e</sup> éd., Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, découverte de la nature, 8, p. 112.
- ETLICHER, B., JANSSEN, C. R., JUVIGNÉ, E. et LEEUWEN (VAN), J. F. N., 1987. Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléni-glaciaire würmien : environnement et tephra du volcan de la Nugère, *Bull. de l'AFEQ*, n° 32, 1984-4, p. 229-239.
- FISHER, R. V., 1963. Bubbles-wall texture and its significance, *J. Sed. Petrol.*, 33, p. 224-235.
- GOURGAUD, A. et CAMUS, G., 1984. Magma Mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France) : Role in the Trachyandesites Genesis, *Bull. Volcanol.*, 47/4, p. 781-805.
- GOURGAUD, A., 1985. Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs, *Thèse Sc.*, Université de Clermont-Ferrand, 522 p.
- JUVIGNÉ, E., 1992. Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif, *Quaternary International*, 13/14, p. 181-185.
- JUVIGNÉ, E., 1993. *Contribution à la Téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la Géomorphologie*, Mémoire pour servir à l'Explication des Cartes géologiques et Minières de la Belgique, 6, 66 p.
- JUVIGNÉ, E., KROONENBERG, S. B., WEIDKAMP, A., EL ARABI, A. et VERNET, G., 1992. Widespread Alleröd and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France, *Quaternaire*, 3, (3-4), p. 137-146.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. et ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *J. Petrology*, 27, p. 745-750.
- RAYNAL, J. P., 1984. Chronologie des basses terrasses de l'Allier en Grande Limagne (Puy-de-Dôme, France), *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 1.2.3, p. 79-84.
- RAYNAL, J. P., VERNET, G., FAIN, J., MIALLIER, D., MONTRET, M., PILLEYRE, R., SANZELLES, S. et DAUGAS, J. P., 1994. Téphrostratigraphie et préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France), *Bulletin de la Société préhistorique française*, 91, p. 149-157.
- VERNET, G., RAYNAL, J. P., MIALLIER, D., PILLEYRE, T., FAIN, J., SANZELLE, S. et MONTRET, M., 1990. La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II, p. 1077-1082.
- VERNET, G., 1991. Deux niveaux de retombées volcaniques à la base des travertins hydrothermaux de Gimeaux, In : *Le monde extraordinaire des sources de Gimeaux*, GIRARD, H. éd., 2<sup>e</sup> trimestre 1991, p. 7-9.
- VERNET, G., 1992. Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif Central français). Minéraux denses et retombées, *Thèse*, Université de Bordeaux-I, n° 724, 335 p.



## TEPHROSTRATIGRAPHY OF THE LAST 160 ka IN WESTERN LIMAGNE (FRANCE)

G. Vernet,\* J.P. Raynal,\* J. Fain,† D. Miallier,† M. Montret,† T. Pilleyre† and S. Sanzelle†

\**Université de Bordeaux I, Institut du Quaternaire, UMR 9933 CNRS, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France, and GDR 1122 CNRS*

†*Laboratoire de Physique Corpusculaire, IN2P3 - CNRS, Université Blaise Pascal, 63177 Aubière Cedex, France, and GDR 1122 CNRS*

The GEOCLER 1 core extracted from the Clermont crater lake sediments and surface studies made at several localities north of Clermont provided numerous stratigraphic, environmental and chronological data (TL and radiocarbon) which allow us to present a chronostratigraphy of the Limagne for the past 160 ka. 118 ash-falls have been recorded in the crater-lake sediments of the Clermont maar. They demonstrate that a basaltic phreatic activity developed along the western fault-scarp of the Limagne between 160 and 70 ka, after which began the Chaîne des Puys activity. Moreover, several acid eruptions occurred between 160 and 40 ka. From Older Dryas to Atlantic, between 15 and 7 ka, fourteen ash-falls occurred and in some cases the source volcanoes have been identified. These include Puy de La Nugère, Puy de Dôme, Puy Chopine, Kilian Crater and Puy de Pariou which contribute mainly to the local tephra succession. Prospects for further prehistoric research in volcanic areas are outlined.  
 © 1998 INQUA/Elsevier Science Ltd. All rights reserved

Only a few volcanoes in Western Limagne have been directly dated and the results do not give a realistic picture of eruptive activity in the area. It was thus necessary to establish a good systematic record at the foot of the Plateau des Dômes to obtain a more precise idea of the regional activity. We chose the Clermont Basin and the Morge Basin.

The following data are preliminary results of mineralogical research which focuses on heavy minerals of volcanic origin in alluvial deposits and tephra (Vernet, 1992). Eruptive markers were tracked in alluvial deposits in the Morge Basin, as well as in the calcareous travertines and in the crater-lake sediments from Saint-Hippolyte and Clermont (Fig. 1). Preserved ash-falls have been characterized by their mineralogy and chemistry. When possible, thermoluminescence age estimates has been obtained (Pilleyre, 1991).

This work was part of a multidisciplinary project in which physicists, Quaternary geologists and archaeologists collaborated. The research has enabled us to establish the succession of tephra in this area over the past 160 ka. We will first consider the period between 160 and 30 ka approximately and second, the 15–5 ka period.

### 1. 160 TO 30 ka

Within the research area, deposits which are younger than the end of the Monts Dore volcanic activity, around 250 ka (Cantagrel and Beaubron, 1983), but older than isotopic stage 6, do not incorporate any evidence of important volcanic activity. Thermoluminescence dates indicate that 27 volcanoes were active from isotopic stage 6 to 30 ka (Miallier, 1982; Guerin, 1983; Raynal *et al.*, 1984; Goer de Herve *et al.*, 1993) and we must consider this as a minimum number.

The Clermont basin formed as a result of several contiguous and quasi-simultaneous maar eruptions. These eruptions were determined by the western Limagne fault system. The Jaude–Salins maar (Pelletier, 1969; Baudry and Camus, 1972) (Fig. 2) erupted during stage 6 according to TL data obtained on quartz grains extracted from pyroclasts (Miallier, 1982; Miallier *et al.*, 1983, 1984; Raynal *et al.*, 1982, 1985):

Cler TL 23 =  $157 \pm 22$  (Cours Sablon),

Cler TL 27 =  $156 \pm 22$  (Hôtel de Chazerat).

A huge lacustrine system accumulated in the crater, fed by the water and sediments of the Tiretaine, its major western tributary. The bottom of the lake fill has never been reached. Nevertheless, the deposits were recognized in the southeastern part ('Fond de Jaude') where a 86 m long core, named GEOCLER 1, was extracted from the lake sediments in 1986 (Raynal, 1987, 1988). We expected a thickness of sediments exceeding 100 m and thus, a long record for the last 150 millenia. Nevertheless, sedimentological data and absolute dates on tephra beds encountered in the core, clearly indicate that the sedimentation began in the lake before isotopic sub-stage 5e, in agreement with TL dates on the tuff-ring. TL dates have been obtained on thick tephra beds (Pilleyre, 1991; Pilleyre *et al.*, 1991):

Cler TL 250 =  $126 \pm 15$  ka at 70 m below the surface,

Cler TL 251a =  $88 \pm 10$  ka, 62 m below the surface  
 (200–315 mm fraction),

Cler TL 251b =  $77 \pm 9$  a, 62 m below the surface  
 (100–200 mm fraction).

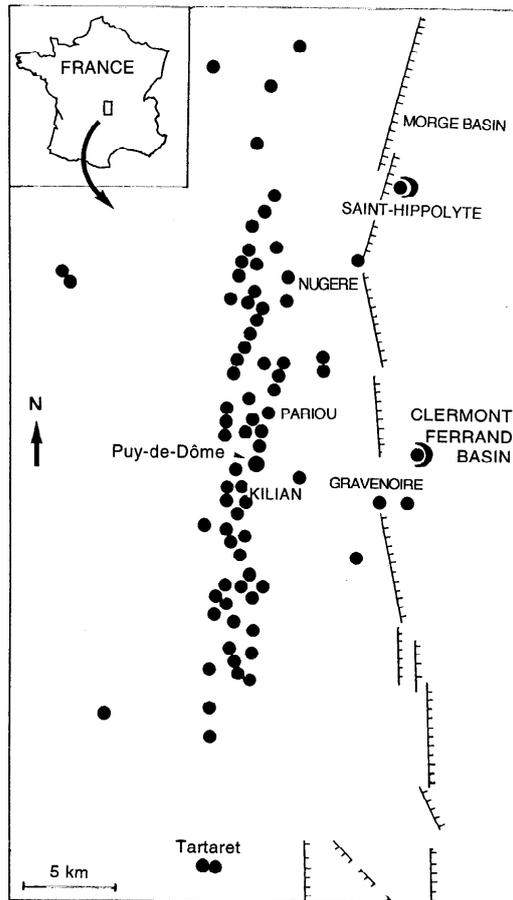


FIG. 1. Sketch map of the Chaîne des Puys (Goer de Herve *et al.*, 1991) with main localities studied. Black dots represent cones and domes, black dots with crescent represent maars.

In GEOCLER 1 core, 118 ash-falls have been recorded. Three main conclusions can be deduced from this research:

- basaltic phreatic activity developed along the western fault-scarp of the Limagne between 160 and 70 ka
- the Chaîne des Puys activity began around 70 ka,
- several acid eruptions occurred during this period.

Most of these volcanic events have been recorded in less detail in the alluvial deposits of the Morge Basin (Fig. 3).

### 1.1. Basaltic Activity Along the Western Fault-Scarp of the Limagne

The first major volcanic phase (Fig. 4) is made up of the Clermont maar eruption and at least 43 ash-falls identified between 86 and 62 m below the surface in the GEOCLER 1 core.

In the GEOCLER 1 core, tephras consist of ash laminates, 1 mm to a few cm thick. They are black, grey

or rust-red in colour, and some exhibit blue and vesicular scorias. The major typical mineral is a brown X-shaped twinned automorphic clinopyroxene (Fig. 4). Green pyroxene and olivine occur in low percentages.

This basaltic volcanism is also recorded in alluvial deposits (phase 3) (Fig. 3) and a direct ash-fall has been fossilized in the calcareous travertines at Rouzat.

The eruption of the Saint-Hippolyte maar occurred towards the end of this period and is recorded in the alluvial deposits of the Morge basin (phase 4) (Fig. 3), but not in the GEOCLER 1 core. The typical mineral of this eruption is an automorphic olivine, which lacks crystallization, easily visible by scanning electron microscopy.

*This basaltic eruptive phase along the Western fault-scarp of the Limagne ends approximately around 70 ka BP.*

### 1.2. Ancient Activity in the Chaîne de Puys

In the GEOCLER 1 core, between 62 and 28 m below the surface, at least 75 ash-falls have been identified and constitute the second major eruptive phase. Shards of green pyroxene form the major mineral. Brown clinopyroxene is rare. Olivine is abundant and its variations determine several sub-phases. These minerals are associated with fine scorias.

In the alluvial deposits of the Morge basin (phase 5), an important volcanic activity is marked by the abundance of clinopyroxenes and olivines (Fig. 1).

*This eruptive phase, which began around 70 ka ago, is typical of the initial formation of the Chaîne des Puys.*

### 1.3. Acid Eruptions

No acid tephras has been discovered, but the Fw alluvium from the Morge basin and several layers of the GEOCLER 1 core are rich in acicular green pyroxenes. Microscopic observation shows that the development of aciculation was syn-magmatic in many cases. Acicular minerals are associated with leucocratic scorias and probably indicate acid eruptions, the origin of which remains for now unclear but could belong to the latest eruptive phases of the Monts Dore.

## 2. LATE-GLACIAL AND HOLOCENE TEPHRA

For the period between 15 and 7 ka (Older Dryas to Atlantic), numerous volcanoes were active in the Chaîne des Puys and neighbouring areas. Strombolian phases built numerous cones and poured out long lava flows which disorganized the drainage pattern. Trachytic and trachyandesitic maar eruptions occurred (Kilian, Nugère, Pariou, Pavin). Plinian eruptions were followed by trachytic plugs and dome erection (Puy-de-Dôme, Sarcouy, Chopine). Tephra columns and plumes reached 20 km into the atmosphere and spread over wide areas aided by wind (Goer de Herve *et al.*, 1991). Some volcanoes have been directly TL dated

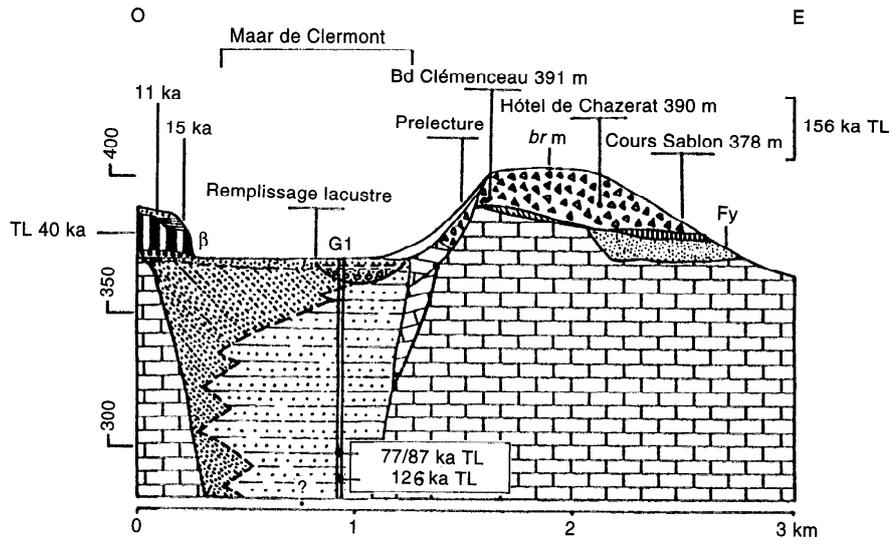


FIG. 2. Clermont maar. Stratigraphic scheme and dates. G1: GEOCLER 1 core.

PHASES	Sardon Chamberon Morge alluviums	VOLCANIC SIGNALS		CHRONOLOGY
		30%	90%	
I	Fv Sardon Fv Chamberon (layer 6 Saulnat) Fw1 Sardon	Brown clinopyroxene + Hornblende  Green clinopyroxene.		Correlation with Fw Allier 0,2 Ma
II	Fv Chamberon (layer 2 Saulnat) Fv Morge	Brown clinopyroxene and some green acicular clinopyroxenes		
III	Fw Morge	Green acicular clinopyroxene		
IV	Fw2 Sardon Fv Chamberon Vol. Fw Morge Vol.	Clinopyroxene and Olivine		Eruption of Saint-Hippolyte maar 90 Ka
V	Fw Chamberon	Brown clinopyroxene		Beginning of Chaîne des Puy activity 70 to 60 ka
VI	Fx, Fy, Fz, Sardon and Chamberon  Fx, K, Morge	Clinopyroxene, Olivine, Hornblende  Direct ash-falls		Chaîne des Puy Late-Glacial and Holocene activity 11 - 8 Ka

FIG. 3. Volcanic minerals in the alluvial deposits of the Morge Basin (after Vernet, 1992).

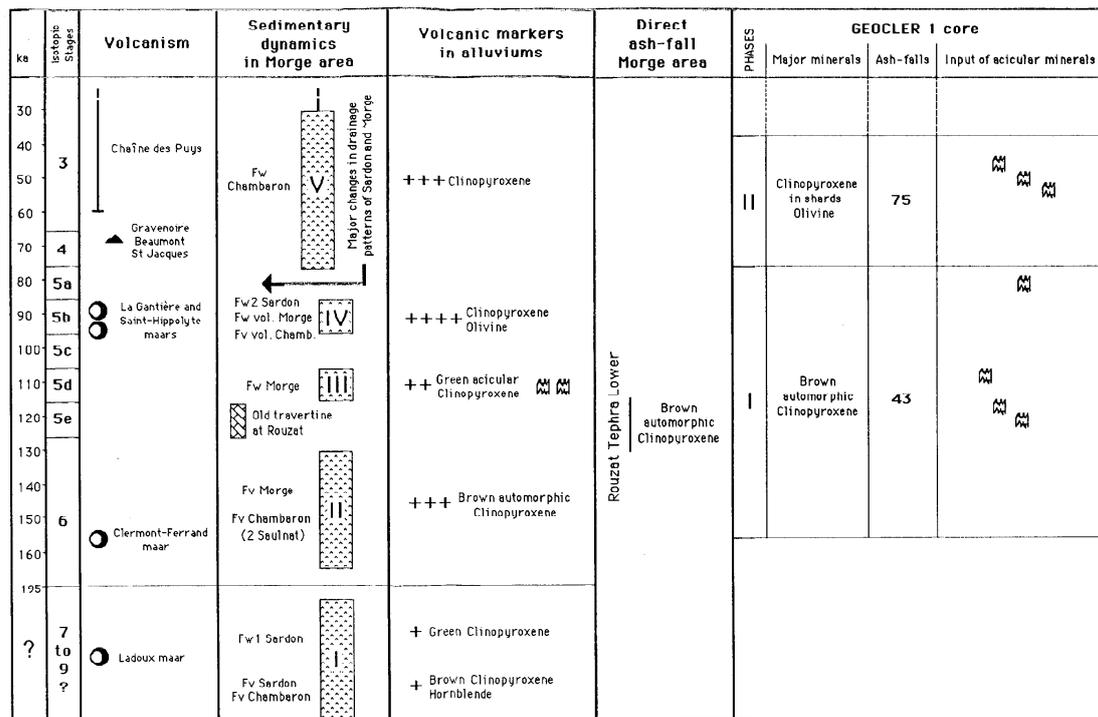


FIG. 4. Tephrostratigraphy and dynamics in North-Western Limagne between 300 and 30 ka (after Vernet, 1992).

- Puy de Côme,  $15,900 \pm 1500$  and  $11,600 \pm 830$  (Guerin, 1983).
- Puy de Lassolas,  $15,700 \pm 1700$  (Guerin, 1983).
- Puy de Tartaret,  $13,700 \pm 1600$  (Pilleyre *et al.*, 1992).
- Puy de Gorce,  $13,200 \pm 1300$  (Guerin, 1983).
- Puy de Barme,  $11,900 \pm 1200$  (Guerin, 1983).
- Puy de la Nugère lava flow,  $10,900 \pm 1200$  (Guerin, 1983).
- Puy de Dôme,  $10,800 \pm 1100$ ,  $9300 \pm 1100$  (Fain *et al.*, 1986, 1991).
- Puy de Pariou lava flow,  $8180 \pm 810$  (Guerin, 1983).
- Puy de la Vache,  $8100 \pm 800$  (Huxtable *et al.*, 1978),  $9150 \pm 550$ ,  $8820 \pm 870$  (Guerin, 1983),  $9130 \pm 720$  (Montret *et al.*, 1992).
- Puy de Montchal,  $7560 \pm 770$  BP (Guerin, 1983).

In the research area, 11 new ash-falls have been recognized. Their chemical and petrographic characters have been analysed and are presented here according to the international classification (Le Bas *et al.*, 1986) (Table 1, Fig. 5) and for some of them, the volcano has been identified (Vernet, 1992). Some of them have been TL dated (Pilleyre, 1991). These new data complete those previously obtained in peat-bogs and lakes (Bastin *et al.*, 1990; Baudry and Camus, 1972; Camus, 1975; Guenet, 1986; Juvigné, 1987, 1992, 1993; Juvigné and Gilo, 1986; Juvigné and Gewalt, 1987; Juvigné *et al.*, 1987, 1992; Etlicher *et al.*, 1987; Marambat, 1986, 1991). They consist of 5 new ash-falls in the Morge basin and 6 new ash-falls in the Clermont basin.

### 2.1. The Morge Basin

From the oldest to the youngest, the identified tephra are:

**Cellule Tephra:** Basaltic trachyandesite (Mugearite). The main mineral is green clinopyroxene in shards. Palynological results indicate an Older Dryas age. The source volcano is probably the *Puy de La Nugère*. (Vernet and Paquereau, 1986, 1991; Vernet *et al.*, 1990).

**Les Roches Tephra:** Trachyandesite (Benmoreite). The main minerals are brown hornblendes and clinopyroxenes. A radiocarbon accelerator age estimate of  $1,2010 \pm 150$  BP (Gif TAN 91102), has been obtained on wood fragments collected among the ash-fall (Bølling-Dryas II boundary). The source volcano may be the *Puy de La Nugère*. This tephra has been recognized in an *archaeological context* in a rockshelter, at the top of the Magdalenian sequence at Enval (Puy-de-Dôme) (Vernet, 1991, 1992).

**La Moutade Tephra:** Basaltic trachyandesite (Shoshonite). The main mineral is brown hornblende. A radiocarbon age estimate of  $11,360 \pm 130$  BP (Ly 3733), has been obtained on the surrounding peat and  $13,700 \pm 1700$  (Cler TL 110) by TL on quartz grains in the ash-fall. Palynology on the peaty layer indicates the Allerød. The source volcano is the *Puy de La Nugère* (Vernet and Paquereau, 1986, 1991; Vernet *et al.*, 1990; Juvigné *et al.*, 1992).

TABLE 1. Chemical composition of identified tephra in Western Limagne. X-Fluorescence analysis, Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand

Zone	Morge Basin										
	Tephra	La Moutade		Cellule	Rouzat		Gimeaux		Saint-Hippolyte		
		Saint Bonnet	3		8 Top	Rouzat Upper	Rouzat Lower	Gimeaux Upper	Les Roches	Saint Bonnet	Saint-Hippolyte
						Young travertine	Old travertine	3 Top	3 Bottom	Fw2 sardon	Tuff-ring
Locality	3	3	8 Top	Young travertine	Old travertine	3 Top	3 Bottom	Fw2 sardon	Tuff-ring		
Composition*											
SiO <sub>2</sub>	49,30	46,40	51,96	50,31	47,31	55,40	58,06	53,60	47,39	50,95	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,73	15,10	16,95	17,96	15,62	18,09	18,96	18,50	15,18	15,80	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,41	7,66	8,24	7,66	8,28	5,52	4,52	5,80	11,30	11,50	
MgO	3,15	3,48	3,27	3,06	3,41	1,08	1,12	1,99	6,76	5,53	
CaO	11,92	9,68	7,36	10,92	12,35	5,58	5,32	7,83	10,30	8,86	
Na <sub>2</sub> O	3,25	2,97	4,50	3,83	3,27	5,34	5,49	4,75	2,97	3,17	
K <sub>2</sub> O	2,34	2,32	2,39	1,89	2,28	3,36	3,11	2,60	1,59	1,89	
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,39	1,62	2,64	2,38	1,23	1,30	1,86	2,27	2,23	
MnO	0,15	0,14	0,19	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,18	0,18	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,80	10,86	1,37	1,28	4,10	2,50	1,27	1,48	0,88	0,63	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,00	1,73	0,00	0,75	1,00	0,36	0,40	0,45	0,29	
Total:	100,42	100,00	99,58	99,68	99,88	99,23	99,63	98,94	99,27	101,03	

\*On selected scorias

Zone	Clermont Basin									
	Tephra	CF1	CF2		CF3	CF4	CF5	Ss les Vignes St		
			Blanzat street	(Camus sample)				1	2a	3c
Locality	Creux rouge	Blanzat street	(Camus sample)	Blanzat street	Blanzat street	Blanzat street	Blanzat street	Ss les Vignes St	Ss les Vignes St	
Layer	4	(Camus sample)	1	2a	(Camus samples)	3c				
Composition*										
SiO <sub>2</sub>	60,60	51,98	51,39	48,43	49,39	50,13	69,24			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,10	17,18	16,12	16,77	17,36	16,66	15,90			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,10	9,65	9,61	11,67	11,74	10,75	2,03			
MgO	3,70	3,36	3,62	4,31	4,48	3,97	0,67			
CaO	2,90	7,19	8,72	8,13	8,14	7,64	1,39			
Na <sub>2</sub> O	2,50	4,78	4,43	4,28	4,18	3,90	5,47			
K <sub>2</sub> O	6,60	2,80	2,49	2,42	2,13	2,51	4,46			
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,82	1,77	2,31	2,35	2,08	0,35			
MnO	0,08	0,22	0,20	0,21	0,20	0,20	0,12			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,42	0,00	0,00	1,06			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,00	0,64	0,50	0,00	0,00	0,12			
Total:	100,96	98,98	100,83	99,45	99,97	97,84	100,81			

\*On selected scorias

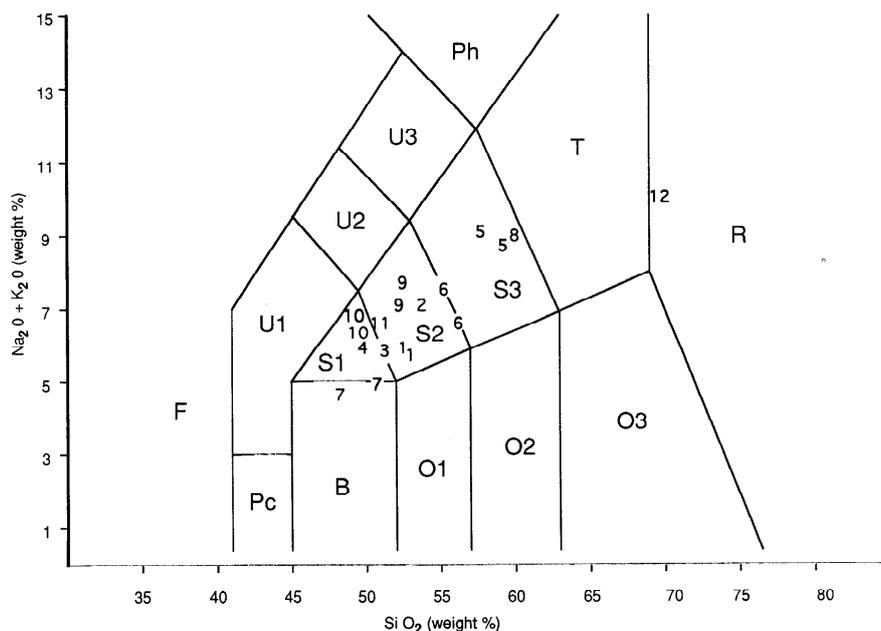


FIG. 5. Chemical composition of identified tephra in  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (wt%) diagram (Le Bas *et al.*, 1985): (1) La Moutade Tephra (2 samples); (2) Cellule Tephra; (3) Rouzat Upper Tephra; (4) Rouzat Lower Tephra; (5) Gimeaux Upper Tephra (2 samples); (6) Les Roches Tephra; (7) Saint-Hippolyte Tephra (2 samples); (8) CF1 Tephra; (9) CF2 Tephra (2 samples); (10) CF3 Tephra (2 samples); (11) CF4 Tephra; (12) CF5 Tephra.

*Gimeaux Tephra (upper)*: Trachyandesite (Benmoreite). Green clinopyroxene is the main mineral. The age is Late-glacial *sensu lato* and the source volcano is unknown (Vernet, 1991).

*Rouzat Tephra (upper)*: Basaltic trachyandesite (Shoshonite). The main mineral is a green pyroxene in shards. The age is Holocene *sensu lato* and the source volcano is unknown (Vernet, 1992).

## 2.2. The Clermont Basin

From the oldest to the youngest, the identified tephra are:

*CF1, Creux-Rouge Tephra*: Trachyandesite (Latite). The main mineral is brown clinopyroxene. Palynology suggests a Pre-Boreal age (Vivent, unpublished) and the source volcano is either the ancient *Puy de Pariou* or the *Puy de la Nugère* (Raynal *et al.*, 1979).

*CF2, Descartes Street Tephra*: Basaltic trachyandesite (Shoshonite). The main minerals are green clinopyroxene and brown hornblende. A TL age estimate of  $8700 \pm 900$  (Cler 114) has been obtained on quartz grains, and palynology suggests an age on the Pre-Boreal/Boreal boundary (Vivent, unpublished). The source volcano is either the former *Puy de Pariou* or the *Puy de la Nugère* (Raynal *et al.*, 1989).

*CF3, Montjuzet Street Tephra*: Trachybasalt (boundary potassic trachybasalt/Hawaiite). The main minerals are green clinopyroxene and olivine. Palynology suggests a Boreal age (Vivent, unpublished). The source volcano is unknown. In the thin section (Fig. 6), this tephra shows the following three parts (Vernet, 1992):

- at the bottom, a thin reddish blast deposit of a phreatomagmatic eruption,
- in the middle, a mixture of phreatomagmatic (black compact scorias) and magmatic (highly vesicular scorias) products and of red scorias reworked from a former cone,
- at the top, 90% of vesicular scorias larger than 2 mm belonging to a strombolian plume ash-fall.

*CF4, Blanzat Street Tephra (lower)*: Basaltic trachyandesite (Shoshonite). The main minerals are clinopyroxene and olivine. Palynology suggests a Boreal age (Vivent, unpublished). The source volcano is unknown.

*CF5, Sous-les-Vignes Street Tephra*: Rhyolite. The main minerals are green clinopyroxene, zircon and brown hornblende. Palynology suggests an age around the Boreal/Atlantic boundary (Vivent, unpublished). The source volcano is doubtless the *Kilian Crater*: lack of sphene excludes the *Puy Chopine* (Bentor, 1955) and the stratigraphic position excludes the *Puy de Dôme*. This is the first acid tephra of the *Chaîne des Puys* identified in the *Limagne* (Vernet, 1992). A wide dispersal of trachytic tephra from the *Chaîne des Puys* (Vasset or *Kilian*) during the Boreal has recently been proposed (Juvigné, 1991, 1992).

*CF6, Blanzat Street Tephra (upper)*: Trachyandesite. The main minerals are clinopyroxenes. Palynology suggests an age on the Boreal/Atlantic boundary (Vivent, unpublished). It is beyond doubt that the source volcano is the *Puy de Pariou*, and this tephra relates particularly to the main lava flow episode in the history of this volcano (Camus, pers. com.).

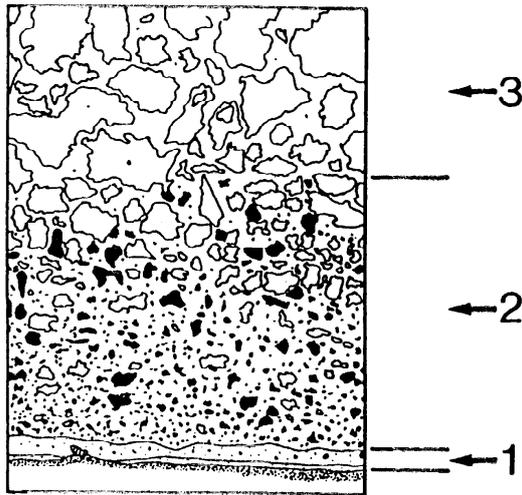


FIG. 6. Thin section in CF3 tephra. Width: 7 cm (after Vernet, 1992): (1) phreatomagmatic blast deposit; (2) mixture of phreatomagmatic and magmatic products; (3) strombolian plume ash-fall.

*Late-Glacial and Holocene volcanism is concentrated in a small area but the dispersal of its products is sometimes much wider. The isochronic implications of this are of great interest in prehistoric research.*

### 3. CONCLUSIONS

Regional research carried out in a small area has produced results which add precision to our knowledge of volcanic activity in the Chaîne des Puys during the past 160 ka. It demonstrates that the Limagne d'Auvergne has frequently been covered with tephra falls. Thus, human settlements had to face this reality, and this has been evoked several times in former papers (Daugas and Raynal 1989, 1991a, b; Raynal and Daugas, 1984, 1991; Raynal and Sanzelle, 1989).

Let us take for example the Magdalenian site located in a rockshelter at Enval (Puy-de-Dôme) where the last occupation layer is overlain by a tephra which forms the top of the stratigraphic sequence. This has been identified as Les Roches Tephra, emitted around 12 ka BP by the Puy de la Nugère. Was volcanism the cause of the site falling into disuse?

We believe that this sort of research has an important implication for prehistory in volcanic areas, especially, in the French Massif Central (Raynal and Daugas, 1989; Raynal *et al.*, 1994). Mineralogy enables tephra beds to be distinguished in archaeological sequences and can help to set up isochronic comparisons. This will allow better evaluation of the impact of volcanism on human behaviour and thus provide a key to understand regional settlement patterns and environmental exploitation strategies.

In conclusion, everyone can appreciate the potential of Western Limagne for tephra studies. Nevertheless,

the ancient Chaîne des Puys remains poorly known and insufficient research has been carried out on its acid eruptions. We hope that in future these preliminary investigations may be further developed.

### ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the A.T.P. 'Transfert de technologie' of IN2P3, project 'Datation par thermoluminescence et volcanisme quaternaire de la Chaîne des Puys', J. Fain Coordinator, and the A.T.P. 'Approches nouvelles en Archéologie par le biais des Mathématiques, de la Physique, de la Chimie et des Sciences de la Terre' of the C.N.R.S., project 'Peuplement préhistorique en zone volcanique active', J.P. Raynal Coordinator. The authors thank T. Bulle for his collaboration on the drilling and sampling of tephra and J.P. Daugas and L. Tixier, Direction des Antiquités d'Auvergne, for their help and J. Cook, The British Museum, for reviewing the translation.

### REFERENCES

- Bastin, B., Gewalt, M. and Juvigné, E. (1990). A propos de l'âge et de l'origine des téphras tardiglaciaires T4 et T5 de Godiville-nord (Massif Central, France). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, tome 113 (fasc. 2), 165–178, 7 Figs, 1 Table, 1 pl.
- Baudry, D. and Camus, G. (1972). Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. *Bull. du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, (2), (II, 2), 1–52.
- Bentor, Y.K. (1955). *La chaîne des Puys (Massif Central français) recherches géologiques et pétrographiques*. Bull. du Service de la Carte Géologique de la France. No. 242, Tome LII, 1954, 787 p., Fig. 75, Table CLXX.
- Brousse, R. (1971). Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In: *Jung J. Symposium: Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*, pp. 377–478. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand.
- Camus, G. (1975). La Chaîne des Puys: étude structurale et volcanologique. *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont*, No. 56, *Géol. Minéral.*, fasc. 28, Fig. 68, 322.
- Cantagrel, J.M. and Beaubron, J.C. Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (méthode potassium-argon), implications volcanologiques. *Bull. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Géologie de la France*, 2 (1–2), 123–142.
- Etlicher, B., Janssen, C., Juvigné, E., Van Leeuwen, J.F.N. (1987). Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléni-glaciaire würmien: environnement et tephra du volcan de la Nugère. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, 229–239.
- Fain, J., Erramli, H., Miallier, D., Montret, M., Sanzelle, S. (1986). Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique: le Puy de Dôme. *11è Réunion des Sciences de la Terre*, S.G.F. Ed., Paris, p. 63. Clermont-Ferrand.
- Fain, J., Erramli, H., Miallier, D., Montret, M., Sanzelle, S. (1991). Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique: le Puy de Dôme. In: Raynal, J.P. and Miallier, D. (eds), *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, CNRS Ed., No. 16, pp. 53–62. Cahiers du Quaternaire.
- Guenet, P. (1986). Analyse pollinique de la tourbière de Chambadeze et recherches pollenanalytiques dans les Monts Dore et le Cézallier, Massif Central, France. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille III.
- Guerin, G. (1983). Thermoluminescences des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 253 p.
- Goer de Herve, A. de, Camus, G., Boivin, P., Gourgaud, A., Kieffer, G., Mergoil, J. and Vincent, P.M. (1991). Volcanologie de la Chaîne des Puys. 3è Ed., *Parc naturel régional des volcans d'Auvergne, 1 carte au 1/25.000 et une notice*, 128 p.
- Goer de Herve, A. de, Camus, G., Miallier, D., Sanzelle, S., Falguères, C., Fain, J., Montret, M. and Pilleyre, T. (1993). Le puy de Gravenoire et ses coulées, dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (Massif Central français): un modèle inhabituel d'avalanche de débris, déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 164(6), 783–793.

- Huxtable, J., Aitken, M.J. and Bonhommet, N. (1978). Thermoluminescence dating of sediments baked by lava flows of the Chaîne des Puys. *Nature*, **275**, 207–209.
- Juvigné, E. (1987). Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français: la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans B.P. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. **304**, série II (4) 187–190.
- Juvigné, E. (1991). Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *CRAS*, Paris, tome **312**, Série II, 415–420, 2 Figs., 2 Table.
- Juvigné, E. (1992). Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif. *Quaternary International*, **13/14**, 180–185.
- Juvigné, E. (1993). *Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie*. Mémoire pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique. (36) 66 p. Bruxelles.
- Juvigné, E. and Gewalt, M. (1987). La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **1**, 37–49.
- Juvigné, E. and Gilot, E. (1986). Ages et zones de dispersion des téphra émises par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France). *Hannover Z. dt. géol. Ges.*, **137**, 613–623, 2 Figs., 1 Table.
- Juvigné, E., Lousberg, N. and Gewalt, M. (1987). Evolution morphosédimentaire de la Narse d'Espinasse. *Revue des Sciences naturelles de l'Auvergne*, vol. 53, pp. 7–14. Clermont-Ferrand.
- Juvigné, E., Kroonenberg, S.B., Weldkamp, A., El Arabi, A. and Vernet, G. (1992). Widespread Alleröd and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire*, **3** (3–4), 137–146.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745–750.
- Marambat, L. (1986). Etude palynologique de la tourbière de la Barthe (Picherande, Puy-de-Dôme). *11ème Réunion des Sciences de la Terre*, S.G.F. Ed., 120. Clermont-Ferrand.
- Marambat, L. (1991). Etude palynologique de la tourbière de la Barthe (Monts-Dore). In: Raynal, J.P. and Miallier, D. (eds), *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, Cahiers du Quaternaire, CNRS ed., No. 16, pp. 181–189.
- Miallier, D. (1982). *L'usage de détecteurs solides de traces dans le cadre de la datation par thermoluminescence*. Thèse de 3ème cycle, vol. II, No. 711, 106 p. Université de Clermont.
- Miallier, D., Fain, J., Sanzelle, S., Daugas, J.P. and Raynal, J.P. (1983). Dating of the Butte de Clermont basaltic maar by means of the quartz inclusion method. *P.A.C.T.* **9**, 487–498.
- Miallier, D., Fain, J., Montret, M., Pilleyre, T., Sanzelle, S. and Soumana, S. (1991). Properties of the red TL peak of quartz relevant to thermoluminescence dating. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **18**, 89–94.
- Miallier, D., Fain, J., Sanzelle, S., Raynal, J.P., Daugas, J.P. and Paquereau, M.M. (1984). Datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par la méthode des inclusions de quartz en thermoluminescence et comparaison avec d'autres approches. *10e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux*, Société Géologique de France éd., Paris, p. 396.
- Montret, M., Miallier, D., Sanzelle, S., Fain, J., Pilleyre, T. and Soumana, S. (1992). TL dating in the Holocene using red TL from quartz. *Ancient TL*, **10** (3), 33–36.
- Pelletier, H. (1969). Clermont est-il bâti sur un volcan?. *Auvergne Magazine*, février, **18**, 2–8.
- Pilleyre, T. (1991). Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques. Thèse de l'Université Blaise Pascal - Clermont II, DU 345, 164 p.
- Pilleyre, T., Montret, M., Fain, J., Miallier, D. and Sanzelle, S. (1991). Attempts at dating ancient volcanoes using the red TL of quartz. *Quaternary Science Review*, **11**, 13–17.
- Raynal, J.P., Daugas, J.P. and Pelletier, H. (1979). Etudes quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. II: les dépôts de versant du Creux-Rouge, commune de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme). *Nouvelles archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon*, fasc. **17** (Suppl.), 87–95.
- Raynal, J.P. (1987). Evolution comparée de lacs de maars en Auvergne et en Velay (France): datation et contribution à la connaissance des climats pléistocènes. *Documents du C.E.R.L.A.T.*, Mémoire No. 1, 65–96, 10 Figs., 2 Tables.
- Raynal, J.P. (1988). *Approche de peuplement préhistorique en zone volcanique active*, ATP du CNRS: Approches nouvelles en archéologie, diffusion restreinte, Rapport Final, 123 p.
- Raynal, J.P. and Daugas, J.P. (1989). Le peuplement paléolithique d'Auvergne. *La Recherche*, **20** (210), 690–691.
- Raynal, J.P. and Daugas, J.P. (1991). L'homme et les volcans: occupation de l'espace régional à la fin des temps glaciaires dans le Massif Central français. In: *Le Peuplement Magdalénien. Paléogéographie Physique et Humaine*, Actes du Colloque de Chancelade, 11–120. CTHS ed.
- Raynal, J.P. and Sanzelle, S. (1989). Préhistoire en domaine volcanique: exemple de la Basse Auvergne. In: *Le Temps de la Préhistoire*, Société Préhistorique Française et Archéologia ed., tome 1, pp. 128–129.
- Raynal, J.P., Daugas, J.P., Paquereau, M.M., Miallier, D., Fain, J. and Sanzelle, S. (1982). Première datation du maar basaltique de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme, France): stratigraphie, palynologie, thermoluminescence. *CRAS, Paris, série II*, 1011–1014.
- Raynal, J.P., Daugas, J.P., Paquereau, M.M., Guadelli, J.L., Marchianti, D., Miallier, D., Fain, J. and Sanzelle, S. (1984). Le maar de Saint-Hippolyte (Puy-de-Dôme, France): datation par thermoluminescence, flores et faunes fossiles, présence humaine, climatologie et dynamique du système paléo-lacustre. In: *Jubilé H. Pelletier, Rev. Sc. nat. d'Auvergne*, vol. 50, fasc. 1.2.3.4, 97–114, 11 Figs., 17 Tables. Clermont-ferrand.
- Raynal, J.P., Miallier, D., Vernet, G., Fain, J., Camus, G., Montret, M., Daugas, J. P. and Sanzelle, S. (1989). Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachy-andésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Série II*, t. **308**, 1547–1552.
- Raynal, J.P., Vernet, J.P., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., Pilleyre, T., Sanzelle, S. and Daugas, J.P. (1994). Téphrostratigraphie et préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *Bulletin de la Société préhistorique française*, t. 91 (2), 149–157.
- Vernet, G. and Paquereau, M.M. (1986). Le cours moyen de la Morge (Puy-de-Dôme) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnements. *11ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, S.G.F. ed., p. 181. Clermont-Ferrand.
- Vernet, G., Raynal, J.P., Miallier, D., Pilleyre, T., Fain, J., Sanzelle, S. and Montret, M. (1990). La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France). *C.R. Acad. Sci. Paris série II*, t. 310, 1077–1082.
- Vernet, G. and Paquereau, M.M. (1991). Le cours moyen de la Morge et de ses affluents (Puy de Dôme, France) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnements. In: Raynal, J.P. and Miallier, D. (eds), *Datation et caractérisation des milieux pléistocènes*, Cahiers du Quaternaire, No. 16, CNRS ed.
- Vernet, G. (1991). Deux niveaux de retombées volcaniques à la base des travertins hydrothermaux de Gimeaux. In: *Le monde extraordinaire des sources de Gimeaux*, H. Girard éd., 2ème trimestre, 7–9, 1 Fig.
- Vernet, G. (1992). Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif central français). Minéraux denses et retombées. Thèse de l'Université de Bordeaux 1, No. 724, 335 p.

## Des volcans et des hommes depuis le dernier interglaciaire en Basse Auvergne (Massif Central, France)

Jean-Paul RAYNAL<sup>1</sup>, Gérard VERNET<sup>1,2</sup>, Dominique VIVENT<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Université de Bordeaux 1, Institut de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire, UMR 9933 et GDR 1122 CNRS, Bâtiment de Géologie, Avenue des Facultés, F-33405 Talence Cedex

<sup>2</sup> Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales (AFAN)

### Abstract

The impact of volcanic eruptions needs to be considered more closely from the point of view of human behaviour in an area of volcanic activity. In the Massif Central, selected case-studies allow us to discuss the effect of local volcanism on the vegetal cover and the patterns of human settlement.

L'Humanité serait née au milieu des volcans d'Afrique. Nous ne saurons jamais si cette promesse a imprégné son imaginaire. Rien n'en transparaît à ce jour dans l'art pariétal ou mobilier des chasseurs-cueilleurs préhistoriques. En revanche, c'est au sein des toutes premières sociétés agro-citadines d'Anatolie, à Chatal Hüyük, qu'un volcan en éruption, le Hasan Dag, est figuré pour la première fois sans équivoque.

L'idée que l'on peut se faire des rapports entre humains et volcans pendant la Préhistoire reste donc encore très floue. A défaut d'établir un lien direct entre volcanisme et sociétés préhistoriques, on peut essayer de préciser l'impact des éruptions sur les écosystèmes environnants et, par ce biais, analyser les situations favorables ou défavorables aux groupes humains.

Nous avons choisi l'exemple du Massif Central français, où relief et variations climatiques quaternaires ont rythmé la différenciation des biotopes. Le volcanisme a brutalement perturbé l'environnement et modifié les processus géodynamiques. Tout essai d'analyse de la distribution des installations préhistoriques régionales doit donc prendre en compte climats et volcanisme qui ont fixé, à des degrés divers, les limites de l'exploitation des terroirs.

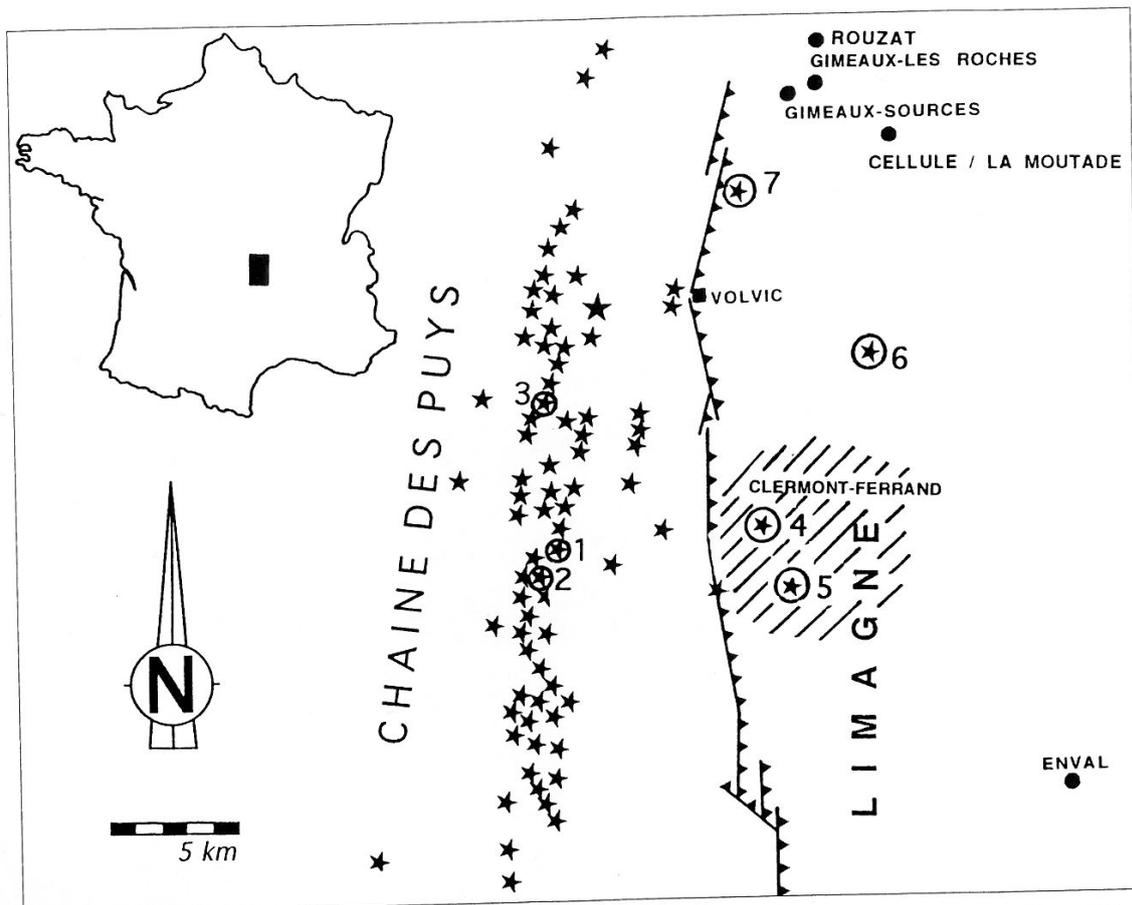
L'impact du volcanisme sur les écosystèmes régionaux a été d'ampleur très inégale. Les écoulements boueux et les laves ont ennoyé une partie du réseau hydrographique: une reprise rapide d'érosion aux flancs des coulées (Pelletier 1964; Blais *et al.* 1971) s'est alors accompagnée d'une déstabilisation chronique des versants. Certaines éruptions intervenues sous ambiance périglaciaire

ont provoqué de considérables glissements de terrain (Goer De Herve *et al.*, 1993). D'autres, au caractère violemment explosif, ont émis des souffles dévastateurs. Les projections fines ont été transportées sur de longues distances et ont recouvert de larges territoires modifiant le couvert végétal et l'équilibre géochimique des sols. Les paysages ont donc été transformés localement en univers minéraux, désertés temporairement par la faune qui avait survécu aux cataclysmes initiaux. Des séismes ont accompagné les éruptions et provoqué des modifications brutales des versants et des tracés des cours d'eau: c'est le cas en Grande Limagne. L'accumulation – puis le dégagement – de gaz carbonique a certainement généré des pièges mortels. Si l'on admet la concomitance, dans le temps et l'espace, de plusieurs éruptions, les territoires affectés n'ont plus offert pour l'Homme aucun attrait et ce pour plusieurs décennies.

Nous avons maintes fois abordé l'étude des relations homme-milieu dans le Massif Central en insistant sur la nécessaire prise en compte du volcanisme (Raynal et Daugas 1984, 1989, 1991; Daugas et Raynal, 1979, 1989, 1991a et b; Raynal et Sanzelle, 1989; Raynal *et al.* 1994).

Nous proposons aujourd'hui, à la lumière de travaux récents ou inédits, une lecture plus fine de certains aspects de l'activité volcanique de la Chaîne des Puys, enregistrés principalement dans les environnements de la Limagne. Trois exemples sont proposés:

- Cas 1: l'enregistrement des éruptions des stades isotopiques 5 à 3,



1. - Carte schématique de la Chaîne des Puys (d'après Goer De Herve *et al.*, 1991). Les étoiles représentent les cônes et dômes (1: Puy de Dôme. 2: Cratère Kilian. 3: Pariou. 4: La Nugère), les étoiles cerclées les maars (4: Jaude-Salins. 5: La Gantière. 6: Ladoux. 7: Saint-Hippolyte), les points les localités étudiées. Hachures obliques: cuvette de Clermont où affleurent les retombées CF1, CF2, CF3, CF4, CF5, et CF6.

- Cas 2: les saupoudrages trachyandésitiques du Tardiglaciaire,
- Cas 3: les éruptions trachytiques du Post-glaciaire.

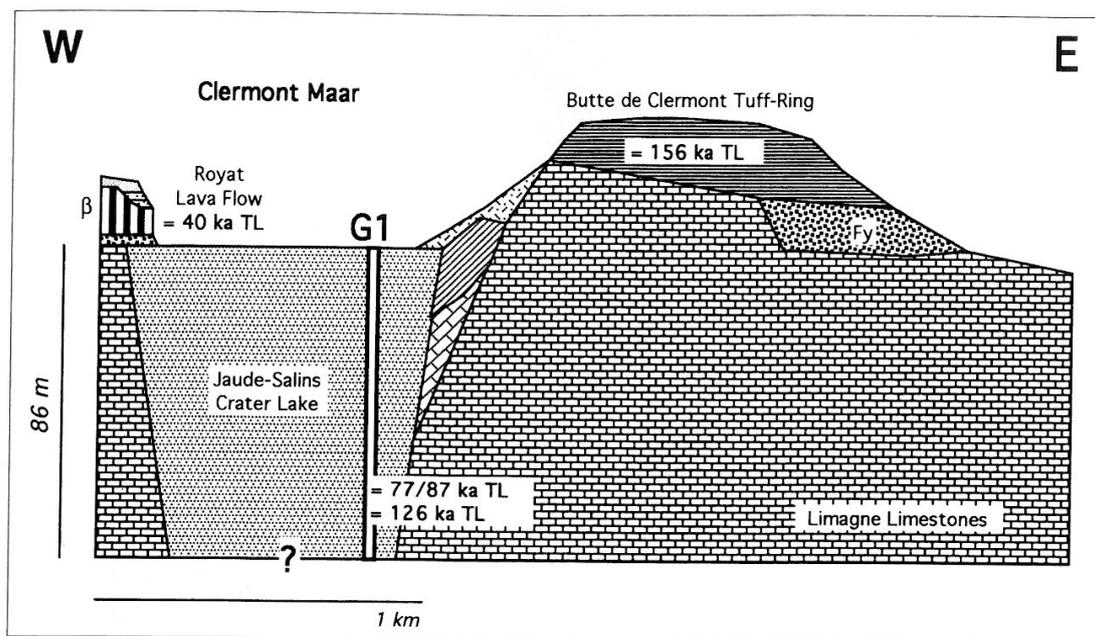
### 1. Les éruptions des stades isotopiques 5 à 3: un grand nombre de téphra, peu de volcans-sources connus et datés

A ce jour et pour la période considérée, une trentaine d'événements volcaniques ont été datés directement par TL (Miallier 1982; Guerin 1983; Raynal *et al.*, 1982, 1984, 1985; Goer De Herve *et al.*, 1993). Il convenait de rechercher, au pied du plateau des Dômes, un système enregistreur susceptible de fournir une image plus fidèle de l'activité volcanique régionale. Notre choix s'est porté

sur la cuvette de Clermont et sur le bassin de la Morge (fig. 1).

La cuvette de Clermont est constituée de plusieurs maars coalescents péné-contemporains installés sur une zone de faiblesse immédiatement à l'Est de la grande faille bordière de Limagne. Les projections de l'un de ces maars, celui de Jaude-Salins, culminent à 410 m NGF et constituent la Butte de Clermont (Pelletier 1969; Baudry et Camus 1972). La première datation par thermoluminescence d'un phénomène phréatomagmatique a été réalisée sur ces pyroclastites (Miallier 1982; Miallier *et al.*, 1983, 1984; Raynal *et al.*, 1982, 1985) et situe l'explosion du maar pendant l'avant-dernier glaciaire, au cours du stade 6 de la courbe isotopique océanique:

- Cler TL 23 =  $157 \pm 22$  ka (Cours Sablon),
- Cler TL 27 =  $156 \pm 22$  ka (Hôtel de Chazerat).



2. - Maar de Clermont. Schéma stratigraphique et datations. G1: carottage GEOCLER 1.

Dans cette vaste dépression, alimentée à l'Ouest par la Tiretaine, s'est édifié un complexe lacustre reconnu par d'anciens travaux de forage (fig. 2). Le fond de la dépression en zone de cœur de lac n'a jamais été atteint par sondage, mais les dépôts de cette zone ont cependant été reconnus dans sa partie sud-est («Fond de Jaude») sur quatre-vingt-six mètres lors du forage Géocler 1 réalisé du 17 novembre au 10 décembre 1986 (Raynal 1987). Bien que difficile à évaluer, la puissance totale des dépôts pourrait largement dépasser la centaine de mètres et représenterait donc un bilan d'accumulation des cent-soixante derniers millénaires. Des repères chronologiques sont disponibles par la datation directe de certaines téphra par TL (Pilleyre 1991; Pilleyre *et al.*, 1991):

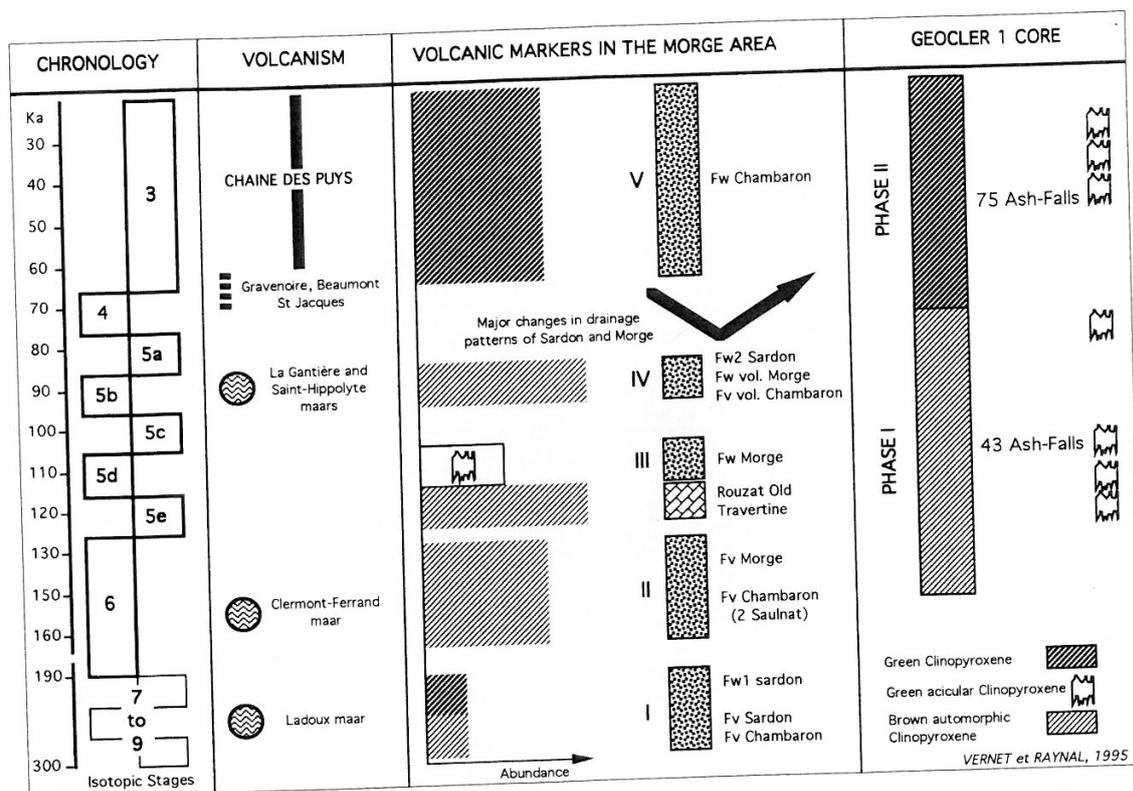
- Cler TL 250 =  $126 \pm 15$  ka à 70 m de profondeur,
- Cler TL 251a =  $88 \pm 10$  ka à 62 m, (fraction 200-315 mm),
- Cler TL 251 b =  $77 \pm 9$  ka à 62 m (fraction 100-200 mm).

Un tel système lacustre était propice à l'enregistrement d'éruptions volcaniques plus ou moins proches: entre 28 et 86 m de profondeur, outre l'extrême base de la carotte extrêmement riche en téphra, 118 *retombées* bien individualisées dont 111 franchement directes, sous forme de fines lamines, ou passées (1mm à quelques centimètres)

de couleur sombre (noir, gris, rouille) et comportant pour certaines des scories, ont été considérées comme des apports directs et caractérisées par leur cortège minéralogique et leur composition chimique (Vernet 1992). Aucune retombée acide n'a été repérée, mais des apports ponctuels de minéraux aciculaires associés à des scories leucocrates sont interprétés comme l'indice d'éruptions acides bien particulières dont la localisation n'a pas encore été établie.

La confrontation des résultats obtenus par forage et sur les affleurements permet de conclure à l'existence de deux grandes phases volcaniques (fig. 3):

- **Phase 1:** enregistrée de 86 à 62 m dans la carotte Géocler 1 avec 43 *retombées* directes minimum. Le minéral caractéristique est un clinopyroxène brun automorphe mâclé en croix; on note des pourcentages plus faibles de pyroxène vert et la quasi-absence de l'olivine; dans les fractions grossières, les téphra contiennent souvent des scories noires bleutées très vésiculées. Cette phase est également enregistrée dans les alluvions du bassin de la Morge et une des *retombées* a été fossilisée au sein du massif de travertins de Rouzat. Vers la fin de cette période intervient l'éruption de maar de Saint-Hippolyte: le minéral caractéristique en est une olivine automorphe présentant des lacunes de cristallisa-



3. - Téphrostratigraphie et dynamique en Limagne entre 300 et 30 ka.

tion. Cette éruption n'a pas été identifiée dans la carotte Géocler 1, mais est enregistrée dans les alluvions du bassin de la Morge. Cette phase correspond donc à un volcanisme basaltique dispersé en bordure de Limagne. D'après les données de chronologie numérique, elle prendrait fin vers 70 ka.

- **Phase 2:** enregistrée de 62 m à 28 m dans la carotte Géocler 1 avec 75 retombées directes minimum. Le minéral caractéristique est le clinopyroxène vert en éclats; le clinopyroxène brun est quasi-absent; l'olivine est le plus souvent abondante et individualise des sous-phases. Les scories sont fines. Les alluvions du bassin de la Morge sont riches en clinopyroxènes et olivines, marqueurs de cette activité. Dans la cuvette de Clermont, des dépôts pseudo-loessiques entrecoupés de retombées fossilisent la coulée de Saint-Jacques, datée par TL vers 80 ka BP (Guerin 1993) alors que les sols cuits lors de son épanchement livrent des âges TL plus récents, autour de 60 ka BP (De Goer *et al.* 1993). Une de ces téphras a été datée vers 45 ka BP (Pilleyre 1991). Les coupes de la Rue de

Médicis ont permis d'identifier 12 lits téphriques qui, à l'exception du plus ancien, témoignent d'éruptions phréatomagmatiques: trois d'entre eux sont caractéristiques de dépôts de blasts et attestent que des souffles violents et orientés ont à plusieurs reprises atteint la cuvette de Clermont. Cette phase correspond donc à l'activité ancienne de la Chaîne des Puy qui débiterait vers 70 ka et comporte de nombreux événements phréatomagmatiques.

### 1.1. En conséquence...

De 160 à 30 ka BP, la Limagne occidentale est le siège d'un volcanisme parfois violemment explosif (maars) et soumise aux effets secondaires des éruptions de la phase ancienne de la Chaîne des Puy. Le paysage subit des modifications sensibles. Rien ne permet de dire si l'Homme fut affecté par ces manifestations: une éruption par millénaire ne représente pas un contexte apocalyptique de nature à perturber des habitudes ancestrales. D'ailleurs, l'homme moustérien a fréquenté les rives du lac de

*Saint-Hippolyte et campé le long des tributaires de la Morge. Mais la fréquence des éruptions établie par les différentes méthodes n'est qu'une estimation minimum et gardons nous d'un comparatisme hâtif avec les exemples récents de recolonisation rapide du milieu volcanique par l'Homme moderne.*

## 2. Les saupoudrages trachyandésitiques tardiglaciaires, contemporains de la fin du Magdalénien

Au Tardiglaciaire, de nombreux appareils furent actifs dans la Chaîne des Puys et les régions avoisnantes. Au Dryas ancien, puis à l'Allerød, des retombées à composition trachyandésitique, originaires du système du Puy de la Nugère ou d'appareils à chimisme comparable, saupoudrèrent la Limagne.

Si l'âge de la Téphra CF1 (ou retombée du Creux-Rouge) (Raynal *et al.* 1979; Vernet 1992) reste encore imprécis, la Téphra de Cellule est clairement située au Dryas ancien par l'analyse pollinique (Vernet et Paquereau 1986, 1991; Vernet *et al.* 1990).

On s'intéressera ici à deux autres retombées dont les lobes ont clairement affecté un vaste territoire: la Téphra des Roches – seule connue en contexte archéologique – et la Téphra de La Moutade.

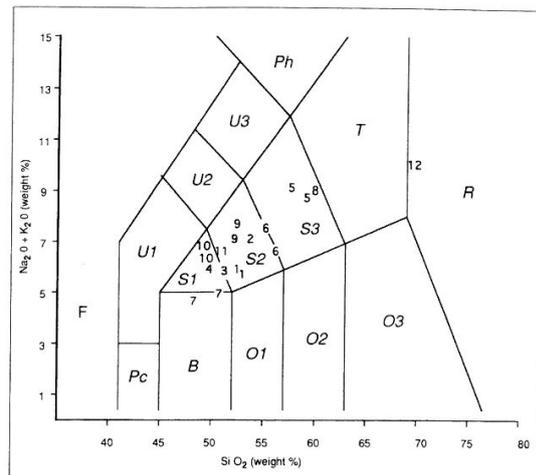
### 2.1. La Téphra des Roches

Le long des accidents bordiers de la Limagne septentrionale, de nombreuses sources thermales ont édifié des massifs de travertins. A Gimeaux, ces travertins ont conservé des téphras de la Chaîne des Puys (Vernet 1991, 1992). L'une d'elles, dénommée Téphra des Roches (Vernet et Raynal 1995), a été retrouvée 30 km au Sud-Est dans le gisement magdalénien d'Enval: elle caractérise un recouvrement trachyandésitique à la fin du Dryas II (fig. 1).

#### 2.1.1. La Téphra des Roches a Gimeaux-source

Le niveau de cendres, conservé au sein d'argiles palustres, est puissant de 0,10 à 0,15 m, sans litage apparent. Il s'agit d'une cendre grossière (on utilise la classification de Fisher 1961) bien classée (Md= 265µm, Sk= 1,01), noire, assez pulvérulente lorsqu'elle est sèche, sans litage ni granoclassement. Les scories sont de deux types (macroscopie, MEB):

– scories claires: ces fragments ont un aspect



4. - Composition des téphras identifiées dans le diagramme SiO<sub>2</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O de LE BAS *et al.* (1985). 1: La Moutade (2 échantillons). 2: Cellule. 3: Rouzat supérieure. 4: Rouzat inférieure. 5: Gimeaux supérieure (2 échantillons). 6: Les Roches (2 localités). 7: Saint-Hippolyte (2 échantillons). 8: CF1. 9: CF2 (2 échantillons). 10: CF3 (2 échantillons). 11: CF4. 12: CF5.

“moussu” ou ponceux à tendance fibreuse (tubules et des microfilaments de verre) caractéristique. Le verre volcanique est très frais, sans altération chimique. Les vésicules contiennent des particules adhérentes (néocrystalisations de calcite ou aragonite et fragments de verre volcanique).

– scories noires: Les fragments sont plus ou moins anguleux, avec une vésiculation peu à très peu développée. On note de grandes vésicules aux formes plus ou moins contournées et de plus petites subsphériques, laissant subsister entre elles de grandes plages de verre volcanique très frais.

Les teneurs en minéraux lourds et en magnétite sont peu élevées. Le cortège est constitué de hornblende brune automorphe en prisme pléochroïque et de clinopyroxène vert en éclats. Tous les minéraux sont recouverts d'une gangue vitreuse foncée ou “bubble-wall texture” (Fischer 1963). La composition chimique, établie sur scories triées et lavées (tab. 1), est à la limite des domaines des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites, selon la classification internationale (Le Bas *et al.* 1986) (fig. 4).

La présence de fragments organiques (feuilles, brindilles, herbacées) au sein de la Téphra des Roches a permis une datation radiocarbone par la méthode de spectrométrie de masse qui situe le recouvrement à la fin du Dryas II: Gif TAN 91102 = 12010 ± 150 BP.

ZONE TEPHRA LOCALITY LAYER	MORGE BASIN											
	LA MOUTADE		CELLULE		ROUZAT Upper		ROUZAT Lower		GIMEAUX UPPER		LES ROCHES	
	Saint Bonnet 3	3	Cellule 8 top	3	Young travertine Rouzat	Old Travertine	3 top	Gimeaux	3 bottom	Saint Bonnet FW2 Sardon	St Hippolyte Tuff-ring	
<b>COMPOSITION*</b>												
SiO2	49,30	46,40	51,96	50,31	47,31	55,40	58,06	53,60	47,39	50,95		
Al2O3	14,73	15,10	16,95	17,96	15,62	18,09	18,96	18,50	15,18	15,80		
Fe2O3	7,41	7,66	8,24	7,66	8,28	5,52	4,52	5,80	11,30	11,50		
MgO	3,15	3,48	3,27	3,06	3,41	1,08	1,12	1,99	6,76	5,53		
CaO	11,92	9,68	7,36	10,92	12,35	5,58	5,32	7,83	10,30	8,86		
Na2O	3,25	2,97	4,50	3,83	3,27	3,36	5,49	2,97	2,97	3,17		
K2O	2,34	2,32	2,39	1,89	2,28	3,36	3,11	2,60	1,59	1,89		
TiO2	1,13	1,39	1,62	2,64	2,38	1,23	1,30	1,86	2,27	2,23		
MnO	0,15	0,14	0,19	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,18	0,18		
H2O+	6,80	10,86	1,37	1,28	4,10	2,50	1,27	1,48	0,88	0,63		
H2O-	0,24	0,00	1,73	0,00	0,75	1,00	0,36	0,40	0,45	0,29		
Total :	100,42	100,00	99,58	99,68	99,88	99,23	99,63	98,94	99,27	101,03		
*On selected scoriae												

ZONE TEPHRA LOCALITY LAYER	CLERMONT BASIN									
	CF1		CF2		CF3		CF4		CF5	
	Creux Rouge 4	Blanzat Street (Camus sample)	Sous les Vignes Street 1	Blanzat Street (Camus sample)	2a	Blanzat Street (Camus samples)	Blanzat Street (Camus samples)	Ss les Vignes St 3c	Ss les Vignes St 3c	
<b>COMPOSITION*</b>										
SiO2	60,60	51,98	51,39	48,43	49,39	50,13	69,24	50,13	69,24	
Al2O3	17,10	17,18	16,12	16,77	17,36	16,66	15,90	16,66	15,90	
Fe2O3	6,10	9,65	9,61	11,67	11,74	10,75	2,03	10,75	2,03	
MgO	3,70	3,36	3,62	4,31	4,48	3,97	0,67	3,97	0,67	
CaO	2,90	7,19	8,72	8,13	8,14	7,64	1,39	7,64	1,39	
Na2O	2,50	4,78	4,43	4,28	4,18	3,90	5,47	3,90	5,47	
K2O	6,60	2,80	2,49	2,42	2,13	2,51	4,46	2,51	4,46	
TiO2	1,30	1,82	1,77	2,31	2,35	2,08	0,35	2,08	0,35	
MnO	0,08	0,22	0,20	0,21	0,20	0,20	0,12	0,20	0,12	
H2O+	0,00	0,00	1,84	0,42	0,00	0,00	1,06	0,00	1,06	
H2O-	0,08	0,00	0,64	0,50	0,00	0,00	0,12	0,00	0,12	
Total :	100,96	98,98	100,83	99,45	99,97	97,84	100,81	97,84	100,81	
*On selected scoriae										

Tableau 1 - Composition chimique des téphras identifiées en Limagne. Fluorescence X, Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand.

2.1.2. *La Téphra des Roches à Enval*

L'Abri Durif à Enval contient plusieurs niveaux archéologiques de la fin du Magdalénien (Bourdelle 1979). Dans les niveaux I à IV, des cendres volcaniques ont été identifiées en 1971 par H. Pelletier et considérées comme une retombée directe d'une seule éruption. Un nouvel examen a montré que seul le niveau Ia présentait toutes les garanties pour la mise en oeuvre d'analyses plus complètes. C'est une téphra mince (0,02 m) et régulière qui adhère aux objets lithiques et aux restes de faune de l'occupation magdalénienne la plus récente et scelle donc la séquence archéologique; elle n'est surmontée que par un effondrement de la voûte de l'abri, vraisemblablement pénécontemporain.

Il s'agit d'une cendre grossière, bien classée (Md= 341µm, Sk= 1,29) qui forme un niveau noir compact, non lité, sans granoclassement. La teneur en minéraux lourds est faible, mais la teneur en magnétite est forte. Le minéral dominant est un pyroxène vert en éclats. L'amphibole brune automorphe en prismes pléochroïques représente un peu plus d'un tiers de l'assemblage. On note la présence en faibles pourcentages de l'olivine et de divers en provenance du substrat éocène (apatite et zircon). Les minéraux volcaniques (amphiboles, pyroxènes et olivines) sont recouverts d'une «*bubble-wall texture*» (Fischer 1963). La composition chimique, établie sur scories triées et lavées (tab. 1), est celle d'une latite, à la limite des domaines des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites, selon la classification internationale (Le Bas *et al.* 1986) (fig. 4).

La chronologie de la séquence d'Enval est ainsi précisée pour sa partie sommitale (Vernet et

Raynal 1995) (tab. 2). Les propositions concernant la mise en place du réseau hydrographique actuel (Raynal 1984) sont confortées.

Quelques centaines de mètres au Sud de l'abri, les travaux d'aménagement de la route départementale 116 ont permis d'observer des formations de versant limono-argileuses interrompues par un chenal de ravinement comblé de cendres volcaniques (Daugas in Bonifay 1978, p. 626), également rapportées à la Téphra des Roches.

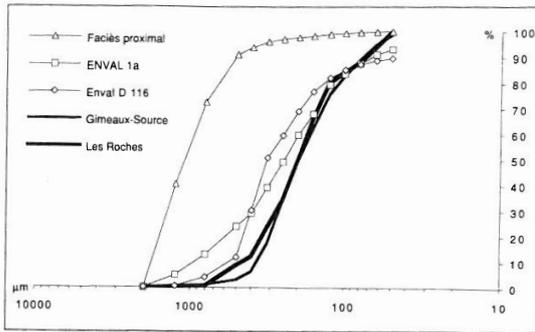
2.1.3. *Discussion*

Le volcan émetteur de la Téphra des Roches doit être recherché parmi des édifices d'âges comparables. Cette retombée présente des indices d'un mélange de magmas: composition géochimique à la limite des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites, coexistence de scories claires fibreuses et de scories noires peu vésiculées et irrégularité de la représentation de l'olivine dans les cortèges minéralogiques. Le système éruptif du Puy de La Nugère a fourni des laves où l'on observe tous les stades de mélange de deux magmas (Camus *et al.* 1983, Gourgaud et Camus 1984; Gourgaud 1985) lors d'une phase éruptive d'un âge compatible avec celui de la Téphra des Roches. Dans l'état actuel des connaissances sur la Chaîne des Puys, il paraît raisonnable de rapporter la Téphra des Roches au Puy de la Nugère, mais il n'est pas exclu que d'autres volcans d'âges comparables aient fourni les mêmes types de magmas et de téphras.

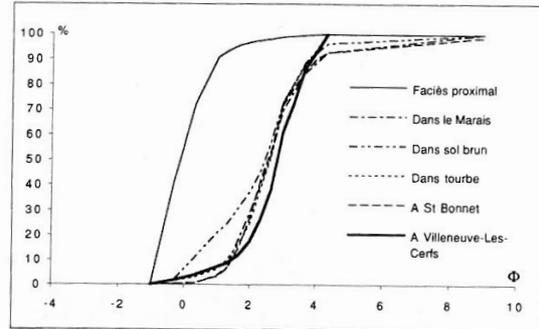
*La Téphra des Roches représente donc un recouvrement régional non négligeable. A Enval,*

Age	Couche/Level	Élément diagnostic / Characteristic
DRYAS II	O	Effondrement de voûte / Rock-fall
	I	Tephra des Roches / Les Roches tephra (12000 ± 150 BP)
	II,III, IV	
	V	<i>Alopex lagopus</i>
BÖLLING	VI à XI	
	XIIb	Ly 425 = 13000 ± 300 BP
	XIIe	Ly 727 = 13700 ± 380 BP
	A	<i>Equus hydruntinus</i>
DRYAS ANCIEN	B, C	
	D2	
	E, F, G	<i>Saïga tatarica</i>

Tableau 2 - Position de la Téphra des Roches dans la chronostratigraphie de l'Abri Durif à Enval.



5. - Courbes granulométriques de la Téphra des Roches.



6. - Courbes granulométriques de la Téphra de la Moutade.

30 km au Sud-Est de sa source potentielle, la forte teneur en magnétite, le rapport pyroxènes/amphiboles (tab. 3) et la conservation du classement pour une distribution granulométrique quasi identique à celle observée en position proximale (fig. 5), montrent que l'on se trouve ici dans l'axe principal du lobe. En revanche, les caractères observés dans le secteur proximal de Gimeaux indiquent une position plus latérale.

## 2.2. La Téphra des Roches a Gimeaux-source

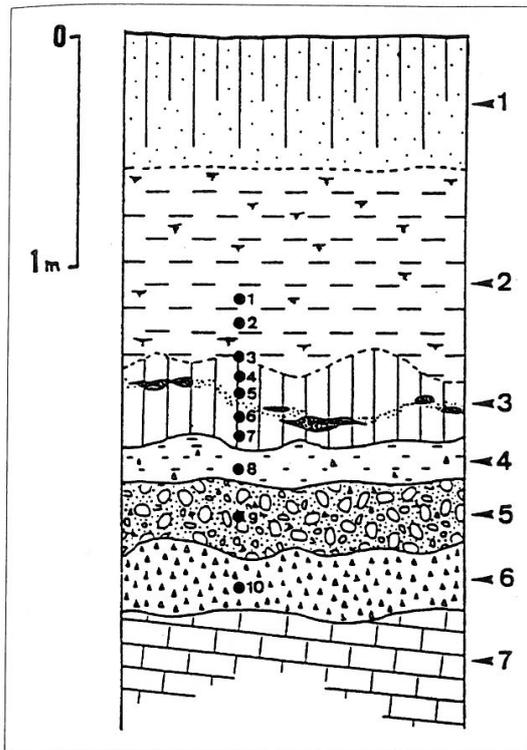
D'autres téphras trachyandésitiques, plus tardives, ont été également rapportées au Puy de la Nugère (Juvigné 1992). Le terme «Téphra de la

Nugère» (Juvigné 1993) a même été proposé pour regrouper différentes retombées issues de ce volcan pendant l'Allerød vers 11400 BP et formant un vaste lobe orienté vers l'Est qui a atteint le Haut Forez (Etlicher *et al.* 1987). Parmi elles, la Téphra de la Moutade (Vernet *et al.* 1990; Vernet 1992), de composition shoshonitique et d'âge Allerød parfaitement établi par des méthodes croisées dans des environnements pédosédimentaires démonstratifs, fait antériorité et doit être retenue pour nommer ce recouvrement (fig. 6).

Par l'analyse pollinique, on examine ci-après les variations des environnements végétaux lors de l'émission de la Téphra de la Moutade, en position distale du lobe, dans le Marais de Villeneuve-les-Cerfs, 30 km au Nord-Est de son point d'émission (fig. 1).

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE LA RETOMBÉE DES ROCHES / Association of mafic phenocrysts in Les Roches Tephra										
Echantillon Sample	Au volcan To volcano	Fraction Fraction $\mu\text{m}$	Magnétite Magnetite %	ML Heavy Min %	N Grains	Pyroxènes Pyroxenes	Amphiboles Amphiboles	Pyr/Amph Pyr/Amph	Olivine Olivine	Divers Miscellaneous
Gimeaux - Les Roches	15 km	80-160	65,50	1,30	263	57,70	42,30	1,36	0,00	0,00
		160-250	53,00	10,50	219	48,41	51,59	0,94	0,00	0,00
		80-250	59,25	5,90	482	53,05	46,94	1,13	0,00	0,00
Gimeaux - Source	13 km	80-160	20,51	2,55	66	50,00	50,00	1,00	0,00	0,00
		160-250	34,42	4,98	41	46,34	53,66	0,86	0,00	0,00
		80-250	27,47	3,77	107	48,17	51,83	0,93	0,00	0,00
Abri d'Enval, niveau 1a	30 km	80-160	86,19	5,41	133	54,88	42,85	1,28	0,75	1,50
		160-250	89,14	6,54	71	70,41	28,16	2,50	1,40	0,00
		80-250	87,67	5,98	204	62,67	35,51	1,76	1,07	0,75
Enval, chenal D 116	30 km	160-250	80,39	7,30	111	49,55	30,65	1,62	16,20	3,60
Puy de la Nugère, cone principal, phase récente	0 km source supposée	80-160	70,67	9,49	103	60,20	28,15	2,14	9,70	1,94
		160-250	73,45	13,95	88	67,05	23,86	2,81	9,09	0,00
		80-250	72,06	11,72	191	63,62	26,02	2,45	9,39	0,97

Tableau 3 - Association minéralogique de la Téphra des Roches.



7. - Stratigraphie à Villeneuve-les Cerfs, d'après Vernet (1992).

### 2.2.1. Lithostratigraphie

On observe de bas en haut (fig. 7):

- 7: marnes en place
- 6: mince niveau (0,20m) de sédiment argileux verdâtre contenant de nombreux fragments anguleux de marnes.
- 5: alluvions grossières à galets à matrice argileuse verte (0,30m). Présence de nombreux fragments anguleux de marnes.
- 4: colluvions jaunes verdâtres, peu épaisses (0,15m), avec nombreuses traces de gel visibles à l'oeil nu (lentilles de glace).
- 3: colluvions grises (0,40m), avec nombreuses bioturbations et mollusques abondants. Ces dépôts de marais sont semblables à ceux observés dans le Marais d'Orange. Dans la partie médiane, la *Téphra de la Moutade* apparaît sous la forme d'un mince niveau discontinu noir (0,02 à 0,05 m),
- 2: colluvions argileuses vertes (0,80 à 0,90m), à concrétions carbonatées.
- 1: colluvions noires très argileuses portant le sol actuel (0,60m).

### 2.2.2. Contenus polliniques, indicateurs mésologiques, climatiques et chronologiques

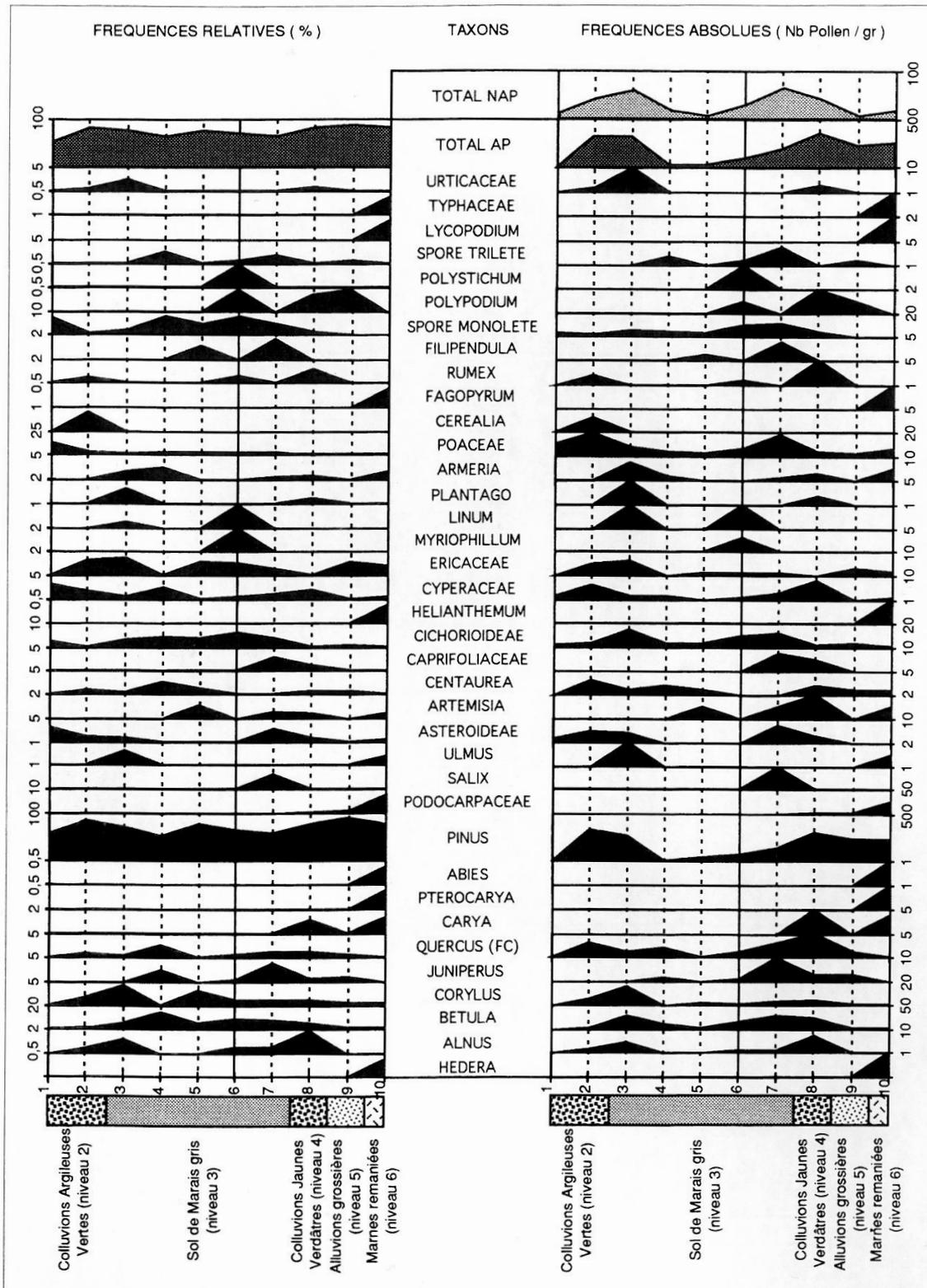
On note une bonne variété taxonomique: 37 taxons différents, 15 en moyenne par échantillon (tableau 4). Les courbes des fréquences absolues du Pin Sylvestre et des pollens arboréens sont semblables (fig. 8).

Les échantillons des niveaux de colluvions argileuses 4 et 2 présentent des totaux très proches en fréquences absolues. En revanche, les échantillons du niveau 3, montrent des fréquences absolues hétérogènes qui résultent d'une perturbation du piégeage des pollens.

Les échantillons des niveaux 6 et 5 présentent des taux de pollens arboréens extrêmement élevés (> 90%) où *Pinus* domine (> 75%). On enregistre l'apparition de *Quercus* et de *Juniperus* et la présence de *Corylus*, *Abies*, *Ulmus* et *Betula*. Ces deux derniers ainsi que les *Typhaceae* et les *Cyperaceae* caractérisent un milieu humide avec des eaux stagnantes locales. Les herbacées sont dominées par les *Poaceae* et les *Composées*. On conclut à l'existence d'une pinède avec présence locale de *Betula*, *Corylus* et *Juniperus* et de prairies humides. Le climat est frais et humide.

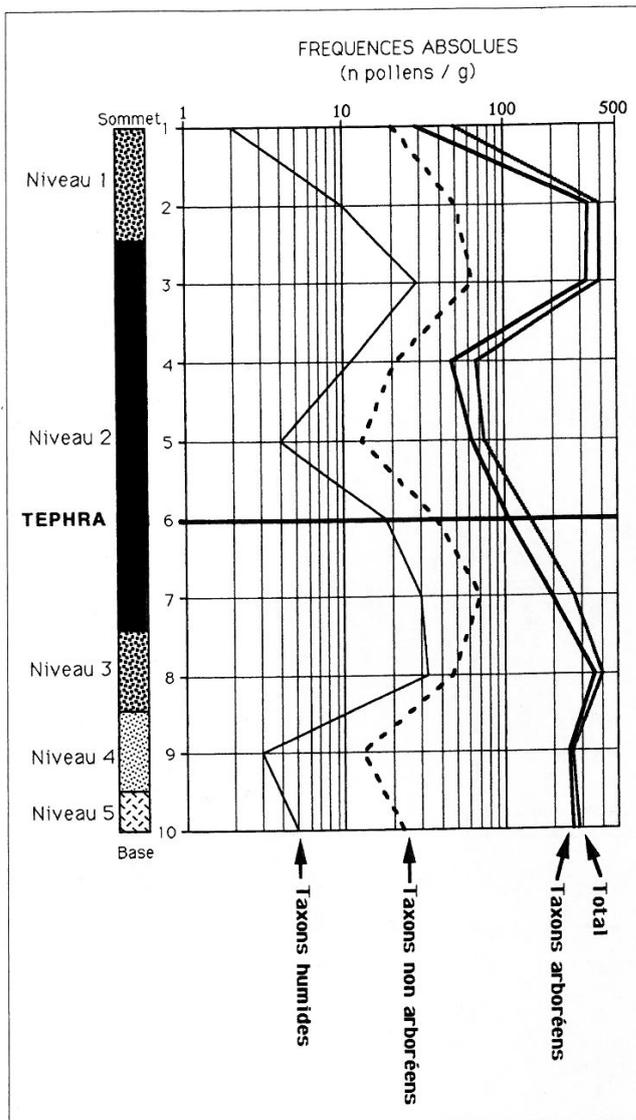
Le niveau 4 présente un taux de pollen arboréen élevé où *Pinus* domine (optimum). *Alnus*, *Betula*, *Corylus* et *Quercus* sont à leur maximum. *Juniperus* se maintient, *Ulmus* disparaît. Les herbacées sont principalement représentées par les *Poaceae*, *Composées*, *Caprifoliaceae*, *Cyperaceae*, *Rumex* et les Fougères; *Alnus*, *Betula*, *Cyperaceae* et *Polystichum* sont caractéristiques d'un milieu humide. Outre la présence ou la proximité de la pinède, boulaie, aulnaie, Corylaie et Chênaie sont plus présentes. Ces groupements forestiers sont accompagnés de prairies humides persistantes. Le climat est tempéré et sensiblement plus humide.

La base du niveau 3 est marquée par un fléchissement assez net des courbes du Pin Sylvestre et des autres taxons arboréens, à l'exception de *Betula*, *Juniperus* et *Salix* qui sont à leur optimum. Parmi les herbacées, on constate les maxima des *Poaceae*, *Composées*, *Caprifoliaceae* et fougères. *Betula*, *Salix*, *Cyperaceae* et *Filipendula* sont caractéristiques d'un milieu humide. On est en présence d'une pinède, d'une chênaie et d'une aulnaie régressives et d'une boulaie en pleine extension, accompagnée de prairies humides plus étendues. La régression de *Pinus*, l'augmentation de la boulaie et des herbacées traduisent une modification



8. - Villeneuve-les-Cerfs. Diagrammes polliniques.





9. - Villeneuve-les-Cerfs. Nombres de pollens par gramme de sédiment.

des apports de pollens arboréens favorisant l'enregistrement d'une image pollinique plus locale.

Le milieu du niveau 3 est caractérisé par le fléchissement de toutes les courbes des taxons arboréens et même la disparition de *Salix*, la régression des taxons caractéristiques d'un milieu humide (*Betula*, *Salix*, *Filipendula*, *Cyperaceae*, *Polystichum*, *Myriophyllum*) et le maintien des taxons indicateurs d'un milieu sec (*Linum*, *Centaurea*). Seules les herbacées (*Artemisia*, *Centaurea*, *Filipendula*) ont des courbes croissantes après le dépôt de la Téphra de la Moutade.

Le sommet du niveau 3 est marqué par une reprise des apports de pollens arboréens: *Quercus*, *Betula* (essence colonisatrice), puis *Pinus* qui devient dominant (> 85%). On note un nouvel optimum pour *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Ulmus* et la reprise des *Poaceae*, *Compositae*, *Urticaceae* et *Ericaceae*. *Betula*, *Alnus* et *Cyperaceae* sont caractéristiques de milieu humide. L'environnement végétal est une pinède, accompagnée plus ou moins localement de boulaie, aulnaie et corylaie en expansion (optimum). Les prairies humides perdurent. Le climat est tempéré humide.

Le niveau 2 enregistre le maximum de *Pinus*. A l'exception de *Quercus* (optimum) les autres taxons arboréens régressent. Les *Compositae*, *Urticaceae* et *Ericaceae* régressent. Les *Poaceae* et *Cyperaceae* dominent (optimum). On enregistre la présence de *Cerealia*. Les déclin de *Alnus*, *Betula*, *Ulmus* indiquent un milieu dont l'humidité (*Cyperaceae*) est en diminution. La pinède est à son maximum, accompagnée localement d'une chênaie. Les prairies, moins humides, perdurent. Le climat reste tempéré, moins humide que précédemment.

Dans les niveaux 6 à 4, la présence de *Podocarpaceae*, *Carya*, *Pterocarya* s'explique par des remaniements du substratum tertiaire; l'abondance de *Pinus*, la présence de *Juniperus* et l'augmentation de *Betula* caractérisent la transition Bølling/Allerød. Le niveau 3 est pour l'essentiel caractérisé par l'optimum de *Betula* et *Juniperus* et par l'abondance de *Pinus*: ce léger réchauffement est caractéristique de l'Allerød. Le sommet du niveau 3 et le niveau 2, avec un regain de *Pinus*, un

maximum de *Corylus* et le déclin de *Betula*, enregistrent un léger refroidissement, caractéristique du Préboréal.

### 2.2.2. Impact du volcanisme

Seule l'interprétation des résultats palynologiques par le biais des fréquences absolues est fiable, car elle tient compte de la nature du sédiment encaissant et met parfaitement en évidence les anomalies.

Pour tous les niveaux étudiés, l'environnement végétal est une pinède bien développée (apport pollinique régional), accompagnée de bosquets/bois (aulnaie, corylaie, chênaie, betulaie) et de prairies (apport pollinique local). Le milieu est en permanence humide.

L'activité volcanique régionale, attestée localement par le dépôt de la Téphra de la Moutade, a des répercussions sur les représentations polliniques au sein du niveau 3 (fig. 9):

- Perturbation quantitative de la pluie pollinique régionale (base niveau 3).
- Perturbation quantitative de la pluie pollinique locale (milieu niveau 3).
- Diminution de l'humidité du milieu (milieu niveau 3 à sommet).
- Reprise croissante des seules herbacées après le dépôt téphrique (milieu niveau 3).
- Reprise tardive des taxons arboréens après le dépôt téphrique (sommet niveau 3).

*La Téphra de La Moutade, bien repérée au sein de l'Allerød, à proximité du volcan émetteur et à trente kilomètres vers l'Est, est un saupoudrage trachyandésitique qui affecte suffisamment l'environnement végétal pour que cet impact soit décelé par l'analyse pollinique.*

### 2.3. En conséquence...

*Nombre d'édifices de la Chaîne des Puys restent encore mal connus et ont peut-être fonctionné simultanément au cours du Tardiglaciaire. Pourtant, à ce jour, la Téphra des Roches attribuée au Puy de La Nugère est la seule retombée connue pour avoir directement affecté un lieu de vie du Magdalénien final à la charnière Dryas II/Allerød en Basse Auvergne.*

*Pour la même période, des modifications notables des environnements végétaux sous l'impact des éruptions trachyandésitiques sont attestées par l'analyse pollinique dans des systèmes enregistreurs adéquats (marais), et ce à une distance minimum de 30 km des points éruptifs.*

*Différents phénomènes géologiques et morphologiques sont associés ou consécutifs à ces éruptions volcaniques: effondrements de voûte dans les abris, ravinements, enfoncement des trains...*

*Tous ces phénomènes doivent être pris en considération pour une meilleure lecture des modalités du peuplement préhistorique régional.*

## 3. Les éruptions trachytiques

Les éruptions trachytiques ont, pour la plupart, donné lieu à l'extrusion de dômes qui donnent à la Chaîne des Puys son aspect original actuel. La lave (dômite) de son point culminant, le Puy de Dôme (1465m) (fig. 1), a fait l'objet de deux datations par thermoluminescence, obtenues sur l'oligoclase potassique ( $10800 \pm 1000$ ) et le zircon ( $9700 \pm 1000$ ) (Fain *et al.* 1986, 1991).

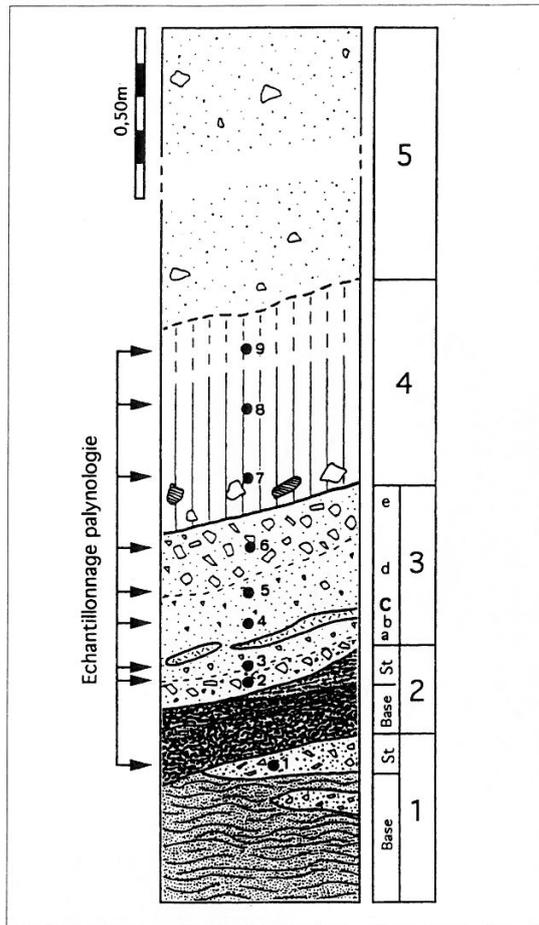
Les autres appareils trachytiques ne sont pas directement datés. Si les produits proximaux du Puy de Dôme, du Puy Chopine et du Cratère Kilian ont été bien caractérisés (Camus 1975), les produits distaux restent en revanche très mal connus. Des lames provenant de points éruptifs acides ont été repérées dans des tourbières au Sud de la Chaîne, et rapportées aux éruptions du Puy de Dôme et du Puy Chopine (Juvigné 1983, 1987). Des téphras trachytiques ont été récemment identifiées en Limagne (Vernet 1992; Juvigné *et al.* 1992; Vernet *et al.* 1996), provenant du Puy Vasset et/ou du Cratère Kilian: leur large dispersion jusqu'en Suisse est attestée au cours du Boréal (Martini 1970; Juvigné 1991, 1992).

On présente ici des données inédites ou complémentaires relatives à la position stratigraphique des téphras trachytiques, dans la Chaîne et en bordure de Limagne.

### 3.1. La couverture du Puy-de-Dôme

La coupe concernée est celle du parking du sommet du Puy-de-Dôme, orientée NO-SE. La végétation actuelle est une lande de l'étage montagnard (Dupias 1971). Les échantillons ont été prélevés en 1985 par D. Miallier lors du carottage pour la datation TL, entre la dômite et les retombées du Cratère Kilian (recouvrement de type Puy Lacroix) (Camus 1975).

Au point de prélèvement, ce niveau se divisait en deux parties: la base (0,08 m) pulvérulente, grise à sec (10 YR5/1), et le sommet (0,08 m), gris brun à sec (10 YR 5/2). La fraction grossière, formée de fragments de trachyte, représente 60% du sédiment total à la base et 53% au sommet. Les fragments sont relativement anguleux à la base, plus émoussés au sommet. Les fractions fines comportent des sables (66% à la base, 61% au sommet), des limons (27%) et des argiles (7% à la base, 12% au sommet). Les courbes cumulatives



10. - Stratigraphie de la Rue Sous-les-Vignes à Clermont-Ferrand, d'après Vernet (1992).

du sédiment fin sont plurimodales et le classement est inexistant ou très mauvais ( $S_o > 4,5$  et  $s_1 = 4,19$  à la base et  $3,46$  au sommet). Les particules fines sont pour la plupart des feldspaths (oligoclase). La fraction argileuse, outre les feldspaths toujours en forte proportion, se compose principalement d'illite et chlorite avec traces de smectite et kaolinite. Ces caractères s'accordent bien avec la diagnose d'un horizon pédologique A1 d'un andosol peu évolué dont on sait que le développement peut être très rapide (Hetier 1975).

Latéralement, ce niveau a fait l'objet d'un datage par le radiocarbone sur fragments ligneux, Gif 2118 =  $8150 \pm 150$  BP (Camus 1975), cohérent avec deux autres dates sur charbons de bois sous les retombées du cratère Kilian en d'autres points de la Chaîne:  $8540 \pm 150$ ,  $8400 \pm 300$  et  $8200 \pm 170$  BP (Brousse *et al.* 1966, 1969), soit un âge

moyen de 9000 ans environ par extrapolation de la courbe de calibration du radiocarbone.

Deux spectres polliniques ont été établis (Paquereau *in litteris*). Les pollens arboréens dominant (AP = 63 et 65 %). Le Noisetier est le mieux représenté (40 et 45 %) devant le Pin sylvestre (8%, puis 5%), le Bouleau (5%, puis 2%) et des feuillus thermophiles: Chêne (5%), Aulne (2%), Orme (2%), Saule (1%), Tilleul et Houx sporadiques. Les pollens non arboréens représentent des herbacées, essentiellement des Graminées, des Cypéracées et des Hygrophiles (Typhacées et Nymphéacées). On rencontre secondairement des Composées (Tubuliflores et très rares *Artemisia* et Cichoriées), sporadiquement des Urticacées, Polygonacées, Rosacées, *Plantago*. D'assez nombreuses spores de Fougères sont présentes: *Pteridium*, *Equisetum*, *Polypodium*.

Ces deux spectres sont caractérisés par la dominance du Noisetier qui évoque une reconquête forestière dans un contexte assez doux et humide. Ils appartiennent très vraisemblablement au Boréal, dans sa première moitié (peut-être à son tout début) si l'on considère la faible représentation du Chêne et la présence du Pin et du Bouleau qui sont moins abondants dans le spectre supérieur.

Les échantillons étudiés proviennent de l'horizon A1 d'un paléo-andosol peu différencié dont le développement a sans doute été très rapide, environ 1.5 ka. Cette estimation, les données palynologiques et les dates radiocarbone, d'une part établissent un âge minimum du Puy de Dôme en bon accord avec les dates TL obtenues pour la dôme et d'autre part, fixent au Boréal l'âge maximum de l'éruption du Cratère Kilian.

### 3.2. Les dépôts de la rue Sous-les-Vignes à Clermont-Ferrand

La coupe était située dans l'agglomération clermontoise (fig. 1), au pied du versant Est du Puy de Chanturgue et n'est plus visible aujourd'hui.

#### 3.2.1. Lithostratigraphie

On distinguait, de bas en haut (Vernet 1992) (fig. 10):

- 1 base: Téphra CF2 (ou retombée de la rue Descartes) (0,50m), litée, constituée de fines scories grises et de nombreux xénoclastes de

TAXONS	COMPTAGES															FREQUENCES RELATIVES (%)															FREQUENCES ABSOLUES (n pollens/g)																																									
	Echantillons															Echantillons															Echantillons																																									
	9	8	7	6	5	4	3	2	1	9	8	7	6	5	4	3	2	1	9	8	7	6	5	4	3	2	1	9	8	7	6	5	4	3	2	1																																				
POLLINIQUES																																																																								
BETULACEAE	2	2	2	2	2	4	1	3	0	1,18	0	0	0,64	3,28	0,64	2,08	4	4	1	2	5	4	3	2	1																																															
BETULA																																																																								
CORYLACEAE	2	4	3	7	25	3	5	0	1,18	3,57	1,46	0	2,24	20,5	1,91	3,47	4	1	2	16	7	1	1	1																																																
CORYLUS																																																																								
CUPRESSACEAE	4	7	6	1	10	17	5	8	0	2,35	6,25	2,91	2,44	3,19	13,9	3,18	5,56	8	1	4	24	5	1	2																																																
JUNIPERUS																																																																								
FAGACEAE	1	3	2	2	3	1	16	2	3	0,88	1,76	1,79	0,97	7,32	0,32	13,1	1,27	2,08	2	6	1	1	2	4	1																																															
QUERCUS (FC)																																																																								
FINACEAE	96	41	36	148	16	244	15	99	79	85	24,1	32,1	71,8	39	78	12,3	63,1	54,9	163	79	7	100	4	575	4	22	17																																													
SALICACEAE																																																																								
SALIX																																																																								
TILIACEAE																																																																								
TILIA																																																																								
ULMACEAE																																																																								
ULMUS																																																																								
APIACEAE																																																																								
ASTEROIDEAE	2	21	7	1	5	2	3	5	1,77	12,4	6,25	0,49	12,2	1,6	1,64	1,91	3,47	3	41	1	1	1	12	1	1																																															
ARTEMISIA																																																																								
CENTAUREA																																																																								
CARYOPHYLLACEAE																																																																								
CARYOPHYLLACEAE	2	2	3	1	1	1	2	3	1,77	1,18	2,68	0	2,44	0	0,82	1,27	2,08	3	4	1	9	2	9	1	2	3																																														
CHENOPODIACEAE																																																																								
CHENOPODIACEAE	7	41	7	14	6	4	5	7	13	6,19	24,1	6,25	6,8	14,6	1,28	4,1	4,46	9,03	12	79	1	9	2	9	1	2	3																																													
CICHOIDEAE																																																																								
CYPERACEAE	2	5	3	2	5	3	1	2	0	1,18	4,46	1,46	4,88	1,6	2,46	0,64	1,39	4	1	2	1	12	1	1																																																
ERICACEAE																																																																								
ERICACEAE	1	4	6	3	3	4	8	0,88	0	3,57	2,91	0	0,96	2,46	2,55	5,56	2	1	4	7	1	1	2	1																																																
LAMIACEAE																																																																								
LAMIACEAE	2	0	0	0	0	0	0	0	1,18	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0																																															
LINUM																																																																								
LYNACEAE																																																																								
NYMPHEAE																																																																								
NYMPHEAE	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																																															
PLANTAGINACEAE																																																																								
PLANTAGO	1	0	0	0	0	0	0	0	0,59	0	0	0	2,44	0	0	0,64	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0																																														
POACEAE	1	28	17	17	6	19	15	19	7	0,88	16,5	15,2	8,25	14,6	6,07	12,3	12,1	4,86	2	54	3	12	2	45	4	4	1																																													
POLYGONACEAE																																																																								
POLYGONUM	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0,49	0	0,32	0,82	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																																														
POTAMOGETONACEAE																																																																								
POTAMOGETON	1	1	2	1	1	1	2	2	0	0	0	0,49	0	0,64	0,82	0	1,39	0	0	0	0	0	0	0	0	0																																														
PRIMULACEAE																																																																								
GLAUX																																																																								
RUBIACEAE																																																																								
RUBIACEAE	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,64	0	0	0	0	0	0	0	0	0																																															
SCHOPHULARIACEAE																																																																								
SCHOPHULARIACEAE	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1,79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																																															
SPORE MONOLETE																																																																								
POLYPODIUM	1	14	5	1	1	1	1	1	0,88	8,24	4,46	0,49	0	0,32	0,82	0	0	2	27	1	1	1	2	2	3																																															
SPORE TRILETE																																																																								
LYCOPodium	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,32	0,82	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																																														
LYCOPodium																																																																								
URTICACEAE	1	2	0	0	0	0	0	0	0,88	1,18	0	0	0	0	0	1,27	0	2	4	0	0	0	0	0	0	0																																														
URTICACEAE																																																																								
INDETERMINABLE	14	13	6	3	8	11	13	8																																																																
TOTAL	113	184	125	212	44	321	133	170	152																																																															
TOTAL - INDETERMINABLE	113	170	112	206	41	313	122	157	144	100	100	100	100	100	100	100	100	100	193	330	20	141	11	736	32	33	30																																													
TOTAL AP	97	53	49	160	20	269	79	114	98	85,8	31,2	43,8	77,7	48,8	86	84,8	72,6	68,1	165	103	9	108	5	634	21	25	21																																													
TOTAL NAP	16	117	63	46	21	44	43	43	46	14,1	68,9	56,3	22,4	51,2	14,1	35,3	27,4	31,9	28	227	11	33	6	102	11	8	9																																													
9	8	7	6	5	4	3	2	1	9	8	7	6	5	4	3	2	1	9	8	7	6	5	4	3	2	1																																														

Sommet ← Base

Tableau 5 - Contenus polliniques des échantillons de la Rue Sous-les-Vignes à Clermont-Ferrand.

socle (quartz, feldspaths) et de marnes. Rue Descartes, elle présentait une composition de trachyandésite basaltique (shoshonite) et a été datée par TL à  $8\,700 \pm 900$  avant 1980 (RAYNAL *et al.* 1989).

- 1 sommet: formation de versant, à matrice grise limono-argileuse emballant de fines scories grises et des fragments anguleux de marno-calcaires.
- 2 base: Téphra CF3 (ou retombée de la rue de Montjuzet), à composition de trachybasalte (à la limite trachybasalte potassique - hawaïte), montrant ici le passage d'une phase phréatomagmatique à une phase magmatique avec:
  - dépôt de blast, plurimillimétrique, rouge, de scories fines avec quelques xénoclastes de socle et de marnes,
  - scories noires fines à moyennes, à granoclassement inverse, contenant encore quelques xénoclastes de socle, (0,02 à 0,03m), terme de passage vers une éruption purement magmatique,
  - niveau scoriacé non lité (2a) (0,20 à 0,25m), scories noires bleutées très vésiculées avec au sommet un mince niveau consolidé de scories plus fines, caractéristique d'une retombée de panache.
- 2 sommet: Téphra CF4 (ou retombée ancienne de la rue de Blanzat), à composition de trachyandésite basaltique (shoshonite), représentée ici par un niveau scoriacé lité (2b), (0,10 à 0,25m), avec présence de xénoclastes de marnes cuites, témoins d'une nouvelle phase phréatomagmatique,
- 3: dépôt de pente à matrice sablo-argileuse emballant des fragments de marnes (0,50m). Présence de scories noires remaniées de l'ensemble 2. On distingue: à la base, un niveau assez grossier (3a), puis un niveau plus fin (3b/3d) et enfin un niveau grossier (3e). Dans le niveau plus fin (3b/3d), un niveau cendreuse rose pastel pulvérulent de quelques centimètres d'épaisseur (3c) contient de rares fragments anguleux de trachyte à biotite gris et de très rares xénoclastes de quartz et de basalte bulleux noir: *il s'agit de la Téphra CF5 ou Téphra de la Rue Sous-les-Vignes.*
- 4: colluvions noires à grises, argileuses, avec blocs de marnes et de basalte vers la base et bioturbations (0,60m).
- 5: colluvions beiges argileuses avec blocs de marnes et de basalte (1,00m minimum).

### 3.2.1. *Contenus poliniques, indicateurs botaniques, climatiques et chronologiques*

Neuf échantillons ont été étudiés, provenant des niveaux 1 sommet, 3 et 4 (tab. 5). Ils sont assez riches en matériel sporo-pollinique: 153 pollens ou spores comptés en moyenne par échantillon. Quinze taxons ont été déterminés en moyenne par échantillon. Les échantillons provenant de dépôts de versant intercalés entre des téphras ont un taux de conservation pollinique faible (32 pollens/g en moyenne).

Dans les niveaux 1 sommet et 3 base (sous la retombée CF5), le taux de pollens arboréens est élevé. *Pinus* domine *Betula*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus* et *Alnus*. Les herbacées sont bien représentées par les *Compositae*, *Poaceae* et *Ericaceae*. *Cyperaceae*, *Potamogeton* et *Salix* sont des indicateurs d'humidité. En terme de paysage, il faut imaginer en plaine des prairies humides à bosquets de saules et aulnes et sur les hauteurs, une pinède bien développée avec quelques bouleaux et chênes en lisière. Immédiatement sous la retombée CF5, on note la régression de *Pinus* et les maxima de *Betula*, *Quercus*, *Corylus* et *Alnus*. Les herbacées sont toujours bien représentées (*Poaceae* et *Compositae*). *Betula*, *Alnus* et *Cyperaceae* (en essort) traduisent un milieu humide. Si les paysages correspondant sont les mêmes, les apports lointains de *Pinus* sont perturbés (sans doute suite à l'activité volcanique dans la Chaîne) et l'image pollinique est plus locale.

Dans les niveaux 3 sommet et 4 (base et milieu), les taux de pollens arboréens décroissent. Après un certain essort immédiatement après le dépôt de la retombée CF5, la pinède décline progressivement. Il en va de même pour la corylaie, la boulaie et la chênaie. Les herbacées sont en augmentation (*Poaceae* et *Compositae*), indiquant l'extension des prairies humides (*Cyperaceae*, *Nuphar*, *Salix*) aux dépens du couvert arboré. L'image pollinique n'est peut être que locale, mais on peut également penser à des défrichements.

Au sommet du niveau 4, on note un fort taux de pollens arboréens, essentiellement représentés par *Pinus*. Les herbacées se raréfient. Ces résultats inattendus sont sans doute dus à un problème de conservation du cortège pollinique. En terme de climat, les feuillus thermophiles (*Tilia*) et de nombreux marqueurs d'humidité indiquent un climat tempéré et humide.

Les échantillons des niveaux 1 et 3 base, caractérisés par l'abondance de *Pinus*, *Quercus* et

*Corylus*, peuvent être rapportés à la fin du Préboréal et au Boréal. Immédiatement sous la retombée CF5, les maxima de *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus* et l'abondance d'*Alnus* seraient caractéristiques de la fin du Boréal, voire de l'optimum atlantique. Les échantillons des niveaux 3 sommet et 4 pourraient appartenir au Sub-Boréal et au Sub-Atlantique.

### 3.2.2. Granulométrie, minéralogie et géochimie de CF5

Il s'agit d'une cendre grossière, bien classée (Md = 273mm, Sk = 1,33). La fraction grossière (>2mm) représente 1,85% du poids total de l'échantillon traité et comporte: trachyte clair en fragments anguleux (49%), trachyte gris en fragments plus arrondis et pulvérulents (13%), scories noires vésiculées (17%), fragments de quartz et granite (19%) et fragments anguleux de basalte (2%).

En lame mince, la lamine apparaît homogène, assez compacte, avec quelques traces de microlitages. Des grains de lave anguleux ou arrondis non vésiculés, comportent, dans un verre volcanique transparent, des microcristaux leucocrates (feldspaths et apatites) et, en quantité moindre, des microcristaux d'hornblende brune, de biotite et de magnétite. Entre ces fragments laviques, la matrice est constituée de minéraux libres et de micro-fragments laviques (cendre fine); quelques xénoclastes (scories basaltiques, feldspaths et quartz) sont présents.

La teneur en minéraux lourds des fractions étudiées (entre 250mm et 80mm) est très faible: 0,82%. La teneur en magnétite est assez forte: 63%. Le cortège comprend: clinopyroxène vert (55%), zircon (16%), hornblende brune (14%), apatite (10%), olivine (4%) et clinopyroxène brun (1%).

Le clinopyroxène vert (augite) se présente toujours en éclats. Le zircon est automorphe et limpide. L'apatite automorphe se présente en prismes très allongés (aiguilles), très limpides. L'hornblende brune est automorphe, en prisme allongé avec un pléochroïsme très fort en lumière naturelle (en éclats dans les fractions les plus fines, entre 160 et 80mm). Tous ces minéraux présentent une «*bubble-wall texture*» (Fischer 1963) plus ou moins importante. L'olivine et le clinopyroxène brun ne présentent pas de gangue vitreuse sur leurs

surfaces et n'appartiennent donc pas au cortège de la retombée.

L'analyse chimique sur roche totale (fractions 160mm et 80mm), caractérise une rhyolite. *La Téphra CF5 est donc le premier témoin d'un recouvrement acide non pollué en Limagne: son origine reste à établir.*

### 3.2.3. Origine de CF5

Plusieurs éléments chronologiques et minéralogiques permettent d'établir l'origine de la Téphra CF5.

#### – Exclusion du Puy-de-Dôme:

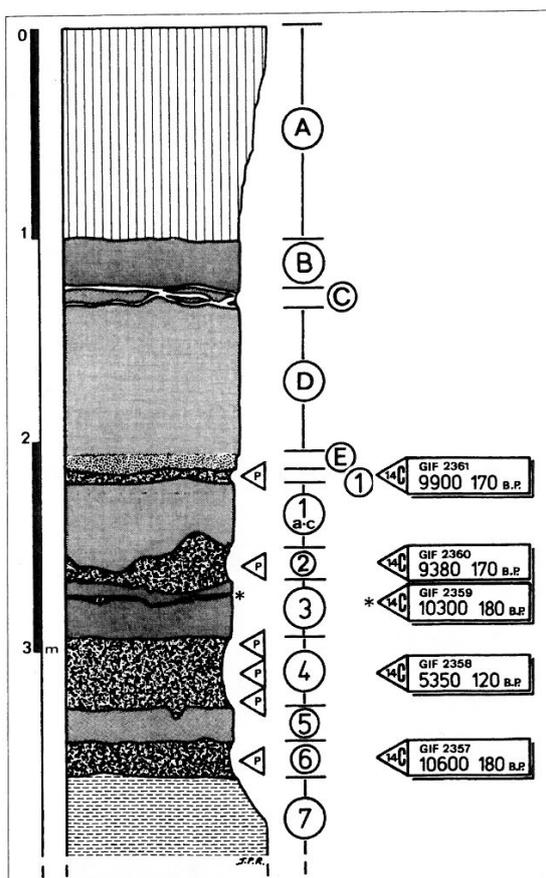
L'édification du Puy-de-Dôme est sans doute plus ancienne (cf. *supra*) que l'émission de la Téphra CF5, située dans le Boréal par la palynologie. De plus, la composition minéralogique du trachyte du Puy-de-Dôme (Bentor Y.K. 1955) n'est pas identique à celle de la Téphra CF5.

#### – Exclusion du Puy Chopine:

Des paléosols ou des bois carbonisés conservés à la base des recouvrements de type Lemptégy et Coquille ont permis d'en établir l'âge radiocarbone moyen autour de 8 415 BP (Camus 1975). La composition minéralogique de la lave du Chopine (Bentor 1955) et des téphras distales (Juvigne 1987) est caractérisée par l'abondance du sphène. L'étude minéralogique des recouvrements proximaux à Ténusset et Beauregard confirme l'abondance du sphène (20 à 30%), toujours automorphe et très caractéristique, associé à un clinopyroxène vert (30 à 40%) en prismes allongés et d'une couleur verte intense en lumière naturelle (Vernet 1992). Dans la Téphra CF5, le sphène est totalement absent et les clinopyroxènes verts sont différents.

#### – Attribution au cratère Kilian:

Les éléments du recouvrement de type «Puy Lacroix» appartiennent à un trachyte à amphibole de composition pétrographique globale identique à celle du recouvrement de type Coquille issu du Puy Chopine (Baudry et Camus 1972; Camus 1975). D'après Bentor (1955), *ce trachyte ne possède pas de sphène*; les minéraux principaux sont l'hornblende basaltique (souvent en phénocristaux) et une augite aegyrinique (en spicules et petits pri-



11. - Stratigraphie de la Combaude à Gerzat, d'après le levé original de Daugas et Malacher (1972, inédit).

smes), les minéraux accessoires sont l'apatite (dans certains cas très répandue et en prismes très allongés) et le zircon; la pâte des blocs trachytiques et des ponces est constituée d'innombrables petits feldspaths en forme de bâtonnets maclés Carlsbad, d'un grand nombre de spicules et de prismes plus grands d'un pyroxène de couleur vert végétal et de quelques microlites d'amphiboles.

La retombée CF5 de la rue Sous-les-Vignes peut donc être rapprochée des produits du recouvrement de type Puy Lacroix attribués à l'éruption du cratère Kilian. Les données palynologiques obtenues au sommet du Puy de Dôme et Rue Sous-les-Vignes ne contredisent pas ce rapprochement et situent cet événement à la fin du Boréal. La limite nord-orientale du lobe d'une retombée trachytique à amphiboles et sans sphène, d'âge Boréal, provenant de la Chaîne des Puys et attribuée au cratère Kilian ou au Puy Vasset, a été repérée en Suisse (Juvigne 1991). La Téphra CF5 peut appartenir à la partie proximale de ce lobe.

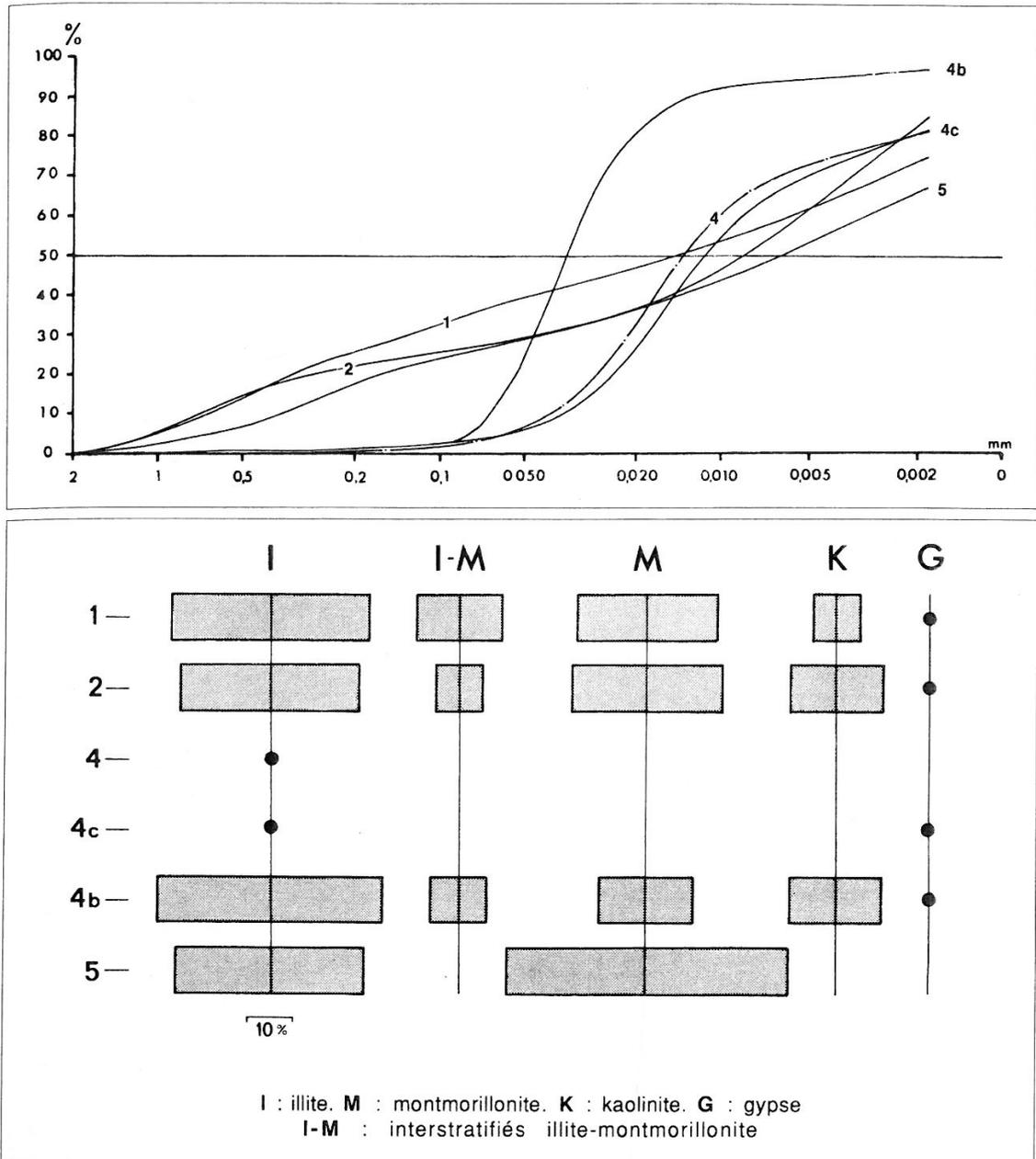
### 3.3. Les dépôts de la Combaude à Gerzat

Le site se trouvait à 327 m d'altitude, 4 km à l'Est-Nord-Est du Puy de Chanturgue, dans la zone industrielle de la Combaude, et n'est plus visible aujourd'hui (fig. 1). Plusieurs sondages carottés ont permis d'établir les grandes lignes de la géométrie des dépôts. Une coupe de tranchée d'assainissement recoupant un mégachenal de faible profondeur, paléo-cours Ouest-Est du ruisseau des Guelles, a été levée et échantillonnée en 1971 par J.P. Daugas et F. Malacher (Daugas et Tixier 1975). La séquence a fait l'objet de plusieurs datations par la méthode du radiocarbone (Brousse et Rudel 1973). Les différentes analyses ont été réalisées de 1972 à 1980. Un réexamen de cette séquence est aujourd'hui possible à la lumière des avancées téphrostratigraphiques récentes en Limagne (Vernet 1992).

#### 3.3.1. Lithostratigraphie

Le substratum marneux oligocène se rencontre 5 à 6 m sous la surface, avec au toit une zone d'altération pouvant atteindre 1 m d'épaisseur. Il est surmonté par trois mètres de sables grossiers argileux à graviers, puis par les niveaux 6 à A, définis sur des critères macroscopiques et regroupés ici en unités stratigraphiques (fig. 11). Pour certains, la diagnose est complétée par les analyses minéralogiques et géochimiques de téphras (Pelletier *in litteris*) et les données sédimentologiques (fig. 12). On distinguait, de bas en haut:

- Unité 6: argiles vertes à graviers de quartz (0,25 m visibles).
- Unité 5/1: tourbe (5ss), noire, très riche en éléments végétaux (0,15 m). La fraction minérale argileuse est composée de montmorillonite (60%) et illite (40%). Le sommet (5a) est moins riche en débris végétaux et envahi par les cendres volcaniques du niveau sus-jacent (0,05 m).
- Unité 5/2: cendres volcaniques noires et fines 5b (0,15 m), à forte teneur en magnétite et composition de trachyandésite basaltique (mugéarite). Au sommet (5c), mélange de cendres et de tourbe du niveau 4 (0,01m).
- Unité 4: complexe tourbeux avec, de bas en haut:
  - 4: tourbe pure, brune, veinée de noir, sans



12. - Courbes granulométriques de tephros de la Combaude à Gerzat.

- débris végétal (0,15 m), pas de fraction argileuse minérale, à l'exception de traces d'illite,
- 4a: cendres volcaniques noires, très fines (0,002 m),
- 4b: tourbe pure, noire, très riche en débris végétaux (0,20 m), traces d'illite et de gypse dans la fraction minérale argileuse,

- 4c: tourbe grise, veinée, pauvre en débris végétaux (0,10 m). La fraction minérale argileuse est dominée par l'illite (48%), devant la montmorillonite (20%), la kaolinite (20%), les interstratifiés illite-montmorillonite (12%) et on note la présence de gypse,
- 4d: tourbe verte (*idem* 6), très riche en débris végétaux (0,01 m).

- Unité 3: complexe téphrique avec, de bas en haut:
  - 3b: scories ( $\phi$  moyen 5 mm), jaunâtres, riches en magnétite, à composition de trachybasalte (hawaïte) (0,10 m),
  - 3a: scories ( $\phi$  moyen 10 mm), à forte teneur en magnétite et à composition de trachybasalte (hawaïte) (0,10 m),
  - 3ss: tourbe pure, noire, sans débris végétal (0,02 m), avec un liseré brun (5 mm) à la base et au sommet,
  - 2a: cendres fines, noires (0,05 m minimum), composées de scories de verre à inclusions de magnétite, de grains de quartz, feldspath, biotite et de minéraux lourds: augite, olivine et apatite par ordre d'importance. L'analyse chimique révèle une composition de trachyandésite basaltique (mugéarite).
- Unité 2: tourbe, riche en débris végétaux (2ss), peu carbonatée (25%). Base et sommet de couleur brune, coeur noir avec des traînées brunes. Déformations interprétées comme des figures de charge (0,20 m). Le cortège des minéraux argileux est dominé par l'illite (38%) et la montmorillonite (32%), devant la kaolinite (20%), les interstratifiés illite-montmorillonite (10%) et on note la présence de gypse.
- Unité 1: complexe téphrique avec, de bas en haut:
  - niveau très fin, blanc (0,03 m),
  - 1c/b: lits de cendres grossières ( $\phi$  moyen 5mm), gris-vert, (0,30m),
  - 1a: cendres volcaniques fines ( $\phi$  moyen 1 mm), gris-vert (0,10m), à forte teneur en magnétite (87%) et au cortège de minéraux lourds dominé par l'augite (97%), avec hornblende brune (2%), olivine, grenat, hypersthène et apatite (1%). Le cortège des minéraux argileux est dominé par l'illite (42%) devant la montmorillonite (30%), les interstratifiés illite-montmorillonite (18%), la kaolinite (10%) et on note la présence de gypse. La distribution granulométrique caractérise une retombée,
  - 1ss: niveau tourbeux brun-violacé, encadré de liserés blancs (0,05m), faiblement carbonaté (19%), avec inclusions locales de cendres grossières du lit sus-jacent,
- Unité E: cendres grossières gris-vert ( $\phi > 3$  mm) (0, 10m).
- Unité D: cendres volcaniques grossières ( $\phi$  maximum 10 mm), grises, à graviers de pouzzolane, quartz, feldspath et calcaire (0,75 m).
- Unité C: lits de cendres fines ( $\phi < 5$  mm), jaunes, argileux, intercalés de cendres du niveau D (0,10m).
- Unité B: cendres gris-vert, à gros éléments ( $\phi > 5$  mm), mêlées à des descentes de terre végétale (0,25m).
- Unité A: terre végétale portant le sol actuel (1,00 m).

### 3.3.2. Contenu pollinique, interprétation chronologique

Six tests polliniques ont été réalisés (Paquereau, *in litteris*).

Les échantillons des unités 5 et 4 révèlent des taux de boisement de 29 à 31%. Les éléments arbustifs sont essentiellement le Pin sylvestre et le Bouleau, ce dernier très nettement dominant (18-19%). un petit cortège de feuillus est présent: Noisetier, Aulne, Saule et Chêne sporadique.

Dans les unités 2 et 1, le taux de boisement est plus élevé (40-46%) avec un certain développement du Pin, le Bouleau encore dominant dans l'unité 2 alors que le Noisetier domine dans l'unité 1. Les autres feuillus sont également plus nombreux et quelques pollens d'Orme et de Tilleul apparaissent. Les Graminées et les Cypéracées dominent la strate herbacée.

*Ces spectres évoquent la fin du Dryas récent et le Préboréal. Les datations radiocarbones (Brousse et Rudel 1973) situent également les niveaux 5 à 1 dans une fourchette fin Dryas récent à début Boréal.*

### 3.3.3. Interprétation téphrostratigraphique

Dans le contexte chronologique établi (datations, palynologie), les différents niveaux de cendres identifiés dans les unités 5 à 3 s'intègrent aisément à la téphrostratigraphie de la cuvette clermontoise (Vernet 1992). La composition de trachyandésite basaltique (mugéarite) de 5b évoque la retombée CF2. La composition de trachybasalte (hawaïte) et le faciès des niveaux 3a et 3b caractérisent la retombée CF3. Le niveau 2a, plus récent, à composition de trachyandésite basaltique (mugéarite), évoque CF4.

*Dans ces conditions, les unités I et C représentent à l'évidence une succession complexe de retombées acides d'âge Boréal - qui n'ont malheureusement pas été caractérisées à l'époque - et qui sont liées aux éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys.*

### 3.4. En conséquence...

*L'éruption trachytique du Puy-de-Dôme est suivie par celles du cratère Kilian, du Puy Chopine (et sans doute des autres édifices trachytiques), du Puy de Pariou, du Puy de la Vache, du Puy de Monchal, du Puy de Montcineyre, du maar trachytique du Pavin... La période entre 12000/7000 en années réelles caractérise bien une phase éruptive de la Chaîne des Puys étalée de l'Allerød à l'Atlantique. Cette phase éruptive intervient à un moment crucial de l'histoire des sociétés préhistoriques: les profondes mutations du milieu induites par le réchauffement climatique amorcé dès le Bølling déterminent une réadaptation des économies de subsistance aux conséquences culturelles considérables, illustrées par la transformation des outillages lithiques. A l'Azilianisation réalisée dès l'Allerød, succède au Pré-Boréal la Mésolithisation, puis au Boréal la Néolithisation. Dans les zones de moyenne montagne comme le Massif Central, les nouveaux technosystèmes s'appuient, outre le milieu animal, sur une gestion raisonnée du milieu végétal (Daugas et Raynal 1989, 1991a et b). Les éruptions trachytiques et les phénomènes associés appauvrissent alors considérablement la Chaîne des Puys et ses marges orientales: l'absence locale d'Épipaléolithique et de Mésolithique pourrait bien être une conséquence directe de l'activité volcanique.*

## 4. Perspectives

Au terme de cette étude, les apports du sondage Géocler I et des études microrégionales entreprises en Limagne septentrionale complètent et précisent singulièrement l'image de l'activité éruptive de la Chaîne des Puys et des massifs environnants. L'idée que nous pouvons nous faire des rapports Homme-Volcan pendant la Préhistoire reste encore très floue, même si certains instantanés sont particulièrement révélateurs.

Cette approche permet en tout cas de cerner des objectifs à moyen terme pour l'Archéologie préhistorique des zones volcaniques et particulièrement

la Basse-Auvergne. Elle ne peut se concevoir en dehors d'un cadre pluridisciplinaire et repose largement sur l'établissement d'une téphrostratigraphie régionale raisonnée. Ceci suppose:

- le renouveau des études micro-régionales en matière de géologie du Quaternaire, la réalisation plus systématique de sondages carottés dans des structures d'accumulation lente *judicieusement choisies* (paléo-lacs de maars ou de barrage, tourbières), le recours intensif à la datation directe (thermoluminescence) et indirecte (radiocarbone, palynologie) des téphras pour l'établissement d'une correspondance entre calendriers au-delà de la limite actuelle de calibration, *l'analyse minéralogique détaillée et systématique des dépôts archéologiques pour y repérer les isochrones que sont les recouvrements téphriques*,
- un réexamen des sites archéologiques qui implique (liste non limitative) leur datation précise par des approches croisées, l'étude détaillée et sur des échantillons représentatifs des saisons d'abattage de chaque espèce animale, la caractérisation de l'environnement végétal de chaque occupation, l'identification par des techniques appropriées de la fonction des outillages lithiques, l'étude approfondie des matières premières lithiques et la définition de leur sens de circulation, la comparaison de ces derniers à ceux des objets de "collection", l'établissement des chaînes opératoires de la fabrication des objets en matières dures animales, la caractérisation de l'art mobilier et de ses relations stylistiques avec les aires géographiques environnantes...
- de nouvelles recherches sur l'adaptation des populations animales aux modifications des environnements botaniques et minéraux provoquées par le volcanisme...
- ... autant de clés pour une meilleure évaluation de l'impact des éruptions sur les comportements humains et donc une meilleure compréhension de l'organisation régionale des stratégies d'exploitation des terroirs volcaniques.

## Remerciements

Ce travail a été conduit dans le cadre du GDR 1122 CNRS *Hommes et volcans avant l'Histoire* et a bénéficié des soutiens du Ministère de la Culture (PCR *Espaces volcaniques préhistoriques*) et de la Région Aquitaine. Les auteurs remercient tout particulièrement Guy Camus,

Jean-Pierre Daugas, Etienne Juvigne, Fernand Malacher, Didier Miallier, Marie-Madeleine Paquereau et l'Abbé Henri Pelletier.

## Références

- BASTIN B., GEWELT M. & JUVIGNE E. 1990: *A propos de l'âge et de l'origine des téphras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-nord (Massif Central, France)*, «Ann. Soc. Géol. Belg.», tome 113 (fasc. 2), pp. 165-178.
- BAUDRY D. & CAMUS G. 1972: *Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations*, «Bull. du B.R.G.M.», (2), II, 2, pp. 1-52.
- BENTOR Y.K. 1955: *La chaîne des Puys (Massif Central français) recherches géologiques et pétrographiques*. «Bull. du Service de la Carte Géologique de la France», N° 242, Tome LII, 1954, p. 787.
- BLAIS S., MAURY R., BROUSSE R. 1971: *Contribution à l'estimation des vitesses de creusement des cours d'eau au flanc de coulées basaltiques*, «Travaux de l'Institut de Géographie», XLIII, Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, pp. 3-15.
- BANIFAY E. 1978: *Circonscription d'Auvergne*. «Gallia Préhistoire», 21, 2, pp. 605-626.
- BOURDELLE Y. 1979: *L'Abri Durif à Enval (Vic-le-Comte, Puy-de-Dôme). I. Etude préliminaire du Magdalénien final du fond de l'abri*, «Gallia Préhistoire», 22, 1, pp. 87-111.
- BROUSSE R., RUDEL A. 1973: *Activité paroxysmale de la Chaîne des Puys à 10 000 ans*, «Bulletin historique et scientifique de l'Auvergne», T. LXXXVI, n° 636, pp. 1-11.
- BROUSSE R., DELIBRIAS G., LABEYRIE J., RUDEL A. 1966: *Datation par la méthode au carbone 14, d'une éruption dômique de la Chaîne des Puys*, «C. R. Acad. Sc. Paris», 263, pp. 1812-1815.
- BROUSSE R., DELIBRIAS G., LABEYRIE J., RUDEL A. 1969: *Eléments de chronologie des éruptions de la Chaîne des Puys*, «Bulletin de la Société géologique de France», 7ème série, XI, pp. 770-793.
- CAMUS G. 1975: *La Chaîne des Puys: étude structurale et volcanologique*, «Annales Scientifiques de l'Université de Clermont», N°56, Géol. Minéral., fasc. 28, fig. 68, p. 322.
- CAMUS G., DE GOER DE HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J. et VINCENT P.M. 1983: *Volcanologie de la Chaîne des Puys (Massif Central français)*, «Notice et carte, 2ème Ed. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Découverte de la nature», 8, p. 112.
- CANTAGREL J.M., BEAUBRON J.C.: *Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (méthode potassium-argon), implications volcanologiques*, «Bull. B.R.G.M., Géologie de la France», 2, 1-2, pp. 123-142.
- DAUGAS J.P., RAYNAL J.P. 1979: *Remarques sur le milieu physique et le peuplement humain en Auvergne à la fin des temps glaciaires*, in *La fin des temps glaciaires en Europe*, CNRS Ed., Paris (1979), t. 2, pp. 545-562.
- DAUGAS J.P., RAYNAL J.P. 1989: *Quelques étapes du peuplement du Massif Central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique*, in Laville H.: *Variations de paléomilieux et peuplement préhistorique*, «Cahiers du Quaternaire», 1989, CNRS Ed., n° 13, pp. 67-95.
- DAUGAS J.P., RAYNAL J.P. 1991a: *L'homme et les volcans: mésolithisation et néolithisation dans le Massif Central français*, 113ème Congr. nat. Soc. sav., 1988, Strasbourg, Mésolithique et Néolithisation, 127-146, 3 fig., 3 tabl.
- DAUGAS J.P., RAYNAL J.P. 1991b: *Les chasseurs de la préhistoire face aux dangers du volcanisme*, «La dépêche du parc, Bull. d'information du parc naturel régional des volcans d'Auvergne, supplément scientifique», N° 5, juin 1991, pp. 4-5.
- DAUGAS J.P., TIXIER L. 1975: *Variations paléoclimatiques de la Limagne d'Auvergne*, «Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire», 47, pp. 203-235.
- DUPIAS G. 1971: *Clermont-Ferrand*. «Carte de la végétation de la France», n° 52, CNRS Ed.
- ETLICHER B., JANSSEN C., JUVIGNE E., VAN LEEUWEN J.F.N. 1987: *Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléni-glaciaire würmien: environnement et téphra du volcan de la Nugère*, «Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire», 4, pp. 229-239.
- FAIN J., ERRAMLI H., MIALLIER D., MONTRET M., SANZELLE S. 1986: *Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique: le Puy de Dôme*, «11è R.S.T.», Clermont-Ferrand, S.G.F. Ed., Paris, p. 63.
- FAIN J., ERRAMLI H., MIALLIER D., MONTRET M., SANZELLE S. 1991: *Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique: le Puy de Dôme*, in J.P. Raynal, D. Miallier: *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, «Cahiers du Quaternaire», CNRS Ed., 1991, n° 16, pp. 53-62.
- FISHER R.V. 1961: *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks*. «Geological Society of America Bulletin», 72, pp. 1409-1414.
- FISHER R.V. 1963: *Bubbles-wall texture and its significance*, «J. Sed. Petrol.», 33, pp. 224-235.

- GOER DE HERVE A. de, CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.M. 1991: *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. 3<sup>è</sup> éd., «Parc naturel régional des volcans d'Auvergne», 1 carte au 1/25.000 et une notice, p. 128.
- GOER DE HERVE A. de, CAMUS G., MIALLIER D., SANZELLE S., FALGUERES C., FAIN J., MONTRET M., PILLEYRE T. 1993: *Le Puy de Gravenoire et ses coulées, dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (Massif Central français): un modèle inhabituel d'avalanche de débris, déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire*, «Bulletin de la Société géologique de France», 164, n° 6, pp. 783-793.
- GOURGAUD A. 1985: *Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines: leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs*, Thèse Sc. Université de Clermont-Ferrand, p. 522.
- GOURGAUD A., CAMUS G. 1984: *Magma Mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France): Role in the Trachyandesites Genesis*, «Bull. Volcanol.», 47/4, pp. 781-805.
- GUERIN G. 1983: *Thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais*, Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, p. 253.
- HETIER J.M. 1975: *Formation et évolution des andosols en climat tempéré*, Thèse, Nancy I, p. 194.
- HUXTABLE J., AITKEN M.J., BONHOMMET N. 1978: *Thermoluminescence dating of sediments baked by lava flows of the Chaîne des Puys*, «Nature», 275, pp. 207-209.
- JUVIGNÉ E. 1983: *Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal: la retombée volcanique de la Taphanel*, «Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire», 13, pp. 3-7.
- JUVIGNÉ E. 1987: *Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français: la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans B.P.*, «C. R. Acad. Sc. Paris», t. 304, série II, n° 4, pp. 187-190.
- JUVIGNÉ E. 1991: *Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines*, «C. R. Acad. Sc. Paris», tome 312, série II, pp. 415-420.
- JUVIGNÉ E. 1992: *Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif*, «Quaternary international», 13/14, pp. 180-185.
- JUVIGNÉ E. 1993: *Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie*, «Mémoire pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique», Bruxelles, n° 36, p. 66.
- JUVIGNÉ E., GEWELT M. 1987: *La Narse d'Amboix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France)*, «Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire», 1, pp. 37-49.
- JUVIGNÉ E., GILOT E. 1986: *Âges et zones de dispersion des téphra émises par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France)*, «Hannover Z. dt. géol. Ges.», 137, pp. 613-623.
- JUVIGNÉ E., LOUSBERG N., GEWELT M. 1987: *Evolution morphosédimentaire de la Narse d'Espinasse*, «Revue des Sciences naturelles de l'Auvergne», Clermont-Ferrand, 53, pp. 7-14.
- JUVIGNÉ E., KROONENBERG S.B., WELDKAMP A., EL ARABI A., VERNET G. 1992: *Widespread Allerød and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France*, «Quaternaire», 3, (3-4), pp. 137-146.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. 1986: *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*, «J. Petrology», 27, pp. 745-750, Tulsa.
- MARAMBAT L. 1991: *Etude palynologique de la tourbière de la Barthe (Monts-Dore)*, in J.P. RAYNAL, D. MIALLIER: *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, «Cahiers du Quaternaire», CNRS Ed. 1991, n° 16, pp. 181-189.
- MARTINI J. 1970: *Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le S.E. de la France et la Suisse occidentale*, «Arch. Sci. Genève», 23, pp. 641-674.
- MIALLIER D. 1982: *L'usage des détecteurs solides de traces dans le cadre de la datation par thermoluminescence*, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Clermont II, N°711, p. 106.
- MIALLIER D., FAIN J., SANZELLE S., DAUGAS J.P. & RAYNAL J.P. 1983: *Dating of the Butte de Clermont basaltic maar by means of the quartz inclusion method*, «P.A.C.T.», 9, pp. 487-498.
- PELLETIER H. 1964: *Erosion de la vallée de la Monne depuis les dernières éruptions de la chaîne des Puys*, «Actes du quatre-vingt-huitième congrès national des Sociétés savantes», Clermont-Ferrand, 1963, Imprimerie Nationale, Paris, pp. 153-158.
- PELLETIER H. 1969: *Clermont est-il bâti sur un volcan?* «Auvergne Magazine», février 1969, 18, pp. 2-8.
- PILLEYRE T. 1991: *Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques*, Thèse de l'Université Blaise Pascal - Clermont II, DU 345, p. 164.

PILLEYRE T., MONTRET M., FAIN J., MIALLIER D., SANZELLE S. 1991: *Attemps at dating ancient volcanoes using the red TL of quartz*, «Quaternary Science Review», 11, pp. 13-17.

RAYNAL J.P. 1984: *Chronologie des basses terrasses de l'Allier en Grande Limagne (Puy-de-Dôme, France)*. «Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire», 1.2.3, pp. 79-84.

RAYNAL J.P. 1987: *Evolution comparée de lacs de maars en Auvergne et en Velay (France): datation et contribution à la connaissance des climats pléistocènes*, «Documents du C.E.R.L.A.T.», Mémoire N°1, pp. 65-96.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P. 1984: *Volcanisme et occupation humaine préhistorique dans le Massif Central français: quelques observations*. «Revue archéologique du Centre de la France», t. 23, vol. 1, pp. 7-20.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P. 1989: *Le peuplement paléolithique d'Auvergne*, «La Recherche», n° 210, vol. 20, pp. 690-691.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P. 1991: *L'homme et les volcans: occupation de l'espace régional à la fin des temps glaciaires dans le Massif Central français, in Le peuplement magdalénien. Paléogéographie physique et humaine*, Actes du Colloque de Chancelade, CTHS Ed., pp. 11-120.

RAYNAL J.P., SANZELLE S. (1989): *Préhistoire en domaine volcanique: exemple de la Basse Auvergne*, in *Le Temps de la Préhistoire*, Société préhistorique française et Archéologia Ed., tome 1, pp. 128-129.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PELLETIER H. 1979: *Etudes quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. II: les dépôts de versant du Creux-Rouge, commune de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme)*, «Nouvelles archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon», fasc. 17, suppl., pp. 87-95.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PAQUEREAU M.M., MIALLIER D., FAIN J., SANZELLE S. 1982: *Première datation du maar basaltique de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme, France): stratigraphie, palynologie, thermoluminescence*, «C. R. Acad. Sci. Paris», série II, pp. 1011-1014.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PAQUEREAU M.M., GUADELLI J.L., MARCHIANTI D., MIALLIER D., FAIN J., SANZELLE S. 1984: *Le maar de Saint-Hippolyte (Puy-de-Dôme, France): datation par thermoluminescence, flores et faunes fossiles, présence humaine, climatologie et dynamique du système paléo-lacustre*, in «Jubilé H. Pelletier, Rev. Sc. nat. d'Auvergne», vol. 50, fasc. 1.2.3.4., Clermont-ferrand, pp. 97-114.

RAYNAL J.P., MIALLIER D., VERNET G., FAIN J., CAMUS G., MONTRET M., DAUGAS J.P., SANZELLE S. 1989: *Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachy-andésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France)*, «C. R. Acad. Sci. Paris», t. 308, Série II, pp. 1547-1552.

RAYNAL J.P., PAQUEREAU M.M., DAUGAS J.P., FAIN J., MIALLIER D., SANZELLE S. 1985: *Contribution à la datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par thermoluminescence des inclusions de quartz et comparaison avec d'autres approches: implications chronostratigraphiques et paléoenvironnementales*, «Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire», pp. 183-207.

RAYNAL J.P., VERNET J.P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T., SANZELLE S., DAUGAS J.P. 1994: *Téphrostratigraphie et préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France)*, «Bulletin de la Société préhistorique française», t. 91, n°2, pp. 149-157.

VERNET G. 1991: *Deux niveaux de retombées volcaniques à la base des travertins hydrothermaux de Gimeaux*, in: *Le monde extraordinaire des sources de Gimeaux*, H. Girard éd., 2ème trimestre 1991, pp. 7-9.

VERNET G. 1992: *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif central français). Minéraux denses et retombées*, Thèse de l'Université de Bordeaux 1, n° 724, p. 335.

VERNET G. et PAQUEREAU M.M. 1986: *Le cours moyen de la Morge (Puy-de-Dôme) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnements*, 11ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, S.G.F. Ed., p. 181.

VERNET G. et PAQUEREAU M.M. 1991: *Le cours moyen de la Morge et de ses affluents (Puy de Dôme, France) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnements*, in J.P. RAYNAL et D. MIALLIER: *Datation et caractérisation des milieux pléistocènes*, «Cahiers du Quaternaire», CNRS. Ed., 1991, n° 16, pp. 431-449.

VERNET G. et RAYNAL J.P. 1995: *La Téphra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français*, «C. R. Acad. Sci. Paris», t. 321, série IIa, pp. 713-720.

VERNET G. et RAYNAL J.P., MIALLIER D., PILLEYRE T., FAIN J., SANZELLE S., MONTRET M. (1990): *La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Allerød en Limagne septentrionale (Massif Central, France)*, «C. R. Acad. Sci. Paris», t. 310, série II, pp. 1077-1082.

# La téphra de la rue Sous-les-Vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la Chaîne des Puys

Gérard Vernet, Jean-Paul Raynal et Dominique Vivent

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 323, série II a,  
p. 325 à 331,  
1996

**Résumé** La téphra de la rue Sous-les-Vignes (CF5) représente le premier témoin distal direct des éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys repéré dans une séquence du début de l'Holocène en Limagne. La composition minéralogique de cette lamine cendreuse et sa position dans la téphrostratigraphie du bassin de Clermont-Ferrand permettent de le raccorder au recouvrement de type Puy Lacroix, issu du Cratère Kilian (et peut-être du Puy Vasset) au cours du Boréal.

**Mots-clés** : Chaîne des Puys, Limagne, France, Trachyte, Recouvrement type Puy Lacroix, Cratère Kilian, Boréal.

**Abstract** **The rue Sous-les-Vignes tephra, a marker in Limagne of the Chaîne des Puys trachytic volcanism**

The rue Sous-les-Vignes or CF5 tephra is the first direct distal evidence of trachyte eruptions in the Chaîne des Puys to be recorded in a sequence at the beginning of the Holocene in Limagne. The mineralogical composition of this ash layer and its position within the tephrostratigraphy of the Clermont-Ferrand basin suggests that it belongs to the Puy Lacroix covering which originate from the Kilian Crater (and may be from Puy Vasset) during the Boreal.

**Keywords**: Chaîne des Puys, Limagne, France, Trachyte, Puy Lacroix covering, Kilian Crater, Boreal.

G. V. : Université de Bordeaux-I,  
Institut du Quaternaire,  
UMR 9933 CNRS et GDR 1122 CNRS,  
Bât. de Géologie,  
avenue des Facultés,  
33405 Talence CEDEX, France  
et Association pour les Fouilles  
Archéologiques Nationales (AFAN) ;

J.-P. R. et D. V. ; Université de  
Bordeaux-I, Institut du Quaternaire,  
UMR 9933 CNRS et GDR 1122 CNRS,  
Bât. de Géologie,  
avenue des Facultés,  
33405 Talence CEDEX, France.

**Abridged  
English  
Version**

THE volcanic eruptions which formed the Chaîne des Puys and its highest point, the Puy de Dôme (1,465 m), include trachyte extrusions (fig. 1). Although the proximal flows and falls of the Puy Chopine, the Kilian Crater and the Puy Vasset have been fully described (Camus, 1975), their distal products are little known. Lamina attributed to the eruptions of the Puy de Dôme and the Puy Chopine have been noted in peat deposits (Juvigné, 1983, 1987). An acid tephra (Vernet, 1992) and a mix of trachytic tephra (Juvigné *et al.*, 1992), have been identified on the edge of Limagne. Finally, a widespread dispersal of minerals of trachytic origin during the Boreal has also been recorded as far as Switzerland (Martini, 1970 ; Juvigné, 1991, 1992). Detailed

analysis presented here concerns the only fall to have been identified at the heart of the tephra succession in the Clermont-Ferrand basin (Vernet, *op. cit.*).

**1. LITHOSTRATIGRAPHY**

At the foot of the east slope of the Puy de Chanturgue, the following deposits were recorded, from bottom to top (fig. 2) :

- 1 base: Tephra CF2, Rue Descartes fall. Basaltic trachyandesite (shoshonite), 0.5 m thick, with a TL age estimate 8,700 ± 900 before 1980 (Raynal *et al.*, 1989).
- 1 top: slope deposits, 0.2 m thick.
- 2 base: Tephra CF3, rue de Montjuzet fall. Trachybasalt, transition from phreatomagmatic (blast) to magmatic phase, 0.3 m thick.

**Note**

présentée par  
Yves Coppens.  
remise le 11 décembre 1995,  
acceptée après révision  
le 22 avril 1996.

- 2 top: Tephra CF4, rue de Blanzat old fall. Basaltic trachyandesite (shoshonite), indicative of a new phase of phreatomagmatism. 0.1 to 0.25 m thick.

- 3: slope deposits, 0.5 m thick, incorporating a pink powdery ash layer (3c) three centimetres thick with occasional angular trachyte fragments with grey biotite and exceptional xenoclasts of quartz and black vesicular basalt: Tephra CF5, rue Sous-les-Vignes fall.

- 4 and 5: colluviums at least 1.6 m thick.

## 2. PALAEOBOTANY, CLIMATE AND CHRONOLOGY

The nine samples studied were rich in pollen and spores but the material from slope deposits interbedded with the tephras had poor preservation averaging only 32 pollen grains/gram. Samples from the lower levels 1 to 3 characterized by the abundance of *Pinus*, *Quercus* and *Corylus* can be attributed to the end of the Preboreal and the Boreal. Immediately below fall CF5 the peaks of *Quercus*, *Corylus* and *Ulmus*, as well as the abundance of *Alnus*, are characteristic of the end of the Boreal going into the Atlantic optimum. The samples from the top of layer 3 could be attributed to the Sub-Boreal and Sub-Atlantic.

## 3. GRANULOMETRY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF CF5

CF5 consists of a distinct well-sorted coarse ash fall (Fisher, 1961; Walker, 1971) (fig. 3). In thin section, the angular or rounded non-vesicular grains of lava in a transparent volcanic glass show microcrystals of feldspars and apatites and, in lesser amounts, brown hornblende, biotite and magnetite. Heavy minerals include green clinopyroxene (55%), zircon (16%), brown hornblende (14%), apatite (10%), olivine (4%) and brown clinopyroxene (1%). A green clinopyroxene (augite) is always present in flakes. Chemical analysis of a fraction of the ash (80 to 160  $\mu\text{m}$ ) specifies a

rhyolite (fig. 4). Tephra CF5 is thus the first uncontaminated acid cover to be confirmed in Limagne.

## 4. ORIGIN OF CF5

The trachyte of the Puy de Dôme is different (Bentor, 1955) from CF5 and, according to palynology (Paquereau, *in litteris*) and TL age estimates obtained on potassium oligoclase ( $10,800 \pm 1,000$ ) and zircon ( $9,700 \pm 1,000$ ), older (Fain *et al.*, 1986, 1991).

The trachyte of the Puy Chopine which was erupted about 8 415 BP (Camus 1975) is characterized by the abundance of sphene (Bentor, 1955) and mineralogy of distal tephras confirms this (Juvigné, 1987). In the proximal pyroclastic flows, the sphene is abundant (20-30%) and is associated with a clinopyroxene (30-40%) of green intense colour (Vernet, 1992). By contrast, sphene is absent from CF5 and the clinopyroxenes are different.

The "Puy Lacroix" trachytic cover was emitted by the Kilian Crater (Baudry and Camus, 1972; Camus, 1975). This trachyte contains amphibole but not sphene (Bentor, 1955). The matrix consists of innumerable small feldspars in the form of Carlsbad twinned rods, as well as a large number of spicules and larger prisms of a clinopyroxene of augite type and some microlite amphiboles. The CF5 fall at rue Sous-les-Vignes can be compared and attributed to the eruption of Kilian Crater.

The palynological results obtained from the top of the Puy de Dôme (Paquereau *in litteris*) and rue Sous-les-Vignes do not contradict the association of CF5 with the Kilian Crater and place the event at the end of the Boreal. The northeast limit of the lobe of trachyte containing amphiboles but not sphene, of Chaîne des Puys provenance and attributed to Kilian Crater or Puy Vasset and of Boreal age, has been recorded in Switzerland (Martini 1970; Juvigné, 1991, 1992). Tephra CF5, deposited more than 12 km east of Kilian Crater, may belong to the coarse proximal part of this lobe.

Les éruptions trachytiques ont, pour certaines, provoqué des extrusions de laves dominant à la Chaîne des Puys son aspect particulier et son point culminant, le Puy de Dôme

(1 465 m) (fig. 1). Si les produits proximaux du Puy de Dôme, du Puy Chopine et du Cratère Kilian ont été bien caractérisés (Camus, 1975), les produits distaux restent en re-

vanche très mal connus. Des lamines provenant de points éruptifs à magma acide, repérées dans des tourbières au Sud de la Chaîne, ont été rapportées aux éruptions du Puy de Dôme et du Puy Chopine (Juvigné, 1983, 1987 ; Juvigné et Gewelt, 1987). Une téphra trachytique (Vernet, 1992) et un mélange de téphras trachytiques (Juvigné *et al.*, 1992), ont été identifiés en bordure de Limagne. Enfin, une large dispersion de minéraux d'origine trachytique est attestée jusqu'en Suisse au cours du Boréal (Martini, 1970 ; Juvigné, 1991, 1992). On présente ici le diagnostic relatif à la seule retombée trachytique directe, identifiée dans la succession téphrique du bassin de Clermont-Ferrand (Vernet, 1992).

## 1. LITHOSTRATIGRAPHIE

La coupe était située rue Sous-les-Vignes, au pied du versant est du Puy de Chanurgue, où l'on rencontre fréquemment des téphras piégées dans des dépressions du substratum. L'affleurement n'est plus visible aujourd'hui. On distinguait, de bas en haut (fig. 2) :

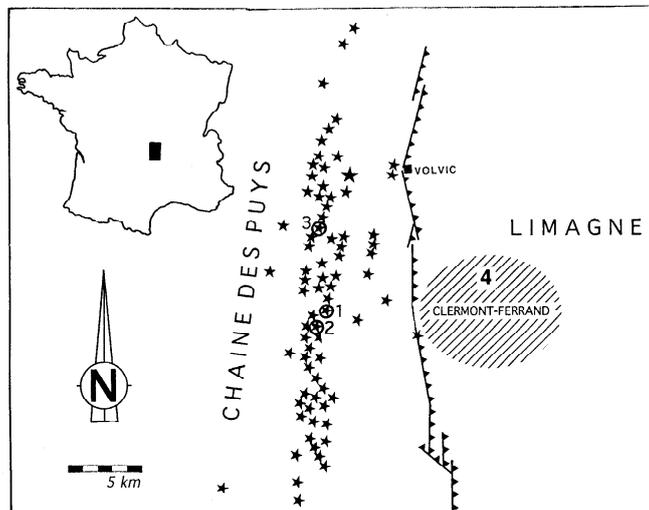
- 1 base : Téphra CF2 (ou retombée de la rue Descartes) (0,50 m), litée, constituée de fines scories grises et de nombreux xénoclastes de socle (quartz, feldspaths). Rue Descartes, elle présentait une composition de trachyandésite basaltique (shoshonite) et a été datée par TL à  $8\,700 \pm 900$  avant 1980 (Raynal *et al.*, 1989).

- 1 sommet : formation de versant, à matrice grise limono-argileuse emballant de fines scories grises et des fragments anguleux de marno-calcaires (0,20 m) ;

- 2 base : Téphra CF3 (ou retombée de la rue de Montjuzet), à composition de trachybasalte (à la limite trachybasalte potassique-hawaïte), montrant le passage d'une phase phréatomagmatique à une phase magmatique avec :

- dépôt de blast, plurimillimétrique, rouge, de scories fines avec quelques xénoclastes de socle ;

- scories noires fines à moyennes, à granoclassement inverse, contenant encore quelques xénoclastes de socle



(0,02 à 0,03 m), terme de passage vers une éruption purement magmatique ;

- niveau scoriacé non lité (2a) (0,20 à 0,25 m), scories noires bleutées très vésiculées avec au sommet un mince niveau consolidé de scories plus fines, caractéristique d'une retombée de panache ;

- 2 sommet : Téphra CF4 (ou retombée ancienne de la rue de Blanzat), à composition de trachyandésite basaltique (shoshonite), représentée par un niveau scoriacé lité (2b), (0,10 à 0,25 m), avec xénoclastes de marnes cuites, témoins d'une nouvelle phase phréatomagmatique ;

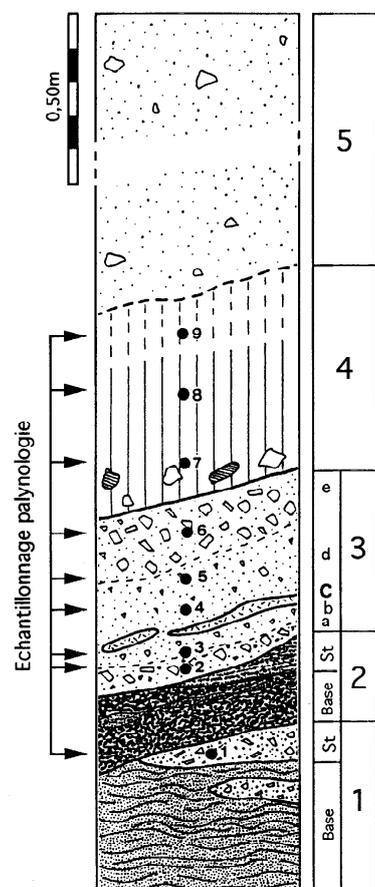
- 3 : dépôt de pente à matrice sablo-argileuse emballant des fragments de marnes (0,50 m). Présence de scories noires remaniées de l'ensemble 2. On distingue : à la base, un niveau grossier (3a), un niveau plus fin (3b/3d) et un niveau grossier (3c). Dans le niveau 3b/3d, une lamine cendreuse rose pastel pulvérulente (3c : 0,03 m) contient de rares fragments anguleux de trachyte à biotite gris et de très rares xénoclastes de quartz et de basalte bulleux noir : il s'agit de la Téphra CF5 ou Téphra de la rue Sous-les-Vigne ;

**Fig. 1** Carte schématique de la Chaîne des Puy (d'après Camus *et al.*, 1983). Les étoiles représentent les cônes et dômes (1 : Puy de Dôme. 2 : Cratère Kilian. 3 : Puy Chopine). Hachures obliques : zone d'étude où ont été définies les retombées CF1, CF2, CF3, CF4, CF5 et CF6 (4 : rue Sous-les-Vignes).

Schematic map of the Chaîne des Puy (after Camus *et al.*, 1983). Stars represent cones and domes (1 : Puy de Dôme. 2 : Kilian Crater. 3 : Puy Chopine). Oblique hatching: zone where CF1, CF2, CF3, CF4, CF5 and CF6 tephrae have been defined (4 : rue Sous-les-Vignes.)

**Fig. 2** Stratigraphie de la rue Sous-les-Vignes à Clermont-Ferrand, d'après Vernet (1992).

Stratigraphy at rue Sous-les-Vignes, Clermont-Ferrand, after Vernet (1992).



- 4 : colluvions noires à grises, argileuses, avec blocs de marnes et de basalte vers la base et bioturbations (0,60 m) ;

- 5 : colluvions beiges argileuses, avec blocs de marnes et de basalte (1,00 m minimum).

## 2. CONTENUS POLLINIQUES, INDICATEURS BOTANIQUEs, CLIMATIQUES ET CHRONOLOGIQUES

Les neuf échantillons étudiés proviennent des niveaux 1 sommet, 3 et 4 (fig. 2).

Ils sont assez riches en matériel sporo-pollinique : 153 pollens ou spores comptés en moyenne par échantillon. Quinze taxons ont été déterminés en moyenne par échantillon. Les échantillons provenant de dépôts de versant intercalés entre des téphras ont un taux de conservation pollinique faible (32 pollens/g en moyenne).

Dans les niveaux 1 sommet et 3 base (sous la retombée CF5), le taux de pollens arboréens est élevé. *Pinus* domine *Betula*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus* et *Alnus*. Les herbacées sont bien représentées par les *Compositae*, *Poaceae* et *Ericaceae*. *Cyperaceae*, *Potamogeton* et *Salix* sont des indicateurs d'humidité. En terme de paysage, il faut imaginer en plaine des prairies humides à bosquets de saules et aulnes et sur les hauteurs, une pinède bien développée avec quelques bouleaux et chênes en lisière. Immédiatement sous la retombée CF5, on note la régression de *Pinus* et les maxima de *Betula*, *Quercus*, *Corylus* et *Alnus*. Les herbacées sont toujours bien représentées (*Poaceae* et *Compositae*). *Betula*, *Alnus* et *Cyperaceae* (en essor) traduisent un milieu humide. Si les paysages correspondants sont les mêmes, les apports lointains de *Pinus* sont perturbés (sans doute suite à l'activité volcanique dans la Chaîne) et l'image pollinique est plus locale.

Dans les niveaux 3 sommet et 4 (base et milieu), les taux de pollens arboréens décroissent. Après un certain essor immédiatement après le dépôt de la retombée CF5, la pinède décline progressivement. Il en va de même pour la corylaie, la boulaie et la chênaie. Les herbacées sont en augmentation (*Poaceae* et *Compositae*), indiquant l'extension des prairies humides (*Cyperaceae*, *Nuphar*, *Salix*) aux dépens du couvert arboré. L'image pollinique n'est peut-être que locale, mais on peut penser à des défrichements.

Au sommet du niveau 4, on note un fort taux de pollens arboréens, essentiellement représentés par *Pinus*. Les herbacées se raréfient. Ces résultats inattendus sont sans doute dus à un problème de conservation du cortège pollinique. En terme de climat, les feuillus thermophiles (*Tilia*) et de nombreux marqueurs d'humidité indiquent un climat tempéré et humide.

Les échantillons des niveaux 1 et 3 base, caractérisés par l'abondance de *Pinus*, *Quercus* et *Corylus*, peuvent être rapportés à la fin du Préboréal et au Boréal. Immédiatement sous la retombée CF5, les maxima de *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus* et l'abondance d'*Alnus*, seraient caractéristiques de la fin du Boréal, voire de l'optimum atlantique. Les échantillons des niveaux 3 sommet et 4 pourraient appartenir au Sub-Boréal et au Sub-Atlantique.

### 3. GRANULOMÉTRIE, MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DE CF5

La granulométrie globale, établie par tamisage mécanique, identifie une cendre grossière (Fisher, 1961). L'histogramme unimodal et les paramètres d'Inman (1952) –  $Md_{\phi} = 2,58$  et  $\sigma_{\phi} = 1,30$  – caractérisent une retombée directe bien classée (Walker, 1971) (fig. 3). La fraction supérieure à 2 mm comporte : trachyte clair en fragments anguleux (49 %), trachyte gris en fragments plus arrondis et pulvérulents (13 %), scories noires vésiculées (17 %), fragments de quartz et granite (19 %) et fragments anguleux de basalte (2 %).

En lame mince de grand format, taillée après imprégnation par une résine synthétique selon la technique de Guilloré (1985), la lamine apparaît homogène, assez compacte, avec quelques traces de microlitages. Des grains de lave anguleux ou arrondis non vésiculés, comportent, dans un verre volcanique transparent, des microcristaux leucocrates (feldspaths et apatites) et, en quantité moindre, des microcristaux d'hornblende brune, de biotite et de magnétite. Entre ces fragments laviques, la matrice est constituée de minéraux libres et de microfragments laviques (cendre fine) ; quelques xénoclastes (scories basaltiques, feldspaths et quartz) sont présents.

L'étude des minéraux en grains a été conduite selon la procédure décrite par Vernet (1992). La teneur en minéraux lourds des fractions étudiées (entre 250 et 80  $\mu\text{m}$ ) est très faible : 0,82 %. La teneur en magnétite est assez forte : 63 %. Le cortège comprend : clinopyroxène vert (55 %), zircon (16 %), hornblende brune (14 %), apatite (10 %), olivine (4 %) et clinopyroxène brun (1 %).

Le clinopyroxène vert (augite) se présente toujours en éclats. Le zircon est automorphe et limpide. L'apatite automorphe se présente en prismes très allongés (aiguilles), très limpides. L'hornblende brune est automorphe, en prismes allongés avec un pléochroïsme très fort (en éclats dans les fractions les plus fines, entre 160 et 80  $\mu\text{m}$ ). Tous ces minéraux présentent une gangue à « bubble-wall texture » (Fisher, 1963) plus ou moins importante. L'olivine et le clinopyroxène brun, sans gangue vitreuse, n'appartiennent donc pas au cortège de la retombée.

L'analyse chimique de la cendre (fraction 80 à 160  $\mu\text{m}$ ) a été réalisée par fluorescence X. Elle caractérise une rhyolite dans la classification internationale (Le Bas *et al.*, 1986), parfaitement intégrée au domaine des laves et retombées trachytiques de la Chaîne des Puys (analyses inédites et d'après Brousse, 1971 ; Camus, 1975 ; Maury *et al.*, 1980 ; Foury, 1983 ; Arnaud, 1989 ; Juvigné *et al.*, 1992) (fig. 4). La Téphra CF5 est donc le premier témoin en Limagne d'un recouvrement non pollué issu d'une éruption à magma acide : son origine reste à établir.

### 4. ORIGINE DE CF5

#### 1. Exclusion du Puy de Dôme

La composition minéralogique du trachyte du Puy de Dôme (Bentor, 1955) n'est pas identique à celle de la Téphra CF5. La lave du Puy de Dôme, datée par thermolu-

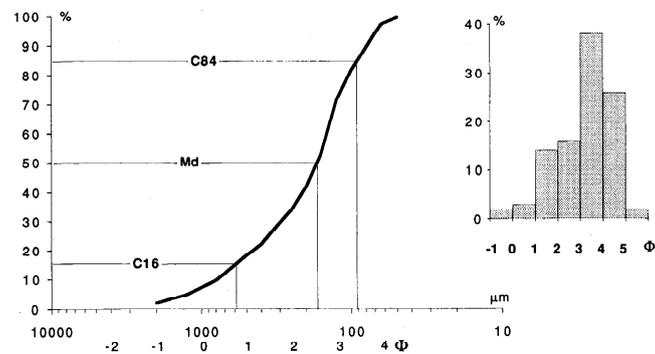
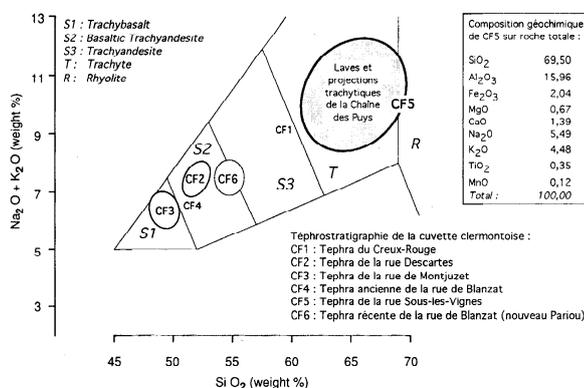


Fig. 3 Granulométrie de la Téphra CF5.  
Granulometry of Tephra CF5.



**Fig. 4** Position de la Téphra CF5 dans le diagramme  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Le Bas et al., 1985).

Téphra CF5 in  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  diagram (Le Bas et al., 1985).

minescence sur l'oligoclase potassique ( $10\,800 \pm 1\,000$ ) et le zircon ( $9\,700 \pm 1\,000$ ) (Fain et al., 1991) est plus ancienne que la Téphra CF5, située dans le Boréal par la palynologie.

## 2. Exclusion du Puy Chopine

Des paléosols ou des bois carbonisés conservés à la base des recouvrements de type Lemptégy et Coquille ont permis d'en établir l'âge radiocarbone moyen autour de 8 415 BP (Camus, 1975). Les compositions minéralogiques de la lave du Chopine (Bentor, 1955) et des téphras distales (Juvigné, 1987) sont caractérisées par l'abondance du sphène. L'étude minéralogique des recouvrements proximaux à Ténusset et Beauregard confirme l'abondance du sphène (20 à 30 %), toujours automorphe et très caractéristique, associé à un clinopyroxène en prismes allongés, d'une couleur verte intense en lumière naturelle (30 à 40 %) (Vernet, 1992). Dans la Téphra CF5, le sphène est totalement absent et les clinopyroxènes verts sont différents.

## 3. Attribution au cratère Kilian

Les éléments du recouvrement de type « Puy Lacroix » appartiennent à un trachyte à amphibole, de composition pétrographique globale identique à celle du recou-

vrement de type Coquille issu du Puy Chopine (Baudry et Camus, 1972 ; Camus, 1975). Mais ce trachyte ne possède pas de sphène (Bentor, 1955) ; les minéraux principaux sont la hornblende basaltique (souvent en phénocristaux) et un clinopyroxène de type augite (en spicules et petits prismes) ; les minéraux accessoires sont l'apatite (dans certains cas très répandue et en prismes très allongés) et le zircon ; la pâte des blocs trachytiques et des ponces est constituée d'innombrables petits feldspaths en forme de bâtonnets maclés Carlsbad, d'un grand nombre de spicules et de prismes plus grands d'un clinopyroxène vert et de quelques microlites d'amphiboles.

Si l'on admet que l'absence de sphène ne résulte pas d'une sélection lors du transport atmosphérique, la retombée CF5 de la rue Sous-les-Vignes peut donc être rapprochée des produits du recouvrement de type Puy Lacroix, attribués à l'éruption du cratère Kilian (Camus, 1975). Les données palynologiques obtenues au sommet du Puy de Dôme (Paquereau, *in littis*) et rue Sous-les-Vignes ne contredisent pas ce rapprochement et situent cet événement à la fin du Boréal.

## 5. CONCLUSION

La limite nord-orientale du lobe d'une retombée trachytique à amphiboles et sans sphène, d'âge Boréal, provenant de la Chaîne des Puys et attribuée au cratère Kilian et/ou au Puy Vasset, a été repérée en Suisse (Martini, 1970 ; Juvigné, 1991, 1992). La Téphra CF5, déposée à plus de 12 km à l'ENE du Cratère Kilian, peut appartenir à la partie proximale grossière de ce lobe. D'autres téphras trachytiques, pures ou remaniées, parfois puissantes de plusieurs décimètres, ont été observées entre Montferand et Gerzat. Les recherches en cours dans ce secteur de Limagne devraient donc permettre une meilleure caractérisation des aspects distaux des éruptions trachytiques holocènes de la Chaîne des Puys et de leur impact sur l'occupation préhistorique contemporaine.

Recherche conduite dans le cadre du GDR 1122 CNRS *Hommes et volcans avant l'Histoire* et soutenue par la Région Aquitaine et le Ministère de la Culture (PCR Espaces volcaniques préhistoriques).

**Remerciements** : Marie-Madeleine Paquereau, Jill Cook, Guy Camus, Pierre Vincent, Jean-Pierre Daugas, Dominique Chaillou et Thierry Del Rosso.

- ARNAUD, N.O., 1989. Les éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (MCF). Apports de l'étude des enclaves congénères à l'évolution des magmas trachytiques. *Rapport de DEA*, p. 33.
- BAUDRY, D. et CAMUS, G., 1972. Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. *Bull. du BRGM*, (2), II, 2, p. 1-52.
- BENTOR, Y.K., 1955. La Chaîne des Puys (Massif Central français) recherches géologiques et pétrographiques. *Bull. du Service de la Carte Géologique de la France*, n° 242, LII, 1954, p. 787.
- BROUSSE, R., 1971. Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Symposium J. Jung*, Clermont-Ferrand, Plein Air service, p. 377-478.
- CAMUS, G., 1975. La Chaîne des Puys : étude structurale et volcanologique. *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont*, n° 56, Géol. Minéral., 28, 322 p.
- CAMUS, G., DE GOER DE HERVE, A., KIEFFER, G., MERGOIL, J. et VINCENT, P.M., 1983. *Volcanologie de la Chaîne des Puys (Massif Central français)*. Notice et carte, 2, Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, découverte de la nature, 8, p. 112.
- FAIN, J., ERRAMLI, H., MIALLIER, D., MONTRET, M. et SANZELLE, S., 1991. Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique : le Puy de Dôme. In RAYNAL, J.P. et MIALLIER, D., éd., *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes*, Cahiers du Quaternaire, CNRS, n° 16, p. 53-62.
- FISHER, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1409-1414.
- FISHER, R.V., 1963. Bubbles-wall texture and its significance. *J. Sed. Petrol.*, 33, p. 224-235.
- FOURY, P., 1983. Étude expérimentale des laves de la Chaîne des Puys - Massif Central français. *Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle*, Université Clermont-Ferrand-II, p. 150.
- GUILLORE, P., 1985. *Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces*, document ronéoté, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Département des sols, p. 22.
- INMAN, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.*, 22, p. 125-145.
- JUVIGNÉ, E., 1983. Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal : la retombée volcanique de la Taphanel. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 13, p. 3-7.
- JUVIGNÉ, E., 1987. Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français : la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8 500 ans B.P.. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, série II, p. 187-190.
- JUVIGNÉ, E., 1991. Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, p. 415-420.
- JUVIGNÉ, E., 1992. Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif. *Quaternary international*, 13/14, p. 180-185.
- JUVIGNÉ, E. et GEWELT, M., 1987. La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 1, p. 37-49.
- JUVIGNÉ, E., KROONENBERG, S.B., WELDKAMP, A., EL ARABI, A. et VERNET, G., 1992. Widespread Allerød and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire*, 3, (3-4), p. 137-146.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. et ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, p. 745-750, Tulsa.
- MARTINI, J., 1970. Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le S.E. de la France et la Suisse occidentale. *Arch. Sci. Genève*, 23, p. 641-674.
- MAURY, R.C., BROUSSE, R., VILLEMANT, B., JORON, J.L., JAFFREZIC, H. et TREUIL, M., 1980. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). I. Pétrologie. *Bull. Minéral.*, 103, p. 250-266.
- RAYNAL, J.P., MIALLIER, D., VERNET, G., FAIN, J., CAMUS, G., MONTRET, M., DAUGAS, J.P. et SANZELLE, S., 1989. Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachy-andésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, p. 1547-1552.
- VERNET, G., 1992. Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif central français). Minéraux denses et retombées. *Thèse*, Univ. de Bordeaux-I, n° 724, p. 335.
- WALKER, G.P.L., 1971. Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, p. 696-714.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

UN EXEMPLE D'IMPACT DU VOLCANISME  
SUR L'ÉVOLUTION D'UN RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE :  
L'ÉRUPTION DU MAAR DE SAINT-HIPPOLYTE  
EN LIMAGNE SEPTENTRIONALE (France)

■  
Gérard VERNET\*

RÉSUMÉ

Le bassin moyen de la Morge, situé en rive gauche de l'Allier, occupe une partie de la Limagne nord-occidentale. La nappe de la Croix-de-la-Bade, présente dans les trois vallées étudiées, possède des caractéristiques spécifiques qui permettent d'en faire, non pas une nappe alluviale classique, mais une formation épicyclastique issue des produits éruptifs du maar de Saint-Hippolyte dont l'éruption est datée par TL vers 90 ka BP. Cette formation repère signe l'impact direct d'une éruption phréatomagmatique sur le réseau hydrographique local et fixe la chronologie des nappes alluviales et des défluviations observées.

**Mots-clés :** France, Massif Central, formations alluviales, volcanisme, minéraux denses, chronologie, défluviations.

ABSTRACT

DIRECT IMPACT OF ACTIVE VOLCANISM ON DRAINAGE PATTERN CHANGES : THE ERUPTION OF SAINT-HIPPOLYTE MAAR IN NORTHERN LIMAGNE (FRANCE)

The middle Morge basin is situated in Western Limagne. The Croix-de-la Bade Formation is present in three valleys and exhibits specific characteristics which relate it to the eruption of Saint-Hippolyte maar, circa 90 Ka BP TL. This key-formation demonstrates the direct impact of a phreatomagmatic eruption on the local drainage pattern. Moreover, it brings a chronological key for the chronology of alluvial formations and changes observed in the drainage pattern.

**Key-words :** France, Massif Central, alluvial deposits, volcanism, heavy minerals, chronology, volcanic control of drainage pattern.

L'Auvergne présente la particularité d'être une zone volcanique active durant la majeure partie du Quaternaire. Les dernières manifestations éruptives n'ont que 6000 ans BP. La recherche des marqueurs de ce volcanisme quaternaire dans des contextes stratigraphiques variés apparaît d'un intérêt majeur pour une bonne reconstitution des paléo-environnements. Les formations éruptives, grâce à leur occurrence temporelle brève, sont de bons marqueurs stratigraphiques.

La recherche des témoins du volcanisme (galets de laves, ponces, minéraux denses) dans les formations alluviales afin de contribuer à leur chronologie est une approche classique (Meilhaud, 1956 ; Pelletier, 1964, 1965, 1966,

1968, 1970, 1971 ; Martini, 1970 ; Pastre, 1982, 1986, 1987 ; Vernet, 1991, 1992) mais l'étude de l'impact du volcanisme sur le réseau hydrographique est plus rare. Bien sûr, l'impact d'une coulée de lave (colmatage d'une vallée, barrage, ...) est classique mais les apports massifs de matériaux (cendres, scories, coulées boueuses, ...) ont également dû provoquer des modifications non négligeables au niveau des cours d'eau. L'étude du bassin moyen de la Morge (Vernet, 1991, 1992) a fourni de bons indices de chronologie des formations alluviales présentes, mais permet également de présenter un exemple de formation épicyclastique (la Nappe de la Croix-de-la-Bade) et sa relation avec le cours du Sardon.

\*154 avenue Léon Blum, appartement 101A, 63000 CLERMONT-FERRAND et Université de Bordeaux 1, Institut de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire, UMR 9933 et GDR 1122 CNRS, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex.

Manuscrit reçu le 15/06/1997, accepté le 20/11/1997.

La zone étudiée se situe dans le bassin moyen de la Morge (fig. n°1), depuis son entrée dans le bassin tertiaire de la Limagne à l'Ouest, jusqu'à la localité de Varennes-sur-Morge à l'Est. Elle inclut les vallées du Sardon (au nord de Riom) et du Chambaron et s'étend au Nord jusqu'aux zones du marais d'Aigueperse (fig. n°2) (feuilles au 1/25 000ème Aigueperse 7-8 et 3-4). Dans cette zone, l'existence de phénomènes de défluviation des cours d'eau avait été envisagée depuis longtemps (Garde, 1931) et plus récemment des rejeux tectoniques quaternaires ont été considérés comme facteurs importants pour ces phénomènes (Giot, 1978). Dans les vallées (Morge, Sardon, Chambaron) on distingue en général trois formations alluviales princi-

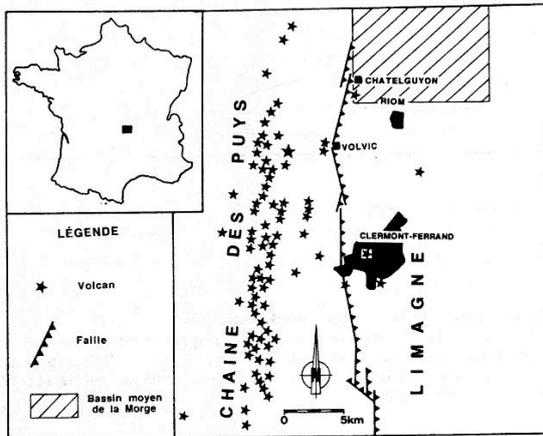


Fig. 1 : Situation du bassin moyen de la Morge sur la bordure occidentale de la Limagne d'Auvergne.

Fig. 1 : Location of the middle Morge Basin on the western boarder of Limagne d'Auvergne.

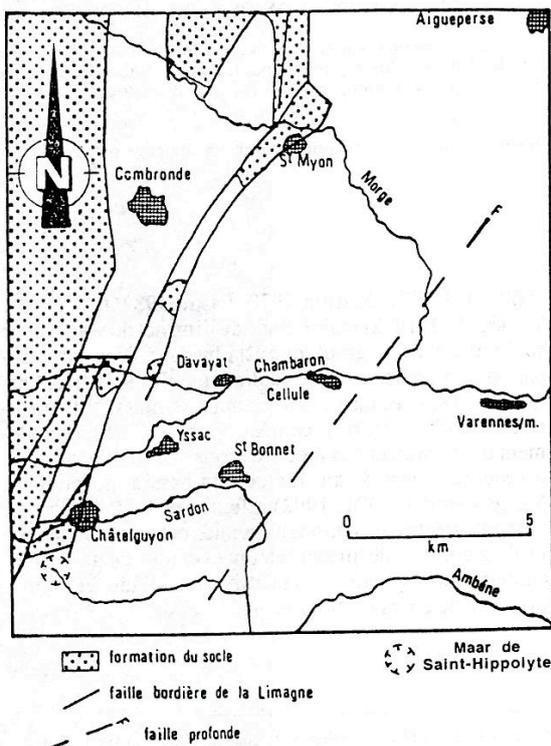


Fig. 2 : Le bassin moyen de la Morge, zone de l'étude.  
Fig. 2 : The middle Morge basin : studied area.

pales : les Nappes les plus hautes (anciennement notées Fv), les Nappes situées à mi-hauteur des vallées (anciennement notées Fw) et les Nappes basses qui occupent les fonds de vallées (anciennement notées Fx, Fy, Fz ou encore CFV).

## 1 - LES PHASES DE SÉDIMENTATION ALLUVIALE

Les données rassemblées (Vernet, 1992), aussi bien de terrain (cartographie, positions topographiques) qu'analytiques (sédimentologie, cortèges de minéraux lourds et analyse statistique de ces derniers), permettent de caractériser six phases majeures de morphogenèse et de sédimentation fluviale. Les différences en apports volcaniques tant du point de vue quantitatif que qualitatif distinguent ces phases :

- **La phase 1** : c'est la plus ancienne. Elle est représentée par des nappes alluviales généralement en position dominante (entre 25m et 15m d'altitude relative). Dans la vallée du Sardon on distingue la Nappe de Saint-Bonnet et la Nappe des Caillots. Dans la vallée du Chambaron une seule formation (Nappe de Soulavas) est présente. Aucune formation de la vallée de la Morge n'est rattachée à cette phase. La phase 1 se caractérise par des apports volcaniques peu abondants de hornblende brune et de clinopyroxène vert.

- **La phase 2** : elle n'est reconnue que dans la vallée de la Morge (Nappe de La Moutade), en position topographique dominante (25m d'altitude relative). Elle est caractérisée par des apports volcaniques importants de clinopyroxènes bruns (53%) et la présence de quelques clinopyroxènes verts aciculaires.

- **La phase 3** : elle est représentée, dans la vallée de la Morge, par la Nappe du Cheix située à environ 15m d'altitude relative. Le minéral volcanique caractéristique est le clinopyroxène vert aciculaire (14%).

La position chronologique de ces trois premières phases reste assez imprécise. Cependant quelques indications peuvent nous aider à les replacer dans la chronologie quaternaire.

Nous pouvons raisonnablement proposer de corréler - au moins en partie - ces Nappes avec la formation Fvd de l'Allier (Pastre, 1987) qui est située par cet auteur dans un intervalle de 0,3 à 0,2 Ma.

Lors de la phase 1, caractérisée par une pauvreté en minéraux volcaniques au sein des cortèges, les apports volcaniques étaient faibles en Limagne occidentale. L'arrêt du volcanisme montdorien intervenant vers 250 ka B.P. et les premières éruptions de la Chaîne des Puys *sensu stricto* n'intervenant que bien plus récemment (vers 70 ka), il est logique de postuler un âge compris entre ces deux limites.

Lors de la phase 2, on enregistre un apport volcanique important caractérisé par un clinopyroxène brun qui peut provenir d'éruptions basaltiques peu éloignées. Un volcanisme basaltique dispersé s'est en effet manifesté sur la bordure occidentale de la Limagne entre 160 ka et 100 ka (par exemple : Maar de Clermont-Ferrand, basalte de Chanat, Maar de la Gantière). L'apport volcanique mis en évidence peut donc résulter d'une ou plusieurs de ces manifestations. Les téphras conservées à la base (entre 156 ka et 126 ka) du remplissage lacustre du Maar de Clermont-Ferrand (carotte Géocler I) présentent d'ailleurs toutes un

fort pourcentage du même clinopyroxène brun. L'enregistrement de ce volcanisme basaltique dispersé de la bordure occidentale de la Limagne dans les nappes alluviales de la phase 2 nous conduit donc à situer sa mise en place entre 0,2 et 0,1-Ma. La présence de l'homme est attestée par une industrie sur galets de quartz dans la Nappe de La Moutade.

- **La phase 4** : elle est représentée, dans les 3 vallées étudiées, par une formation alluviale très caractéristique (la Nappe de La Croix de la Bade), située à des altitudes relatives de l'ordre de 10 à 15m suivant les vallées. La Nappe de La Croix de la Bade fera l'objet d'une présentation détaillée plus avant dans cet article.

- **La phase 5** : elle n'est représentée que dans la vallée du Chambaron par la Nappe d'Yssac-la-Tourette, qui se caractérise par des apports volcaniques importants (clinopyroxène), marqueurs du début de l'activité éruptive de la phase ancienne de la Chaîne des Puys vers 80 000 à 70 000 ans BP (Camus, 1975 ; Camus *et al.*, 1983 ; de Goer de Hervé, 1984 ; Vernet, 1992).

- **La phase 6** : on regroupe dans cette phase toutes les basses nappes entre 5m d'altitude relative et le fond de vallée actuel. Elle se caractérise par l'enregistrement d'un volcanisme très important marqué par des apports de clinopyroxène brun, d'olivine et de hornblende brune. Dans les stratigraphies étudiées, des niveaux de retombées volcaniques directes sont présents (Vernet, 1992 ; Vernet *et al.*, 1990 ; Vernet et Paquereau, 1991). Les datations numériques (14C et TL) et la palynologie nous permettent de situer cette phase au tardiglaciaire, soit pendant le paroxysme connu de la Chaîne des Puys (Camus, 1975 ; de Goer de Hervé, 1984).

## 2 - LA NAPPE DE LA CROIX-DE-LA-BADE ET L'ÉRUPTION DU MAAR DE SAINT-HIPPOLYTE

### 2.1 - LA NAPPE DE LA CROIX-DE-LA-BADE

La Nappe de La Croix-de-la-Bade (Phase alluviale 4) est présente dans les 3 vallées étudiées.

Dans la vallée du Sardon, où elle a été définie, elle oc-

cupe le bord et les premiers mètres du talus d'un replat d'altitude relative de 15 mètres qui existe de part et d'autre de la vallée (fig. n°3 et 4). L'essentiel de ce replat est occupé par une autre formation, la Nappe des Caillots, dont le cortège minéralogique est pauvre en minéraux volcaniques (tab. 1).

La Nappe de La Croix-de-la-Bade est constituée d'un dépôt de couleur ocre à rousse, localisé dans des poches de 1 à 2 mètres de largeur séparées par des remontées du niveau sous-jacent (poches en chaudron). On y observe à la base un niveau grossier à galets redressés, entourant un niveau sablo-graveleux non lité situé au coeur de la poche. Cette formation évoque des épandages de matériaux grossiers peu évolués dans l'axe du cours d'eau à son débouché dans le bassin tertiaire de la Limagne.

Une grande proportion d'éléments d'origine volcanique distingue cette formation de toutes les autres observées dans le secteur étudié. La fraction grossière (70% du dépôt) comporte, à côté des éléments grossiers (galets, graviers) peu évolués provenant du socle (granites, microgranites, quartz et aplites), des scories très altérées et pulvérulentes (diamètre compris entre 2 et 20mm), des fragments de lave compacte noire (3 à 4cm de diamètre), riche en inclusions feldspathiques, avec une surface rendue grise par l'altération et des minéraux volcaniques automorphes (olivines et pyroxènes) d'une taille souvent supérieure à 2mm. La matrice est un sable bien classé et de composition essentiellement éruptive. La teneur en magnétite est de 29,39%. Les minéraux volcaniques forment 97% du cortège minéralogique (tab. 1). Le clinopyroxène brun (44,29%) est le plus souvent automorphe (photo 1). L'olivine (41,26%) est toujours automorphe en cristaux aplatis en forme de cercueil (photo 2). A côté de ces deux minéraux principaux on peut noter la présence de clinopyroxènes verts (6,41%), de hornblendes brunes (0,71%) et de diopsides (0,50%).

Le minéral le plus caractéristique de cette nappe est donc l'olivine. Elle est toujours très abondante (plus de 40%) dans les cortèges (fractions entre 250 et 80  $\mu$ m) et toujours présente et visible à l'oeil nu dans la fraction supérieure à 2mm. Elle se caractérise par sa forme : automorphe, souvent en cristaux aplatis suivant (001) ou (010) et allongés suivant (001) (001). Deux particularités sont à noter : un aspect zoné et des inclusions marron clair en forme de

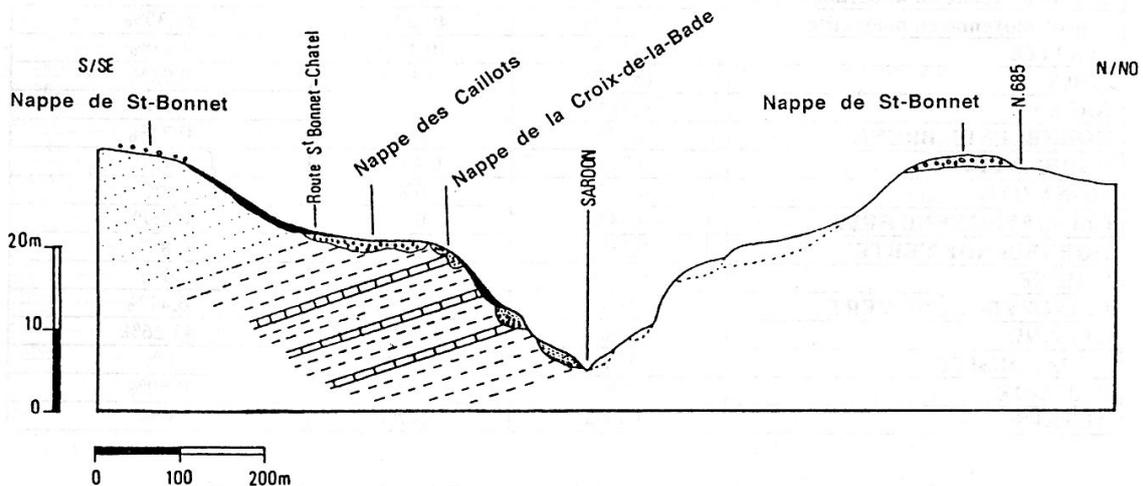


Fig. 3 : Coupe de la vallée du Sardon.  
Fig. 3 : Cross-section of the Sardon valley.

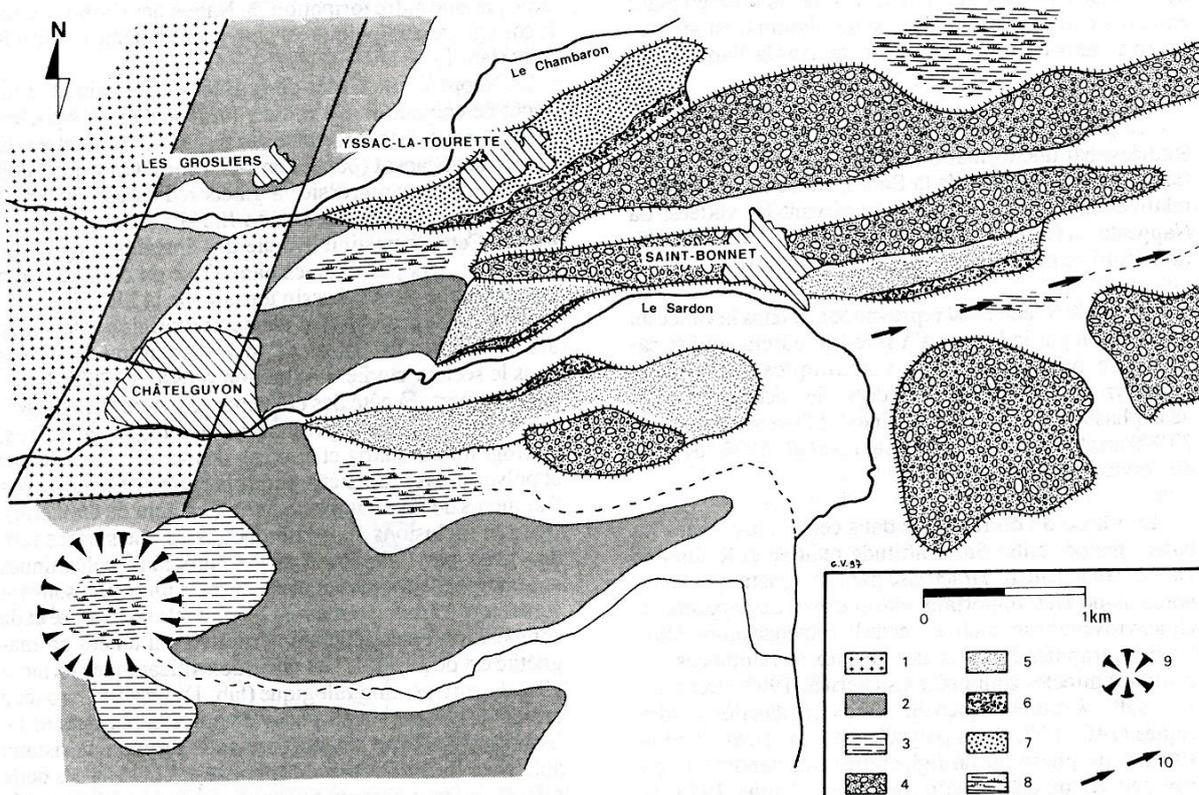


Fig. 4 : Cartographie de la moyenne vallée du Sardon. 1 : formations du socle; 2 : buttes de formations oligocènes (marno-calcaire et arkose); 3 : tuff-ring du maar de Saint-Hippolyte; 4 : nappe de Saint-Bonnet (vallée du Sardon) et nappe de Soulavas (vallée du Chambaron); 5 : nappe des Caillots; 6 : nappe de la Croix-de-la-Bade; 7 : nappe d'Yssac-la-Tourette; 8 : zone déprimée humide; 9 : cratère d'explosion de Saint-Hippolyte; 10 : axe de la paléo-vallée du Sardon.

Fig. 4 : Map of the middle Sardon valley. 1 : granitic basement. 2 : Oligocene mounds (marly limestones and arkose). 3 : tuff-ring of Saint-Hippolyte maar. 4 : Saint-Bonnet Formation (Sardon valley) and Soulavas Formation (Chambaron valley). 5 : Caillots Formation. 6 : Croix-de-la-Bade Formation. 7 : Yssac-la-Tourette Formation. 8 : wet depressed areas. 9 : Saint-Hippolyte crater. 10 : Sardon palaeo-valley axis.

	NAPPE DE SAINT-BONNET	NAPPE DES CAILLOTS	NAPPE DE LA CROIX-DE-LA-BADE
Teneur moyenne en minéraux lourds	0,92%	0,27%	8,76%
Teneur moyenne en magnétite	16,50%	49,09%	29,39%
APATITE	78,71%	10,10%	4,41%
ZIRCON	15,94%	31,90%	0,93%
GRENAT	0,89%	0%	0%
HORNBLLENDE BRUNE	0,77%	0%	0,71%
TOURMALINE	0,77%	0,43%	0%
MONAZITE	0,77%	0%	0%
CLINOPYROXÈNE BRUN	0,74%	0%	44,29%
HORNBLLENDE VERTE	0,56%	33,57%	0,85%
SPHÈNE	0,36%	0%	0%
CLINOPYROXÈNE VERT	0%	12,20%	6,41%
OLIVINE	0%	5,90%	41,26%
ANDALOUSITE	0%	0,43%	0%
DIOPSIDE	0%	0%	0,50%
AUTRES	0,45%	5,47%	0%

Tab. 1 : Cortèges des minéraux lourds des nappes alluviales de la vallée du Sardon.  
Tab. 1 : Heavy minerals of alluviums in the Sardon valley.

«sablier» au coeur du cristal. L'étude au MEB des grains d'olivine a montré que la forme en «sablier» observée est due à des impuretés situées dans des vides dus à des problèmes de cristallisation synmagmatique (photo 3).

Les fragments de lave présents dans la Nappe de la Croix-de-la-Bade ont fait l'objet d'une analyse complète. A l'oeil nu, ils se présentent sous la forme de petits blocs souvent ovoïdes, très denses, d'aspect variqueux et à surface craquelée, au coeur constitué d'une lave noire anthracite à nombreux xénolithes. L'étude en lame montre une roche à structure hyaloporphyrique à tendance microlithique non orientée (Jung, 1977). Les xénolithes présents sont des grains quartzeux polycristallins, des grains formés de feldspaths alcalins, de plagioclases altérés et de micas altérés de type biotite. Les phénocristaux de clinopyroxènes type augite sont très rares. Les microlites de plagioclases (labrador) sont disposés d'une façon quelconque (sans figure de fluidalité). Les cristaux d'olivine, de petite taille, sont abondants et identiques à ceux reconnus dans le cortège minéralogique de la matrice sableuse de la Nappe (aspect zoné, forme en cerceau et inclusions en forme de «sablier»). Nous avons donc des fragments de basalte à olivines et microlites de labrador qui se présentent sous une forme proche de petites bombes issues des projections de Maar (Camus, 1975). L'analyse chimique d'un fragment de lave, réalisée par fluorescence X, caractérise un basalte alcalin dans la classification internationale (Le Bas *et al.*, 1986) (tab. 2).

Il apparaît donc nettement qu'une éruption basaltique à caractère phréatomagmatique a fourni une part importante du matériel constitutif de la Nappe de La Croix-de-la-Bade. Dans la vallée du Sardon, on note que la «part volcanique» est plus importante que dans les deux autres vallées (Morge et Chambaron), que les minéraux libres volcaniques (olivines et clinopyroxènes) et des fragments de basalte possèdent une taille plus élevée et enfin que les fragments de basaltes sont moins roulés en forme de petites bombes typiques des formations de maar. Ce gradient géographique conduit à rechercher un point éruptif basaltique de type maar dans l'environnement proche de la partie amont du cours du Sardon.

	Tuff-ring du Maar de Saint-Hippolyte	Nappe de La Croix-de-la-Bade
SiO <sub>2</sub>	47,39	50,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,3	11,5
MgO	6,76	5,53
CaO	10,3	8,86
Na <sub>2</sub> O	2,97	3,17
K <sub>2</sub> O	1,59	1,89
TiO <sub>2</sub>	2,27	2,23
MnO	0,18	0,18
H <sub>2</sub> O+	0,88	0,63
H <sub>2</sub> O-	0,45	0,29
Total	99,27	101,03

Tab. 2 : Composition chimique de deux fragments de «bombe basaltique» provenant du tuff-ring du maar de Saint-Hippolyte et de la nappe de la Croix-de-la-Bade.

Tab. 2 : Chemistry of two basaltic bombs from Saint-Hippolyte tuff-ring and Croix-de-la-Bade Formation.

## 2.2 - LE MAAR DE SAINT-HIPPOLYTE

A la hauteur de Châtel-Guyon, le Sardon coule à 800m au Nord du centre du cratère de maar de Saint-Hippolyte (Bealon, 1969 ; Baudry et Camus, 1972 ; Camus, 1975). Si l'on observe la disposition du tuff-ring de cet appareil éruptif, on constate qu'il est le plus développé sur la bordure nord-est du cratère (au niveau de la butte du Bechet). Nous avons observé ce tuff-ring en place à moins de 500m du cours actuel du Sardon (fig. n°4). Il est donc hautement probable que, lors de l'éruption du maar de Saint-Hippolyte, les déferlantes basales aient affecté directement la vallée du Sardon et que les retombées se soient dispersées préférentiellement vers le Nord-Est, affectant les vallées du Chambaron et de la Morge. L'analyse du contenu minéralogique des dépôts phréatomagmatiques du maar de Saint-Hippolyte est très proche des cortèges obtenus dans la Nappe de la Croix-de-la-Bade. On note en particulier la forte teneur en olivine qui présente d'ailleurs les mêmes caractères : automorphie, zonation, défauts de cristallisation en forme de «sablier».

L'analyse chimique (tab. 2) d'une bombe provenant du tuff-ring du maar, réalisée par fluorescence X, caractérise un basalte alcalin (à la limite du domaine des trachybasaltes) dans la classification internationale (Le Bas *et al.*, 1986). De plus, l'observation en lame mince caractérise une lave à structure hyaloporphyrique à tendance microlithique non orientée, à xénolithes de grains de quartz et riche en olivines automorphes. Les bombes du tuff-ring du maar de Saint-Hippolyte sont donc de même nature que celles présentes dans la Nappe de la Croix-de-la-Bade.

Ces observations autorisent à conclure que l'éruption du maar de Saint-Hippolyte a fourni le matériel volcanique (minéraux libres, scories et bombes) présent dans la Nappe de la Croix-de-la-Bade.

## 2.3 - IMPLICATIONS

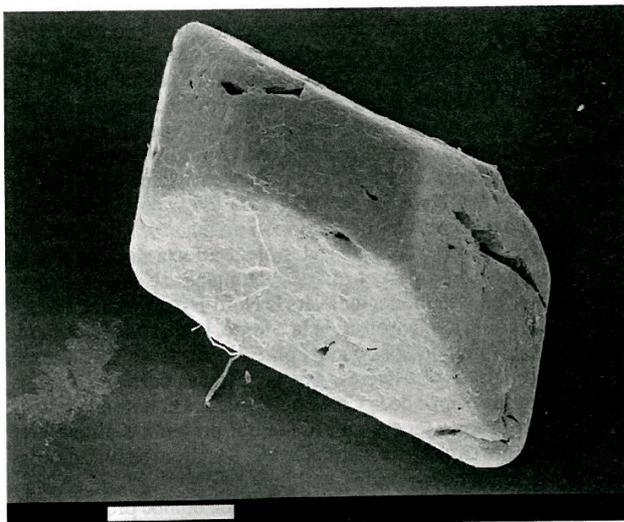
### 2.3.1 - Age de la Nappe de la Croix-de-la-Bade

L'éruption du maar de Saint-Hippolyte a été datée par TL sur les grains de quartz extraits du tuff-ring à 94 000 ± ou - 14 000 avant 1980 (Raynal *et al.*, 1984). La mise en place de la Nappe de la Croix-de-la-Bade (phase alluviale 4) en est contemporaine (ou à peine plus récente). La datation indirecte de cette nappe nous fournit donc un «repère» chronologique au sein des formations alluviales du secteur de la Morge.

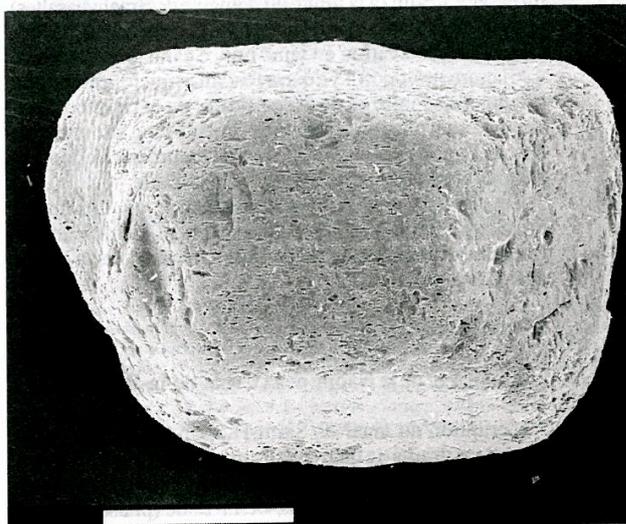
### 2.3.2 - La Nappe de la Croix de la Bade, commande volcanique ou climatique ?

Il est probable qu'une grande partie du matériel de la Nappe de la Croix-de-la-Bade dans les vallées du Chambaron et de la Morge provienne de retombées de panache abondantes dues à l'éruption du Maar de Saint-Hippolyte. En revanche, dans la vallée du Sardon, la situation est différente : la proximité du tuff-ring implique que les déferlantes basales ont dû atteindre la vallée lors de l'éruption. Se pose donc le problème de l'origine de cette formation.

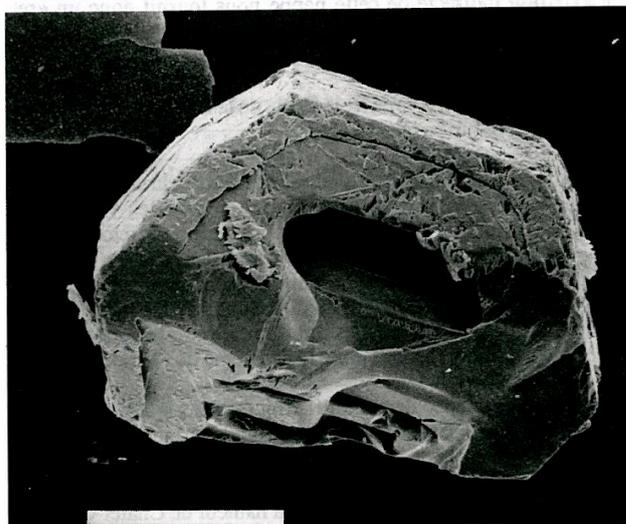
Les coupes dans le tuff-ring (situées à 500m du cours actuel du Sardon) révèlent une épaisseur moyenne de l'ordre de 2m et des souffles explosifs dirigés vers la vallée du Sardon. Il faut donc imaginer que lors de l'éruption du maar, la vallée du Sardon, à la hauteur de Châtel-Guyon, a été envahie par les produits des déferlantes sur une épais-



**Photo 1 : Cristal de clinopyroxène automorphe provenant de la nappe de la Croix-de-la-Bade, M.E.B., grossissement x 17 (trait blanc : 1000  $\mu\text{m}$ ).**  
 Photo 1 : Automorphic clinopyroxene crystal from Croix-de-la-Bade Formation (ESM, x 17).



**Photo 2 : Cristal automorphe d'olivine provenant de la nappe de la Croix-de-la-Bade; on remarque un début d'altération chimique de cet individu développée suivant les clivages, M.E.B., grossissement x 25 (trait blanc : 1000  $\mu\text{m}$ ).**  
 Photo 2 : Automorphic olivine crystal from Croix-de-la-Bade Formation, with a beginning of weathering along the cleavage (ESM, x 25).



**Photo 3 : Olivine automorphe provenant de la nappe de la Croix-de-la-Bade; un défaut de la structure cristalline est visible au centre du cristal (vide), M.E.B., grossissement x 250 (trait blanc : 100  $\mu\text{m}$ ).**  
 Photo 3 : Automorphic olivine crystal from Croix-de-la-Bade Formation, with a defect of structure (void) in the center (ESM, x 250).

seur de l'ordre d'au moins 2m. Cet événement a donc forcément perturbé le cours du Sardon qui a même pu être temporairement barré. La remobilisation de cette masse de produits éruptifs a pu engendrer une sédimentation catastrophique, épicyclastique, constituée essentiellement des produits éruptifs peu roulés, dans la partie aval du cours du Sardon.

La Nappe de la Croix-de-la-Bade dans la vallée du Sardon possède toutes les caractéristiques (natures des matériaux, état de leur évolution, granulométrie, aspect) d'une telle formation épicyclastique. En outre, cette nappe n'est pas étagée, mais emboîtée dans la Nappe des Caillots (fig. n°3), ce qui tendrait à confirmer son étalement dans le lit majeur du Sardon, dont elle a plus ou moins colmaté la partie amont du cours.

Cette mise en place n'obéit pas à une commande climatique, mais témoigne d'une éruption volcanique.

### 2.3.3 - La défluviation du Sardon postérieurement à l'éruption du Maar de Saint-Hippolyte

Grâce, à la cartographie des différentes nappes alluviales nous avons montré l'existence d'une paléovallée et mis en évidence un processus de défluviation (fig. n°4).

Avant le bourg de Saint-Bonnet, le Sardon coule d'Ouest en Est dans une vallée où s'observe un étagement complet des différentes nappes alluviales. Au niveau de Saint-Bonnet, le Sardon forme un coude très marqué vers le Sud pour aller rejoindre le marais de Riom, où il se jette dans l'Ambène. A l'Est de Saint-Bonnet, dans l'axe de la vallée du Sardon avant qu'il ne bifurque vers le Sud, on observe un talweg qui s'étend jusqu'à la localité de Villeneuve. Des travaux ont permis d'observer les nappes alluviales présentes de part et d'autre de cette paléovallée (fig. n°5). On y retrouve la Nappe de Saint-Bonnet sur les deux bords formant terrasse ; en revanche le replat de la Nappe des Caillots n'est pas aussi visible que dans la vallée alluviale. Cependant sur le bord nord de ce talweg, nous avons pu montrer l'existence d'un lambeau de la Nappe de Caillots présentant sur sa bordure sud, en position emboîtée (comme dans la vallée), des lambeaux de la Nappe de la Croix-de-la-Bade. Dans le fond du talweg, des lentilles de sédiment sableux sont présentes, mais leur étude ne permet pas de les rattacher à une Nappe précise. En tout état de cause,

elles présentent un cortège de minéraux différent des Nappes basses présentes dans la vallée actuelle du Sardon.

La mise en évidence de cette paléo-vallée du Sardon à l'Est de Saint-Bonnet, dans laquelle est présente la Nappe de la Croix-de-la-Bade, montre sans ambiguïté qu'une défluviation du Sardon s'est produite postérieurement à la mise en place de la Nappe de la Croix-de-la-Bade (donc de l'éruption du maar de Saint-Hippolyte), c'est-à-dire après 90 000 BP environ. Notons que la faille profonde de la bordure ouest de la Limagne repérée par géophysique (Aubert, 1973) passe à l'aplomb de la zone de défluviation. Le Sardon n'est pas le seul cours d'eau affecté par une défluviation à cette même période, la Morge a elle aussi subi le même sort (Vernet et Paquereau, 1991). Ces défluviations sont vraisemblablement dues à une tectonique qui réactive les systèmes de failles préexistants. Cette «crise tectonique» est peut-être en liaison avec le volcanisme basaltique dispersé qui se développe durant cette période sur la bordure occidentale de la Limagne et dont l'éruption du maar de Saint-Hippolyte fait partie.

### 3 - CONCLUSION

L'étude des cortèges minéralogiques des petits tributaires de rive gauche de l'Allier a permis d'établir des corrélations lithostratigraphiques à travers la plaine de la Limagne dans sa partie septentrionale. Six phases majeures de morphogénèse et de sédimentation fluviatile sont distinguées. Aucune formation ne semble être antérieure à 0,2 Ma. Les marqueurs du volcanisme mondorien ne sont pas présents dans les formations situées en position dominante dans les vallées étudiées. En revanche le volcanisme basaltique de la bordure occidentale de la Limagne d'âge pléistocène moyen et le début de l'activité de la Chaîne des Puys vers 70 ka sont bien enregistrés et concourent à la distinction des différentes phases.

La Nappe de la Croix-de-la-Bade présente dans les trois vallées caractérise la phase alluviale 4. Ses caractéristiques spécifiques permettent de montrer qu'il s'agit d'une formation épicyclastique, issue de la remobilisation des produits éruptifs du maar de Saint-Hippolyte, qui a plus ou moins colmaté la partie amont du cours du Sardon vers 90 000 BP environ. Il ne faut donc pas rechercher une commande climatique pour la mise en place de cette formation,

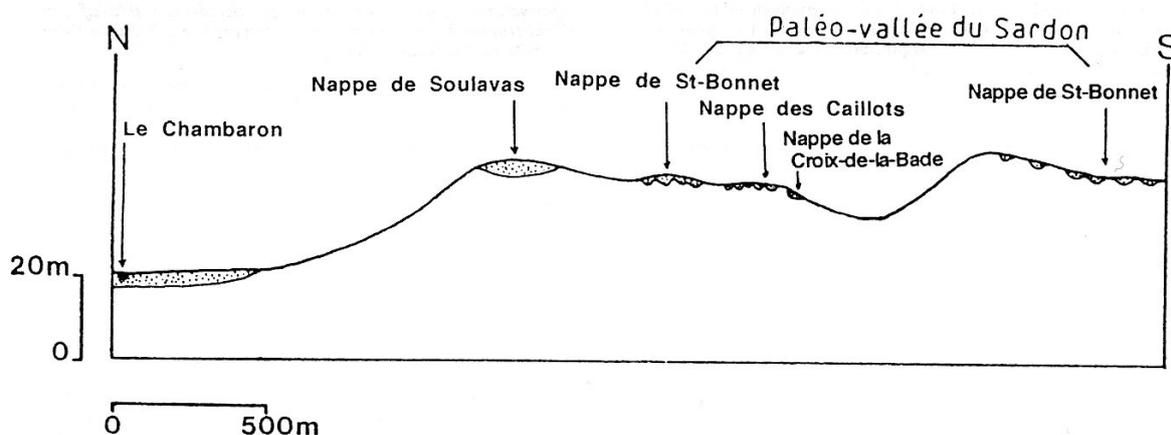


Fig. 5 : Coupe de la paléo-vallée du Sardon.  
Fig. 5 : Cross-section of palaeo-Sardon valley.

mais bien le témoignage d'une éruption volcanique. De tels phénomènes se sont sans doute produits à plusieurs reprises dans l'histoire géologique de l'Auvergne fortement marquée par le volcanisme. Les études des formations alluviales doivent tenir compte de ces phénomènes.

La caractérisation de cette nappe épi-pyroclastique (la Nappe de la Croix-de-la-Bade) permet de mettre en évidence la défluviatation du Sardon et de la situer postérieurement à l'éruption du maar de Saint-Hippolyte donc après 90 000 BP.

Cette étude éclaire l'intérêt qu'il y a de bien caractériser les apports volcaniques au niveau des formations alluviales dans les zones périphériques à des secteurs volcaniques actifs durant le Quaternaire. Ces apports - essentiellement les minéraux denses - contribuent à en fixer une chronologie. Elle permet également de montrer l'impact non négligeable d'une éruption phréatomagmatique sur le réseau hydrographique local et débouche sur une bonne caractérisation d'un bassin versant dans sa globalité et donc des environnements fréquentés par les populations animales et humaine.

### BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT, M., 1973 - Apport de l'aéromagnétisme à la connaissance de la Chaîne des Puys de la Limagne. *Rev. d'Auvergne*, 87, (3), 161-169.
- BAUDRY, D. & CAMUS, G., 1972 - Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. *Bull. B.R.G.M.*, 2, II, 2, 1-53.
- BEALON, A., 1969 - *La bordure de la Limagne entre Nohanent et Châtel-Guyon*. Mémoire de Maîtrise, Institut de Géographie, Clermont-Ferrand, 106 p.
- CAMUS, G., 1975 - La Chaîne des Puys : étude structurale et volcanologique. *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont*, 56, Géol. Minéral., (28), 322 p.
- CAMUS, G., DE GOER DE HERVE, A., KIEFFER, G., MERGOIL, J. & VINCENT, P.M., 1983 - Volcanologie de la Chaîne des Puys (Massif Central français). *Notice et carte, 2ème Ed. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, découverte de la nature*, 8, 112 p.
- GARDE, G., 1931 - Les anciens cours de l'Allier et de ses affluents sur la carte de Gannat, pendant le Pliocène supérieur et durant le Quaternaire. *Rev. d'Auvergne*, 45, 63-65.
- GIOT, D., CLOZIER, L. & FLEURY, R., 1978 - Manifestations tectoniques récentes (quaternaires) en Limagne d'Allier (Massif Central, Puy-de-Dôme, Allier). *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, 2., 149-155.
- GOER DE HERVE de, A., 1984 - L'âge des éruptions de la Chaîne des Puys : 25 ans de mesures radiochronométriques. In Jubilé H. Pelletier, *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, 50, (1. 2. 3. 4.), 167-177.
- JUNG, J., 1976 - *Précis de pétrographie : roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives*. Masson Ed., troisième édition, Paris, 327 p.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on a total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, 745-750.
- MARTINI, J., 1970 - Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le Sud-Est de la France et la Suisse occidentale. *Archives de Sc. de Genève*, 23, 641-674.
- MEILHAUD, R., 1956 - *Les minéraux lourds des alluvions néogènes et quaternaires de l'Allier à hauteur de Clermont-Ferrand*. D.E.S. Sc., Univ. de Clermont-Ferrand, 40 p.
- PASTRE, J.F., 1982 - Contribution à l'étude des formations volcaniques et alluviales de la basse Couze Chambon (Massif Central français). *Bull. de l'A.F.E.Q.*, 13-27.
- PASTRE, J.F., 1986 - Les alluvions de l'Allier en Limagne et le volcanisme régional (Massif Central, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, série II, (8), 731-736.
- PASTRE, J.F., 1987 - *Les formations plio-quaternaires du bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif Central, France)*. Thèse de l'Univ. de Paris VI, U.E.R. 63, 4 tomes, 706 p.
- PELLETIER, H., 1964 - Contribution à l'étude des nappes minces d'alluvions anciennes situées au Sud-Est de la Limagne. *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, 30, 78-94.
- PELLETIER, H., 1965 - Sur les minéraux lourds de quelques sables quaternaires de la Limagne. *Cahiers géologiques*, 75-76, 857-865.
- PELLETIER, H., 1970 - Sur quelques sables de la région Riommoise. *Bull. Hist. Sc. de l'Auvergne*. LXXXIV, 627.
- PELLETIER, H., 1971 - *Sur les minéraux lourds transparents des alluvions anciennes et récentes de la Limagne d'Auvergne*. Thèse Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand, 76 p.
- RAYNAL, J.P., DAUGAS, J.P., PAQUEREAU, M.M., GUADELLI, J.L., MARCHIANTI, D., MIALLIER, D., FAIN, J. & SANZELLE, S., 1984 - Le maar de Saint-Hippolyte (Puy-de-Dôme, France) : datation par thermoluminescence, flores et faunes fossiles, présence humaine, climatologie et dynamique du système paléo-lacustre. In Jubilé H. Pelletier, *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, 50, (1. 2. 3. 4.), 97-114.
- VERNET, G., RAYNAL, J.P., MIALLIER, D., PILLEYRE, T., FAIN, J., SANZELLE, S. & MONTRET, M., 1990 - La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, (II), 1077-1082.
- VERNET, G. & PAQUEREAU, M.M., 1991 - Le cours moyen de la Morge et de ses affluents (Puy-de-Dôme, France) au Pléistocène : éléments de chronologie et de paléoenvironnement, in Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes, Actes des Symposiums 11 et 17, 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, 1986, *Cahiers du Quaternaire*, 16, 431-449.
- VERNET, G., 1992 - *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif Central français) : minéraux denses et retombées*. Thèse de l'Université de Bordeaux 1, 335 p.

## Sédiments, tephtras et pollens dans le complexe de Solheilac (Blanzac, Haute-Loire)

*Sediments, tephtras and pollens in the Soleilhac Complex (Blanzac, Haute-Loire)*

Jean-Paul Raynal<sup>1</sup> et Gérard Vernet<sup>2</sup> avec la collaboration de Marie-Madeleine Paquereau<sup>3</sup> et Geneviève Papy<sup>1</sup>

**Résumé :** au cours du Pléistocène moyen, le paléolac de maar de Soleilhac et sa bordure ont été le siège d'une sédimentation détritique commandée par les alternances climatiques et entrecoupée d'arrivées téphriques exotiques résultant de l'activité plinienne des Monts Dore ou d'éruptions phréatomagmatiques locales, pour certaines remaniées. La partie sommitale des dépôts du Complexe de Soleilhac, qui contient les niveaux archéologiques, montre la transition d'une période tempérée majeure à une phase glaciaire très sévère, sans indice d'activité volcanique locale.

**Mots-clés :** Pléistocène moyen, Velay, maar, lac, tephtras ponceux, tephtras basaltiques, interglaciaire, glaciaire.

**Abstract:** Middle Pleistocene climatic variations and volcanism, both plinian eruptions of the Monts Dore and local phreatomagmatic activity, have controlled the sedimentation in the maar paleo-lake of Soleilhac and on its margin. Top of the sequence, named Soleilhac Complex, contains archaeological layers and reveals a climatic evolution from a major interglacial phase to a glacial period.

**Keywords:** Middle Pleistocene, Velay, maar, lake, pumice, basaltic tephtras, interglacial, glacial.

Soleilhac (ou Solilhac) est le nom d'une ferme de la commune de Blanzac située à sept kilomètres au Nord - Nord-Ouest du Puy en Velay (Haute-Loire). Elle occupe le fond d'une vaste dépression semi-circulaire dominée à l'Est par le volcan Tarsoux et le plateau de Rachac, ouverte à l'Ouest sur le Chalon, affluent de rive gauche de la Loire (figure 1).

Les dépôts quaternaires affleurants sont fossilifères (Robert, 1829) et F. Robert, A. Aymard et M. Tournaire les considéraient comme le résultat d'éruptions boueuses (*in* Boule, 1892, p. 211). M. Julien (1886) y voyait des moraines. M. Boule pensait à «une sorte de lac produit par un barrage basaltique» dans lequel les «produits de désagregation des plateaux environnants ont formé de petits cônes de déjection à l'entrée de tous les ravins» (1892, p. 212) ; plus récemment, P. Bout (1960) reprenait l'hypothèse de M. BOULE et attribuait l'origine du barrage à la coulée de Rochelimagne. Sans approuver totalement P. Bout, E. Bonifay donnait ensuite une interprétation dynamique et paléoclimatique des dépôts : il attribuait les brèches de base à une formation cryonivale et considérait le reste de la série comme lacustre, à l'exception des termes sommitaux témoins d'une activité volcanique ré-

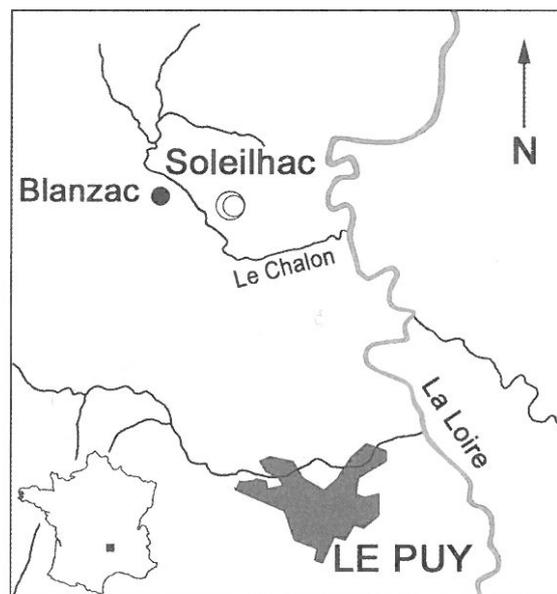


Figure 1 : carte de localisation.

1. Université de Bordeaux 1, Institut de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire, UMR 5808 et GDR 1122 CNRS, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France.

2. 7 rue du Mont Mouchet, 63320 Chadeleuf, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales (AFAN), UMR 6042 et GDR 1122 CNRS.

3. Université de Bordeaux I, Institut du Quaternaire, URA 133 CNRS - Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France.

cente (Bonifay et Tiercelin, 1977). L'existence d'un maar à Soleilhac fut ensuite proposée (Mergoïl *et al.*, 1979). Elle permettait d'expliquer la genèse de dépôts lacustres d'extension limitée et la micro-tectonique mise en évidence lors des fouilles. Les sondages profonds effectués depuis ont confirmé et compliqué cette conception (Bonifay et Mergoïl, 1988) qui permet de rendre compte de la morphologie actuelle, de la totalité des faciès observés ainsi que de leur disposition.

On rappelle ci-après brièvement les principales caractéristiques de la sédimentation dans un lac de maar (Raynal, 1987) et on procède à la description des différentes unités du point de vue sédimentologique, téphrique et du contenu pollinique.

### 1. Evolution d'un lac de maar

Les explosions phréatomagmatiques de type maar créent des cratères circulaires à flancs abrupts, bordés d'un croissant - voire d'un anneau - de pyroclastites et propices au développement de plans d'eau lacustres. Leur formation et leur durée de vie dépendent de l'alimentation en eau, de la sédimentation détritique et de la présence d'exutoire(s). Si les deux premiers facteurs sont largement dépendants des paléoclimats et commandent les processus de comblement, le jeu des exutoires reste en grande partie aléatoire (érosion régressive, tectonique...)

On distingue trois étapes dans la vie d'un lac de maar (Raynal *et al.*, 1984) :

- phase pro-lacustre : montée du plan d'eau jusqu'à son maximum et début du comblement progressif de la dépression,
- phase pléni-lacustre : plan d'eau au maximum, possibilité de création d'exutoire(s), poursuite du comblement,
- phase tardi-lacustre : le comblement s'achève, le plan d'eau peut rester à sa cote maximum ou s'abaisser progressivement : on assiste à l'érosion des dépôts antérieurs avec possible étagement de plages ; l'assèchement progressif peut être suivi de la formation de tourbière. La plupart des lacs actuels du Velay (Bouchet, Issarlès, Saint-Front...) sont en phase pléni-lacustre ou tardi-lacustre ; nombreux sont ceux ayant évolué en tourbières (La Sauvetat, Landos, Limagne, Chaudeyrolles...).

De la périphérie du lac à son centre, trois zones sont le siège de processus sédimentaires et diagénétiques synchrones :

- le cœur de lac, où prédomine une sédimentation calme (silts, sablons, tephra en retombée directe, argiles, carbonates...) plus ou moins organogène, entrecoupée de turbidites, parfois de passées de graviers. La structure est le plus souvent rythmique,
- l'anneau détritique, ou banquette périphérique (Bout, 1970) ou prisme littoral (Bonifay et Truze, 1984a et b), est le siège d'une sédimentation généralement plus grossière. Il se raccorde avec la zone de cœur de lac par un talus plus ou moins abrupt et présente généralement une structure progradante de type «deltaïque». Les projections de maar constituent la source principale d'alimentation en matériaux détritiques et la morphologie du croissant de pyroclastites commande une disposition dissymétrique de

l'anneau qui peut être compensée ou exagérée par les apports d'affluents.

- le péri-lac : la sédimentation présente ici un caractère plus spasmodique, dépôts d'affluents et/ou de versant (alluvions, éboulis, colluvions, produits de gélifluxions...) alternant avec le développement de profils pédologiques ; elle s'interface avec l'anneau détritique par un système de plages.

Dans le cas idéal d'un lac de maar sans affluent et dont les projections constituent le seul bassin versant, la quasi-totalité des éléments du remplissage, excepté les apports éoliens, existent dans l'anneau de pyroclastites : l'interprétation des faciès en termes de climatologie se doit alors d'être nuancée. Les éruptions phréatomagmatiques se produisent cependant dans des situations topographiques variées qui compliquent souvent la nature du bassin versant et la sédimentation est celle d'un lac ordinaire.

### 2. Le Complexe de Solheilhac

En accord avec les règles formelles de la lithostratigraphie (Salvador, 1994), les dépôts étudiés sont provisoirement dénommés *Complexe de Soleilhac*. En son sein, la notation de détail retenue n'a pas de signification séquentielle dynamique mais respecte la description archéologique et la nomenclature des publications précédentes.

Les dépôts se sont mis en place dans l'anneau détritique pendant la fin de la phase pléni-lacustre et la phase tardi-lacustre, à l'interface entre le domaine lacustre et le péri-lac (Raynal, 1987). Seules les grandes lignes de la lithostratigraphie générale du gisement seront rappelées ici et on s'attachera plus particulièrement à la description des faciès de l'anneau détritique et des atterrissements sus-jacents. Six ensembles majeurs ont été définis, notés F à A, du plus ancien au plus récent (E. Bonifay *et al.*, 1976) :

- Ensemble F : pyroclastites en place ou remaniées sur la pente interne du cratère, puissance d'ordre métrique à décamétrique.
- Ensemble E : argiles bleues et marnes, puissantes de plusieurs dizaines de mètres vers le centre du lac.
- Ensemble D : «sables roux», commencent par des intercalations silteuses et argileuses au sein du sommet de E et passent ensuite à des sédiments grossiers sableux et graveleux. Leur puissance est d'une dizaine de mètres.
- Ensemble C : ce sont des sables gris, plus ou moins grossiers et graveleux, d'une puissance moyenne d'un mètre. Ils contiennent l'essentiel de la faune et l'industrie préhistorique.
- Ensemble B : alternance de sables graveleux et de sapropels, puissance d'environ trois mètres.
- Ensemble A : colluvions anciennes et coulées de blocs, d'une puissance d'environ cinq mètres.

Cette succession a été largement précisée depuis en divers secteurs par des sondages à la pelle mécanique et des forages.

Les sondages carottés S1 et S2 de 1983 ont en particulier révélé que plusieurs panneaux de brèche de maar (F) viennent s'intercaler dans E et entre D et E et une interpréta-

tion du système volcano-sédimentaire faisant intervenir deux structures de type maar emboîtées a alors été proposée (Bonifay et Mergoil, 1988).

Une retombée poncéeuse directe a en outre été identifiée dans le sondage SI (Teulade, 1985, 1988, 1989) ; cette téphra a été corrélée avec les «ponces supérieures du Sancy» (Cantagrel et Baubron, 1983) et plus particulièrement avec la nappe de ponces de Neschers que diverses méthodes de datation situaient vers 0,8 M.a. avant que ne soit proposée une date  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  de  $0,58 \pm 0,02$  M.a. (Lo Bello *et al.*, 1987), résultat récemment confirmé par un âge TL de  $0,52 \pm 0,04$  M.a. obtenu par application de la thermoluminescence du pic rouge du quartz (Pilleyre, 1991).

La tranchée sud et le sondage sud-est de 1980 ont permis une approche *de visu* des ensembles D à A. La numérotation des ensembles utilisée ci-après est celle utilisée lors des campagnes de terrain (1978-1980) et n'a pas été actualisée : quelques divergences avec la notation de E. Bonifay subsistent en particulier pour les ensembles A et B. La succession suivante a été établie (figure 2) :

- Ensemble D : «sables roux» à passées argileuses vers le bas, puissance reconnue 2,50 m, sommet généralement oxydé.

- Ensemble C : sables gris, 0,50 m, nombreux lits d'oxydes à la base.

- Ensemble B avec de la base au sommet :

- sapropel B7, 0,20 m de puissance moyenne, présentant dans le sondage sud-est de nombreux fuseaux de sables gris et passant vers le Sud à une argile brune ; vers l'Ouest, B7 surmonte C mais les contacts pourraient également laisser envisager un passage latéral de B7 à C,

- sables jaunes à passées sapropéliques, B6, 0,60 m. Les grains de la fraction grossière sont très roulés et on note la présence de fragments de brèche de maar,

- lit argileux sapropélique B5, 0,05 m,

- sables B4, 0,50 m. La fraction grossière est assez peu roulée et comporte de très nombreux quartz et éléments du socle sub-anguleux dans la classe des granules,

- sables B3, 0,70 m. La fraction grossière présente les mêmes caractères qu'en B4,

- sapropel B2, 0,20 m, montrant de nombreuses déformations (figures de charge) et des indices de glissement en masse vers le Sud-Est,

- sables limono-argileux B1, 1,00 m. La fraction grossière est peu roulée et on note de très nombreux éléments du socle dans toutes les classes.

- Ensemble A avec de la base au sommet :

- «convoi de blocs» basaltiques A2, puissance 1,30 m, avec une semelle de sédiments argileux en grande partie d'origine oligocène sur 0,30 m,

- colluvions A'1, 0,80 m, fraction grossière riche en fragments de basalte (lave et scories) accompagnés d'éléments du socle, peu émoussés à anguleux. Ces colluvions passent vers le Nord (coupe est) à des dépôts plus fins vraisemblablement lacustres,

- colluvions grossières A1, 1,40 m. La fraction grossière est très abondante au sommet, peu ou pas émoussée, toujours dominée par les produits basaltiques mais on note la présence d'éléments du socle parfois volumineux,

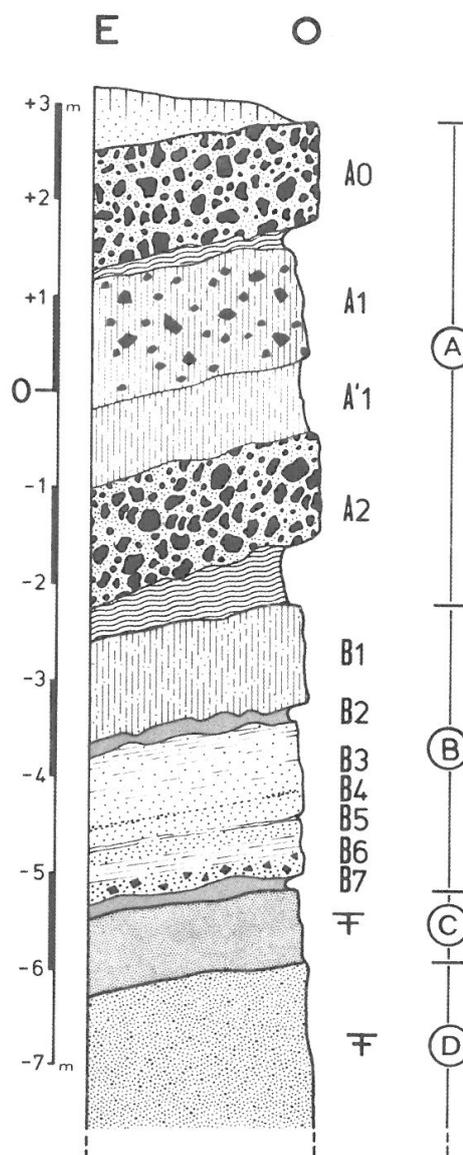


Figure 2 : Log synthétique de la partie supérieure du Complexe de Soleihac établi dans la tranchée sud et le sondage sud-est en 1980 (levé J.P. Raynal).

- «convoi de blocs» basaltiques A0, 1,40 m, avec sur 0,20 m une semelle de matériaux argileux en grande partie d'origine oligocène .

Ces dépôts sont surmontés de colluvions récentes qui portent le sol actuel. Le pendage général à partir de l'ensemble C varie de dix à vingt degrés vers le Sud-Est.

Des déformations souples et cassantes ont été observées dans les dépôts :

- le sommet de l'ensemble D montre des plications qui ont été interprétées comme pouvant résulter d'un mécanisme de solifluxion (Bonifay *et al.*, 1976) mais pourraient également traduire un phénomène de *slumping* ou représenter des figures de charge.

- l'ensemble C et l'ensemble B (B3 à B6) présentent des déformations en poches et festons dont l'origine (cryogénique ?) devra être confirmée par une étude micromorphologique ultérieure. Les déformations des unités B2 et B7 peuvent être la conséquence de glissements en masse et certaines sont des figures de charge.

- le sommet de l'ensemble D et l'ensemble C sont parcourus de micro-failles subverticales orientées Nord-Est - Sud-Ouest, de rejet décimétrique (Bonifay *et al.*, *op. cit.*) ; elles résultent très vraisemblablement de tassements au sein des diatrèmes, postérieurement au dépôt de l'ensemble C contenant l'occupation humaine et antérieurement à la mise en place de l'ensemble B (figure 3).

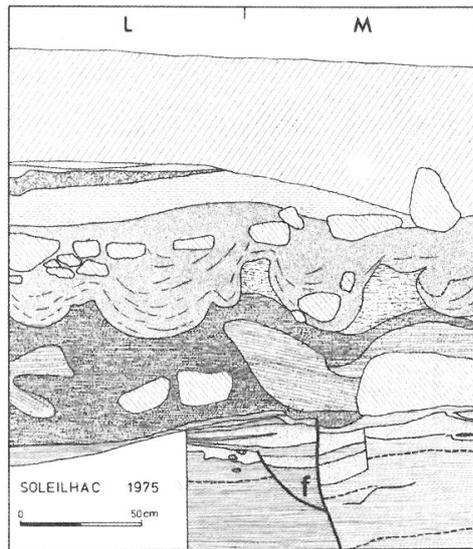


Figure 3 : déformations souples et cassantes dans les ensembles D et C de Soleilhac-centre d'après un levé de E. Bonifay (1975).

### 3. Résultats analytiques

Suite à un échantillonnage mené de 1978 à 1981 par l'un d'entre nous (J.P.R.) sur les coupes sud et sud-est du site et dans la tranchée nord, il a été procédé à une analyse sédimentologique classique, à l'examen d'échantillons orientés en lame mince et à l'analyse des palynoflores (M.M.P.). En 1995, il a été procédé (J.P.R. et G.V.) à l'échantillonnage des carottes des sondages S1 et S2 et à leur étude sédimentologique, microfaciologique et téphrologique partielle.

Les spectres polliniques ont été établis après traitement des échantillons à l'Institut du Quaternaire de l'Université de Bordeaux 1 par les méthodes classiques d'attaques acides et de concentration à l'aide de liqueurs denses. Les compositions granulométriques ont été établies sur la fraction fine (<2mm) du sédiment par tamisage mécanique, méthode densimétrique et par microgranulométrie laser (Malvern 2600) à l'Institut de Préhistoire et de géologie du Quaternaire de l'Université de Bordeaux 1. Les paramètres et indices granulométriques sont pour la plupart présentés en unités phi ( $\Phi$ ) (Inman, 1952). La nature des minéraux argileux a été établie par diffractométrie X à l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine de l'Université

de Bordeaux 1 et à l'Institut de géodynamique de l'Université de Bordeaux 3. Les microfaciès ont été décrits à partir de lames minces de grand format réalisées à l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon et à l'Institut de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire de l'Université de Bordeaux 1, après imprégnation d'échantillons orientés par la méthode de Guilloire (1985).

Les résultats concernant le site de Soleilhac-centre et la sondage S2 sont présentés par ensemble, du plus ancien au plus récent ; ceux concernant le sondage S1 sont exposés séparément. Les données analytiques sont résumées dans les tableaux 1 et 2.

### 3.1. Ensemble E

#### 3.1.1. Sédiments

Les échantillons 45a à 45v prélevés dans la carotte S2 entre 46,00 et 54,40 mètres de profondeur permettent une bonne caractérisation de cet ensemble (tableau 1, figure 4).

Les dépôts sont de texture silto-sablo-argileuse ( $Md_{\phi} = 8,05$  à  $5,20$ ), le plus souvent bien classés ( $\sigma_{\phi} = 0,80$  à  $1,95$ ), à sablo-silto-argileuse ( $Md_{\phi} = 2,65$  à  $3,95$ ) avec un assez mauvais classement ( $\sigma_{\phi} = 2,42$  à  $3,05$ ).

Le niveau 45u, échantillonné entre 53,65 et 53,75 m, révèle en lame mince, dans une matrice argileuse, la présence de fragments arrondis de basalte à olivine, de fragments anguleux de granite à biotite, de «galets mous» de sédiment sableux et de sapropel. Les scories noires sont rares et de taille millimétrique.

Les échantillons 40b à 42, prélevés entre 34,10 et 35,70 m, mais séparés des précédents par un panneau de tuff-ring, appartiennent sans doute également à l'ensemble D : leur composition granulométrique est identique (tableau 1, figures 5, 6 et 9).

#### 3.1.2. Téphras remaniés

Le niveau 45e du sondage S2, échantillonné entre 47,30 et 47,40 m de profondeur, présente en lame mince des scories noires (35 %) et des xénoclastes de basalte à olivine (15 %) et de socle (granite à biotite et minéraux libres du socle) (50 %), dans une matrice argileuse. Il s'agit d'une retombée basaltique remaniée, de texture sablo-silto-argileuse, à médiocre classement ( $Md_{\phi} = 4,25$ ,  $\sigma_{\phi} = 3,39$ ). Il en est de même pour le niveau 45g ( $Md_{\phi} = 2,65$ ,  $\sigma_{\phi} = 3,05$ ) (figure 6).

Le niveau 45u, échantillonné entre 52,50 et 52,60 m, est également un téphra basaltique remanié. En lame mince, on note, dans une matrice argileuse, la présence d'un petit bloc de basalte à olivine (long 45 mm), de «galets mous» de sédiment sableux, de scories noires fraîches (diamètre maximum = 15 mm), de fragments arrondis de basalte à olivine et de fragments anguleux de granite à biotite.

#### 3.1.3. Faciès de tuff-ring

Les dépôts de l'ensemble E dans le sondage S2 sont surmontés par un ensemble de niveaux de tuff-ring qui présentent des caractéristiques bien particulières.

Le niveau 44 montre en lame mince des scories noires et des xénoclastes de basalte à olivine et de granite à biotite.

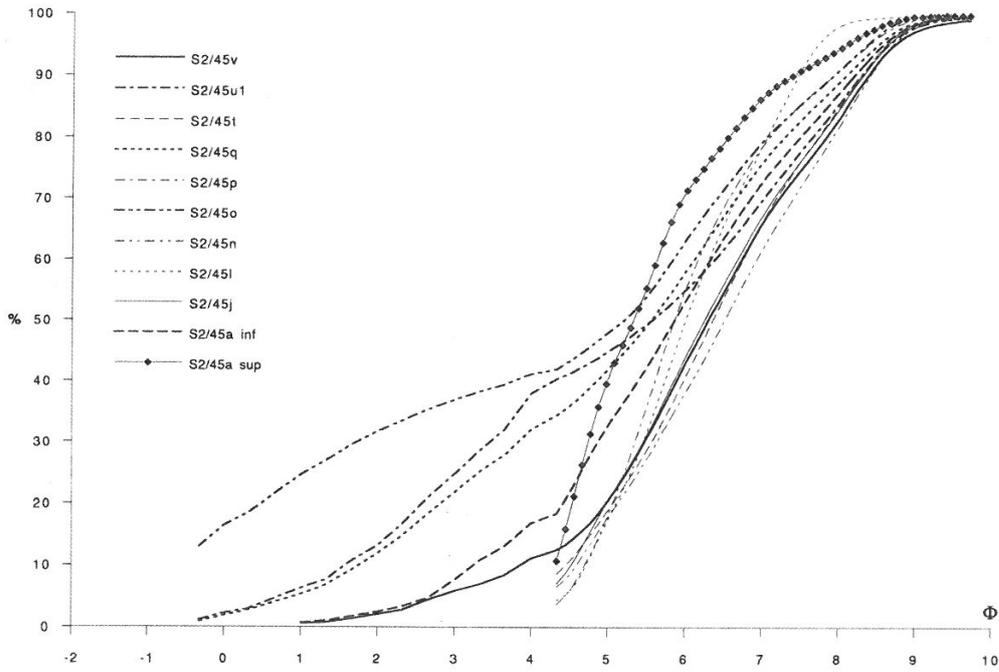


Figure 4 : granulométrie globale des niveaux 45a à 45v du sondage S2.

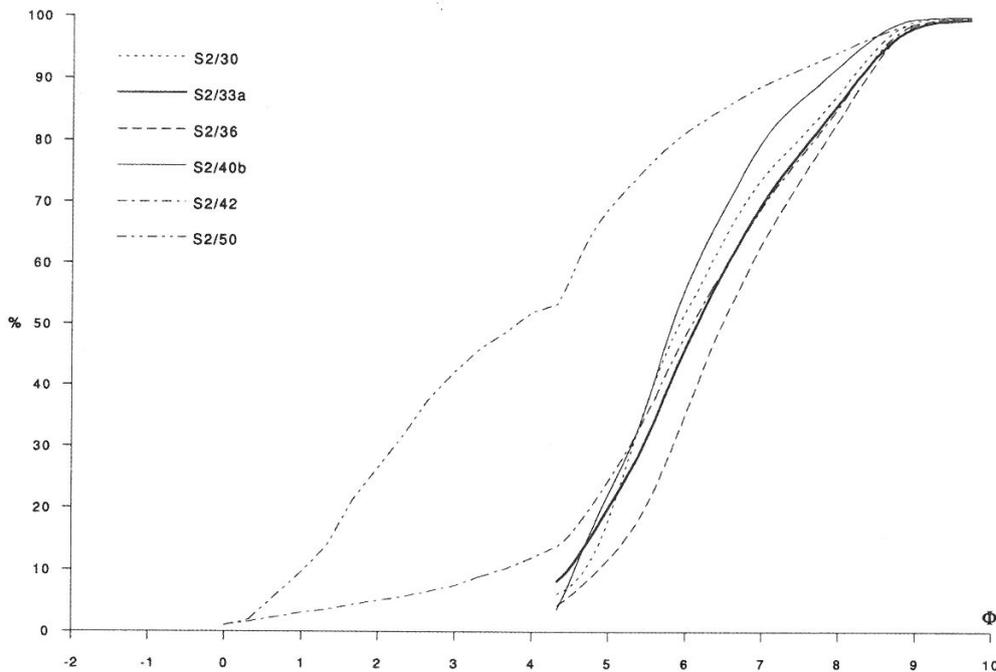


Figure 5 : granulométrie globale des niveaux 30, 33a, 36, 40b, 42 et 50 du sondage S2.

La proportion des xénoclastes est importante (plus de 50 %). L'un d'entre eux (basalte à olivine) atteint la taille de 28 mm. Certains grains présentent une fine couche de produits cendreaux sur leurs bords pouvant représenter un

stade initial d'accrétion, structure en pseudo-sable fréquente dans des dépôts d'éruptions phréatomagmatiques (Moore et Peck, 1962 ; Walker, 1971 ; Fisher et Schmincke, 1984 ; Cas et Wright, 1992 ; Vernet *et al.*, 1997).

Stratigraphie				Granulométrie des fines			Paramètres d'Inman (1952)				
Sondage	Ensemble	Unité	Prof. éch. m	% sables	% silts	% argiles	Φ16	Φ84	Φ50	σΦ	αΦ
S1	A	23	8,30/8,35	79,87	18,92	1,21	-0,10	4,85	0,13	2,48	1,87
S1	Lacustre	31	15,10/15,15	1,83	74,52	23,65	5,60	8,35	7,00	1,38	5,05
S1	Lacustre	33	15,74/15,80	69,70	26,30	4,00	-0,15	5,80	1,45	2,98	1,41
S1	Lacustre	35	16,80/16,82	9,00	80,04	10,96	4,70	7,70	6,13	1,50	4,18
S1	Lacustre	39	19,30/19,35	5,63	79,53	14,84	5,10	7,96	6,34	1,43	4,70
S1	Lacustre	40b	20,80/20,85	90,30			-0,25	2,65	0,76	1,45	1,13
S1	Lacustre	40b	20,85/20,95	93,10		9,70 6,90		1,85	0,27		
S1	Lacustre	41	21,15/21,20	4,87	77,86	17,27	5,20	8,15	6,60	1,48	4,58
S1	Lacustre	45	22,30/22,37	10,67	76,81	12,52	4,95	7,80	6,11	1,43	4,66
S1	Lacustre	46	22,40/22,42	89,36	10,03	0,61	0,40	3,00	1,57	1,30	1,41
S1	Lacustre	52	23,32/23,38	2,73	78,52	18,75	5,25	8,15	6,72	1,45	4,61
S1	Lacustre	59	25,50/25,53	66,10	30,40	3,50			2,00		
S2	A	2	0,84/0,88	50,57	44,82	4,61	0,25	6,45	3,95	3,10	0,89
S2	A	2	1,66/1,70	51,43	43,19	5,37	0,35	6,45	3,85	3,05	0,97
S2	A	6	3,85/3,90	65,80	31,68	2,52	0,10	5,60	2,48	2,75	1,17
S2	A	7	4,30/4,35	59,13	37,75	3,12	0,45	6,05	2,96	2,80	1,26
S2	A	8	4,85/4,90	56,73	39,55	3,71	0,95	6,25	3,45	2,65	1,42
S2	A	9	5,15/5,20	60,30	36,47	3,23	0,85	6,05	3,25	2,60	1,40
S2	A	10	6,60/6,65	64,63	32,85	2,52	0,45	5,60	2,76	2,58	1,28
S2	A	11	8,05/8,10	82,33	16,60	1,07	0,10	4,30	1,60	2,10	1,33
S2	A	12	9,15/9,20	72,70	24,74	2,56	0,10	5,35	2,05	2,63	1,30
S2	A	13	9,50/9,55	68,57	28,56	2,88	-0,06	5,70	2,40	2,88	1,13
S2	A	14	9,95/10,00	61,10	35,05	3,85	0,75	5,65	3,25	2,45	1,29
S2	A	15	10,25/10,30	73,77	23,94	2,29	0,25	5,15	1,85	2,45	1,45
S2	A	15bis	10,45/10,65	66,47	30,08	3,45	0,40	5,90	2,45	2,75	1,40
S2	A	21	17,20/17,30	73,78	24,16	2,06	0,58	5,15	2,30	2,29	1,50
S2	A	21	17,35/17,40	76,30	21,81	1,89	0,50	4,95	2,05	2,23	1,53
S2	B	28b	24,07/24,10	24,60	63,65	11,75	2,20	7,65	5,55	2,73	1,58
S2	B	29b	24,35/24,38	26,13	63,47	10,40	2,05	7,50	5,55	2,73	1,47
S2	B	29d	24,75/24,80	35,27	55,53	9,20	1,45	7,30	5,25	2,93	1,20
S2	B	30	25,55/25,60		88,21		4,95	7,75	5,90	1,40	4,86
S2	C?	31	26,10/26,20	75,40	22,25	2,35	0,55	5,35	1,85	2,40	1,69
S2	C?	33a	26,85/26,90		86,54		4,80	7,85	6,15	1,53	4,26
S2	D	33c	27,30/27,40	83,07	15,74	1,19	-0,21	4,40	0,90	2,31	1,43
S2	D	34	27,50/27,60	81,00	17,82	1,18	0,55	4,94	1,60	2,20	1,77
S2	D	34	28,20/28,25	80,17	18,84	0,99	1,87	4,70	2,84	1,42	2,64
S2	D	35	28,60/28,65	94,07	5,56	0,37	-0,02	2,48	1,13	1,25	1,06
S2	D	36	29,35/29,40		84,04		5,28	8,05	6,48	1,39	4,95
S2	D	37	29,78/29,82	94,87	4,84	0,29	0,68	2,56	1,60	0,94	1,74
S2	E?	40b	34,10/34,15		92,42		4,78	7,25	5,82	1,24	5,03
S2	E?	40c	34,45/34,50	35,63	57,60	6,77	2,78	7,10	5,15	2,16	2,19
S2	E?	40d	34,85/34,90	60,60	35,56	3,84	2,30	6,30	3,05	2,00	2,78
S2	E?	42	35,60/35,70	11,97	74,12	13,91	4,55	7,90	6,08	1,68	3,80
S2	E	45a	46,00/46,05		94,50		4,46	6,82	5,33	1,18	5,04
S2	E	45a	46,07/46,10	16,77	70,82	12,41	3,90	7,80	5,90	1,95	2,97
S2	E	45b	46,18/46,25	56,77	38,34	4,89	0,60	6,70	3,56	3,05	1,23
S2	E	45d	47,10/47,18	41,00	45,37	13,63	0,68	7,86	5,45	3,59	0,86
S2	E	45e	47,30/47,40	49,60	44,78	5,62	0,42	6,80	4,25	3,19	0,93
S2	E	45g	47,80/47,90	61,90	34,14	3,96	0,30	6,40	2,65	3,05	1,33
S2	E	45j	48,25/48,30		85,02		4,80	7,98	6,26	1,59	4,10
S2	E	45k	48,45/48,50	51,13	42,72	6,15	1,92	6,75	3,95	2,42	1,95
S2	E	45l	48,90/48,95		98,23		4,94	7,23	6,00	1,15	5,39
S2	E	45n	50,20/50,25		82,38		4,90	8,10	6,52	1,60	4,05
S2	E	45o	50,90/50,95	41,13	49,99	8,88	0,00	7,40	5,20	3,70	0,59
S2	E	45p	51,10/51,15		91,09		4,94	7,40	5,87	1,23	5,26
S2	E	45q	51,40/51,45	32,00	57,21	10,79	2,45	7,60	5,56	2,58	1,74
S2	E	45s	51,85/51,90	61,23	34,40	4,37	1,40	6,25	3,02	2,43	1,91
S2	E	45t	52,30/52,35		85,37		4,85	7,95	6,35	1,55	4,16
S2	E	45u/1	52,60/52,65	37,93	47,93	14,14	2,30	7,90	5,60	2,80	1,64
S2	E	45v	54,35/54,40	11,07	72,40	16,53	4,70	6,30	8,05	0,80	3,69
S2	Oligocène	50	66,60/66,65	51,97	42,64	5,39	1,45	6,30	3,80	2,43	1,63

Tableau I.

Le niveau 38 possède des caractéristiques très proches. On retrouve en effet les mêmes scories noires et xénoclastes de basalte à olivine et de granite à biotite. La proportion des xénoclastes est importante (environ 50%). La matrice est grossière et souvent indurée. Cette similitude de composition pose problème lors de l'interprétation de certains des niveaux considérés *a priori* comme des téphras.

Il est en effet normal que des produits d'éruptions phréatomagmatiques proches arrivant dans le lac de Soleilhac possèdent les mêmes caractéristiques que les produits du maar de Soleilhac : identité des produits ju-

véniles (scories noires peu vésiculées plus ou moins anguleuses), forte proportion de xénoclastes de nature identique (basalte à olivine et granite à biotite) et présence de grains à structure en pseudo-sable. Mais le démantèlement du tuff-ring de Soleilhac peut également aboutir à la sédimentation détritique locale de produits identiques.

L'impossibilité de distinguer les produits issus du tuff-ring du maar de Soleilhac de ceux pouvant provenir des explosions de maars voisins (ou tout du moins d'éruptions à caractère phréatomagmatique proches) impose donc la prudence lors de l'interprétation des niveaux téphriques rencontrés.

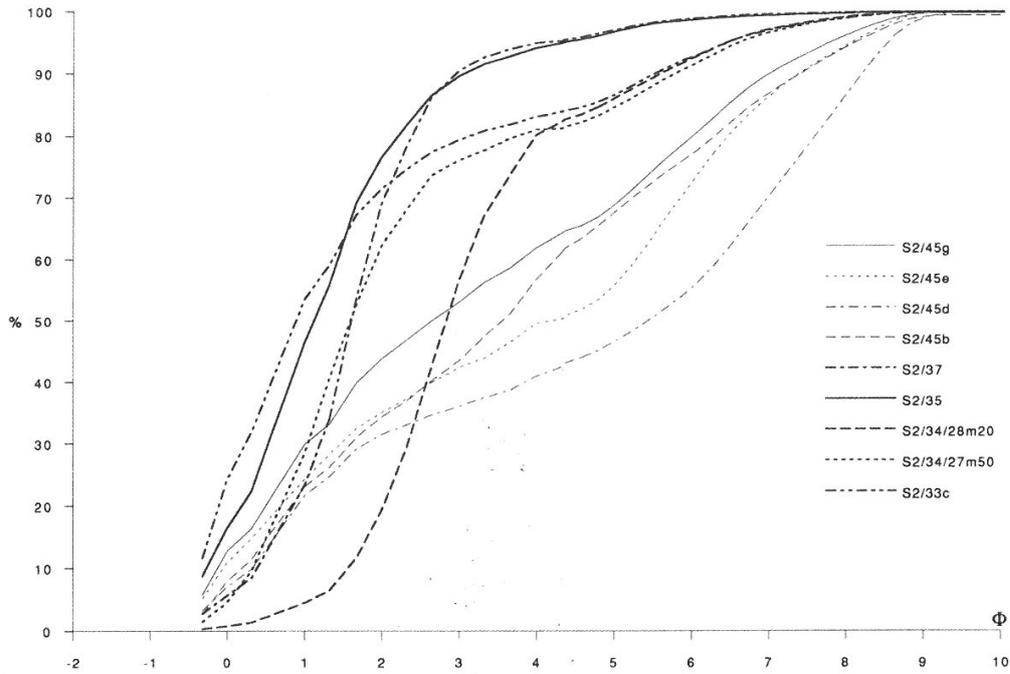


Figure 6 : granulométrie globale des niveaux 33c à 37 et 45b à du sondage S2.

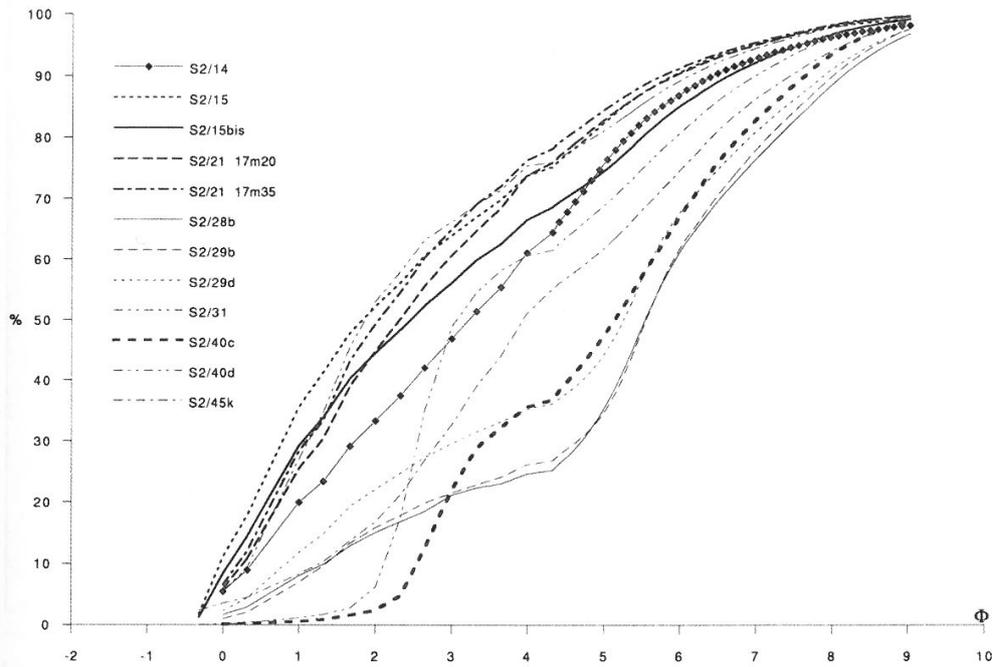


Figure 9 : granulométrie globale des niveaux 14 à 31 et 40c à 45k du sondage S2.

### 3.2. Ensemble D

#### 3.2.1. Sédiments

Dans le sondage S2, les échantillons 33c à 37 prélevés entre 27,30 et 29,82 m au-dessus d'un panneau de tuff-ring permettent de caractériser cet ensemble (tableau 1).

Le niveau 34 (figure 6) montre en lame mince six microséquences successives à granoclassement inverse. Dans les sables fins de sommet de microséquence, on note la présence de grains anguleux de feldspath et de biotite. Soulignons ici l'absence totale de matériel d'origine volcanique.

Stratigraphie		Granulométrie				Paramètres et indices sédimentologiques													Minéraux argileux				
Unité	Ech	>2mm	Sables	Limons	Argiles	C5	P10	C16	Q1	Md	Q3	C64	P90	C95	Sk	So	EtF	S	I	K	Ch	Int	
D est	12	NA	91,63	2,94	5,42	1437	1156	986	772	468	226	143	80	1	0,79	1,84	2,28						
D sud	3	12,37	64,20	12,84	22,95	718	385	287	206	109	6	1	-	-	0,10	5,85	3,47						
D sud	2	36,84	88,19	6,20	5,59	1407	1075	796	643	316	135	79	47	10	0,66	2,18	1,91						
D sud	1	17,98	82,20	8,02	9,77	1437	1114	870	675	326	103	34	2	1	0,65	2,55	2,75						
D nord (lits argileux)	42 41 39 37																	46	37	17	-	-	-
C sud	8	10,57	71,43	14,18	14,38	1185	963	745	534	181	33	5	1	1	0,53	4,02	3,34	75	17		8	-	
C sud	7	8,02	65,66	14,72	19,61	1141	860	687	473	121	13	1	-	-	0,41	6,03	3,88						
C sud	6	8,09	65,03	13,38	21,58	1171	878	655	409	117	11	1	-	-	0,32	6,09	3,87	66	23		11	-	
C sud	5	6,52	62,26	16,32	21,40	1080	787	593	355	95	8	1	-	-	0,31	6,66	3,82						
C sud	4	7,21	65,13	14,98	19,87	1178	902	678	435	120	15	1	-	-	0,45	5,38	3,89						
C sud	3	6,25	66,33	14,18	19,48	1153	847	672	441	115	17	1	-	-	0,56	5,09	3,88	70	19		11	-	
C sud	2	5,45	64,50	15,25	20,24	1067	771	615	380	102	12	1	-	-	0,43	5,62	3,83						
C sud	1	6,52	70,63	13,38	15,98	1151	861	689	476	157	31	2	1	-	0,59	3,91	3,64	79	8		13	-	
C sud-est	6	25,63	87,63	5,35	7,01	15,28	1187	1002	759	391	167	94	38	1	0,82	2,13	2,45						
C sud-est	5	28,57	90,50	6,15	3,34	1553	1201	1021	773	409	194	121	64	9	0,89	1,99	1,89						
C sud-est	4	12,39	80,36	6,42	13,20	1374	1108	895	664	218	73	36	1	-	1,05	3,06	2,73						
C sud-est	3	13,76	90,63	2,14	7,22	1534	1213	1100	931	580	307	162	69	1	0,84	1,74	2,28						
C sud-est	2	5,77	73,09	7,49	19,40	1150	920	742	588	217	40	1	1	-	0,49	3,83	3,91						
C sud-est	1	4,03	65,93	7,22	6,84	1150	909	712	501	150	1	1	-	-	0,02	22,36	3,90						
B7 sud																		60	22		18	-	
B6 sud	5	30,17	65,43	10,70	15,98	1576	1216	1042	783	309	2	1	-	-	0,01	19,78	4,10	78	15		7	-	
B6 sud	4	22,41	49,70	14,72	23,86	1200	955	707	434	45	1	-	-	-	0,21	20,83	4,73						
B6 sud	3	24,73	76,00	12,57	35,57	1259	1038	792	632	289	63	12	1	-	0,47	3,16	3,06	73	15		12	-	
B6 sud	2	24,99	73,46	12,57	11,42	1401	1124	923	689	313	38	3	1	-	0,55	2,64	2,85						
B6 sud	1	30,68	79,70	11,77	13,95	1442	1143	947	733	372	105	28	4	1	0,19	19,33	4,66	100					
B3-4 sud	5	25,21	49,08	16,32	34,58	1087	776	617	374	44	1	-	-	-	0,19	19,33	4,66	73	19		8	-	
B3-4 sud	4	15,75	39,93	20,60	39,45	968	696	495	267	8	1	-	-	-	4,17	16,34	4,56						
B3-4 sud	3	13,60	39,46	19,80	40,72	980	667	484	250	6	1	-	-	-	6,94	15,81	4,51						
B3-4 sud	2	8,72	34,79	19,00	46,19	922	619	369	169	3	1	-	-	-	16,77	13,00	4,44						
B3-4 sud	1	7,04	40,26	17,66	42,06	875	601	396	243	5	1	-	-	-	-	-	-	67	25		8	-	
B3-4 est	1	25,52	36,19	42,28	21,51	913	488	311	121	28	4	1	-	-	0,61	5,50	3,55	60	36		-	4	
B3-4 est	2	20,36	50,73	28,63	20,62	1221	796	483	295	55	5	1	-	-	0,48	7,68	3,77	38	45		6	-	11
B3-4 est	3	20,22	38,23	31,85	29,91	1171	783	478	243	12	1	1	-	-	1,68	15,58	3,76	68	18		7	-	7
B3-4 est	4	16,21	37,63	23,28	39,08	1155	776	480	243	5	1	-	-	-	9,71	15,58	4,59	62	19		8	-	11
B2 est	5	0,24	8,23	47,90	43,85	137	46	34	24	4	1	-	-	-	1,50	4,89	3,17	47	26		10	-	16
B1 est	6	21,49	54,63	36,66	8,69	1269	941	627	329	65	13	5	2	1	1,01	5,03	3,29	40	44		8	-	8
B1 est	7	0,63	2,56	28,90	68,52	23	11	6	3	1	1	-	-	-	3,00	1,73	2,15	70	14		7	-	9
B1 est	8	20,81	47,96	40,41	11,61	1322	899	557	295	43	7	3	1	-	1,11	6,49	3,44	44	35		12	-	9
B1 est	9	18,12	42,56	38,80	18,62	1213	886	557	331	23	3	1	-	-	1,87	10,50	3,82	22	66		-	-	12
B1 est	10	24,68	44,13	40,68	15,18	1431	1032	682	349	26	4	2	1	-	2,06	9,34	3,68	38	38		14	-	10
B1 est	11	6,35	41,66	31,04	27,28	1145	833	557	364	13	1	1	-	-	2,15	19,07	3,81	24	48		19	-	9
B1 est	12	1,21	39,96	31,04	28,98	1022	701	438	250	10	1	1	-	-	2,49	15,81	3,70	35	45		12	-	8
B1 sud-est	6	25,09	37,90	25,42	36,67	1153	802	508	274	7	1	-	-	-	5,59	16,55	3,78						
B1 sud-est	5	22,93	41,46	27,03	31,50	1228	902	634	340	10	1	-	-	-	3,39	18,43	3,87						
B1 sud-est	4	19,54	59,43	35,06	5,50	1187	824	521	277	161	7	4	2	1	2,28	16,64	3,79						
B1 sud-est	3	4,87	34,46	23,28	42,24	909	632	385	195	4	1	-	-	-	12,18	13,96	3,63						
A2 base est	13	0,00	6,10	43,89	50,00	77	37	25	12	1	1	-	-	-	12,00	3,46	2,93	70	13		7	-	10
A2 base sud-est	3	0,00	33,73	37,47	28,79	200	119	101	80	23	1	1	-	-	0,15	8,94	2,81						
A2 base sud-est	2	0,00	29,96	38,00	32,02	217	110	87	66	16	1	-	-	-	0,25	8,12	2,78						
A'1 est	14	NA	37,13	45,23	17,63	1155	773	450	192	22	4	1	1	-	1,58	6,92	3,73	35	41		12	-	12
A'1 sud-est	1	NA	47,70	28,63	23,66	1160	872	674	407	30	2	1	-	-	0,90	14,26	3,88						
A'1 sud-est	2	NA	56,73	24,62	18,64	1157	913	708	487	124	5	1	1	-	0,15	9,86	3,90	37	36		27	-	
A'1 sud-est	3	NA	54,50	27,63	17,66	1301	1056	86	598	93	5	1	1	-	0,34	10,93	3,97	30	47		23	-	
A1 sud-est	4	NA	61,96	21,67	16,35	1538	1193	1010	750	226	8	2	1	-	0,11	9,66	3,84	tr	tr	tr	-	-	
A1 sud-est	5	NA	58,70	19,75	21,54	1200	994	776	610	149	9	1	-	-	0,24	8,23	3,94						
A1 sud-est	6	NA	62,53	19,27	18,19	1602	1231	1031	754	215	7	1	1	-	0,11	10,37	4,10						
A1 sud-est	7	NA	64,69	16,86	18,43	1656	1313	1097	827	271	8	1	1	-	0,90	10,18	4,13	tr	tr		-	-	
A1 sud-est	8	NA	63,96	21,14	14,88	1588	1224	1049	791	270	10	3	1	-	0,10	8,89	3,71	-	tr		-	-	
A1 sud-est	9	NA	63,93	17,34	18,72	1338	1110	916	698	259	12	1	1	-	0,12	7,62	4,02						
A1 sud-est	10	NA	62,66	22,21	15,11	1497	1166	970	704	211	10	2	1	-									

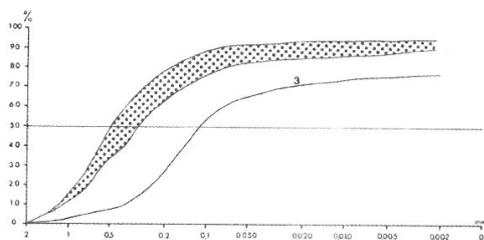


Figure 7 : granulométrie de la fraction fine de l'ensemble D, Soleilhac-centre, tranchée nord et coupe sud (3).

### 3.2.2. Téphras

Dans le sondage S2, les niveaux 37 et 33c présentent tous les caractères de retombées basaltiques directes.

A la base, le niveau 37 est composé de sables fins lités. Les grains anguleux sont en grande majorité du feldspath et des biotites. Certains lits de composition quasi-exclusivement sableuse très bien classés ( $Md_{\phi} = 1,60$ ,  $\sigma_{\phi} = 0,94$ ) contiennent des scories noires millimétriques anguleuses fraîches et des minéraux libres volcaniques (clinopyroxènes brun-vert) qui représentent des apports téphriques directs intercalés (figure 6, photo 1).

Le niveau 33c, de 4 cm de puissance, présente un granoclassement normal. Ses limites inférieure et supérieure sont nettes par rapport aux argiles qui l'encadrent. Dans une matrice argileuse on observe des scories (41 %), des fragments de lave (9 %) et des fragments de socle (50 %).

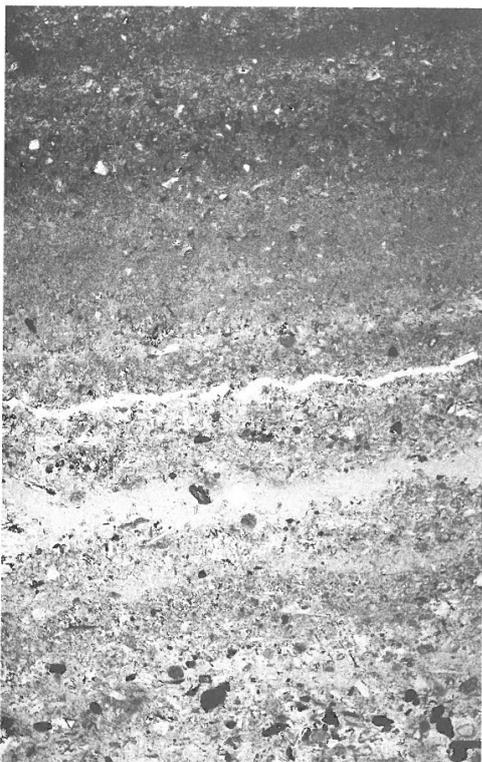


Photo 1 : micro-faciès des sédiments lacustres, éch. Sol S2/33C, LN, X 40. Microlitages marqués par l'alternance de niveaux fins et de niveaux plus grossiers.

Les scories adoptent des formes arrondies ou anguleuses. Elles sont « fraîches » et non roulées. Leur vésiculation est faible à moyenne. Dans une matrice vitreuse noire, on distingue des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène brun-vert (en moins grand nombre). Des microlithes (« lattes ») de plagioclase sont parfois visibles. Le diamètre maximum des trois plus grosses scories rencontrées dans la lame varie de 7 à 10 mm.

Certaines scories contiennent des xénoclastes de lave et de socle. Les fragments laviques, anguleux ou arrondis, de taille un peu inférieure à celle des scories, appartiennent à un basalte à phénocristaux d'olivine. Les fragments de socle sont représentés par des grains polycristallins (granite à biotite) anguleux et des minéraux libres (feldspath, quartz, biotite).

Ce niveau représente un apport de matériel pyroclastique provenant d'une éruption phréatomagmatique. Le granoclassement normal observé correspond à la décantation du matériel pyroclastique à travers une tranche d'eau. Certains grains présentent un fin revêtement de produits cendreaux pouvant représenter un stade initial d'accrétion, structure en pseudo-sable fréquente dans les dépôts d'éruptions phréatomagmatiques.

### 3.2.3. Contenu pollinique

Il n'a été établi que dans les dépôts affleurants exploités par tranchées. La partie la plus inférieure a été observée et échantillonnée dans les lits argileux intercalés dans les sables traversés par le sondage nord de 1981 (figure 8, tableau 2).

Les échantillons 42 et 41 contiennent une flore nettement forestière. Les taux de boisement atteignent 72 et 70%. Les feuillus sont nombreux, surtout l'Aulne, le Noisetier et la Chêne-mixte très notable (13-10%). Quelques pollens de Chêne vert sont présents. On note encore le Charme, le Hêtre, le Saule. Quelques pollens de Lierre et de Bourdaine sont rencontrés. Les conifères sont à peine supérieurs à l'ensemble des feuillus (nombreux Sapins, Pins et Epicéas secondaires). Les Graminées, les Cypéacées et les Hygrophiles (*Typha*, *Nymphaea*, *Juncus*) dominent la strate herbacée. Il faut noter d'assez nombreux pourcentages d'Ericales. Les Spores de Fougères des lieux humides et des sous-bois sont assez nombreuses. Ces échantillons semblent appartenir à un épisode proche ou terminal de l'optimum thermique d'un interglaciaire.

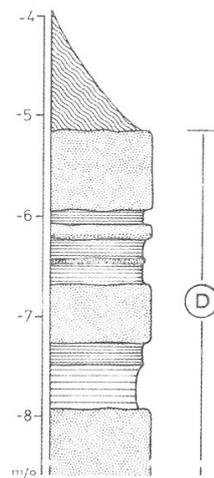


Figure 8 : log schématique, Soleilhac-centre, tranchée nord, 1981, ensemble D (levé J.P. Raynal).

Les échantillons 40 à 37 révèlent une régression progressive des feuillus thermophiles surtout la Chêne et l'Aulne. Mais un cortège de feuillus reste cependant assez important. Dans l'échantillon 38 on note une pointe du Charme.

L'échantillon 39 montre un net développement du Noisetier. Le Hêtre est constamment présent en pourcentage notable (4-5%). L'ensemble des Conifères se développe surtout le Sapin et l'Epicéa. On arrive vers la fin de cette phase à une flore dominée par les forêts de Sapin et d'Epicéa avec secondairement le Pin accompagné de feuillus des sols frais et humides (Charme, Hêtre, Saule) et d'une population herbacée dominée par les Graminées, les Cyperacées et les Hygrophiles. Les taux de boisement se maintiennent élevés (68-65%) témoignant de stades forestiers encore denses. Cette flore traduit un climat frais et très humide pouvant représenter la deuxième moitié d'un interglaciaire.

Les échantillons des dépôts à l'affleurement sur la coupe sud ont permis de compléter vers le haut ces observations palynologiques.

Leur base ici apparente (argile verte) livre des spectres riches en pollens arboréens (53-45%). Les ensembles de Conifères sont importants, le Pin sylvestre est dominé le plus souvent par le Sapin et l'Epicéa. Les feuillus sont assez nombreux mais moins représentés que dans les échantillons de l'ensemble E. Il s'agit surtout du Noisetier et du Bouleau. La Chêne et l'Aulne sont donc ici en régression. Il s'agit d'une phase de forte dominance des Conifères mais ces derniers commencent à s'éclaircir sous un climat frais et très humide. Les éléments arbustifs des bords des eaux (Saule) et les herbacées hygrophiles sont nombreux et dominent avec les Graminées. Les variations des courbes de différents Conifères et parfois de certains feuillus (Noisetier, Saule) indiquent des conditions assez instables de phases de transitions.

Par la suite, les Conifères sont en progression. Les feuillus peu nombreux sont surtout le Noisetier, le Bouleau, le Saule et moins nombreux ou rares le Chêne, l'Aulne et le Hêtre. Les herbacées sont dominées par les Graminées, les Cyperacées encore nombreuses et secondairement des Hygrophiles et quelques Héliophiles (Composées, Urticacées). Les taux de boisement s'abaissent à 30%. Il faut noter un

début de développement du Pin sylvestre et parmi les feuillus celui du Noisetier et du Bouleau. Le climat semble se dégrader progressivement dans un contexte très humide.

On conclue donc pour l'ensemble D à une mise en place sous un paléo-climat de type interglaciaire à son optimum thermique, qui se dégrade progressivement vers un pôle frais et très humide.

### 3.3. Ensemble C

#### 3.3.1. Sédiments

Dans le sondage S2, seuls les niveaux 31 à 33b (figures 5 et 9, tableau 1) pourraient représenter un équivalent latéral de C décrit à Soleilhac -centre.

A l'affleurement, ce sont des sables argilo-limoneux (coupe sud) à limono-argileux (coupe sud-est).

La fraction grossière, très émoussée et roulée, est discrète dans la coupe sud, plus abondante dans la coupe sud-est, et son importance décroît régulièrement de bas en haut du dépôt. Les éléments du socle sont abondants dans la classe des granules.

La fraction fine est très homogène dans la coupe sud (tableau 2), très mal classée à faiblement classée, le classement étant maximum du côté des grossiers. Elle est plus sableuse dans la coupe sud-est où les proportions de limons et d'argiles varient fortement, le classement - médiocre à bon - restant maximum du côté des grossiers. Les courbes cumulatives sont, pour la coupe sud, unimodales et proches de celles de l'ensemble D (figure 10). Pour la coupe est, elles sont bimodales à plurimodales. Le cortège argileux comporte des smectites dominantes, des illites et un mélange de kaolinite et de chlorite.

Les faciès appartiennent à l'anneau détritique dont ils constituent les termes de bordure (plage).

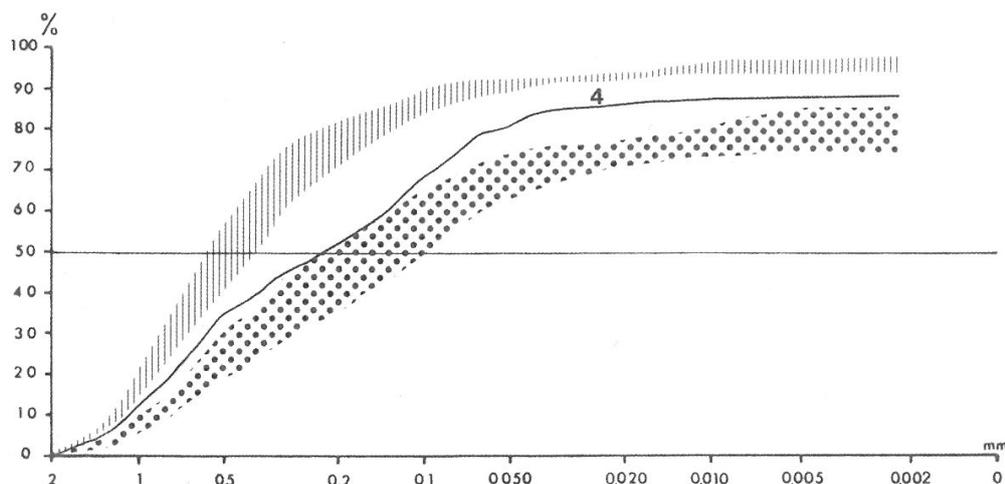


Figure 10 : enveloppes des courbes granulométriques de la fraction fine de l'ensemble C, Soleilhac-centre, coupes sud et sud-est.

### 3.3.2. Contenu pollinique

Les spectres indiquent un épisode doux et humide. Les Conifères nombreux montrent un développement assez net du Sapin. Les feuillus thermophiles se multiplient (Noisetier, Aulne, Saule, Chêne, Orme, Tilleul, Hêtre). Le Chêne et l'Aulne sont assez abondants. Les taux de boisement s'élevèrent à 40 et 52 %. On rencontre de nombreuses Graminées, Cypéracées et Hygrophiles (*Typha*, *Juncus*) ainsi que quelques spores de fougères des lieux humides. Ces ensembles correspondent à un stade de forêts de Conifères avec des groupes de feuillus sur les zones abritées et le long des cours d'eau. Ils évoquent un climat doux et très humide dans un contexte général frais à forte nébulosité pouvant encore appartenir à une période d'amélioration climatique de rang interglaciaire.

## 3.4. Ensemble B

### 3.4.1. Sédiments

Dans le sondage S2, les niveaux 28 b à 30 échantillonnés entre 24,07 et 25,60 m sont représentatifs de B (tableau 1, figures 5 et 9).

Le niveau 29 C, par exemple, présente dans une matrice argileuse marron foncé, des grains arrondis assez gros (maximum 15 mm) de basalte à olivine. Il n'y a pas de

scorie noire fraîche, mais des fragments anguleux de granite à biotite sont à signaler.

Dans les secteurs étudiés à l'affleurement et en tranchées, cet ensemble débute par le niveau B7, de texture limono-argileuse et très faiblement sableuse, très riche en smectites avec en moindres proportions des illites et un mélange de kaolinite et de chlorite (tableau 2).

L'unité B6 est riche en fraction grossière dans une matrice sableuse argilo-limoneuse généralement très mal à faiblement classée (excepté le sommet normalement classé) (figure 11). Dans la fraction argileuse, les smectites dominent un cortège composé également d'illites, de kaolinites et de chlorites; au sommet de l'unité, les smectites sont seules présentes.

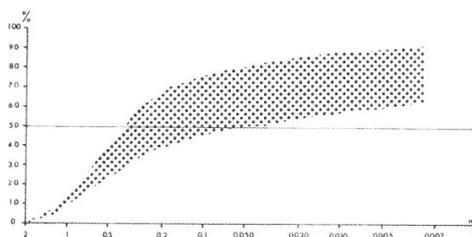


Figure 11 : enveloppes des courbes granulométriques de la fraction fine de l'unité B6, Soleilhac-centre, coupe sud.

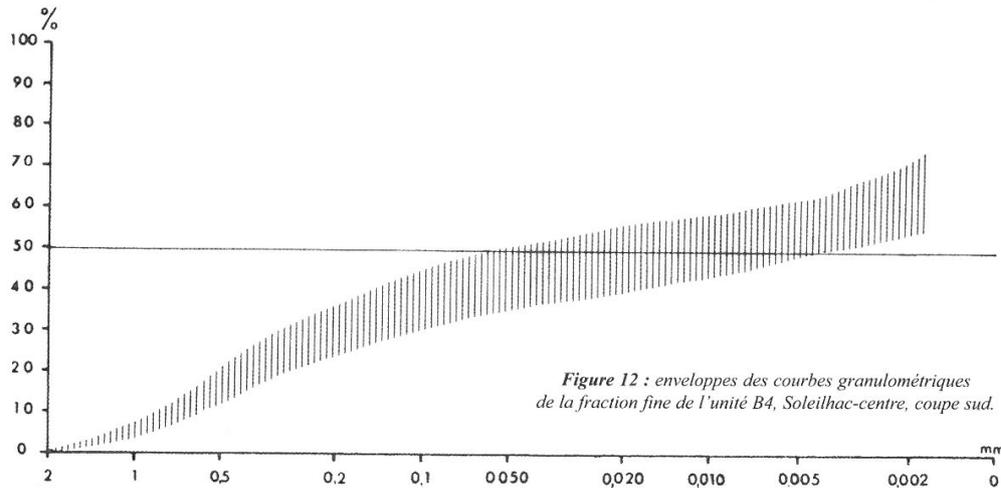


Figure 12 : enveloppes des courbes granulométriques de la fraction fine de l'unité B4, Soleilhac-centre, coupe sud.

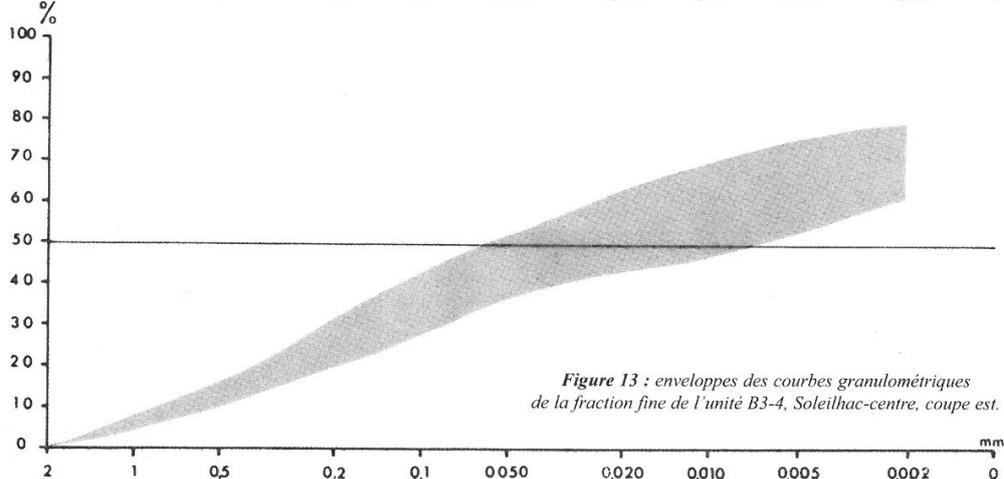
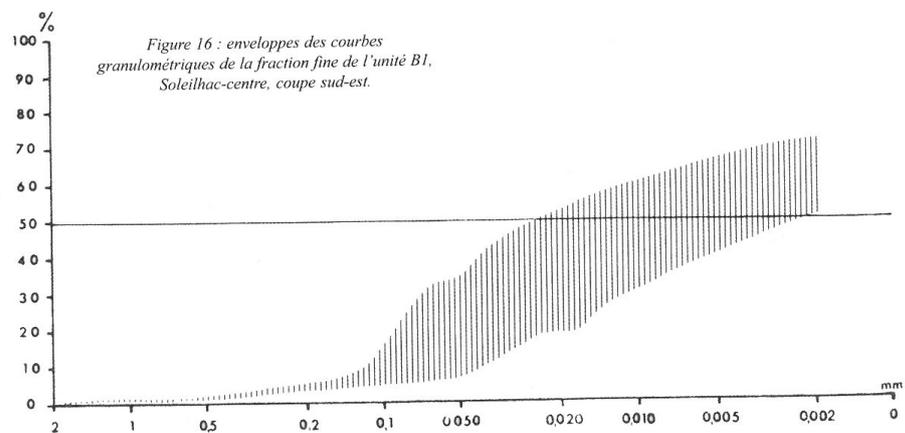
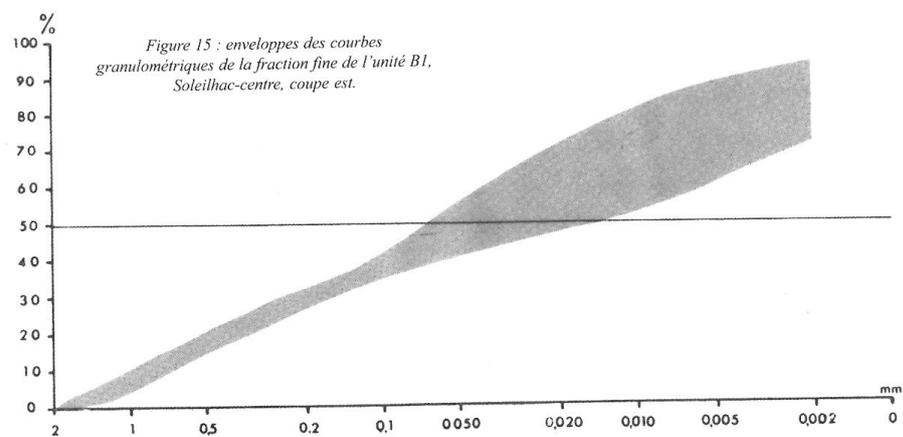
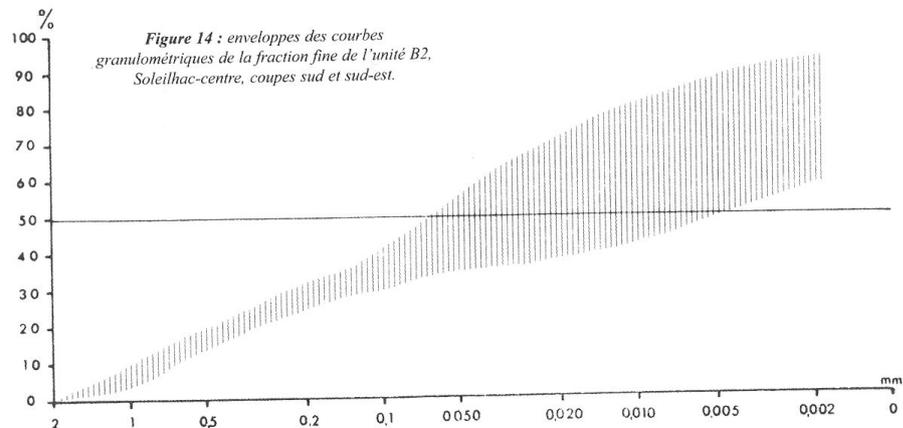


Figure 13 : enveloppes des courbes granulométriques de la fraction fine de l'unité B3-4, Soleilhac-centre, coupe est.

Les unités B4-B3, étudiées sur les coupes sud et sud-est, montrent un granoclassement positif de la fraction grossière. La fraction fine est sablo argilo-limoneuse (coupe sud), très mal classée, sablo-limono-argileuse (coupe sud-est). Les courbes cumulatives sont unimodales à

plurimodales (figures 12 et 13). Le cortège des minéraux argileux est dominé par les smectites, devant les illites (parfois en assez forte proportion), les interstratifiés illite smectite, un peu de kaolinite et de chlorite.



L'unité B2 est de texture limono-argileuse, très peu sableuse dans laquelle la fraction grossière n'est représentée que par quelques granules. Le classement est très mauvais (figure 14). La fraction argileuse est dominée par les smectites, les illites, avec une moindre proportion d'interstratifiés illite-smectite et de kaolinite.

L'unité B1 a été étudiée sur les coupes est et sud-est. Dans les deux cas, elle montre un granoclassement positif : diminution progressive vers le haut de la fraction grossière et de la fraction sableuse, augmentation progressive de la fraction argileuse, relative importance et stabilité de la fraction limoneuse. On note dans la fraction grossière l'existence de galets mous d'argiles oligocènes. La fraction fine, sables limono-argileux sur la coupe est, argilo-limoneux sur la coupe sud-est, est généralement très mal classée (importance des limons). Les courbes cumulatives sont bimodales à trimodales (figures 15 et 16). Les cortèges minéralogiques sont dominés par les illites et les smectites et comportent en moindres proportions des interstratifiés illite smectite, des kaolinites et des chlorites.

De B6 à B1 on assiste à l'installation de conditions rhéxistatiques, de plus en plus fraîches et toujours très humides, provoquant des apports spasmodiques de matériaux mal classés en bordure de lac. Les couvertures pédologiques sont profondément érodées et le substratum oligocène partiellement mis à nu. Les figures de cryergie indiquent le franchissement d'un seuil thermique. A plusieurs reprises, la sédimentation lacustre fine reprend le pas sur les apports de versant (figure 17) mais il est difficile de dire s'il s'agit de petites remontées du plan d'eau (par surcroît de charge solide ou par excès d'apports aqueux) ou d'un enfoncement saccadé contrôlé par un tassement de l'anneau détritique ou encore des rejeux des failles du diatrème. Ces dépôts marquent par conséquent l'installation progressive d'une dégradation climatique majeure.

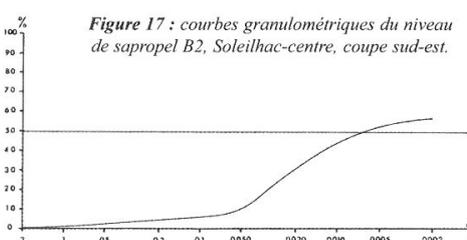


Figure 17 : courbes granulométriques du niveau de sapropel B2, Soleilnac-centre, coupe sud-est.

### 3.4.2. Contenu pollinique

La première moitié de cet ensemble présente des spectres très semblables à ceux de l'ensemble C. Puis les conditions se dégradent peu à peu mais toujours dans un contexte humide. Les taux de boisement s'abaissent à 30 puis à 28%. Les Conifères deviennent dominants. Le Pin sylvestre concurrence peu à peu le Sapin. L'Epicéa reste secondaire. Les feuillus encore nombreux montrent la régression des éléments thermophiles (Chêne, Orme, Aulne) qui deviennent sporadiques. Les Graminées sont dominantes parmi les Herbacées, les Cypéracées restent nombreuses. Cet ensemble traduit une diminution des conditions thermiques mais l'humidité reste forte comme d'indiquent la présence de nombreuses Cypéracées et pollens de Saule.

### 3.5. Ensemble A

Il se subdivise en quatre unités principales : A2, A<sup>1</sup>, A1 et A0. Certaines ont été étudiées sur les coupes Est et Sud-Est.

#### 3.5.1. Sédiments

Dans le sondage S2, il est représenté par les unités 2 à 21 échantillonnées entre 0,84 et 17,40 m. Ses faciès et caractères sédimentologiques (tableau 1, figures 9 et 18) sont identiques à ceux décrits à l'affleurement.

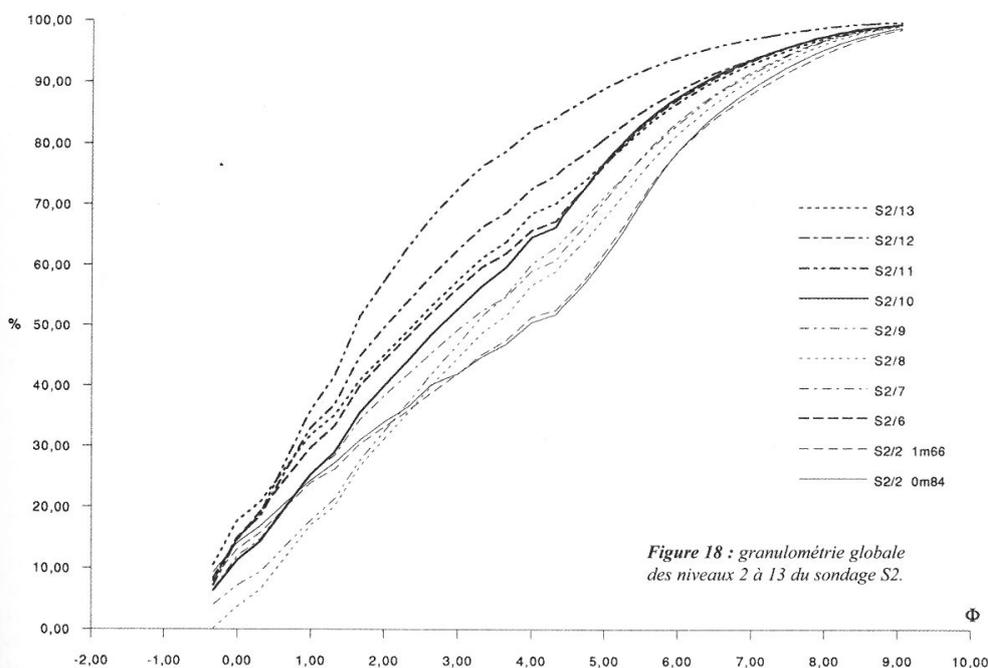


Figure 18 : granulométrie globale des niveaux 2 à 13 du sondage S2.

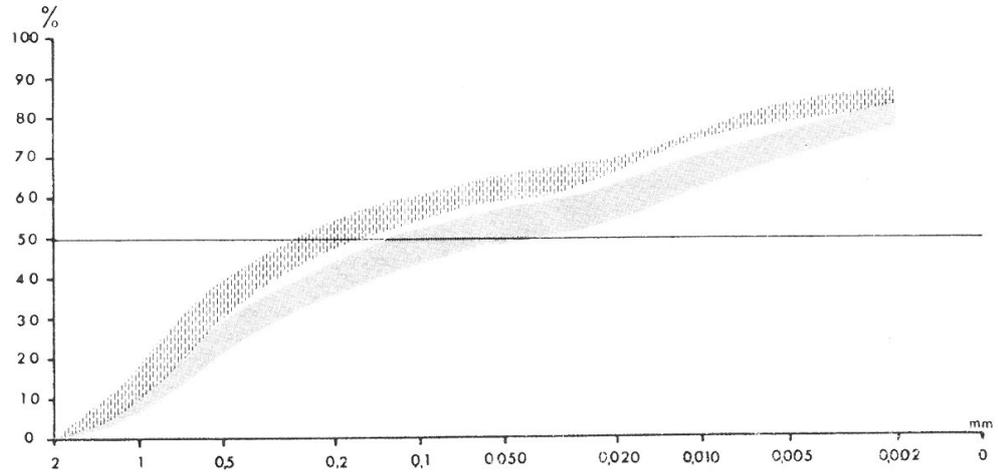


Figure 19 : enveloppes des courbes granulométriques de la fraction fine des ensembles A1 et A'1, Soleilhac-centre.

L'unité A2 est un convoi de blocs dont la «semelle» est constituée exclusivement de fraction fine, sédiments argilo-limoneux très faiblement sableux («argiles» oligocènes remaniées), limono-sablo-argileux et limono-argilo-sableux («argiles» oligocènes et sommet de B1 remaniés), très mal classés (tableau 2). Les courbes cumulatives sont bimodales. Les minéraux argileux sont essentiellement des smectites, un peu d'illite, de kaolinite et d'interstratifiés illite-smectite. Ce type de dépôt implique la mise en place de conditions rigoureuses de nature périglaciaire autorisant la destruction active des abrupts basaltiques environnants et l'établissement d'un pergélisol.

L'unité A'1 est constituée (coupe sud-est) de sables limono-argileux très mal classés. Vers le Nord (coupe est) elle est

limono-sablo-argileuse. Les courbes cumulatives sont à tendance plurimodale (figure 19). Les minéraux argileux appartiennent aux familles des smectites et des illites en proportions équivalentes ; on note également un mélange de kaolinite et de chlorite et la présence d'interstratifiés illite-smectite vers le Nord.

L'unité A1 est formée de sables généralement limono-argileux, parfois argilo-limoneux, très mal classés. Les courbes cumulatives sont plurimodales (figure 20). Le cortège des minéraux argileux est dominé par les illites et smectites, toutes peu abondantes et très mal cristallisées.

Ces deux ensembles témoignent de conditions rhexistatiques postérieures à une amélioration climatique

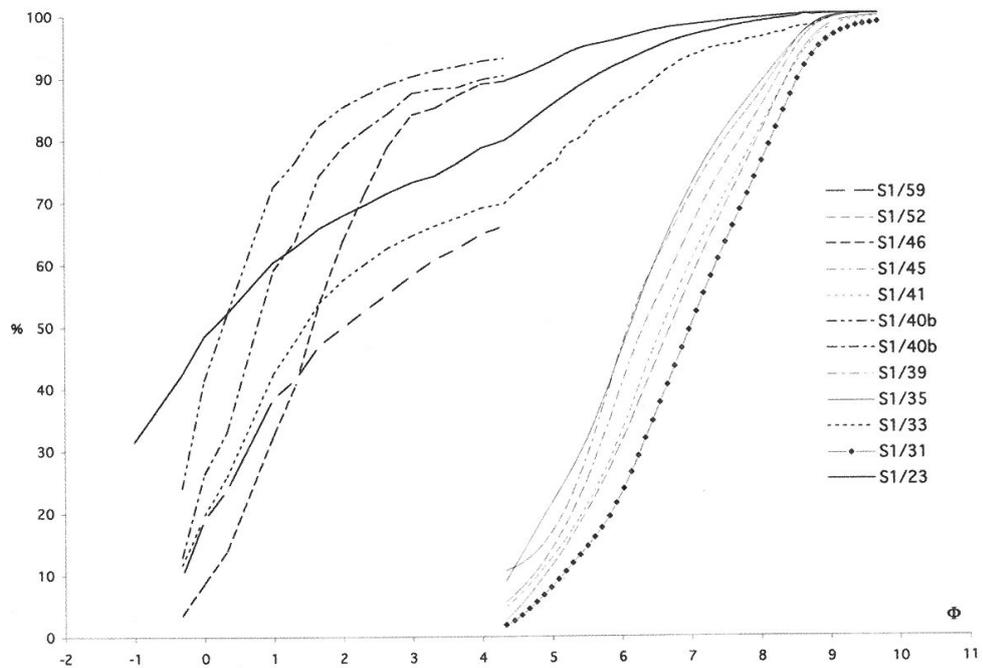


Figure 20 : granulométrie globale des niveaux 23 à 59 du sondage S1.

ayant permis la reconstitution des couvertures pédologiques (paléoandosols). Leur mise en place se fait par colluvionnement et remaniement des couches actives de gélisols saisonniers. La palynoflore indique un paléoclimat de plus en plus froid et relativement sec.

L'unité A0 est un nouveau convoi de blocs reposant sur une «semelle» de texture très fine. Il dénote le retour de conditions rigoureuses périglaciaires.

### 3.5.2. Contenu pollinique

Les spectres polliniques montrent une évolution vers des conditions de plus en plus froides et surtout beaucoup plus sèches. Les conditions amorcées dans l'ensemble B s'affirment.

Les taux de boisement diminuent nettement (20-22%). Le Pin sylvestre devient l'élément dominant de la flore arbustive avec le Sapin en pourcentages parfois assez notables (5-7%) et l'Epicéa toujours rare. Les feuillus ont presque tous disparu sauf quelques Bouleaux et sporadiquement Saule et Noisetier. La strate herbacée est dominée par les Graminées et les Composées (Artémisia, Tubuliflores, Cichoriées). Les autres types sont tous des Héliophiles (Urticacées, Chénopodiacées, Polygonacées, Crucifères). Il s'agit de la phase la plus froide et la plus sèche de la série. Cependant les conditions ne sont pas extrêmement sèches, aucun type steppique n'est présent sauf Artémisia. Ces flores traduisent l'extension des espaces déboisés et doivent correspondre à la première réelle manifestation d'une glaciation majeure du Pléistocène moyen.

### 3.5.3. Durée des phénomènes ?

Dans leur ensemble, les dépôts de l'ensemble A appartiennent à la phase tardi-lacustre et traduisent l'instauration de conditions pléniglaciaires au sein desquelles deux péjorations attestées par la mise en place des convois de blocs encadrent une période moins rigoureuse. En l'absence de datation absolue, il reste difficile d'évaluer la durée de chacune des unités stratigraphiques étudiées, qu'elles expriment de courts moments dont l'enregistrement est localement privilégié ou qu'elles représentent les bilans sédimentaires de périodes très longues.

## 4. Le sondage S1

Si la partie supérieure des dépôts, jusqu'à 14,40 m de profondeur, représente l'ensemble A identifié à l'affleurement et dans le sondage S2, la partie sous-jacente des dépôts appartient peut être à un équivalent des ensembles D et E...

Entre 16,10 et 27,45m, plusieurs téphras basaltiques pourraient être rapprochés de ceux décrits dans l'ensemble D du sondage S2. Toutefois, la présence d'un téphra ponceux (Cf *supra*, Teulade *op. cit.*) (photos 2, 3 et 4), non enregistré dans le sondage S2, incite à la prudence.

Plusieurs niveaux de puissance variable représentent sans doute des apports pyroclastiques basaltiques provenant de l'environnement éruptif microrégional. Si on élimine les niveaux correspondant à des brèches plus ou moins résistantes, considérées comme des témoins de tuff-ring en place

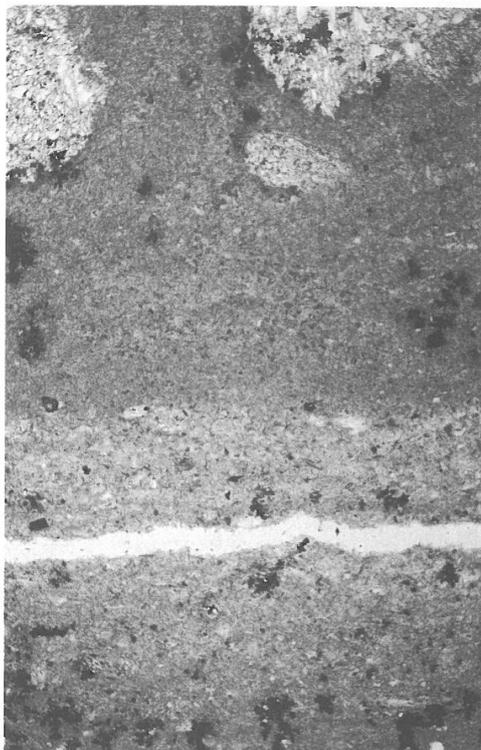


Photo 2 : tephra à magma acide de Soleilhac, éch. Sol S1/49, LN, x40. Accumulation d'échardes vitreuses à la base et niveau à ponces au sommet.

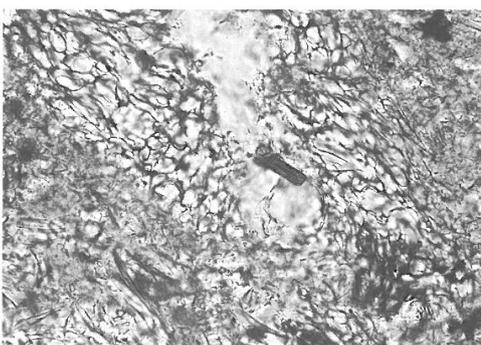
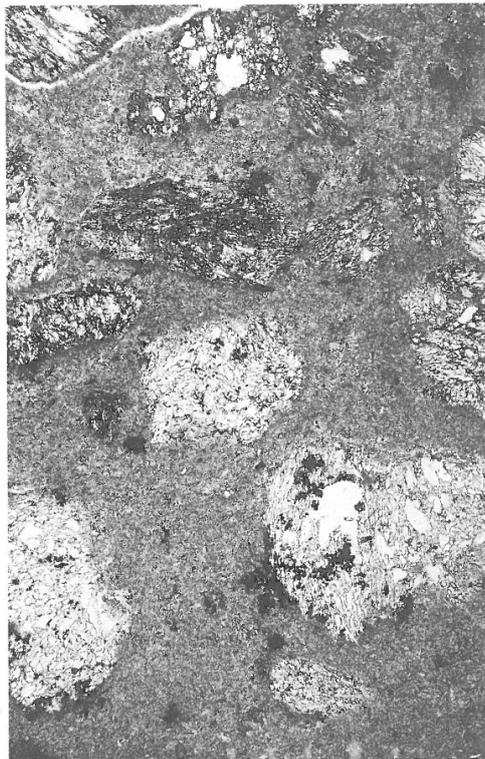


Photo 3 : tephra à magma acide de Soleilhac, éch. Sol S1/49, LN, X 80. Accumulation d'échardes vitreuses des différents types : corps en X, Y et Z, échardes plates, échardes ponceuses bulleuses et/ou fibreuses.

ou remaniés (par exemple les niveaux 21 et 38 du sondage S2), quatre niveaux au moins peuvent correspondre à des téphras basaltiques grossiers : 34, 44B et 57.

### 4.1. Le niveau 34

Il s'agit d'un niveau épais (0,30 m), étudié en totalité grâce à trois lames minces de grand format. La limite inférieure avec les argiles de 35 est nette, la limite supérieure avec les argiles de 33 est en revanche plus diffuse. Il commence à la base par une lamine sableuse (1 cm d'épaisseur) (photo 5) puis, après une passée millimétrique d'argile, présente une partie médiane grossière (peut-être séparée en deux par une nouvelle passée argileuse, mais cette partie de ca-



**Photo 4** : téphra à magma acide de Soleilhac, éch. Sol 1/49, LN, X 40. Ponce isolée dans les sédiments lacustres fins lités au-dessus du niveau d'accumulation d'échardes vitreuses.

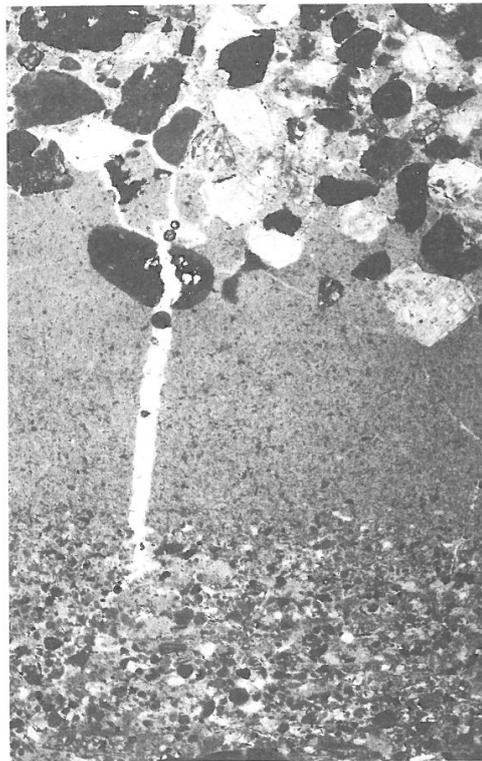
rotte est mal conservée) et une partie sommitale où l'on note une diminution de la taille des grains. Dans l'ensemble du niveau 34, la matrice est argileuse.

L'étude des grains de la partie médiane montre la présence de scories (69 %), de fragments de lave (10 %) et de fragments de socle et/ou de minéraux libres du socle (21 %).

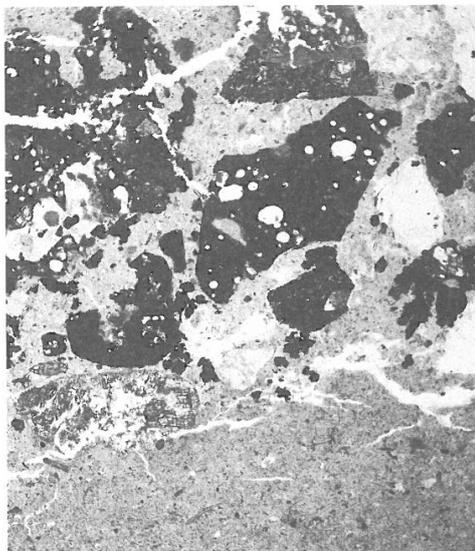
Les scories adoptent des formes arrondies ou anguleuses. Elles sont « fraîches » et non roulées. Leur vésiculation est faible à moyenne (photo 6). Dans une matrice vitreuse noire, on distingue des phénocristaux d'olivine et, en moins grand nombre, de clinopyroxène brun-vert (photo 7). Des microlithes (lattes de plagioclase) sont parfois visibles. Le diamètre maximum des trois plus grosses scories rencontrées dans la lame est de 9 à 10 mm.

Les fragments laviques sont anguleux ou arrondis, de taille comparable à celle des scories. Il s'agit d'une lave grise (basalte) constituée d'une pâte riche en microlithes (« lattes ») de plagioclase, pyroxène, olivine et magnétite de vésiculation faible à nulle, contenant des phénocristaux d'olivine (souvent altérée en iddingsite) et de clinopyroxène brun-vert. L'un de ces fragments de basalte est contenu dans une scorie.

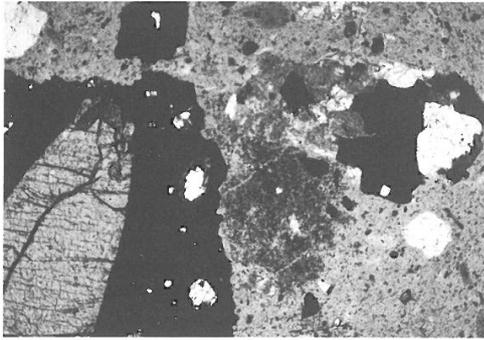
Les fragments du socle sont représentés par des grains polycristallins (granite à biotite) anguleux dont la taille peut atteindre 10 mm. On trouve également dans la matrice argileuse des minéraux libres (quartz, plagioclase, biotite...) de taille plus réduite. Signalons un grain de brèche pyroclastique.



**Photo 5** : base d'une retombée à magma basique, éch. Sol S1/34 (base), LN, X 40. Eléments pyroclastiques (scories compactes, minéraux libres, fragments de lave sombre et grains polycristallins) déposés dans un sédiment lacustre fin surmontant un niveau de granulométrie plus grossière dans lequel les éléments d'origine volcanique sont quasi-absents : cette lamine peut représenter un dépôt de blast, témoin d'une explosion phréatomagmatique initiale d'un édifice proche.



**Photo 6** : les constituants des retombées à magma basique rencontrés dans le remplissage lacustre de Soleilhac, éch. Sol S1/34B, LN, 40. Scorie faiblement vésiculée.



**Photo 7 :** les constituants des retombées à magma basique rencontrés dans le remplissage lacustre de Soleilhac, éch. Sol S1/34B, LN, X 20. Scorie compacte noire contenant un phénocrystal de clinopyroxène et grain polycristallin anguleux constitué de quartz, feldspath et biotite.

Ce niveau est le témoin d'une éruption à caractère phréatomagmatique qui s'est produite non loin du lac de maar de Soleilhac. Les scories présentes constituent la part de magma juvénile apporté lors de l'éruption alors que les autres fragments sont des xénoclastes. Leur forte proportion (33 %) et le caractère trempé de certaines scories (vésiculation faible, forme anguleuse) sont caractéristiques d'une phase phréatomagmatique. La lamine de base du niveau 34, caractérisée par des fragments de magma juvénile non vésiculés et aux formes anguleuses marquées, une proportion des xénoclastes plus importante et une granulométrie fine, serait le témoin d'une phase explosive initiale plus violente (blast).

#### 4.2 - LE NIVEAU 44

Il s'agit d'un niveau homogène sableux donc l'épaisseur conservée sur la lame mince est de deux centimètres. Sa limite inférieure avec les silts argileux de 45 est nette, sa limite supérieure en revanche n'a pas pu être observée (manque lors de l'échantillonnage de la carotte).

Dans une matrice argileuse, on note la présence de scories (31 %), de fragments de lave (16 %) et de fragments de socle (52 %).

Les scories sont en tous points semblables à celles rencontrées dans le niveau 34. Le diamètre maximum des trois plus grosses scories rencontrées dans la lame est de 2,7 à 3 mm.

Les fragments laviques sont anguleux ou arrondis, de taille un peu inférieure à celle des scories. Il s'agit d'un basalte à phénocristaux d'olivine, identique à celui déjà décrit dans le niveau 34.

Les fragments du socle sont représentés par des grains polycristallins anguleux (granite à biotite). Les minéraux libres (feldspath, quartz, biotite) sont nombreux. On note également la présence d'une ponce fibreuse.

Ce niveau représente un apport de matériel pyroclastique lors d'une éruption phréatomagmatique. Cet apport est cependant légèrement remanié, comme le montre l'incorporation de ponces provenant des téphres 42 et/ou 49 qui encadrent le niveau étudié.

#### 4.3. Le niveau 59

Il s'agit d'un niveau de 4,7 cm d'épaisseur présentant un net granoclassement normal. Sa limite inférieure est nette avec les silts de 60 alors que l'on observe à son sommet un passage progressif avec les silts de 58.

Dans une matrice argileuse, on note la présence de scories (49 %), de fragments de lave (15 %) et de fragments de socle (36 %).

Les scories adoptent des formes anguleuses. Elles sont «fraîches» et non roulées. Leur vésiculation est faible à moyenne. Dans une matrice vitreuse noire, on distingue des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène brun-vert. Le clinopyroxène est plus abondant que dans les autres niveaux. Le diamètre maximum des trois plus grosses scories rencontrées dans la lame est de 5 à 7 mm. Certaines contiennent des xénoclastes de socle.

Les fragments laviques sont anguleux ou arrondis, de taille légèrement inférieure à celle des scories (maximum 4 mm). Il s'agit d'une lave grise (basalte) constituée d'une pâte riche en microlithes (lattes de plagioclase, pyroxène, olivine et magnétite), à la vésiculation faible à nulle, contenant des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène brun-vert et d'amphibole brune.

Les fragments de socle sont représentés par des grains polycristallins (granite à biotite) anguleux pouvant atteindre des dimensions importantes (14 mm). Les minéraux libres (feldspath, quartz, biotite) sont nombreux.

Ce niveau représente un apport de matériel pyroclastique provenant d'une éruption phréatomagmatique. Le granoclassement normal observé correspond à la décantation du matériel pyroclastique à travers une tranche d'eau. Les éléments les plus lourds (grosses scories, fragments de lave et gros fragments de socle) sédimentent en premier. Les fragments plus fins décantent moins vite et se retrouvent au sommet du niveau. Les minéraux libres se retrouvent dispersés dans l'ensemble du niveau, leur sédimentation étant fonction de leur densité, de leur taille et de leur forme. Certains grains portent un fin revêtement cendreuse représentant un stade initial d'accrétion. Cette structure en pseudo-sable (ou en stade initial de lapilli accrétionné armé) se rencontre fréquemment dans les dépôts d'éruptions phréatomagmatiques (déferlantes, coulées pyroclastiques et retombées).

### 5. Conclusions

Les formations de l'anneau détritique et du péri-lac de Soleilhac se sont déposées pendant les phases pléni et tardi-lacustres.

La sédimentation lacustre *sensu stricto* a enregistré des apports volcaniques lointains (ponces) ou locaux (principalement phréatomagmatiques basaltiques) et a été perturbée par des glissements de panneaux du diatrème du maar ainsi que par des apports en bordure de lac.

Dans la partie supérieure de l'anneau détritique, l'ensemble D livre des palynoflores qui évoquent la fin d'un optimum thermique (interglaciaire majeur) avec instauration

de conditions fraîches très humides. Le contenu pollinique de l'ensemble C indiquerait un retour à des conditions plus douces ; celui de l'ensemble B montre pour sa part une dégradation climatique progressive aboutissant à la première phase réellement sévère d'une glaciation exprimée par les dépôts de l'ensemble A.

On retiendra qu'au sein de conditions interglaciaires, une phase plus fraîche et très humide représente le signal de la dégradation climatique ; on observe ensuite l'installation de conditions de plus en plus fraîches et toujours très humides puis, après franchissement d'un seuil, l'instauration d'un pléniglaciaire globalement froid et sec : cette évolution caractérise le début d'un stade glaciaire du Pléistocène moyen.

L'occupation humaine des bords du lac intervient pendant les conditions climatiques favorables enregistrées dans l'ensemble C. En l'absence de datation directe, les éléments d'appréciation divergents apportés tant par les fau-

nes que le paléomagnétisme et les téphras, ne permettent pas de proposer un âge précis pour cette séquence et interdisent tout essai de corrélation avec la chronologie isotopique.

## Remerciements

à Christian Carruesco et Georges Calise pour les analyses d'argiles, Mosshine El Graoui pour la fabrication des lames minces des carottes, Marie-Agnès Courty et Geneviève Papy pour leur concours aux analyses granulométriques, Marianne Raynal pour les illustrations, Nicolas Fedoroff pour l'accueil à l'atelier de fabrication de lames minces de l'INA-Paris-Grignon. Les travaux de terrain et de laboratoire ont été financés par l'Institut de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire de l'Université de Bordeaux I (URA 133 puis UMR 9933 CNRS), le Ministère de la Culture, la Région Aquitaine dans le cadre du projet *Espaces volcaniques préhistoriques* et le GDR 1122 CNRS *Hommes et Volcans avant l'Histoire*.

## Références

- BARSCH D. 1996 - *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Springer Ed., 1996, Berlin, 331 p.
- BONIFAY E. 1980 - Circonscription d'Auvergne. Informations archéologiques. in *Gallia Préhistoire*, 1980, T. 23, fasc. 2, 1981, p. 337-358.
- BONIFAY E., BONIFAY M.F. 1983 - Le Paléolithique ancien en Velay et Auvergne : civilisations préhistoriques et milieu naturel. in *Les inédits de la Préhistoire auvergnate*, 1983, Clermont, Musée Bargoin, p. 91-104.
- BONIFAY E., BONIFAY M.F., PANATTONI R., TIERCELIN J.J. 1976 - Soleilhac Blanzac, Haute-Loire nouveau site préhistorique du début du Pléistocène moyen. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 1976, tome 73, Etudes et Travaux, p. 293-304.
- BONIFAY E., MERGOIL J. 1988 - Les maars de Soleilhac Blanzac, Haute-Loire et leurs séries volcano-sédimentaires. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 1988, t. 307, série II, p. 1561-1566.
- BONIFAY E., TIERCELIN J.J. 1977 - Existence d'une activité volcanique et tectonique au début du Pléistocène moyen dans le bassin du Puy Haute-Loire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 1977, t. 284, série D, p. 2455-2457.
- BONIFAY E., TRUZE E. 1984a - Lacs et paléolacs du Velay Massif Central français. *10 à R.A.S.T.*, Bordeaux, 1984, S.G.F. Ed., p. 72.
- BONIFAY E., TRUZE E. 1984b - Structures et dynamique sédimentaire dans les lacs de maars : l'exemple du Velay Massif Central français. *5<sup>e</sup> Congrès Européen de Sédimentologie*, Marseille, 1984, Résumés, p. 68-69.
- BOULE M. 1892 - *Description géologique du Velay*. Bulletin des services de la Carte Géologique de France et des topographies souterraines, 1892, vol. 4, n°28, 259 p.
- BOUT P. 1958 - Anciens deltas lacustres de la Haute-Loire et des départements proches. *Bulletin de la Société Académique du Puy et de la Haute-Loire*, 1958, t. XXXVII, p. 187-188.
- BOUT P. 1960 - *Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier*. Thèse, Imprimerie Jeanne d'Arc, 1960, Le Puy-en-Velay.
- BOUT P. 1970 - Maars et cones de scories d'Auvergne et du Velay. *Revue d'Auvergne*, 170, t. 84, n°1, p. 29-42.
- Bout P. 1973 - *Les volcans du Velay*. Watel, 1973, Brioude, 287 p.
- BOUT P. 1978 - Problèmes du volcanisme en Auvergne et Velay. Watel, 1978, Brioude, 326 p.
- BOUT P., BROUSSE R. 1969 - *Livret-guide de l'excursion C 13 Auvergne-Velay*. Union Internationale pour l'Etude du Quaternaire, VIII Congrès INQUA, 1969, Paris, 87 p.
- BÜLLOCK P., FEDOROFF N., JONGERIUS A., STOOPS G., TURSINA T. 1985 - *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, 1985, Wolverhampton, 152 p.
- CANTAGREL J.M., BAUBRON J.C. 1983 - Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore : implications volcanologiques. *Geologie de la France* 2 1, 1983, 1 2, 123-142.
- CAS R.A.F., WRIGHT J.V. 1992 - *Volcanic successions. Modern and ancient*. Chapman & Hall, 1992, London, 528 p.
- EVANS D.J.A. Ed. 1994 - *Cold Climate Landforms*. Wiley, Chichester, 1994, 526 p.
- FISCHER R.V., SCHMINCKE H.U. 1984 - *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 1984, Berlin, 472 p.
- FOURIS M., CANTAGREL J.M., MERGOIL J., POIDEVIN J.L. 1986 - Géochronologie absolue et faunes plio-quatennaires du Velay Massif Central, France. *11<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre*, Clermont, 1986, Société Géologique de France Ed., p. 69.

- GUILLORE P. 1985 - *Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces*. Document ronéoté Institut National Agronomique Paris-Grignon, 1985, Département des sols, 22 p.
- HEIKEN G.H. 1972 - Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, 83, 1961-1988.
- INMAN D.L. 1952 - Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.*, 1952, 22, 125-145.
- JULIEN M. 1886 - in *Annuaire du Club Alpin*, 1886, p. 602.
- LAJOIE J., STIX J. 1992 - Volcaniclastic Rocks. in *Walker and James Ed., Faciès Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 1992, 101-118.
- LO BELLO P., FÉRAUD G., HALL C.M., YORK D., LAVINA P., BERNAT M. 1987 -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step heating and laser fusion dating of a quaternary pumice from neschers, Massif Central, France : the defeat of xenocrystic contamination. *Chem. Geol. Isot. geosci. Sect.*, 1987, 66, 61-71.
- LORENZ V. 1974 - Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 1974, 21, 273-291.
- MERGOIL J., BOIVIN P., CAMUS G., GOER DE HERVE A. De, GOURGAUD A., KIEFFER G., VINCENT P. 1979 - Le maar, site paléontologique privilégié en contexte volcanique. *7 è R.A.S.T.*, 1979, Lyon, Société Géologique de France éd., p. 325.
- MOORE J.G., PECK D.L. 1962 - Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western United States. *Journal of Geology*, 1962, 70, 182-193.
- PILLEYRE T. 1991 - *Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques*. Thèse de l'Université de Clermont II, 1991, DU345, 164 p.
- RAYNAL J.P. 1987 - Evolution comparée de lacs de maars en Auvergne et en Velay France: datation et contribution à la connaissance des climats pléistocènes. *Documents du C.E.R.L.A.T.*, 1987, Mémoire N°1, 65-96.
- RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PAQUEREAU M.M., GUADELLI J.L., MARCHIANTI D., MIALLIER D., FAIN J., SANZELLE S. 1984 - Le maar de Saint-Hippolyte Puy-de-Dôme, France. Datation par thermoluminescence, flores et faunes fossiles, présence humaine, climatochronologie et dynamique du système paléolacustre. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne*, 1984, vol. 50, fasc. 1-2-3-4, p. 97-114.
- READING H.G. 1986 - *Sedimentary environments and faciès*, Oxford, Blackwell Sci. Pub., 1986, 615 p.
- REINECK H.E., SINGH I.B. 1980- *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag Ed., 1980, Berlin, 551 p.
- ROBERT F. 1829 - Mémoire sur les ossements fossiles des environs de Cussac, commune de Polignac Haute-Loire. *Annales de la Société d'Agriculture du Puy*, 1829.
- SALVADOR A. 1994 - *International Stratigraphic Guide*. International Union of Geological Sciences and Geological Society of America Ed., 1994, Boulder, 214 p.
- TEULADE A. 1985 - *Etude téphrologique de formations lacustres de maars du Velay occidental*. DEA, Université d'Aix-Marseille II, 1985, 72 p.
- TEULADE A. 1988 - Les tephra cendro-ponceux dans les sédiments du lac de maar de Solheilnac Haute-Loire : pétrographie et origine. *Soc. Hist. Nat. Auvergne*, 1988, 53, 39-43.
- TEULADE A. 1989 - *Téphrologie des formations cendro-ponceuses en milieux lacustres quaternaires. Méthode d'étude et application au Massif Central français Velay et aux Carpathes orientales roumaines dépression de Brassov*. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille II, 1989, 301 p.
- THOUVENY N. 1983 - *Etude paléomagnétique de formations du Plio-pléistocène et de l'Holocène du Massif central et de ses abords*. Thèse de troisième cycle, Université d'Aix-Marseille II, 1983, 132 p., 93 fig., 34 tabl.
- THOUVENY N., BONIFAY E. 1984 - New chronological data on European Plio-Pleistocene faunas and hominid occupation sites. *Nature*, 1984, 308, n° 5957, 355-358.
- VERNET G. 1992 - *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale Massif central français. Minéraux denses et retombées*. Thèse de l'Université de Bordeaux I, 1992, n° 724, 335 p.
- VERNET G., RAYNAL J.P., LEFEVRE D., KIEFFER G. 1999 - Téphras distales dans les dépôts du Pléistocène moyen de Venosa Basilicata, Italie. in *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio iniziale nel bacino di Venosa*, Ed. Osanna, Venosa, 207-233.
- WALKER R.G., JAMES N.P. 1992 - *Faciès Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada Ed., 454 p.
- WALKER G.P.L. 1971 - Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 1971, 79, 696-714.

## L'éruption trachytique du puy Chopine (Puy-de-Dôme, France) : impacts proximaux et distaux et implications écoarchéologiques

*The trachytic eruption of puy Chopine (Puy-de-Dôme, France): proximal and distal impacts and archaeological implications*

Gérard Vernet<sup>1</sup>, Jean-Paul Raynal<sup>2</sup>, Guy Kieffer<sup>3</sup>, Guy Camus<sup>+</sup>, Jean-Luc Guadelli<sup>2</sup>, Dominique Vivent<sup>2</sup>, Didier Miallier<sup>4</sup>, Serge Sanzelle<sup>4</sup>, Thierry Pilleyre<sup>4</sup>, Jean Fain<sup>4</sup>, Michèle Montrét<sup>4</sup>

**Résumé :** les produits proximaux et distaux issus du Puy Chopine permettent de reconstituer les principales phases dynamiques de son éruption. Outre l'impact dévastateur de ses nuées, ses écoulements synéruptifs ont atteint la bordure occidentale de Limagne et perturbé le drainage local. On insiste sur l'intérêt de l'étude des différents recouvrements dus au volcanisme trachytique tardiglaciaire et holocène pour l'archéologie régionale.

**Mots-clés :** Chaîne des Puys, Puy Chopine, trachyte, tardiglaciaire, holocène, écoulement pyroclastique, écoulement boueux.

**Abstract:** Puy Chopine eruptive dynamics is assumed from proximal and distal tephra observation. Pyroclastic flows and syneruptive mud-flows have reached the plain of the Western Limagne and sealed the local drainage system. Our knowledge of regional archaeology should be improved by surveying such volcano-sedimentary deposits resulting of Late Glacial and holocene trachytic eruptions.

**Keywords:** Chaîne des Puys, Puy Chopine, trachyte, Late Glacial, Holocene, pyroclastic flow, mud-flow.

En 1995, la découverte du site préhistorique de Marsat (Les Pradelles), à proximité de Riom, et l'ouverture conjointe des travaux du Centre Européen du Volcanisme (projet Vulcania) à Saint-Ours-les-Roches, ont permis de mener une étude complète des produits de l'éruption à magma trachytique du Puy Chopine, du cœur de la Chaîne des Puys à la plaine de Limagne (figure 1).

Le Puy Chopine est un ensemble volcanique complexe dont l'élément caractéristique est une protrusion trachytique élanée de 160 m de haut et dont l'histoire éruptive comporte plusieurs phases (Camus *et al.*, 1973 ; De Goër *et al.*, 1991) :

- édification d'un cône strombolien, le puy des Gouttes, par une éruption à magma basaltique,

- ouverture d'un cratère d'explosion à l'emplacement actuel du puy Chopine, retombées et dépôts de nuées à produits trachytiques,  
- ascension d'une aiguille de trachyte à l'état pratiquement solide.

Les nuées issues de l'écroulement de la colonne éruptive de l'éruption vulcanienne contiennent en abondance des bois carbonisés. Ces restes ont été datés par le radiocarbone en différents secteurs à l'Ouest et au Sud de l'édifice et un âge moyen de 8415 BP (Camus, 1975) a été confirmé par les travaux plus récents (Raynal *et al.* 1981, Juvigné 1987). Les produits distaux de l'éruption ont été repérés dans plusieurs tourbières (Téphra de la Taphanelle, Juvigné, 1983). récemment des produits distaux complexes ont été repérés à l'Est de l'édifice, en bordure de la Grande Limagne, dans la vallée du Ruisseau de Mirabel, à proximité de Riom.

1. 7, rue du Mont Mouchet, 63320 Chadeleuf, AFAN, UMR 6042 et GDR 1122 CNRS.

2. UMR 5808 CNRS, Université de Bordeaux, 1, avenue des Facultés, F- 33405 Talence et GDR 1122 CNRS.

3. UMR 6042 CNRS, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, France, Centre de Recherches Volcanologiques et GDR 1122 CNRS.

4. Équipe AI-TL, Laboratoire de Physique corpusculaire, Université de Clermont II, CNRS-IN2P3, 63177, Aubière cedex et GDR 1122 CNRS.

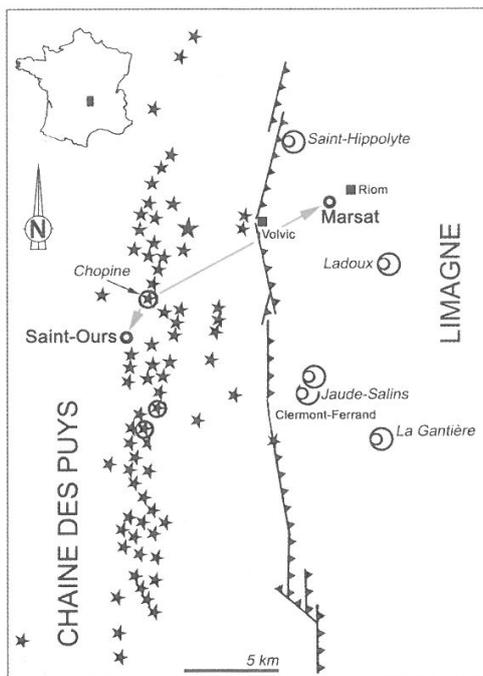


Figure 1 : dispersion des produits du puy Chopine dans le contexte volcanologique local.

## 1. Les impacts proximaux de l'éruption du puy Chopine observés à Saint-Ours-les-Roches

Les travaux de construction du projet Vulcania ont permis d'étudier les produits éruptifs du Puy Chopine en position proximale, à 1500 m au plus du point éruptif, de préciser leur faciologie, de reconstituer l'histoire de l'éruption. Ils reposent sur une puissante série volcanique issue du Puy de Lemptégy (deux coulées au-dessus du socle cristallin et des dépôts stromboliens pour l'essentiel) ainsi que sur des téphras provenant d'autres appareils.

### 1.1 Les formations au toit de la coulée supérieure du Puy de Lemptégy

Le substrat du secteur d'observation est formé de deux coulées superposées au socle cristallin. La stratigraphie des formations conservées au toit de la coulée supérieure est la suivante de bas en haut (figure 2) :

- unité 10 (puissance de 2 à 4 m) : toit scoriacé de la coulée,
- unité 9 (puissance maximale : 0,60 m à 1 m) : retombée directe noire et litée de composition trachyandésitique basaltique, datée directement par TL de  $12\,000 \pm 2\,000$  (Cler 300) (tableau),
- unité 8 (puissance maximale : 0,70 m) : dépôts argilo-limoneux beiges micro-lités et granoclassés contenant des lentilles de téphra noires,
- unité 7 (puissance maximale : 0,45 m) : téphras argileuses (gélifluées ?) à graviers basaltiques plus ou moins abondants,
- unité 6 (puissance maximale : 0,45 m) : téphras remaniées à scories plus ou moins roulées noires à grises,
- unité 5 (puissance maximale : 1 m) : convoi à blocs de basalte plus ou moins arrondis ( $\phi$  moyen 0,20 m) dans une matrice argileuse beige,
- unité 4 (puissance maximale : 0,20 m) : retombée directe à scories noires et rouges très vésiculées à composition de trachyandésite basaltique (tableau), conservée localement dans des poches au sommet du convoi à blocs (unité 5),
- unité 3 (puissance maximale : 0,50 m) : colluvions beiges argilo-limoneuses à rares blocs de basalte arrondis. La partie supérieure (puissance 0,20 m à 0,30 m) supporte un paléosol avec des traces nettes de bioturbations et une coloration plus brune ; elle renferme des charbons millimétriques et des fragments de trachyte ( $\phi$  2 à 3 cm),
- unité 2 (puissance de 1,20 m à 0,10 m suivant le secteur) : produits trachytiques du Puy Chopine (description détaillée *infra*),
- unité 1 (puissance maximale : 0,70 m) : colluvions argilo-limoneuses beiges portant la pédogenèse actuelle.

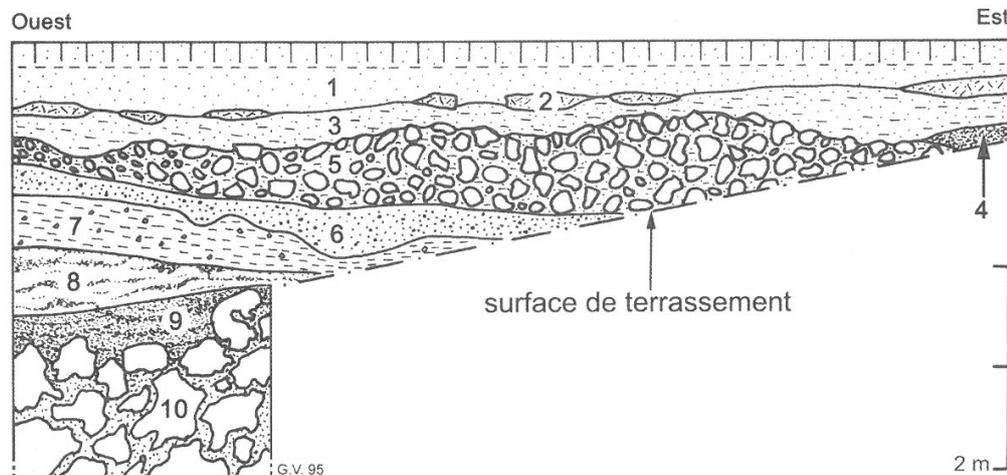


Figure 2 : Saint-Ours, CEV. Les différentes formations au toit de la coulée supérieure du puy de Lemptégy.

L'étude de ces formations permet donc d'identifier :

- deux retombées volcaniques trachyandésitiques basaltiques, dont la plus ancienne est datée par TL à  $12\ 000 \pm 2\ 000$ , qui pourraient provenir du Puy de Côme.
- des dépôts (unités 8 à 5), partiellement mis en place sous ambiance froide (convoi à blocs de l'unité 5). Ces témoins montrent la persistance de phases climatiques rigoureuses postérieurement à 12 000 BP au sein de la Chaîne des Puy (Dryas récent ?).
- un paléosol (unité 3 sup) recouvert par les produits trachytiques du Puy Chopine (unité 2). L'étude palynologique de l'unité 3 en cours devrait permettre de reconstituer l'environnement végétal dans lequel s'est produite l'éruption du Puy Chopine.

### 1.2 Les produits proximaux du Puy Chopine (unité 2)

Observés en plusieurs points du secteur, ces dépôts trachytiques diminuent rapidement en puissance du Nord

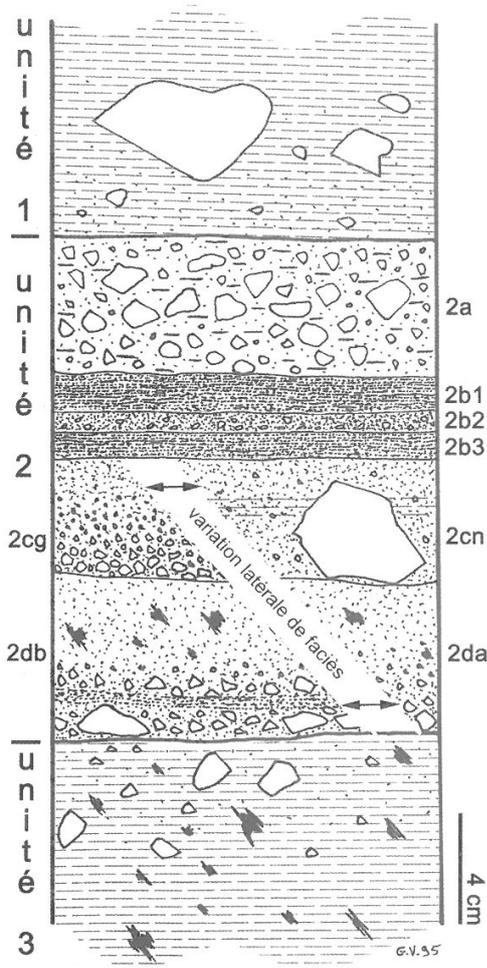


Figure 3 : Saint-Ours, CEV. L'unité 2 réduite vers le sud du secteur étudié.

vers le Sud : en 400 mètres, on passe d'un recouvrement continu à un recouvrement discontinu. Ils reposent toujours sur un paléosol brun contenant des charbons de bois millimétriques. Même lorsque cette formation est réduite, on distingue aisément quatre lamines (2a, 2b, 2c et 2d) (figure 3).

Dans la partie nord du secteur d'observation, leur puissance atteint 1,20 m et permet une étude de détail (figure 5).

La première manifestation de l'éruption volcanienne du Puy Chopine est marquée par la présence de plusieurs blocs décimétriques de trachyte blanc, fichés dans le paléosol (figure 4). Ils sont souvent entourés d'une mince couche charbonneuse (quelques millimètres). Ces blocs, éjectés par l'explosion, se sont mis en place après une trajectoire balistique dans l'atmosphère. Parmi les xénoclastes, signalons un bloc décimétrique de basalte émis lors de cette explosion initiale.

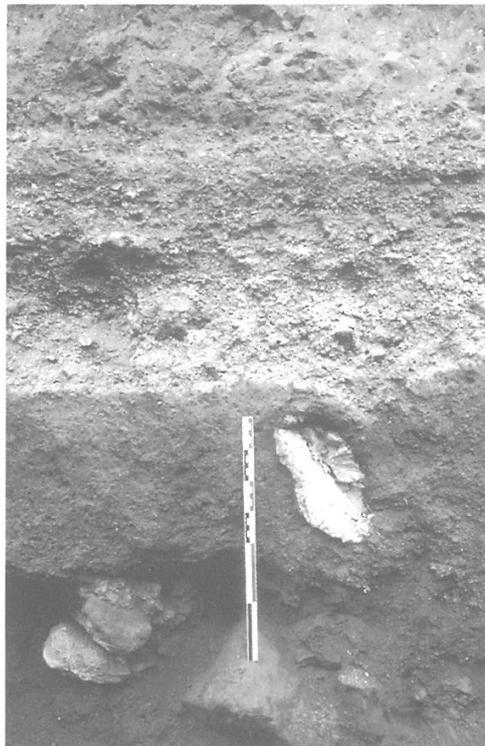


Figure 4 : Saint-Ours, CEV. Bloc de trachyte fiché dans le paléosol lors de l'éruption volcanienne.

Les niveaux 27 à 21 sont des dépôts de déferlantes basales liés à des souffles rasants et à l'effondrement de la colonne éruptive (figure 5).

La première nappe de recouvrement (niveau 27) est constituée d'un dépôt principal grossier et d'une lamine sommitale plus fine. Le dépôt principal contient de rares xénoclastes et des fragments trachytiques centimétriques plus ou moins vésiculés, de couleur grise à blanche, dans une matrice cendreuse et ne présente ni granoclassement, ni stratification. Il contient de nombreux fragments de branches carbonisées attestant de la haute température de mise

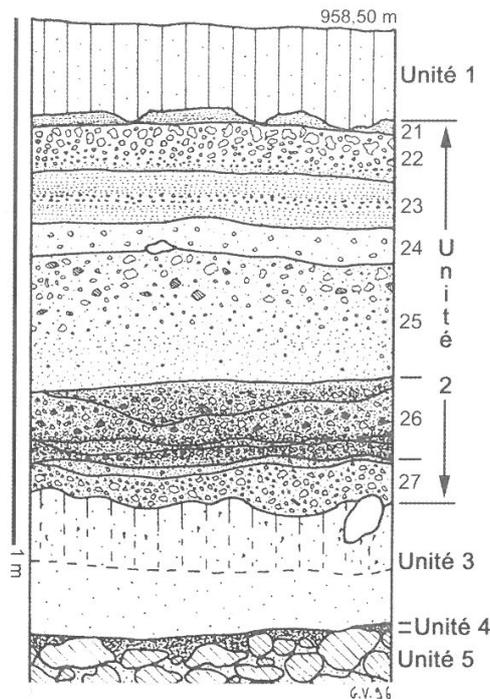


Figure 5 : Saint-Ours, CEV. L'unité 2, dilatée dans le nord du secteur d'observation.

en place : leur âge radiocarbone est de  $8465 \pm 70$  BP (ARC 1561). Ces bois carbonisés ont subi un déplacement : aucune souche n'a été observée et l'on peut penser que les branches présentes proviennent de la couverture arborée des édifices situés plus au Nord (Puy de Gouttes et Puy de Lemptégy), alors que le secteur étudié possédait une couverture plutôt herbacée. L'activité explosive responsable de la mise en place de ce dépôt s'est déroulée à cheminée ouverte (activité volcanienne), comme le montre la quasi-absence de xénoclastes.

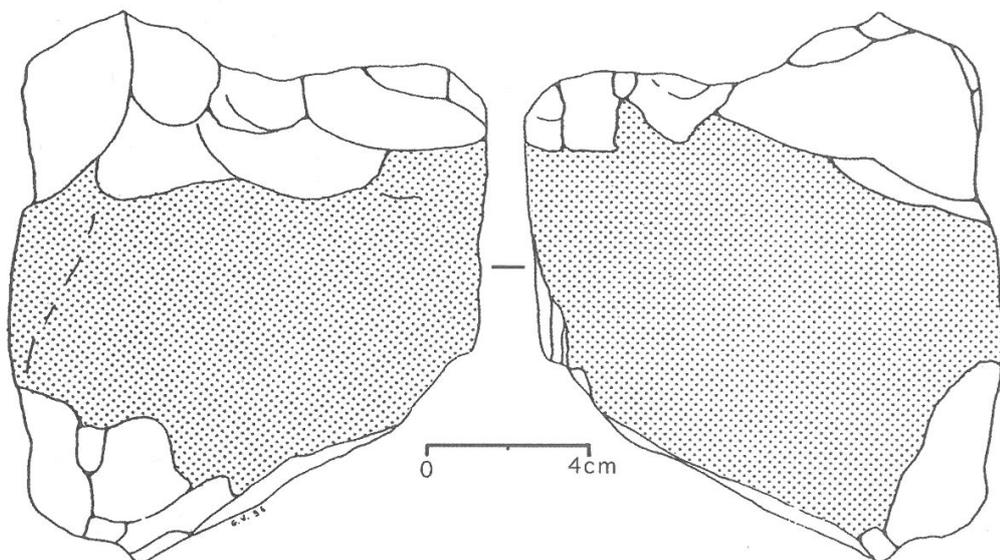


Figure 6 : Saint-Ours, CEV. Téphroclast de la 3<sup>e</sup> nappe de recouvrement trachytique.

La deuxième nappe de recouvrement (niveau 26) présente une stratification interne formée de lits de granulométrie différente. On peut compter deux ou trois lits grossiers et un lit fin parfois induré. Un granoclassement (inverse ou normal suivant les lits) peut être observé localement. La couleur générale du niveau 26 est nettement plus sombre (grise) que celle du niveau 27 car les éléments trachytiques peu vésiculés sont gris et l'on note une forte proportion de xénoclastes sombres (basaltes, scories, cornéennes et syéno-diorites). Des fragments volumineux d'écorces ont été récoltés en son sein. Ils étaient disposés à plat, à la base du lit grossier inférieur, leurs faces supérieures carbonisées, leurs faces inférieures restant intactes. Cette seconde explosion fut nettement phréatomagmatique (nombreux xénoclastes, fragments trachytiques peu ou pas vésiculés, stratification interne). La température de mise en place était sans doute moins élevée que lors du dépôt de la première nappe, comme l'atteste la carbonisation superficielle des fragments d'écorce.

La troisième nappe de recouvrement (niveau 25) présente une matrice cendreuse beige claire, assez abondante, emballant des fragments de trachyte gris à blanc plus ou moins vésiculés et des xénoclastes de taille parfois importante. Certains de ces xénoclastes présentent des formes typiques permettant de les classer parmi les géofacts, variété téphrofacts (figure 6). Ce niveau présente un net granoclassement inverse. On note l'absence quasi-totale de bois carbonisés : la couverture végétale était déjà très largement anéantie dans l'environnement du Puy Chopine. Cette troisième explosion est phréatomagmatique, d'un caractère toutefois moins accusé que la précédente.

La quatrième nappe de recouvrement (niveau 24) est un dépôt à matrice cendreuse fine de couleur beige rosâtre qui emballent des fragments de trachyte blanc vésiculé. Cette unité est très homogène, particularité qui le rapproche des produits mis en place sous forme boueuse, ou tout du moins faiblement gazeuse. On note une variation notable de puissance avec une tendance à l'accumulation dans les zones déprimées. Aucun fragment de bois carbonisé n'a été observé en son sein.

Les dépôts sommitaux (niveaux 23, 22 et 21) ne sont conservés que localement dans la partie nord et ne correspondent pas forcément à des dépôts de déferlantes basales. Le niveau 23, de granulométrie fine, souvent induré, présente un litage net et régulier de retombées cendreuse à composition de trachyandésite : il indique vraisemblablement l'éruption strombolienne d'un autre appareil, synchrone de celle du puy Chopine. Le niveau 22, constitué de fragments trachytiques «moussus» dont la taille peut dépasser

le centimètre, à granoclassement inverse très net et dépourvu de matrice, évoque une retombée plinienne. Le niveau 21 possède les mêmes caractéristiques que le niveau 23.

Les analyses géochimiques réalisées sur des fragments de lave juvénile de chaque recouvrement, triés à la loupe binoculaire, montrent une variation nette de la teneur en silice du magma au cours de l'éruption (tableau ci-après).

Unité	27 sommet	27 base	26 sommet	26 milieu	25 milieu	24	23	22	21	4	9
SiO <sub>2</sub>	69,11	69,35	68,05	68,39	67,18	66,51	60,90	67,79	67,48	52,74	52,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,39	16,24	17,26	17,19	16,52	18,18	16,89	17,49	17,32	17,57	17,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	1,71	2,03	2,10	3,01	2,31	6,90	2,24	2,16	10,13	9,73
MgO	0,21	0,18	0,18	0,24	0,61	0,25	2,75	0,28	0,25	3,46	3,41
CaO	0,96	0,90	0,90	0,92	1,60	1,05	4,12	0,95	1,00	7,58	7,51
Na <sub>2</sub> O	5,90	6,16	6,08	5,80	5,81	6,08	3,92	5,91	6,19	4,31	4,49
K <sub>2</sub> O	5,02	5,01	5,03	4,90	4,58	5,11	3,04	4,84	5,09	2,10	2,44
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,23	0,28	0,27	0,48	0,31	1,30	0,29	0,30	1,89	1,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,21	0,21	0,19	0,19	0,20	0,20	0,18	0,21	0,22	0,23	0,21
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

### 1.3 - L'éruption du Puy Chopine

L'étude des formations éruptives proximales du Puy Chopine montre que son éruption s'est déroulée en plusieurs phases. Après une activité initiale à cheminée ouverte (vulcanienne, niveau 27), on note une phase nettement phréatomagmatique (niveau 26), puis ce caractère semble régresser (niveaux 25 et 24). On note une variation de la teneur en silice, mais les compositions des niveaux 27 à 24, 22 et 21 restent dans le domaine de variation des produits du Chopine identifiés ailleurs. Seul le niveau 23 est de composition différente et provient sans doute d'une autre appareil, à magma trachyandésitique, ayant fonctionné de façon synchrone (tableau).

L'environnement végétal a été totalement détruit dans un rayon d'au moins 2 km autour de la bouche éruptive et notamment plus loin dans l'axe d'expansion des nuées et des écoulements boueux.

Enfin, la production de géofacts dispersés dans l'environnement par l'explosion démontre la banalité de tels phénomènes susceptibles de perturber la compréhension des premiers peuplements préhistoriques régionaux.

## 2. Un impact distal en bordure de Limagne : le site de Marsat

Le site a été découvert lors de la construction d'un ouvrage de rétention des crues à Marsat, au lieu-dit Les Pradelles (figure 1). Une première expertise a constaté la présence de formations riches en fragments trachytiques en partie sommitale de stratigraphie. Une seconde visite du site a conduit à la trouvaille des premiers ossements animaux et silex taillés. La découverte a été suivie d'une opération de diagnostic archéologique du 14 au 23 décembre 1995.

### 2.1 Stratigraphie, interprétation dynamique

À l'emplacement du site, trois forages implantés par la société Fondasol en octobre 1995, démontraient l'existence d'un paléochenal alluvial riche en produits volcaniques, de direction sensiblement Ouest-Est, atteignant les mar-

nes vertes à une profondeur de 10 mètres sous la surface du sol actuel en bordure nord de la zone concernée. Trois coupes ménagées par les travaux ont permis une description détaillée des différentes unités stratigraphiques.

La coupe sud (figure 7) présente de bas en haut les unités stratigraphiques suivantes :

- Unité 6 : sables noirs alluviaux, à forte charge en éléments volcaniques mélanocrates, contenus dans un méga chenal reconnu par les sondages carottés. En terme de téphrostratigraphie régionale, ces alluvions représentent essentiellement les produits remaniés et concentrés des éruptions trachyandésitiques du Puy de la Nugère, d'âge début Alleröd bien établi par ailleurs.

- Unité 5 : elle se subdivise en trois séquences (5.1, 5.2 et 5.3) à granoclassement positif évoluant d'un pôle de graviers ou sables grossiers vers un pôle limono-argileux à débris organiques. Les deux horizons archéologiques sont situés en 5.2 et en 5.3 sommet.

- Unité 4 : c'est un niveau compact et homogène de couleur beige contenant de très nombreux fragments anguleux, centimétriques à pluricentimétriques, de trachyte blanc frais, et de nombreuses empreintes de végétaux, feuilles et brindilles. Localement, cette unité se termine par un mince unité pouvant représenter une retombée directe de produits fins. Les fragments de trachyte présentent une composition minéralogique à sphène. Il s'agit indiscutablement d'un trachyte de la Chaîne des Puys, provenant du Chopine ou du Sarcouy. L'analyse chimique (69,36 % de SiO<sub>2</sub>) exclut le Sarcouy et confirme le Puy Chopine comme volcan émetteur (figure 8). L'unité 4 représente donc une manifestation de l'éruption trachytique du Puy Chopine, arrivée en Limagne selon l'axe de drainage que représente le ruisseau de Mirabel, sous la forme d'une coulée boueuse synéruptive.

- Unité 3 : elle repose sur la précédente par une discordance de ravinement fortement marquée sous la forme d'un chenal en U, à berges raides (40 à 55°), d'une largeur moyenne de 7 mètres et d'une profondeur d'au moins 3 mètres. Ce chenal est comblé de matériaux très grossiers,

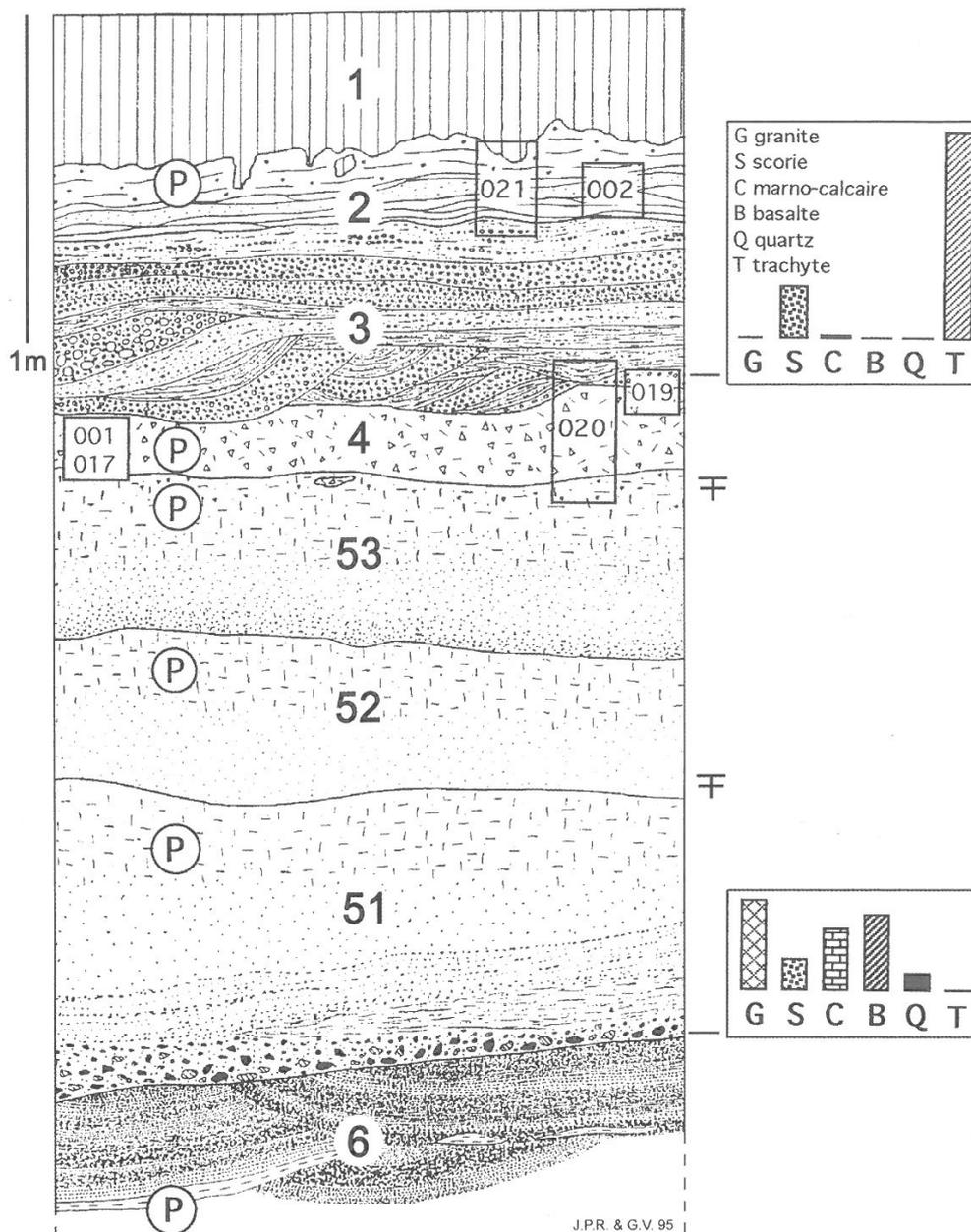


Figure 7 : Marsat. Coupe sud.

composés quasi exclusivement de galets décimétriques de trachyte dans une matrice de graviers également de nature trachytique. Plusieurs troncs d'arbres profondément ferruginisés étaient visibles à la base de ce chenal. Cette formation représente la réorganisation du réseau de drainage suite à l'invasion de la paléo-vallée du ruisseau de Mirabel par les produits du début de l'éruption trachytique du Puy Chopine. Ce phénomène est sans doute synéruptif.

- Unité 2 : il s'agit de matériel fin trachytique (68,99 % de SiO<sub>2</sub>), organisé en fines lamines, qui représente des retombées de panache éruptif vannées. Ce phénomène est synéruptif.

Les unités 4, 3 et 2 représentent donc un détail nouveau dans les processus éruptifs du Puy Chopine, en position distale orientale, différent de celui des nuées pyroclastiques habituellement rencontré sur le plateau des Dômes, en position plus proximale.

- Unité 1 : zone bioturbée et perturbée par les façons culturales

## 2.2 Contenu pollinique, datation

Sur les seize échantillons analysés, seul un échantillon de l'unité stratigraphique 5.1 a livré suffisamment de pollens ou spores pour pouvoir établir un spectre pollinique exprimé en fréquences relatives (%). Le cortège pollinique

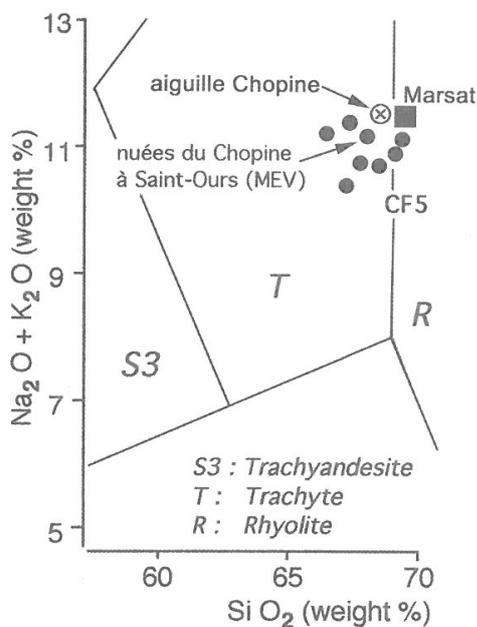


Figure 8 : géochimie des produits trachytiques de Marsat et du puy Chopine.

de cet échantillon, latéralement en position équivalente à celle du niveau archéologique inférieur, permet de proposer deux hypothèses :

- du point de vue chronologique : il pourrait se placer dans la «phase à *Juniperus*» décrite par Reille, Pons et Beaulieu (1992) dans le Massif Central et calée entre 12800 et 12400 BP, mais cette proposition est en contradiction avec la téphrostratigraphie locale,
- du point de vue environnemental : les fortes proportions d'Alismataceae, de Lemnaceae et de Cyperaceae traduisent un milieu très humide avec probablement la présence d'eau stagnante environnante.

La datation des ossements animaux provenant du niveau archéologique de l'unité stratigraphique 5.2 s'est avérée impossible par absence de collagène. La datation directe des différents niveaux trachytiques par thermoluminescence (unités stratigraphiques 3 et 4) est en cours. Toutefois, une nouvelle datation  $^{14}\text{C}$  de  $8465 \pm 70$  BP (ARC 1516) a été obtenue sur des charbons de bois provenant de la base des produits éruptifs proximaux du Puy Chopine à Saint-Ours-les-Roches : elle confirme les âges précédemment obtenus pour cette éruption et fixe donc un âge minimum pour les niveaux archéologiques.

### 2.3 Archéologie, évaluation des impacts

Dix mètres carrés ont été explorés afin d'évaluer l'importance du site. Ils ont permis de reconnaître les restes d'un campement de chasseurs de la fin des temps glaciaires, établi sur la berge d'un cours d'eau et recouvert par les produits du Puy Chopine, entre 8 000 et 9 000 ans avant le présent. Les outils de pierre taillée sont peu nombreux et fabriqués dans des silex locaux (figure 9). La faune des Pradelles se compose de 225 restes qui appartiennent en quasi-totalité à *Bos primigenius* alors que le Renne, *Rangifer tarandus*, n'est représenté que par un seul ves-

tige. La présence de charbons de bois et d'ossements brûlés atteste que l'on se trouve sans doute à la périphérie d'une zone d'activité. La conservation de vestiges organiques (feuilles, bois) et la courte durée de l'occupation en font un site exceptionnel de la fin des temps glaciaires au pied des volcans.

Les produits trachytiques présents à Marsat-Les Pradelles proviennent bien du Puy Chopine. Leur composition chimique est très proche de celle de la lave de l'aiguille terminale de cet édifice (figure 8), mais également de celle des fragments de lave juvénile du premier recouvrement identifié à Saint-Ours (niveau 27).

Un des niveaux présents à Saint-Ours (niveau 24) possède un faciès proche d'une coulée boueuse. C'est précisément ce type de formation qui a atteint la vallée de Marsat et que l'on a identifié à la base des formations trachytiques sur le site préhistorique de Marsat-Les Pradelles à plus de 11 km de l'appareil. C'est la première fois que l'existence de ce type de phénomène est décrit avec une extension importante pour un édifice de la Chaîne des Puys.

Les éruptions trachytiques ont donc nettement affecté la Limagne occidentale, par leurs retombées de panaches (Téphra de la Rue-sous-les-Vignes, Formation de Marsat/sommet), par les produits d'explosion de leurs dômes (Téphra du Clierzou) et par la mise en place d'écoulements synéruptifs (Formation de Marsat/base). C'est sous ces derniers qu'il convient maintenant de rechercher systématiquement les traces d'occupations humaines épipaléolithiques et mésolithiques.

### 3. Conclusions

Dans le cas du Puy Chopine qui nous intéresse ici, l'analyse des produits éruptifs, en position proximale, permet de caractériser précisément les dynamiques éruptives et d'identifier quatre phases différentes : volcanienne, phréatomagmatique, magmatique et plinienne. En position distale, cette même éruption est représentée par des dépôts alluviaux synéruptifs de haute énergie, des retombées de cendres fines et une coulée boueuse. Cette dernière est la première du genre observée en relation avec une éruption à magma trachytique dans la Chaîne des Puys.

À partir du Dryas ancien, une période éruptive de la Chaîne des Puys est caractérisée par un volcanisme trachyandésitique prééminent dont les produits saupoudrent largement le plateau des Dômes et la Limagne où ils ennoient partiellement le réseau hydrographique et perturbent l'évolution des marais. Ces produits sont géliflués au cours du Tardiglaciaire.

De manière pénécotemporaine, interviennent les éruptions à magmas trachytiques, Puy de Dôme, Kilian-Vasset, Chopine puis, plus tardivement, Clierzou, qui ont nettement affecté la Limagne occidentale par leurs retombées de panaches, les produits d'explosion de leurs extrusions et la mise en place d'écoulements synéruptifs. C'est par conséquent sous les différents recouvrements liés à la mise en place de ces dômes qu'il convient désormais de rechercher systématiquement les traces d'occupations humaines épipaléolithiques et mésolithiques, non seulement en Limagne, mais au cœur même de la Chaîne des Puys.

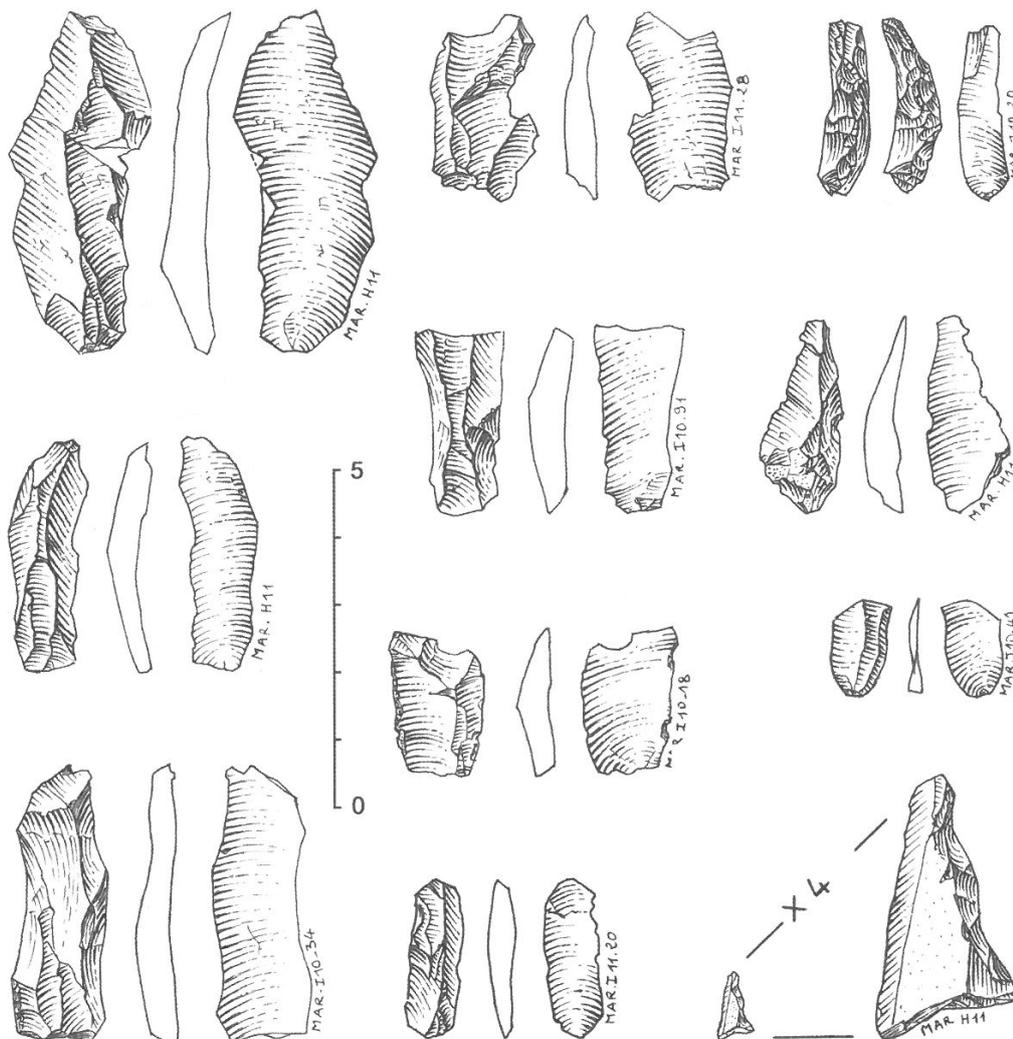


Figure 9 : Marsat. Industrie lithique laminaire et lamellaire du niveau 5.1. Le microlithe en bas à droite appartient au sommet du niveau 5.3, directement recouvert par le complexe éruptif du puy Chopine.

## Références

CAMUS G., 1975. *La Chaîne des Puys : étude structurale et volcanologique*. Annales Scientifiques de l'Université de Clermont, N°56, Géol. Minéral., fasc. 28, fig. 68, 322 p.

CAMUS G., DE GOER de HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P., 1973 - Nouvelle interprétation du système Puy Chopine-Puy des Gouttes (Chaîne des Puys, Massif Central français). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, 1121-1124.

DE GOER de HERVE A., CAMUS G., BOIVIN P., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.M., 1991 - *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. 3<sup>e</sup> éd., *Parc naturel régional des volcans d'Auvergne*, 128 p., 1 carte au 1/25 000<sup>e</sup> et une notice.

JUVIGNÉ E., 1983 - Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, n° 13, p 3-7.

JUVIGNÉ E., 1987. Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français : la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans B.P. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 304, série II, n° 4, 187-190.

LE BAS, M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, 745-750, Tulsa.

RAYNAL J.P., PAQUEREAU M.M. et DAUGAS J.P., 1981. Contribution à l'étude chronostratigraphique des formations volcano-sédimentaires de la Chaîne des Puys. *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, Fasc. 19, 59-64, 2 fig.

REILLE M., PONS A., DE BEAULIEU J-L., 1992 - Late and postglacial vegetation climate, and human action in the French Massif-Central. *Cahiers de Micropaléontologie*, éd. C.N.R.S., 1992, vol.7, 1/2, 93-106.

## Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocène de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France)

*Late Glacial and Holocene tephras from Chaîne des Puys (France) preserved in Limagne sequences: a view from Palynology.*

Dominique Vivent<sup>1</sup> et Gérard Vernet<sup>2</sup>

**Résumé :** en Limagne, sur des sites contenant des marqueurs du volcanisme de la Chaîne des Puys, les analyses palynologiques mettent en évidence l'existence d'une grande richesse qualitative et quantitative du matériel sporo-pollinique piégé dans les sédiments encaissants dont les granulométries sont très variées. Ces résultats, mis en corrélations avec d'autres, permettent de reconstituer, de part et d'autre des retombées volcaniques CF1 et CF5, les paléo-environnements botaniques, les paléo climats et les impacts du volcanisme sur la végétation. L'impact de ces retombées distales sur l'environnement est ici nettement démontré.

**Mot-clefs :** Massif central, Chaîne des Puys, Limagne, Tardiglaciaire, Holocène, volcanisme, impact distal, palynologie.

**Abstract :** palynological analysis of various sediments from volcano-sedimentary outcrops in Limagne have revealed a wide range of pollen taxa in good preservation, whatever might be the granulometry of the deposit. These results are correlated with previous data from other authors and allow to reconstruct botanical paleoenvironments, give some ideas about paleoclimates and overall, point out modifications of local vegetal cover induced by regional volcanic activity. For example, the impacts of CF1 and CF5 tephras on vegetation is discussed.

**Keywords:** Massif central, Chaîne des Puys, Limagne, Late Glacial, Holocene, Volcanism, distal impact, Palynology.

Depuis 1990, au sein de Université de Bordeaux (IPGQ) en collaboration avec l'Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales (AFAN) et à partir de 1995 au sein du GDR 1122 du CNRS «Hommes et volcans avant l'histoire», des analyses palynologiques ont été réalisées en Limagne sur des sites contenant des marqueurs du volcanisme de la chaîne des Puys.

Ces dernières avaient pour objectifs principaux de :

- reconstituer par séquence les paléo-environnements botaniques et donc des paléo-climats,
- définir l'évolution des paléo-environnements afin d'établir une bio-chronologie relative des séquences dans laquelle on peut situer les marqueurs volcaniques,
- déterminer les conséquences des impacts proximaux et distaux des retombées volcaniques sur la végétation ainsi que les processus de retour à la normale,

- enregistrer des activités anthropiques (cultures, défrichements, déboisement...) et approcher les interactions hommes/milieus volcaniques.

Trois sites, la rue Sous-les-Vignes, Villeneuve-les-Cerfs (Vernet, 1992 ; Raynal *et al*, 1998) et l'autoroute A710 ont été étudiés (figure 1). Les analyses palynologiques sur ces sites mettent en évidence l'existence d'une grande richesse qualitative et quantitative du matériel sporo-pollinique piégé dans les sédiments encaissants dont les granulométries sont très variées. Les interprétations sont basées sur l'étude des fréquences polliniques relatives et également absolues car ces dernières tiennent compte de la nature du sédiment encaissant et mettent en évidence les anomalies (Vivent, 1996 et 1998). Les résultats palynologiques corrélés avec ceux du laboratoire de Marseille (De Beaulieu *et al*, 1987 et Reille *et al*, 1992), permettent, de part et d'autre des retombées

1. Professeur au LPPH de la Ville de Bordeaux, UMR 5808 CNRS, Université de Bordeaux 1, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE CEDEX (France) et GDR 1122 CNRS.

2. 7 rue du Mont Mouchet, 63320 Chadeleuf (France), AFAN, UMR 6042 et GDR 1122 CNRS

volcaniques de reconstituer les paléo-environnements botaniques, les paléo-climats et les impacts volcaniques sur la végétation. Nous prendrons pour exemple ci-après l'étude d'un sondage dans le Grand Marais de Limagne dans le cadre de l'opération A710.

### 1. La stratigraphie de l'A710

La séquence, d'une épaisseur de 0,70 m (niveaux 6 à 18) (figure 2), correspond à la partie basale d'une stratigraphie d'une puissance totale de 2,70 m (relevé et échantillonnage G. Vernet, V. Guichard et C. Ballut). Les niveaux supérieurs (niveaux 1 à 5) sont constitués par le complexe des terres noires de Limagne (niveaux 1 à 3) et des formations sablo-graveleuses (niveaux 4 et 5) correspondant à des alluvions liées à des chenaux de divagation de petits cours d'eau. Voici la description sommaire de la stratigraphie et la position des échantillons palynologiques :

- Niveau 6 : Sédiment jaunâtre argileux, liseré noir de matière organique au centre (5 cm), dépôt «palustre». Echantillon palyno 13.  
 Niveau 7 : Retombée volcanique blanchâtre trachytique (3 cm), tephra RV1

- Niveau 8 : Sédiment grisâtre argileux (3 cm), dépôt «palustre». Echantillon palyno 12.  
 Niveau 9 : Sédiment gris foncé à noir argileux (5 cm), «paléosol de marais». Echantillon palyno 11.  
 Niveau 10 : Sédiment grisâtre argileux (6 cm), dépôt «palustre». Echantillons palyno 8, 9, 10.  
 Niveau 11 : Retombée volcanique de cendres gris foncé à noires trachyandésitiques (8 cm), tephra RV2.  
 Niveau 12 : Sédiment gris argilo-limoneux (1 cm), dépôt «palustre». Echantillon palyno 7.  
 Niveau 13 : Retombée volcanique de scories trachyandésitiques à granoclassemment inverse (12 cm), tephra RV3.  
 Niveau 14 : Sédiment verdâtre argileux (5 cm), argiles «palustres». Echantillon palyno 6.  
 Niveau 15 : Sédiment fin gris orangé (1 cm), dépôt «palustre». Echantillon palyno 5.  
 Niveau 16 : Retombée volcanique de cendres noires trachyandésitiques (11 cm), tephra RV4.  
 Niveau 17 : Sédiment noir argileux organique (gris dans sa partie inférieure) (9 cm), «paléosol de marais». Echantillons palyno 4, 3, 2.  
 Niveau 18 : Sédiment verdâtre argileux riche en marnes oligocènes remaniées de puissance non reconnue. Echantillon palyno 1.

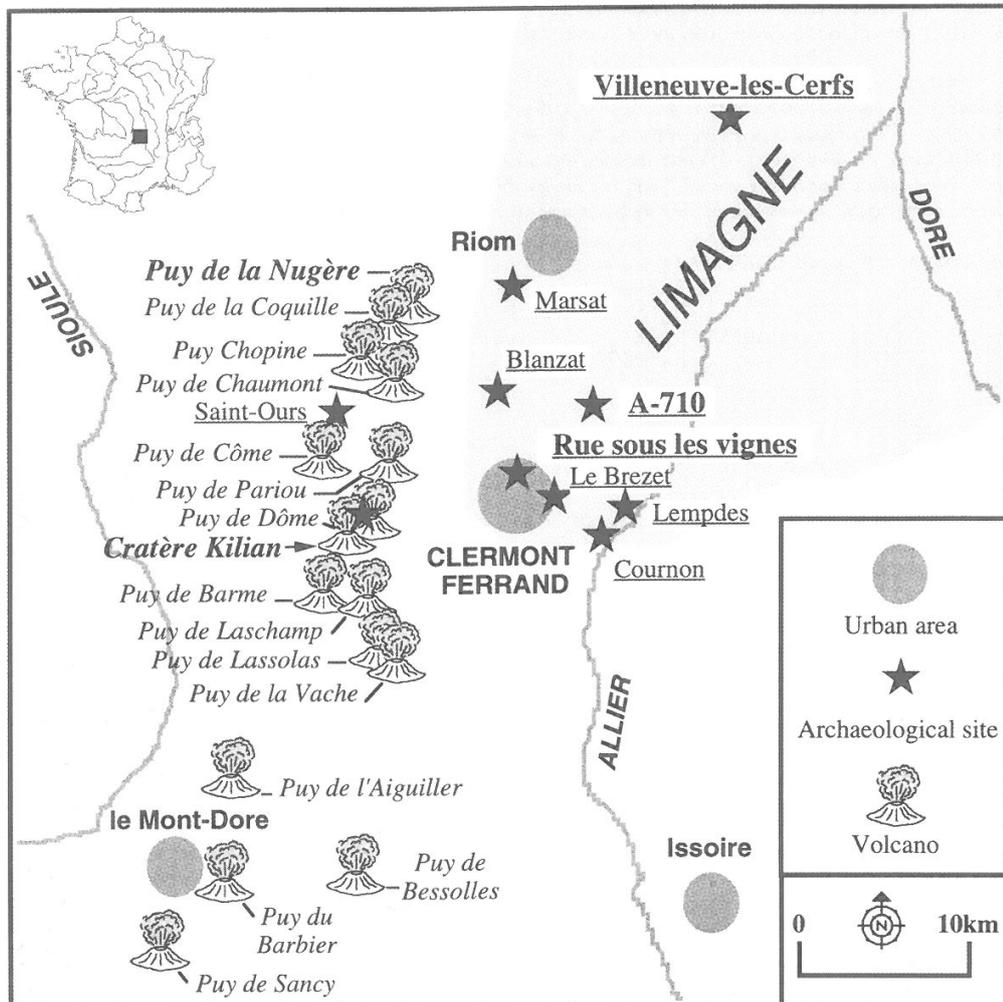


Figure 1 : les sites étudiés dans le contexte régional

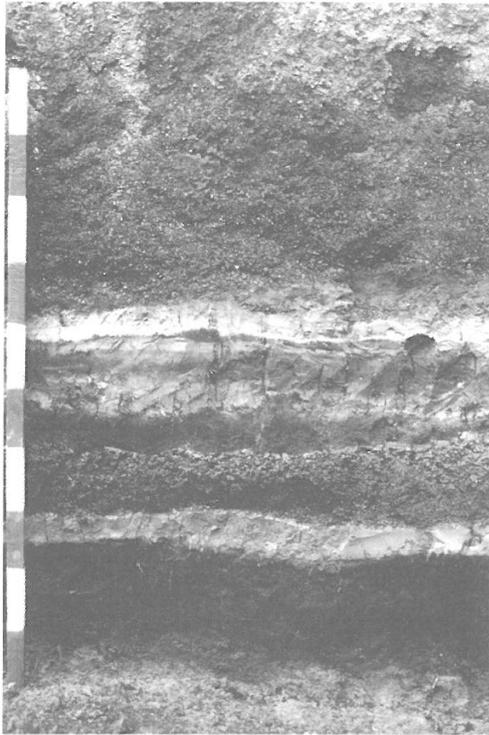


Figure 2 : la séquence volcano-sédimentaire étudiée (photo G. Vernet), description dans le texte

Dans la séquence étudiée, les niveaux 6, 8, 9, 10, 12, 14, 15, 17 et 18 sont globalement interprétables comme des formations palustres. Deux d'entre eux (niveaux 9 et 17) présentent des caractéristiques de paléosol «de marais». Quatre retombées volcaniques non remaniées sont présentes au sein de cette séquence palustre et ont été notées de la base au sommet RV4 à RV1 :

- RV4 (niveau 16) correspond à la retombée CF1a définie par ailleurs en Limagne et attribuée au Puy de La Nugère (Vernet 1992 ; Vernet et Raynal, 1995), indirectement datée ici par le radiocarbone de  $11990 \pm 90$  BP (Lyon 338/AA-22073), soit l'Alleröd, en parfait accord avec les dates obtenues dans d'autres localités.

- RV3 (niveau 13) correspond à la retombée CF3, marqueur stratigraphique important de la téphrostratigraphie du bassin de Clermont-Ferrand. Le volcan émetteur de ce tephra reste inconnu ; cependant, dans la coupe de la rue Sous-les-Vignes à Clermont, ce niveau téphrique est situé par la palynologie dans le Boréal (Vernet 1992 ; Vernet *et al.*, 1996 ; Vernet et Raynal, 2000).

- RV2 (niveau 11) pourrait correspondre, sans certitude, à la retombée CF4 repérée dans le bassin de Clermont.

- RV1 (niveau 7) correspond à la retombée CF5, première retombée trachytique clairement définie en Limagne. La source de ce tephra est vraisemblablement le Cratère Kilian ou le Puy Vasset. La mise en place de ce niveau téphrique est située par la palynologie vers la limite Boréal/Atlantique (Vernet, 1992 ; Vernet *et al.*, 1996 ; Raynal *et al.*, 1998).

## 2. Analyses palynologiques.

### 2.1 - Méthode

Les traitements chimiques et physiques en laboratoire ont été effectués sur les échantillons selon la méthode de Turon (1984) et pour le calcul des fréquences absolues selon celle de Vivent (1996). A l'aide d'un microscope de marque AusJena-Laboval 4., toutes les déterminations ont été effectuées à l'objectif 100 (x 1250) à immersion. Au préalable, le balayage du montage effectué entre lame et lamelle est réalisé à l'objectif 40 (x 500). Les identifications de pollens ou spores reposent sur les critères morphologiques spécifiques retenus par Faegri et Iversen (1989), Erdtman (1952) et Pokrovskaja (1950). Les dénominations des taxons déterminés sont celles de *la Flora Europaea* de Tutin *et al.* (1964-1980). Tous les taxons sporo-polliniques complets ou déchirés, non identifiés avec certitude, ont été regroupés dans les «indéterminables». Lorsque le nombre de pollens ou spores identifiés par échantillon est supérieur à 150, on a interrompu l'inventaire (Bastin, 1971).

### 2.2 Premiers constats

Sur les treize échantillons analysés, aucun ne s'est révélé totalement stérile en matériel sporopollinique (tableau). On dénombre au total 29 taxons polliniques différents avec une moyenne par échantillon de 11 taxons (maximum 16, minimum 6). La richesse quantitative en matériel sporopollinique de chaque échantillon étudié autorise donc à calculer les fréquences polliniques relatives et absolues pour chaque spectre. Un diagramme pollinique complet (figure 3) et un diagramme pollinique simplifié ont été établis suivant l'exemple de Reille *et al.* (1992). Dans le diagramme simplifié, ont été retenus uniquement des taxons marqueurs et/ou très abondants, pour certains regroupés en catégories :

Taxons steppiques : Artemisia, Chenopodiaceae, Asteroideae, Centaurea, Plantago

Taxons de prairies : Apiaceae, Rosaceae, Rumex

Taxons humides : Cyperaceae, Ranunculus, Lemnaceae, Nuphar, Fougères Spore Monolète, Polypodium, Spore Trilète, Lycopodium

De la base vers le sommet, on observe un enrichissement quantitatif en nombre de pollens par gramme d'échantillon sec traité. Ultérieurement, afin d'aborder les problèmes de piégeage et de conservation des spectres polliniques, il serait intéressant de pouvoir comparer ces données avec les données granulométriques des niveaux stratigraphiques correspondants.

Devant la complexité des diagrammes obtenus, on a réalisé une zonation automatique suivant le mode de calcul développé par Beaulieu et Goery en 1987. Cette analyse tend à regrouper de la base vers le sommet les échantillons analysés de la manière suivante :

Biozones	Ech. polliniques	Stratigraphie
Biozone E	Ech. 13	Niv. 6
Biozone D	Ech. 9, 10, 11, 12	Niv. 10, 9, 8
Biozone C	Ech. 7, 8	Niv. 12 et 10
Biozone B	Ech. 5, 6	Niv. 14 et 15
Biozone A	Ech. 1, 2, 3, 4	Niv. 18 et 17

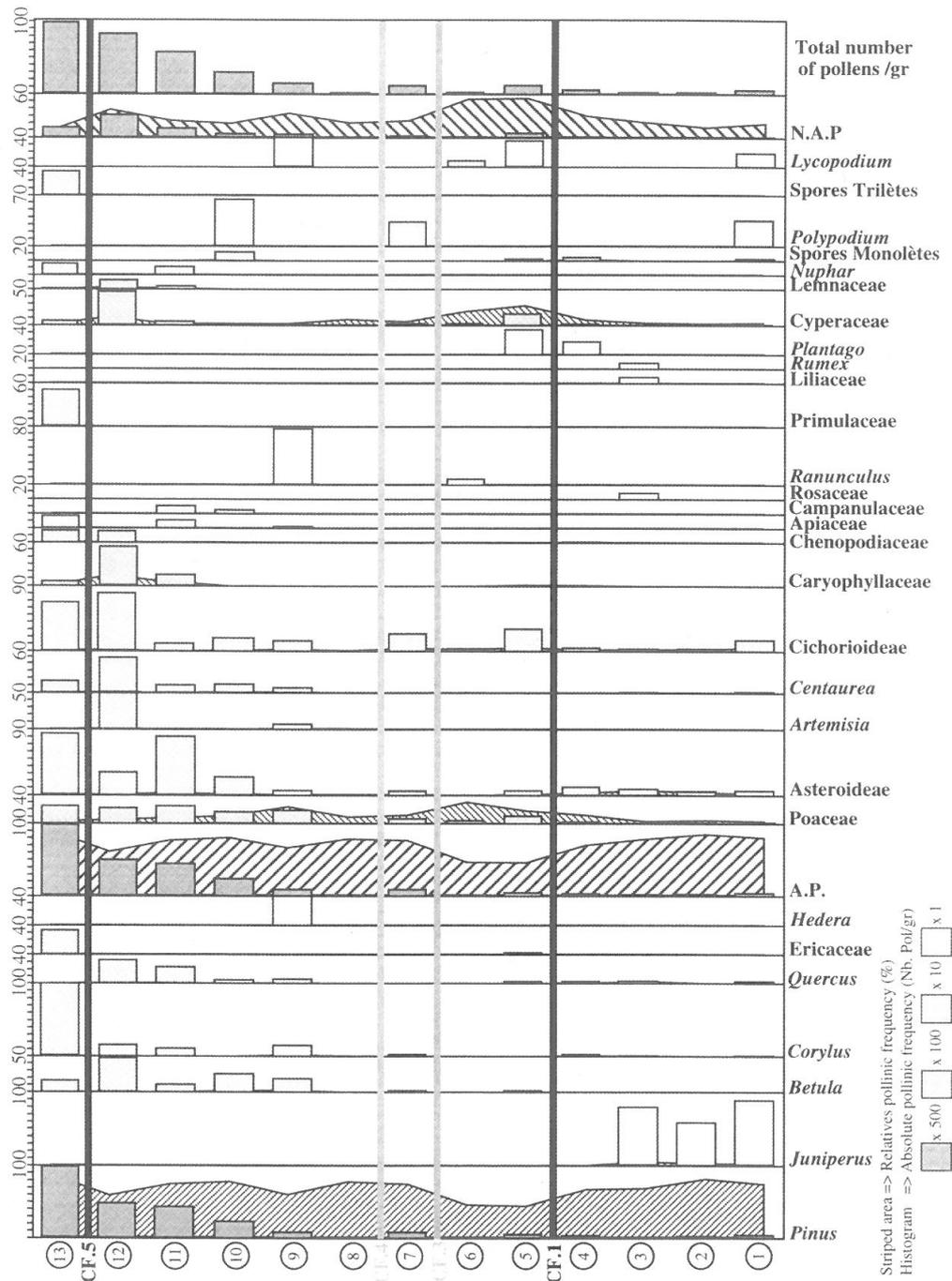


Figure 3 : diagramme pollinique de la coupe étudiée avec position des lits de retombées volcaniques (Vivent, 1996)

### 3. Interprétations polliniques

L'ensemble des résultats est comparé avec les nombreux travaux antérieurs sur le Massif-Central (figure 4) (Reille, Pons et de Beaulieu, 1982, 1984, 1985, 1992 ; Guenet,

1986 ; Guenet et Reille, 1988 ; Reille, 1990, 1991 ; Reille et de Beaulieu, 1988, 1990).

Dans la séquence pollinique obtenue on distingue deux phases. La première englobe les échantillons polliniques n°1, 2, 3 et 4 (base de la séquence). Ce regroupement cor-

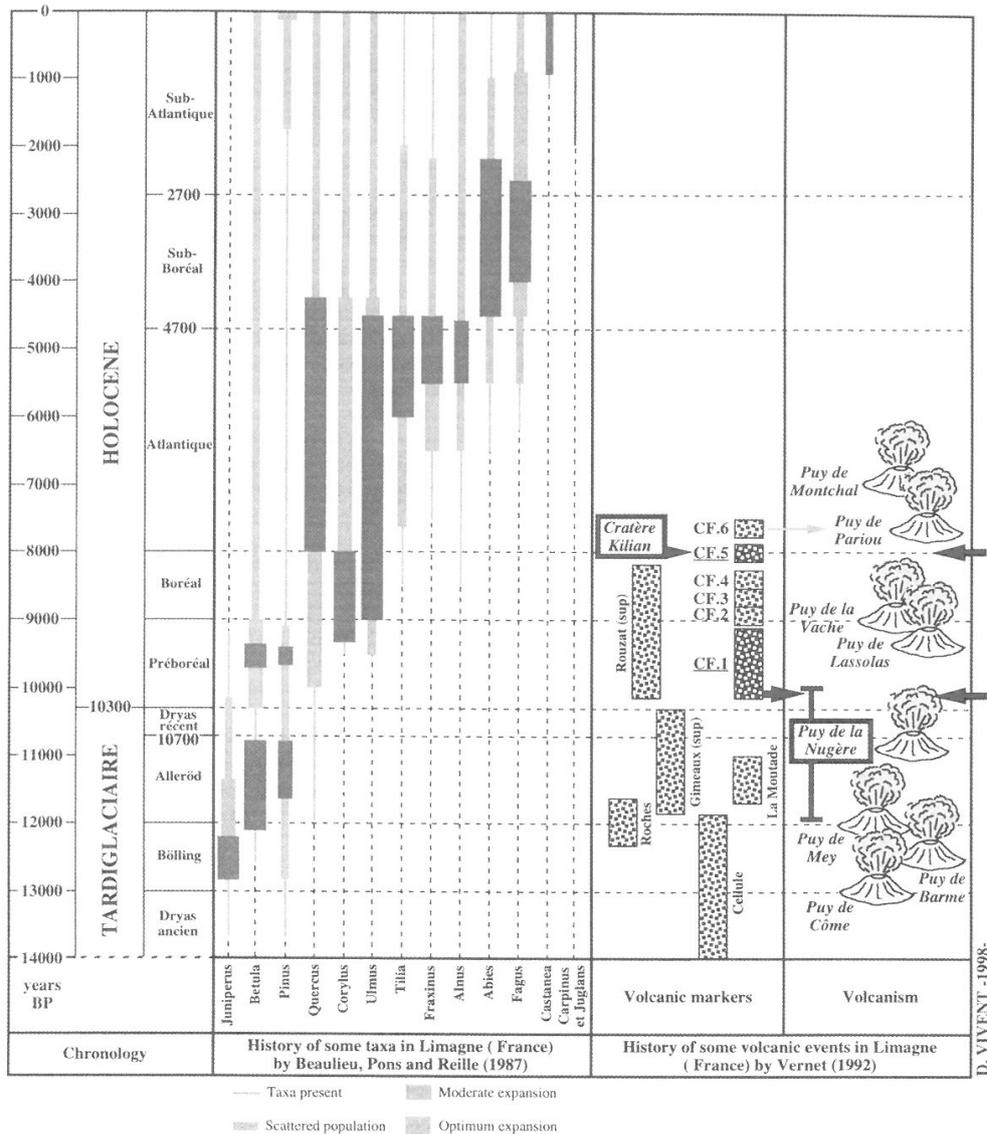


Figure 4 : histoire pollinique régionale et téphrostratigraphie locale

robore la biozone A déterminée lors de la zonation automatique. Elle est caractérisée par la présence bien marquée de *Juniperus* (Génévrier) à la base puis sa disparition à son sommet. On note l'existence sporadique de *Corylus* (Noisetier) et de *Quercus* (Chêne) et l'absence de *Betula* (Bouleau). *Pinus* (Pin) qui décline légèrement au sommet de cette phase reste extrêmement dominant et ses taux relatifs sont en permanence supérieur à 70%. Il faut souligner que sur la totalité de la séquence, ce taxon reste très abondant. Cette sur-représentation qui neutralise la courbe des pollens arboréens peut s'expliquer par le caractère anémophile de ces pollens qui traduit des apports locaux mais aussi régionaux et/ou une dynamique de piégeage élevée comme une zone d'exutoire par exemple (Guenet et Reille, 1988). Parmi les herbacés, on enregistre de la base vers le sommet une lente progression des *Poaceae* (Graminées) et des taxons humides qui succèdent

à la nette représentation des taxons steppiques qui déclinent. Cette phase caractérise une pinède régionale et localement un milieu ouvert où quelques îlots boisés en Pin et feuillus sont présents. La composition de ce type de milieu arboré, ainsi que la régression des taxons steppiques au profit des *Poaceae* et des taxons humides, traduit une amélioration climatique qui pourrait se caler chronologiquement d'après les données palynologiques du Laboratoire de Marseille (Reille, Pons et de Beaulieu; 1984, 1992; Reille, 1990) à la fin du Dryas récent (Dryas récent : 10700 ans BP -> 10300 ans BP) mais que le radiocarbone situe ici à la fin de l'oscillation d'Alleröd (*Cf supra*) comme en d'autres points d'observation : cette séquence est en effet tout à fait conforme avec la litho-téphrostratigraphie régionale définie antérieurement en divers points de Limagne (figures 4, 5 et 6) et il y a donc là un point de divergence des interprétations...

La deuxième phase regroupe tous les échantillons numérotés de 5 à 13. Par rapport à la zonation automatique, les biozones B, C, D et E sont ici toutes rassemblées car les environnements végétaux sont qualitativement semblables. La zonation automatique décèle des variations de taux qui pourraient probablement être rapportés aux impacts de l'activité volcaniques. L'environnement arboré reste identique à la phase précédente à l'exception de l'absence de *Juniperus* et d'une forte reprise des taux du Pin. Les herbacés sont dominées essentiellement par les *Poaceae* et les taxons humides. L'ensemble de ces critères se retrouve dans les spectres polliniques du Massif-Central étudiés par le Laboratoire de Marseille et datés du début du Préboréal (Préboréal : 10300 ans BP -> 9000 ans BP). Au cours de cette phase, la non progression de taux significatifs pour *Quercus* et *Corylus*, l'absence d'enregistrement d'*Ulmus* (Orme) et le non enregistrement d'un déclin de *Pinus* semblent corroborer cette datation. Cependant, le Bouleau dans notre diagramme n'apparaît que de manière sporadique alors que le début du Préboréal est généralement marqué

(Reille, 1990) par une élévation importante de la courbe de *Betula* (essence pionnière). Dans cette deuxième phase, trois retombées volcaniques sont enregistrées. La plus récente, rapportée à CF5, est attribuée dans son stratotype à la transition Boréal/Atlantique... Ici aussi, on observe une différence des spectres de Limagne avec ceux établis dans les lacs et tourbières d'altitude (figure 4, 5 et 6)...

Dans la stratigraphie étudiée, quatre niveaux de retombées volcaniques ont donc été identifiés. Sur le diagramme, on constate qu'après chaque épisode volcanique, *Betula* est identifié. Dans l'hypothèse d'un âge Préboréal, son caractère de pionnier permet de comprendre ces résultats : la succession des retombées volcaniques pourrait expliquer la difficulté que cette essence a rencontré localement pour atteindre, au début du Préboréal son extension habituelle. Parmi les quatre niveaux volcaniques, on distingue deux retombées de même nature, RV1 et RV3, composées de cendres noires trachyandésitiques. Suite à ces deux retombées, les spectres polliniques semblent présenter des

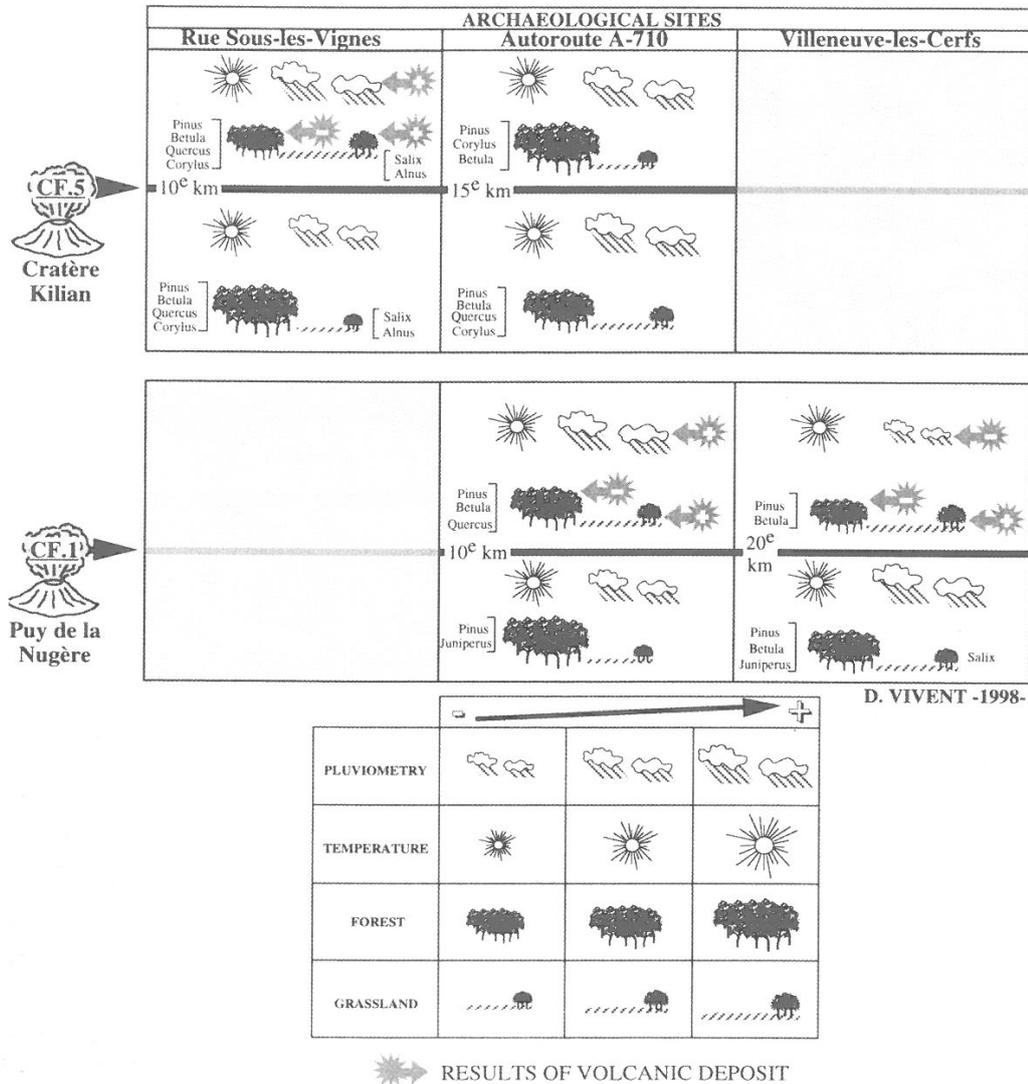


Figure 5 : climat et environnement végétal de part et d'autre des téphras CF1 et CF5 dans trois sites de Limagne

échos similaires. Pour les taxons arboréens, on note un accroissement des taux de Bouleau et inversement, une diminution de ceux du Pin. Seules les pinèdes locales et non régionales auraient été affectées... Dans les taxons herbacés, on enregistre dans un premier temps un regain des taux des taxons humides, qui fléchissent ensuite pour dans un deuxième temps laisser croître les taux des *Poaceae*. Si le premier phénomène reste difficilement explicable, le second est une réponse habituelle bien connue d'un environnement végétal soumis au stress volcanique.

Les retombées volcaniques RV2 (scories trachyandésitiques) et RV4 (retombée acide), par opposition aux deux retombées précédentes, auraient eu des répercussions différentes. En effet, on enregistre un regain des taux relatifs de *Pinus* et un abaissement des taux des taxons humides. Ce dernier point avait déjà été observé sur le site de Villeneuve-les-Cerfs (*op. cit.*) et reste à interpréter. Les compositions chimiques de ces retombées sont différentes mais leurs granulométries sont proches et leur puissance faible...

La complexité du diagramme pollinique obtenu sur la séquence de l'A 710 nous incite donc à une extrême prudence. En effet en l'absence d'enregistrement pollinique expérimental issu d'un environnement végétal stressé par une activité volcanique, il est délicat d'attribuer une signification précises aux oscillations enregistrées. Ces résultats permettent d'émettre les hypothèses suivantes :

• l'ensemble de la séquence étudiée serait datée de la fin du Dryas récent et du début du Préboréal (10300 BP), ce qui est contredit par les données recoupées de la téphrostratigraphie régionale,

• le paléo-environnement contemporain de l'enregistrement de cette séquence serait une pinède régionale avec localement un milieu ouvert où seraient présents quelques îlots boisés en Pin et en feuillus. Les espaces non boisés auraient été colonisés par une steppe, progressivement remplacée par des prairies humides lors d'une amélioration climatique.

• Les réponses des paléo-environnements au stress de l'activité volcanique sembleraient dépendre de la nature (chimie, granulométrie, puissance) de la retombée.

#### 4. Conclusions

Cette étude a mis clairement en évidence l'existence de l'impact des manifestations distales du volcanisme sur les milieux végétaux détectée par la palynologie. Elle démontre donc l'intérêt de l'apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la chaîne des Puys en Limagne. Il apparaît toutefois nécessaire, d'une part de multiplier les investigations palynologiques et d'autre part, de poursuivre les recherches sur :

- les problèmes de conservation des pollens dans des sédiments encaissants à granulométries grossières,
- les impacts et les réponses du milieu végétal, en terme de cortège sporo-pollinique, sont sans nul doute fonction, qualitativement et quantitativement, de la nature chimique, la granulométrie et l'épaisseur d'une retombée volcanique,
- à la différence des enregistrements dans des milieux favorables peu ou pas affectés par le volcanisme régional, la répétition et la diversité des retombées distales en Limagne entraîne une évidente difficulté d'interprétation des séquences polliniques.

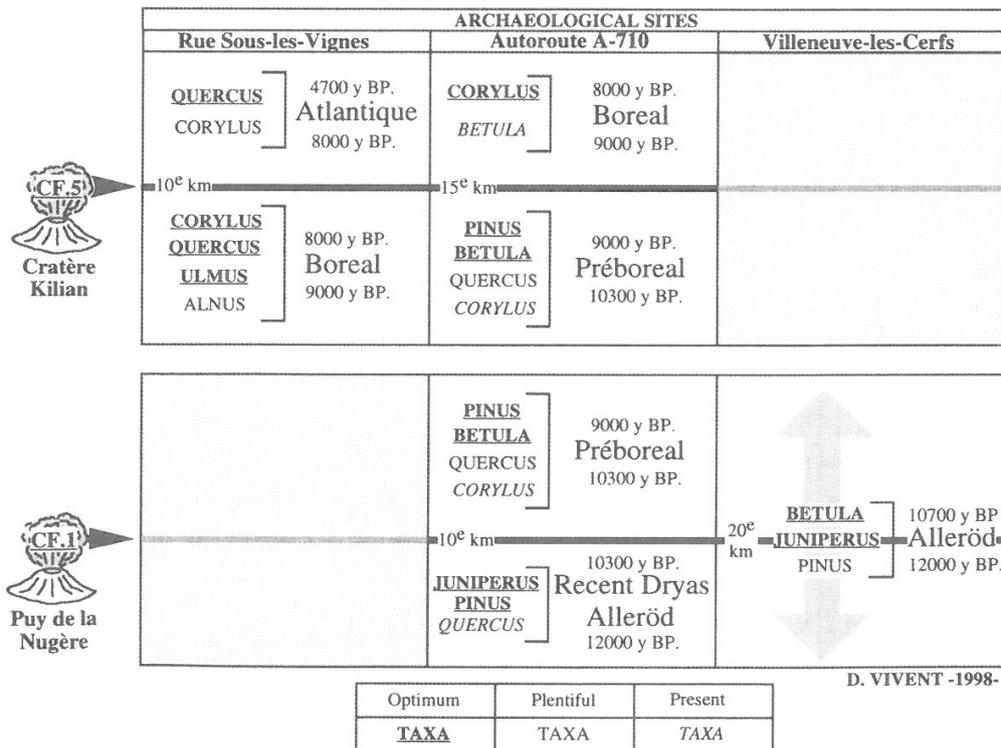


Figure 6 : marqueurs polliniques, téphras repères CF1 et CF5 et problèmes chronologiques dans trois sites de Limagne

## Remerciements

Ce travail a été conduit dans le cadre de l'étude paléoenvironnementale menée sur l'opération d'archéologie préventive de l'A 710, sous la responsabilité de Vincent Guichard et avec l'aide de Christelle Ballut que nous remercions.

---

## Références

- DE BEAULIEU, J.-L., PONS, A. ET REILLE, M., 1987 - History of vegetation, climate and human action in the french Massif-Central over the last 15.000 years. *Palaeohydrological changes in the temperate zone in the last 15000 years*, IGCP and INQUA, Symposium at Hôör, Sweden, 18-26
- RAYNAL, J.-P. (ed), 1998 - Hommes et volcans. *Bull. de l'A.F.E.Q.*, 9, 5-6.
- RAYNAL J.P., VERNET G., VIVENT D., 1998. Des volcans et des hommes depuis le dernier interglaciaire en Basse Auvergne (Massif Central, France). in *Albore-Livadie C. e Ortolani F. ed, Il sistema uomo-ambiente tra passato e presente*, Edipuglia, 197-220.
- REILLE, M., PONS, A. ET DE BEAULIEU, J.-L., 1992 - Late and postglacial vegetation climate, and human action in the French Massif-Central. *Cahiers de Micropaléontologie*, éd. C.N.R.S., 1992, vol.7, n°1/2, 93-106.
- VERNET G., 1992. *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif central français)*. *Minéraux denses et retombées*. Thèse de l'Université de Bordeaux 1, n° 724, 335 p.
- VERNET G. ET RAYNAL J.P., 1995. La Téphra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 321, Série IIa, 713-720.
- VERNET G. et RAYNAL J.P., 2000 - Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la Préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif Central, France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, Sciences de la Terre et des planètes, t. 330, 399-405.
- VERNET G., RAYNAL J.P., VIVENT D., 1996. La téphra de la rue Sous-les-Vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 323, série IIa, 325-331.
- VIVENT, D., 1996 - *La palynologie appliquée à l'archéologie : nouvelles approches expérimentales, applications à quelques sites historiques de Tours*. Thèse de l'Université de Bordeaux 1, 613 p.
- VIVENT, D., 1998 - *Le site de Tours et son environnement : l'approche palynologique*. Recherche sur Tours, Vol. 8, 15 supplément à la Revue Archéologique du Centre de la France : 95 p.

## Evolution récente de la Limagne d'Auvergne (France) : impacts du volcanisme et aspects des peuplements humains au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

par Jean-Paul RAYNAL<sup>(1)</sup>, Gérard VERNET<sup>(2)</sup> et Jean-Pierre DAUGAS<sup>(3)</sup>

Résumé : Dix recouvrements de téphras, suffisamment importants pour avoir été préservés en stratigraphie dans des environnements sédimentaires divers, ont affecté la Limagne du Dryas ancien à l'Atlantique. Ils caractérisent des éruptions pour l'essentiel à magmas trachyandésitiques et trachytiques. Outre leur rôle incontestable de marqueurs isochroniques, ils incitent à reconsidérer l'impact du volcanisme de la Chaîne des Puys sur l'environnement des peuplements préhistoriques contemporains. A partir de l'Atlantique, les marais de Limagne ne sont plus soumis au contrôle volcanique régional et ils enregistrent une histoire géodynamique sous le triple contrôle du climat global, de la néotectonique locale et des activités humaines.

Mots-clés : Massif central, Grande Limagne, volcanisme, marais, Tardiglaciaire, Holocène, Préhistoire, Protohistoire.

Abstract : From the Older Dryas to the Atlantic Period, ten pyroclastic formations originating from trachyandesitic and trachytic eruptions covered the plain of the Limagne d'Auvergne and have been preserved in various depositional contexts. They are useful isochronic markers for archaeologists examining their impact on prehistoric behaviours and settlements. Since the beginning of the Atlantic period, the swamps of Limagne are no longer affected by the regional volcanism but are controlled by global climate, local neotectonics and human activities.

Key-words: Massif central, Grande Limagne, volcanism, swamp, Late Glacial, Holocene, Prehistory, protohistory.

Dans le Massif central français, relief et variations climatiques quaternaires ont rythmé la différenciation des biotopes. Le volcanisme a brutalement perturbé l'environnement et modifié les processus géodynamiques. Tout essai d'analyse de la distribution des installations préhistoriques régionales doit donc prendre en compte climats et volcanisme qui ont fixé, à des degrés divers, les limites de l'exploitation des terroirs.

A la suite de travaux initiaux (Brousse *et al.* 1969 ; Baudry et Camus 1972 ; Camus 1975) et de travaux pluridisciplinaires ayant conduit à une première synthèse très détaillée (Vernet, 1992), la téphrostratigraphie de Limagne a pu être complétée (Vernet *et al.*, 1998) et précisée (Vernet et Raynal, 2000a, 2001): on reconnaît aujourd'hui dix recouvrements téphriques principaux, caractérisés par leur faciès, leur chimisme, leur cortège de minéraux denses et leur granulométrie. Ils sont directement datés par thermoluminescence ou associés à des paléosols datés par le radiocarbone, ou encore inclus dans des séquences palynologiques. L'impact du volcanisme sur les écosystèmes régionaux a été d'ampleur très inégale. Les écoulement boueux et les laves ont ennoyé une partie du réseau hydrographique : une reprise rapide d'érosion aux flancs des coulées (Pelletier, 1964 ; Blais *et al.*, 1971) s'est alors accompagnée d'une déstabilisation chronique des versants. Certaines éruptions intervenues sous ambiance périglaciaire ont provoqué de considérables glissements de terrain (Goer de

<sup>(1)</sup> Université de Bordeaux 1, Institut de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire, UMR 5808 CNRS, Avenue des Facultés, F- 33405 TALENCE, et GDR 1122 CNRS.

<sup>(2)</sup> (1) 7 rue du Mont Mouchet, 63320 Chadeleuf (France), INRAP, UMR 6042 et GDR 1122 CNRS.

<sup>(3)</sup> UMR 5808 associée au CNRS, I.P.G.Q., avenue des Facultés. 33405 TALENCE CEDEX, GDR 1122 CNRS et Conservateur général du patrimoine.

Hervé *et al.*, 1993). D'autres, au caractère violemment explosif, ont émis des souffles dévastateurs. Les projections fines ont été transportées sur de longues distances et ont recouvert de larges territoires modifiant le couvert végétal et l'équilibre géochimique des sols. Les paysages ont donc été transformés localement en univers minéraux, désertés temporairement par la faune qui avait survécu aux cataclysmes initiaux. Différents phénomènes géologiques et morphologiques sont associés ou consécutifs à ces éruptions volcaniques : effondrements de voûte dans les abris, ravinements, enfoncement des drains.... les multiples épisodes morphodynamiques mis en évidence sur les versants et en plaine en sont l'illustration (Raynal *et al.*, 1979 ; Daugas *et al.*, 1982). Des séismes ont accompagné les éruptions et provoqué des modifications brutales des versants et des tracés des cours d'eau : c'est le cas en Grande Limagne. L'accumulation - puis le dégagement - de gaz carbonique a certainement généré des pièges mortels, comme à Montpensier par exemple (Glangeaud, 1906 ; Parville, 1906). Si l'on admet la concomitance, dans le temps et l'espace, de plusieurs éruptions, les territoires affectés n'ont plus offert pour l'Homme aucun attrait et ce pour plusieurs décennies (Raynal et Daugas, 1984, 1989, 1991 ; Daugas et Raynal, 1979, 1989, 1991a et b ; Raynal et Sanzelle, 1989 ; Raynal *et al.*, 1994, 1998) (figure1).

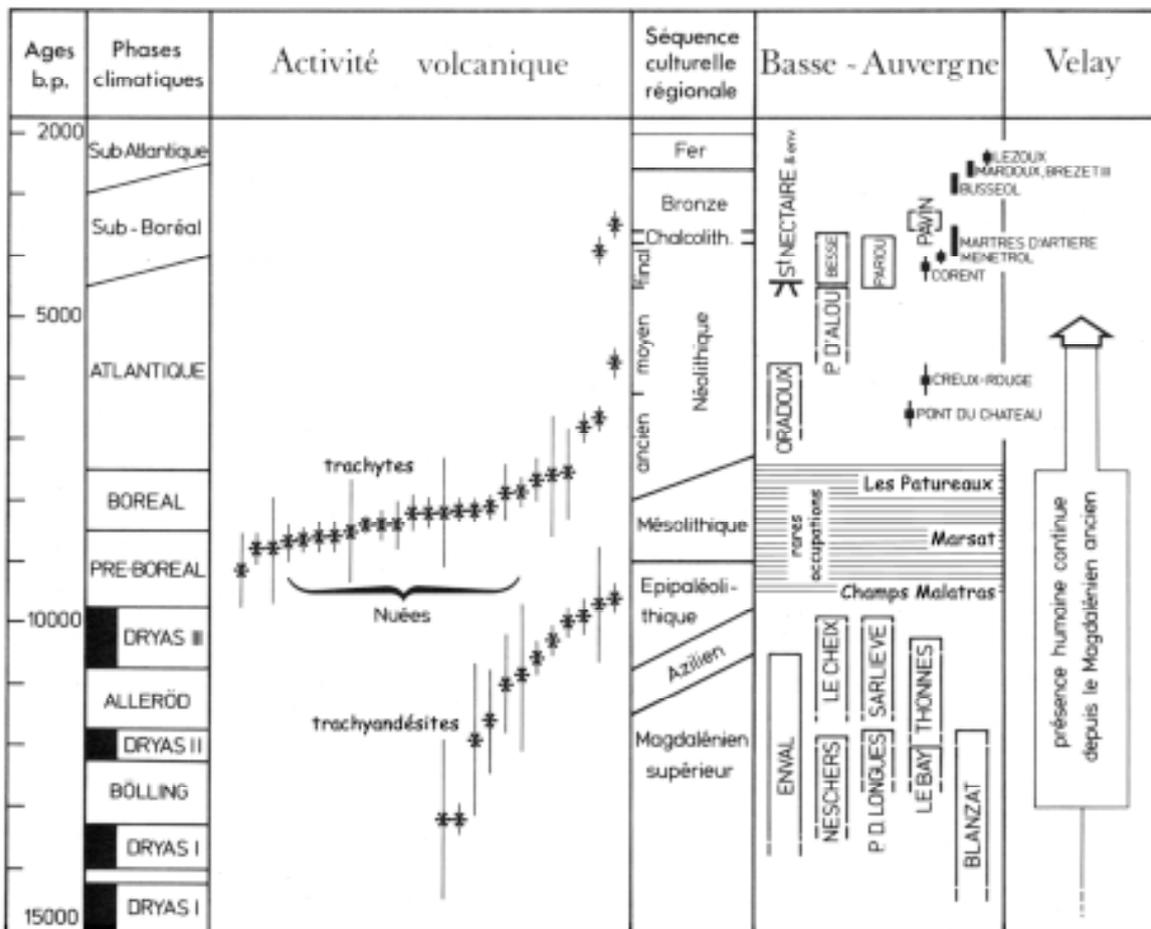


Figure 1 : Ce tableau rassemble les informations concernant le Tardiglaciaire et l'Holocène. En Basse-Auvergne, l'implantation des différents groupes du Paléolithique final et des civilisations post-glaciaires semble partiellement tributaire des phénomènes et des produits du volcanisme. Noter en comparaison la continuité de l'occupation en Velay (d'après Raynal et Daugas, 1984, révisé).

Tous ces phénomènes doivent être pris en considération pour une meilleure lecture des modalités du peuplement préhistorique régional (Vernet et Raynal, 2000b). Nous proposons, à la lumière de travaux anciens révisés et de résultats récents ou inédits, d'examiner quelques aspects de l'évolution tradiglaciaire et holocène des environnements de l'homme préhistorique en Limagne, du Magdalénien final à l'aube de l'Histoire.

## 1 - Saupoudrages trachybasaltiques tardiglaciaires et postglaciaires

A partir du Dryas ancien, de nombreux appareils furent actifs dans la Chaîne des Puys, alimentés par des magmas principalement trachyandésitiques, et les produits de leurs éruptions ont saupoudré largement le plateau des Dômes et la Limagne où ils ennoyèrent partiellement le réseau hydrographique et perturbèrent l'évolution des marais. Cette activité volcanique intermittente - même si elle altère sensiblement localement certains aspects des biotopes - n'est pas un repoussoir pour les derniers magdaléniens et leurs avatars épipaléolithiques. Les habitats magdaléniens sont implantés à proximité immédiate de l'eau (gués, lacs), dans des sites traduisant une recherche de l'ensoleillement maximum : front de coulée basaltique, abrupt en rive concave de méandre... Les emplacements connus au Magdalénien ancien sont souvent réoccupés, peut-être comme camps de base saisonniers et l'on observe une dissémination vers des sites secondaires. Citons sans exhaustivité les gisements de Blanzat (390m), Le Sire (350 m), Enval (350 m), Le Bay (355 m), Pont-de-Longues (340 m), Neschers (400 m)... La conquête d'un nouveau milieu, puis l'exploitation des faunes tempérées, coïncident avec la fin du Magdalénien et le processus d'azilianisation des outillages lithiques achevé pendant l'Alleröd : de nombreux sites livrent alors des éléments lithiques à affinités nordiques, témoins de déplacements et/ou de contacts selon l'axe sud-nord de la vallée de l'Allier. Dès cette période, puis au Dryas III et au Pré-Boréal, de petites communautés de chasseurs épipaléolithiques - à partir de bases de basse altitude établies dans les vallées principales où à proximité immédiate, parfois en plein air comme aux Martres-d'Artières (Pasty *et al*, 2002), le plus souvent sous abri - poursuivent des activités diversifiées sur des territoires plus larges, vallées secondaires et surtout zones d'altitude libérées des glaces.

Les marqueurs du volcanisme régional alors enregistrés en Limagne sont :

### - La retombée de Cellule

De composition trachyandésitique, elle n'a été observée qu'à Cellule dans le Marais d'Orange, où elle est fortement cryoturbée. Le cortège minéralogique est dominé par un clinopyroxène vert. Elle a été située par la palynologie dans le Dryas ancien (Vernet et Paquereau, 1986, 1991 ; Vernet *et al*, 1990). Il pourrait s'agir d'un recouvrement lié à une phase éruptive ancienne du Puy de la Nugère.

### - Le Complexe téphrique CF1a/CF1b

Présent dans toute la Grande Limagne, il scelle le remplissage du site magdalénien d'Enval : c'est le premier téphra distal de la Chaîne des Puys retrouvé en contexte préhistorique. D'après une trentaine de sites d'observation répartis en

Limagne (figure 2), il est constitué d'un niveau de base noir plus ou moins développé (CF1a ou retombée de la rue de la Barre) puis d'un niveau sommital gris (CF1b ou retombée des Roches).

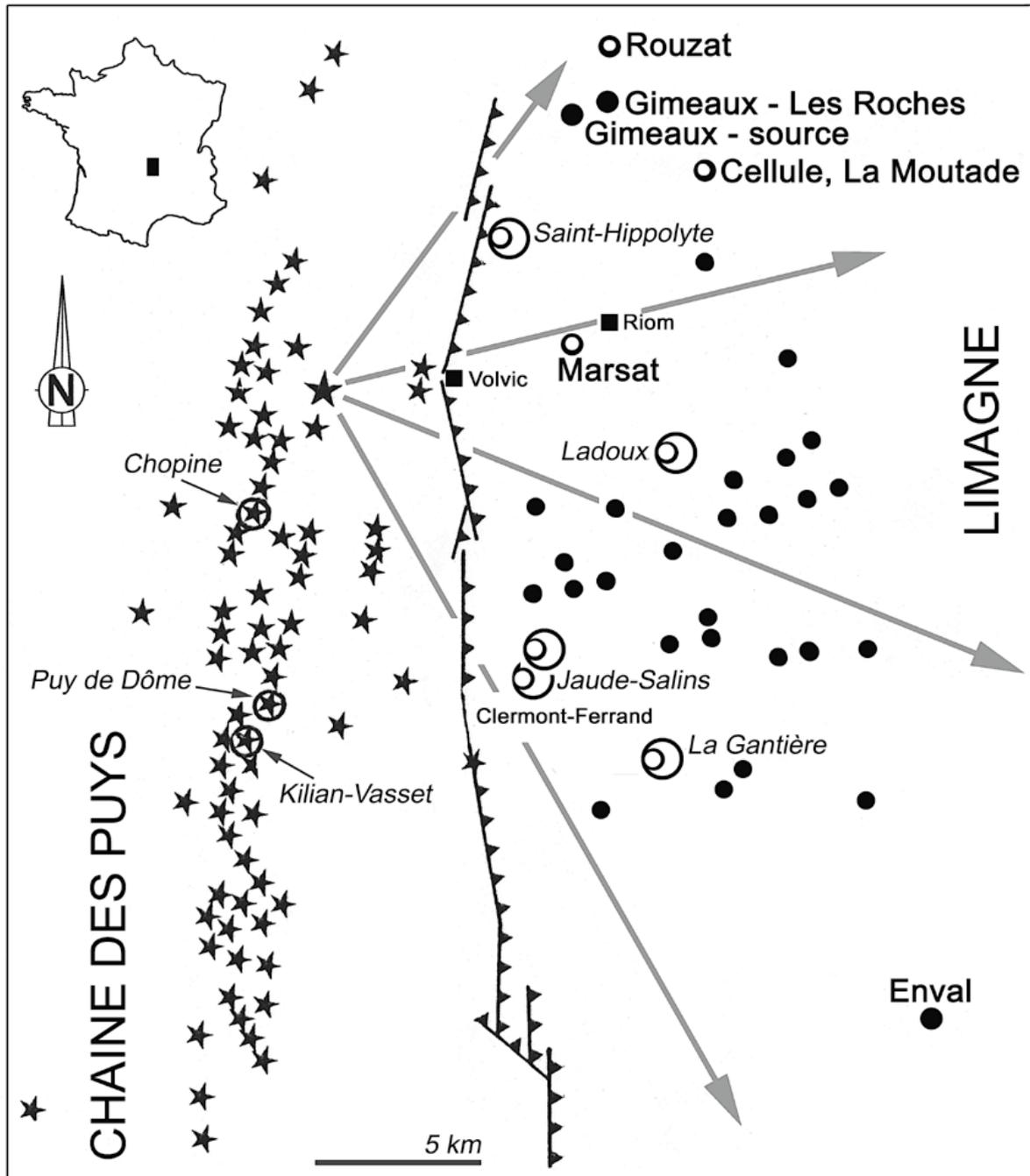


Figure 2 : Points d'observation du téphra CF1 en Limagne occidentale (points noirs) dans le contexte volcanique régional : volcans de la Chaîne des Puy représentés par des étoiles noires, dômes trachytiques majeurs cités dans le texte (étoiles cerclées), et maars basaltiques de Limagne (croissants cerclés). L'extension minimum du panache éruptif issu du Puy de la Nugère et responsable de la dispersion de CF1 est indiquée par les flèches grises. Les cercles marquent les localités-types de quelques autres téphras marqueurs.

CF1a n'a été reconnu que dans la cuvette de Clermont (rue de la Barre, rue de Montjuzet, rue de Blanzat) et dans les secteurs de Gerzat-Cébazat et du Brézet. Sa composition indique un magma trachyandésitique basaltique.

CF1b, à composition de trachyandésite, est présent dans plusieurs stratigraphies de la cuvette de Clermont (rue de la Barre, rue de Montjuzet...), en grande Limagne, dans le secteur de la Morge (Gimeaux) et enfin dans le site magdalénien d'Enval, où il adhère aux outils de pierre et aux ossements du niveau 1a et scelle la séquence archéologique, démontrant la pénécotemporanéité de l'occupation humaine et de l'éruption (Vernet et Raynal, 1995).

L'éruption responsable de leur émission a débuté par une phase à magma unique de nature trachyandésitique basaltique (CF1a), puis s'est poursuivie avec un mélange de magmas trachyandésitique basaltique et trachyandésitique. Seul le Puy de la Nugère a fourni des laves où l'on observe tous les stades de mélange de deux magmas lors d'une phase éruptive d'âge compatible (Gourgaud et Camus, 1984). Le Puy de la Nugère est donc la source retenue pour ce recouvrement téphrique, daté par le  $^{14}\text{C}$  sur des paléosols sous-jacents (Ly 338/AA-22073 = 11990  $\pm$  90 et ARC 1697 = 11460  $\pm$  90) et directement sur des fragments organiques au sein du téphra (Gif TAN 91102 = 12010  $\pm$  150 BP).

A ce jour, le Téphra des Roches attribué au Puy de La Nugère est la seule retombée connue pour avoir directement affecté un lieu de vie du Magdalénien final à la charnière Dryas II / Allerød en Basse Auvergne. Ce recouvrement a été quasi général et son épaisseur moyenne est de l'ordre de 0,15 m. Un calcul rapide montre que 1500 m<sup>3</sup> de cendres à l'hectare ont recouvert la Limagne vers 12000 ans BP. Pour la même période, des modifications notables des environnements végétaux sous l'impact des éruptions trachyandésitiques sont attestées par l'analyse pollinique dans des systèmes enregistreurs adéquats (marais), et ce à une distance minimum de 30 km des points éruptifs (Vivent et Vernet, 2001) (figure 3).

#### - La retombée de la Moutade

Elle a été reconnue en différents points de Limagne septentrionale (Marais d'Orange, vallée du Sardon et Marais de Villeneuve-les-Cerfs). Le puy de la Nugère est proposé comme volcan source (Etlicher *et al.*, 1987 ; Juvigné *et al.*, 1992). Une datation directe par thermoluminescence de 13700  $\pm$  1700 (Cler TL 110) (Vernet *et al.*, 1990), est confirmée par un calage palynologique dans l'Allerød et une datation radiocarbone de 11360  $\pm$  130 BP (Ly 3733) (Vernet et Paquereau, 1986, 1991; Vernet *et al.*, 1990). Son impact sur la végétation a été mis en évidence par les analyses palynologiques réalisées par D. Vivent sur le site de Villeneuve-les-Cerfs (Raynal *et al.*, 1998).

#### - Le Téphra CF2 (ou retombée de la rue Descartes)

De composition de trachyandésite basaltique, CF2 est présent en de nombreux points de la cuvette de Clermont, rue Descartes, rue Sous-les-Vignes, rue de Blanzat et rue de Montjuzet. Daté directement par TL à 8700  $\pm$  900 (Cler 114) (Raynal *et al.*,

1989), il est calé par la palynologie vers la transition Pré-Boréal/Boréal (Vernet *et al.* 1996, Raynal *et al.*, 1998).

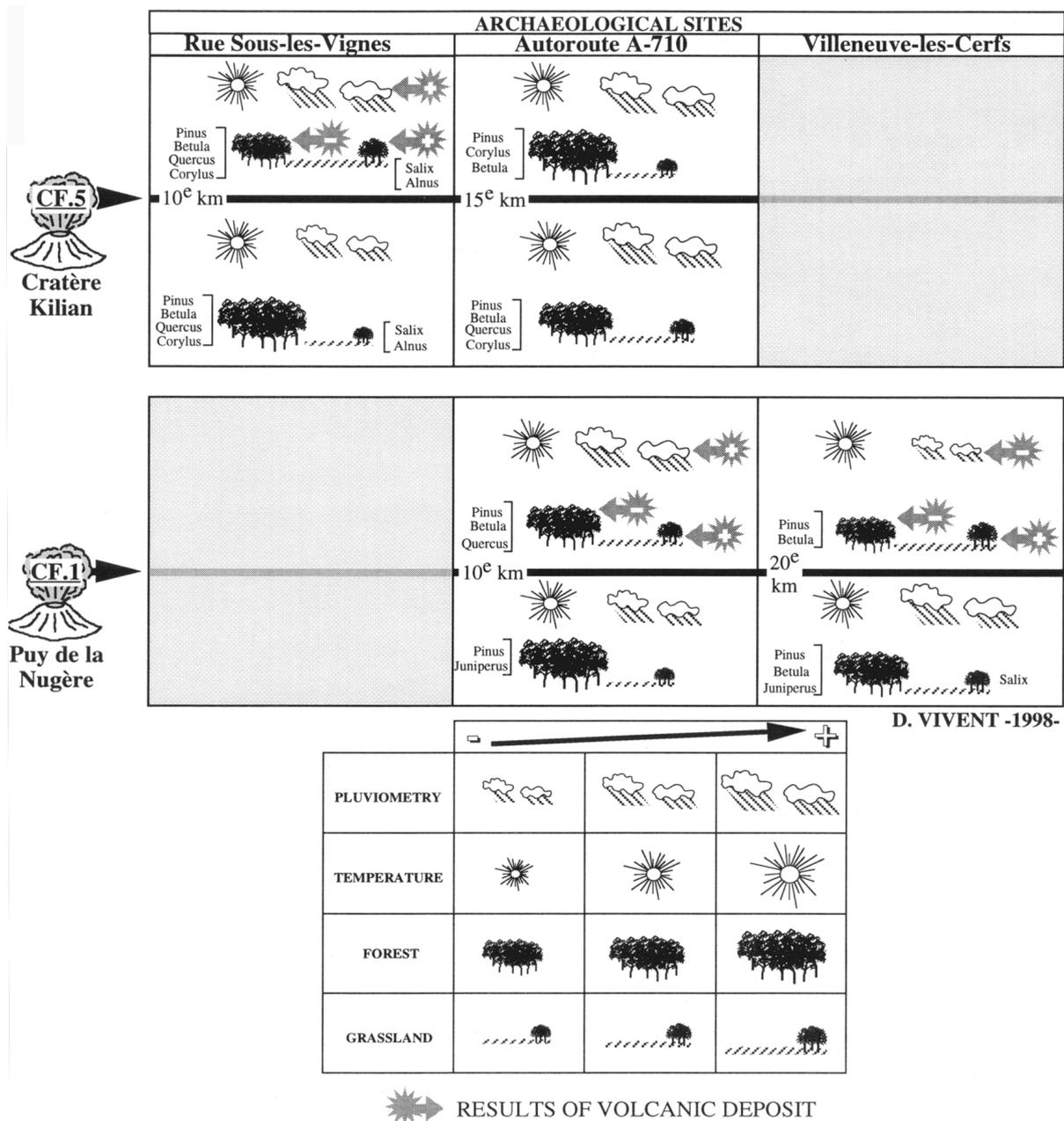


Figure 3 : Climat et environnement végétal de part et d'autre des téphras CF1 et CF5 dans trois sites de Limagne (d'après Vivent et Vernet, 2001).

### LeTéphra CF3 (ou retombée de la rue de Montjuzet)

Avec une composition de trachybasalte, il est présent dans toutes les stratigraphies étudiées dans la cuvette de Clermont et dans le secteur de Cébazat-Gerzat. L'éruption responsable de son émission a débuté par un "blast" phréatomagmatique, puis a évolué en éruption mixte (magmatique et phréatomagmatique) et s'est achevée en

régime strombolien (Vernet, 1992). Ces cendres sont situées par la palynologie dans le Boréal (Vernet *et al.*, 1996), mais leur origine reste pour l'instant incertaine.

- Le *Téphra CF4* (ou retombée ancienne de la rue de Blanzat)

Cette retombée à composition de trachyandésite basaltique présente un net caractère phréatomagmatique. CF4 est présent rue Sous-les-Vignes, rue de Blanzat et rue de Montjuzet. Il se superpose directement à CF3 et la palynologie le situe également dans le Boréal (Vernet *et al.*, 1996). L'origine est incertaine mais l'on peut supposer qu'il provient du même édifice que CF3.

## **2 - Nuées, coulées de boues et projections lointaines postglaciaires.**

Pénécontemporaines des dernières éruptions à magmas trachyandésitiques, interviennent les éruptions à magmas trachytiques, Puy de Dôme, Kilian-Vasset, Chopine puis, plus tardivement, Clerzou, qui ont nettement affecté la Limagne occidentale par leurs retombées de panaches, les produits d'explosion de leurs extrusions et la mise en place d'écoulements synéruptifs. C'est par conséquent sous les différents recouvrements liés à la mise en place de ces dômes qu'il convient désormais de rechercher systématiquement les traces d'occupations humaines épipaléolithiques et mésolithiques, non seulement en Limagne, mais au coeur même de la Chaîne des Puys.

Les profondes mutations du milieu induites par le réchauffement climatique amorcé dès le Bølling déterminent une réadaptation des économies de subsistance aux conséquences culturelles considérables, illustrées par la transformation des outillages lithiques. A l'Azilianisation réalisée dès l'Allerød, succède au Pré-Boréal la Mésolithisation, puis au Boréal la Néolithisation. Dans les zones de moyenne montagne comme le Massif central, les nouveaux techno-systèmes s'appuient, outre le milieu animal, sur une gestion raisonnée du milieu végétal (Daugas et Raynal, 1989, 1991 a et b). Les éruptions trachytiques et les phénomènes associés appauvrissent alors considérablement la Chaîne des Puys et ses marges orientales : les sites de l'Épipaléolithique et du Mésolithique restent rares, certains enfouis sous des dépôts synéruptifs ou pénécotemporains des éruptions : la découverte du site de Marsat en témoigne (Vernet *et al.*, 2001). Si la présence des chasseurs épipaléolithiques en Limagne à l'époque de l'éruption du Puy de Dôme reste conjecturale, sur la seule base des datations radiocarbone récemment publiées (Pasty *et al.*, 2002), l'on sait en revanche que les derniers chasseurs du Sauveterrien étaient présents en Limagne à l'époque de l'explosion d'un dôme trachytique (*téphra Cf 7, cf infra*).

Les éruptions trachytiques ont, pour la plupart, donné lieu à l'extrusion de dômes qui donnent à la Chaîne des Puys son aspect original actuel. La lave (dômite) de son point culminant, le Puy de Dôme (1465 m), a fait l'objet de deux datations par thermoluminescence, obtenues sur l'oligoclase potassique ( $10800 \pm 1000$ ) et le zircon ( $9700 \pm 1000$ ) (Fain *et al.*, 1986, 1991). Le Puy de Dôme porte un paléo-andosol peu différencié dont le développement a sans doute été très rapide, environ 1.5 ka. Cette estimation, les données palynologiques et les dates radiocarbone, d'une part établissent un âge minimum du Puy de Dôme en bon accord avec les dates TL obtenues pour la dômite et d'autre part, fixent au Boréal l'âge maximum de l'éruption du Cratère Kilian (Raynal *et al.*, 1998). Les autres appareils trachytiques ne sont pas

directement datés. Si les produits proximaux du Puy de Dôme, du Puy Chopine et du Cratère Kilian ont été bien caractérisés (Camus, 1975), les produits distaux restent en revanche très mal connus. Des lamines provenant de points éruptifs acides ont été repérées dans des tourbières au Sud de la Chaîne, et rapportées aux éruptions du Puy de Dôme et du Puy Chopine (Juvigne, 1983, 1987). Des téphras trachytiques ont été récemment identifiés en Limagne (Vernet, 1992 ; Juvigné *et al.*, 1992 ; Vernet *et al.*, 1996), provenant du Puy Vasset et/ou du Cratère Kilian : leur large dispersion jusqu'en Suisse est attestée au cours du Boréal (Martini, 1970 ; Juvigné, 1991, 1992). Les marqueurs régionaux de cette activité sont :

- Le *Téphra CF5* (ou retombée de la rue Sous-les-Vignes)

Cette lamine est présente dans une seule des stratigraphies de la cuvette de Clermont (rue Sous-les-Vignes) et également en Limagne dans le secteur de Gerzat. Dans cette dernière zone, plusieurs niveaux de téphras acides repérés en 1971 (Daugas et Tixier, 1975) ont été ultérieurement situés par la palynologie dans le Boréal (Raynal *et al.*, 1998). Une très vaste dispersion a récemment été proposée pour des téphras trachytiques de la Chaîne des Puys (Vasset ou Kilian) d'âge Boréal (Juvigné, 1991, 1992 ; Juvigné *et al.*, 1992). Le téphra CF5 est calé palynologiquement vers la transition Boréal/ début de l'Atlantique (Vernet *et al.*, 1996) et son impact sur l'environnement a été démontré (Vivent et Vernet, 2001) (figure 3). L'âge de cette retombée trachytique exclut de la rapporter au Puy-de-Dôme daté par TL (Faïn *et al.*, 1986, 1991) et sa composition minéralogique caractérisée par l'absence de sphène élimine le Puy Chopine (Bentor, 1955). Le Cratère Kilian a été proposé comme volcan source (Vernet, 1992), mais la distinction entre ses produits et ceux du Puy Vasset reste délicate, l'éruption de ce dernier paraissant en outre beaucoup plus importante (Michon, 1996).

- *La Formation de Marsat*

La Formation de Marsat a été identifiée en 1995 au lieu-dit Les Pradelles, où elle surmonte deux niveaux archéologiques (épipaléolithique et mésolithique) (figures 4 et 5). Elle est constituée d'une coulée boueuse à fragments anguleux de trachyte et empreintes végétales, d'alluvions torrentielles (composées exclusivement de blocs et galets de trachyte) et de cendres fines. La géochimie (à la limite des domaines trachyte/rhyolite) et la minéralogie de ces produits permettent de les attribuer sans ambiguïté au Puy Chopine, distant de plus de 11 km du site étudié (figure 6). Des branches carbonisées, découvertes à la base des produits éruptifs de ce volcan en position proximale (environ 1 km de la protrusion), ont donné une date de  $8465 \pm 70$  BP (ARC 1561) (Vernet *et al.*, 2001), qui confirme les âges précédemment obtenus (Camus, 1975, Raynal *et al.* 1981, Juvigné 1987). L'importance et la nature des dépôts éruptifs du Puy Chopine découverts à Marsat changent de façon radicale la vision que les volcanologues avaient jusqu'à présent des éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys : nul n'imaginait qu'une coulée boueuse synéruptive ait affecté la Limagne à plus de 11 km de son point d'émission vers 8500 BP.

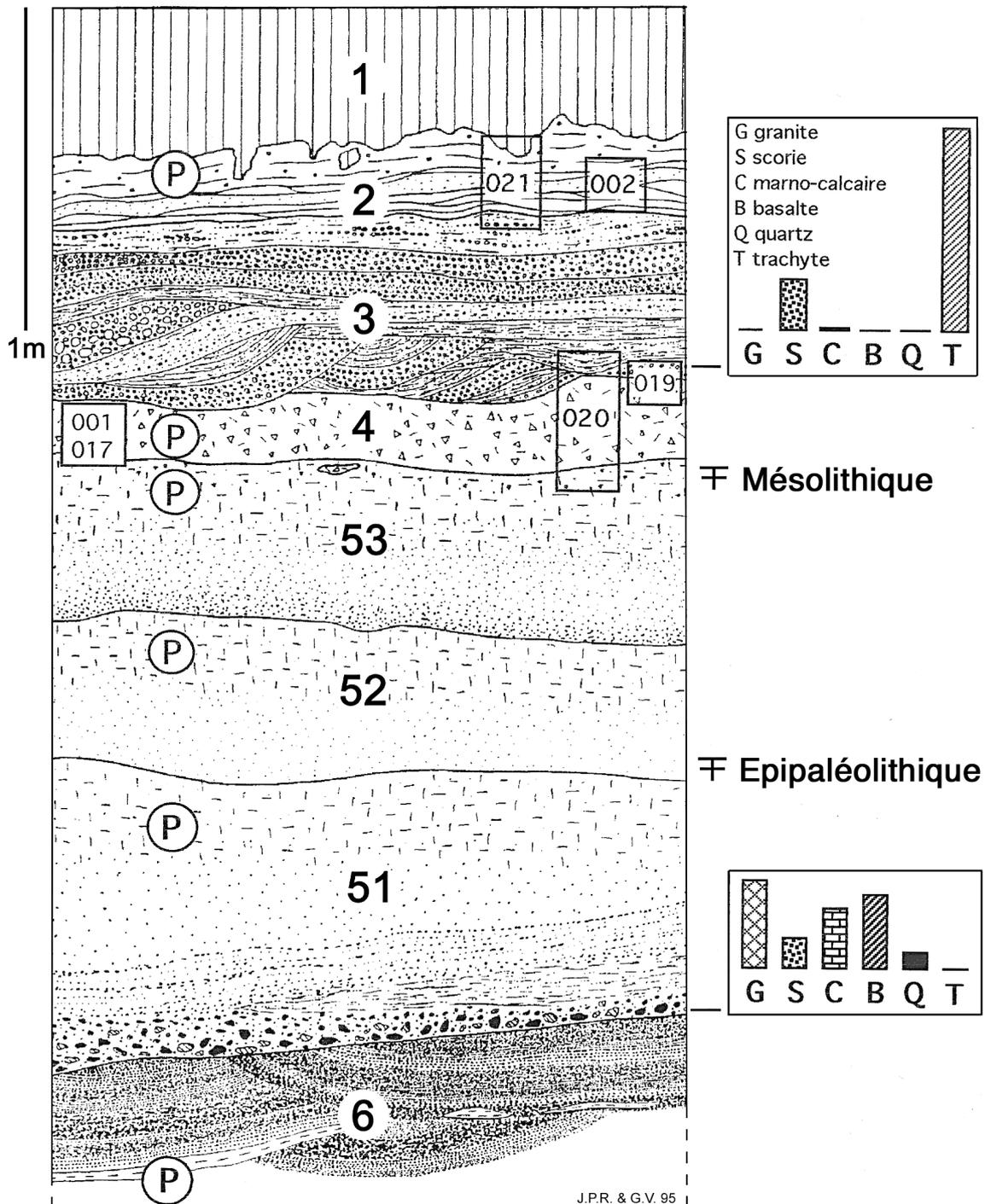


Figure 4 : Marsat (Les Pradelles), coupe sud. 6, 51, 52, 53 : alluvions du ruisseau de Mirabel et position des niveaux archéologiques. 4, 3, 2 : Formation de Marsat avec coulée de boue (4) et écoulements synéruptifs (3), retombées de panache (2).

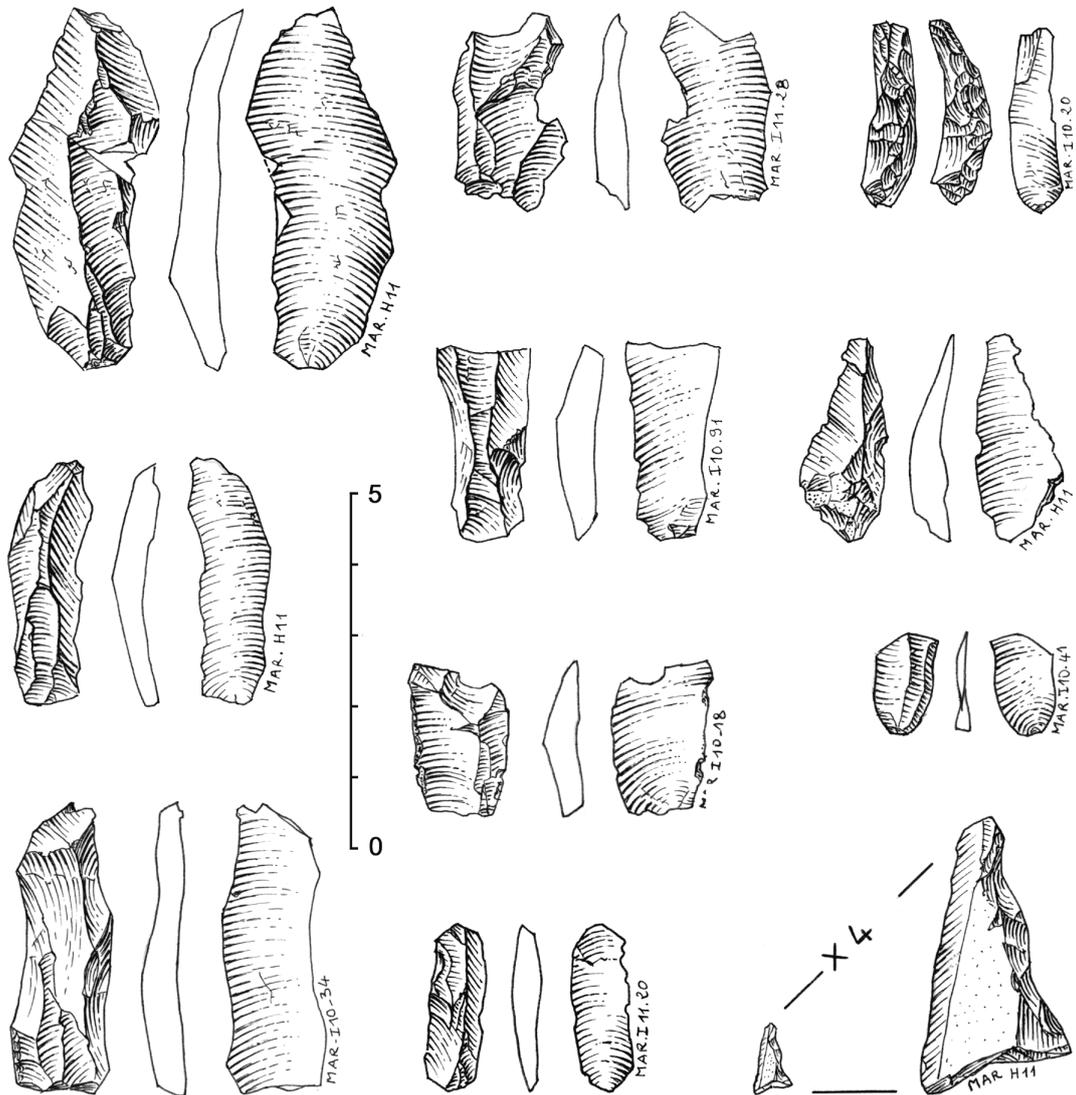


Figure 5 : Marsat (Les Pradelles) : industrie lithique lamellaire et laminaire du niveau archéologique 51 (dessin M. Hirbec-Raynal). Le microlithe figuré en bas à droite provient du sommet du niveau 53, directement recouvert par les dépôts éruptifs de la Formation de Marsat.

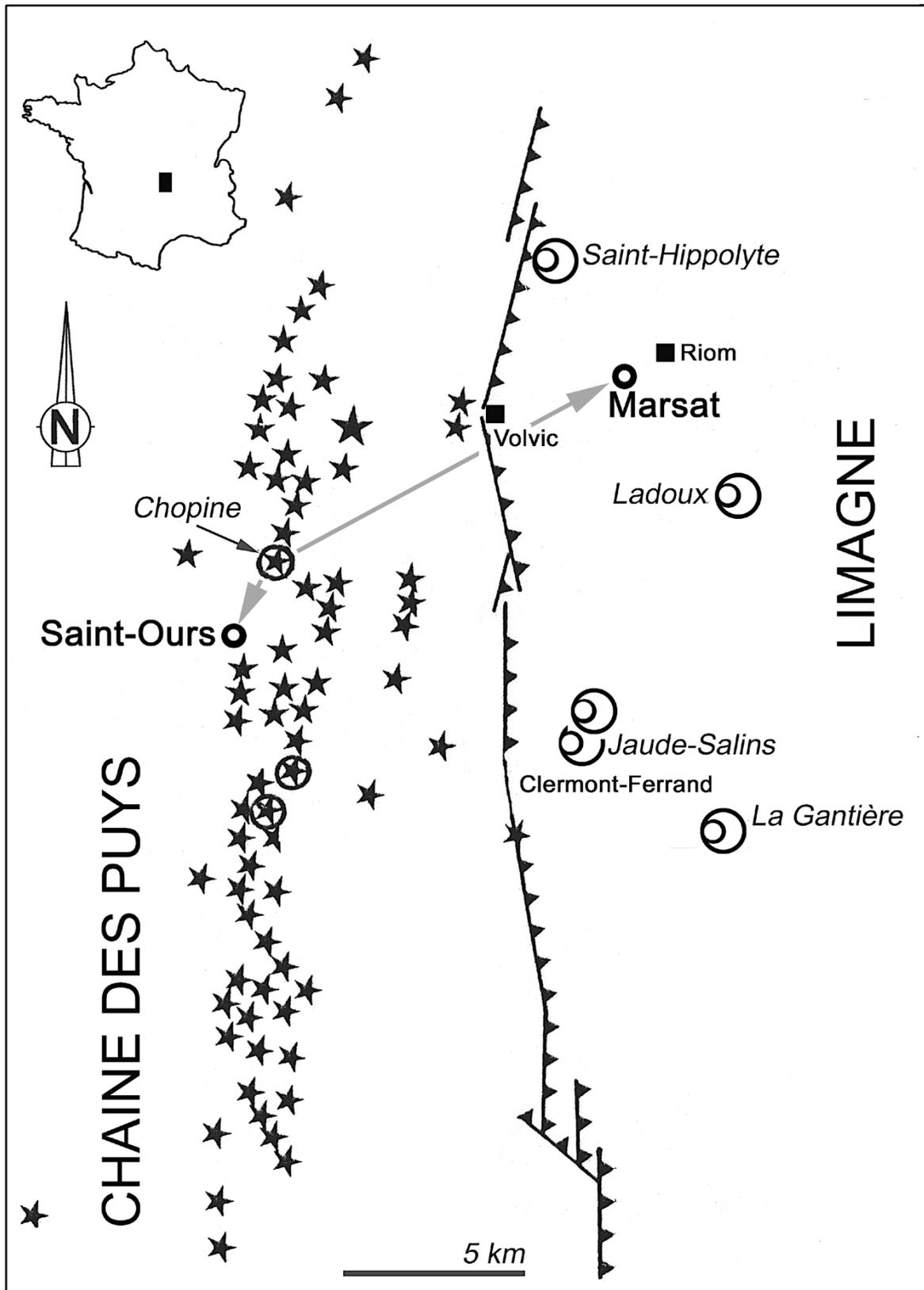


Figure 6 : Dispersion des produits du Puy Chopine dans le contexte volcanologique local (même symbolique que la figure 2).

- Le *Téphra CF6* (ou retombée récente de la rue de Blanzat)

Cette retombée à composition de trachyandésite a été observée sur la coupe de la rue de Blanzat à Clermont et dans le secteur de Gerzat. Elle n'est pas datée directement mais sa chimie la rapporte indiscutablement au Puy de Pariou et plus particulièrement à l'épisode d'émission de sa coulée principale datée de  $8180 \pm 810$  (Guérin, 1983).

- Le *Téphra CF7* (ou téphra de La Rodde)

Depuis 1997, plusieurs coupes stratigraphiques au Nord-Est, à l'Est et au Sud de Clermont-Ferrand ont montré la présence d'un niveau limoneux contenant de nombreux fragments anguleux centimétriques de trachyte (CF7) (figure 7). Ce niveau surmonte la retombée CF6. Il est localement associé à une occupation du Sauveterrien datée de  $7685 \pm 145$  BP (LY-10897) (Saintot *et al.*, 2001). Il constitue ailleurs la partie basale d'une couche contenant des vestiges du Néolithique ancien (épi-Cardial), datée de  $5405 \pm 75$  BP (ETH-17946). La morphologie des fragments trachytiques suggère qu'ils proviennent de la croûte d'un dôme. CF7 représente donc les témoins distaux de l'explosion d'un dôme primitif (Clierzou ?) et forme le recouvrement téphrique le plus récent de Limagne. Il convient maintenant de vérifier si les dômes récents comme le Clierzou ne portent pas de recouvrements encore plus récents.



Figure 7 : Téphra CF7 : fragments anguleux de trachyte provenant de l'explosion d'un dôme primitif de la Chaîne des Puys.

### 3 - Le temps des marais :

Après l'entrée en sommeil du volcanisme régional, la plaine de Limagne évolua sous l'action du climat, de la néotectonique régionale et des entreprises humaines. Sa mise en valeur, de la seconde moitié de l'Atlantique au Sub-Atlantique, fut souvent contrariée (Daugas et Tixier, 1975, 1977). L'intensification des recherches géologiques et archéologiques au cours des quinze dernières années a permis de préciser nos

connaissances sur l'occupation protohistorique des différents marais de Grande Limagne (Guichard, 1991 ; Vernet, 1991 ; Collis *et al*, 1994 ; Ballut, 1994) dont les grandes lignes de modélisation des rythmes géodynamiques (Daugas, Raynal, Tixier, 1982 ; Daugas et Raynal, 1989) restent cependant pour l'essentiel inchangées et s'établissent comme suit.

Pendant l'Atlantique, l'extension naturelle des zones palustres ne favorisait pas la mise en valeur de la Limagne. En effet, à la suite du dernier paroxysme de la Chaîne des Puys ayant provoqué la destruction du couvert végétal des versants, les drains naturels étaient engorgés par des colluvions et par des téphras. En revanche, la plaine était envahie par la Corylaie qui, localement, pouvait atteindre 65% des espèces arbustives. Des installations du Néolithique ancien sont cependant présentes dans ces secteurs de marais puisqu'au Brézet, des épandages de céramiques épi-cardiales ont été observés (Vernet, inédit). Seules quelques installations néolithiques (Chasséen) sont connues par des fouilles anciennes ou partielles : Le Lot aux Martres-de-Veyre, Aulnat, Ménétrol (figure 8/1). L'importante nécropole de Pontcharaud 2 à Clermont-Ferrand (Loison, 1987 ; Loison *et al*, 1991) située dans un point bas pourrait illustrer une gestion rationnelle des terres exploitables... (Daugas et Raynal, 1989). À ce sujet, l'étude récente d'une petite nécropole du Néolithique moyen 1 au Brézet, datée de 5630 ±40 BP (LY-10812), montre que la décomposition des corps s'est produite dans un milieu marécageux (Blaizot et Vernet, inédit). Les piémonts et les versants, occupés par la Chênaie Mixte, connurent quant à eux un peuplement plus dense, sans doute en relation avec des activités pastorales et agricoles : Corent, Gergovie, Les Côtes de Clermont, Prompsat... (Daugas, 1986 ; Vernet et Barthélémy, 1983).

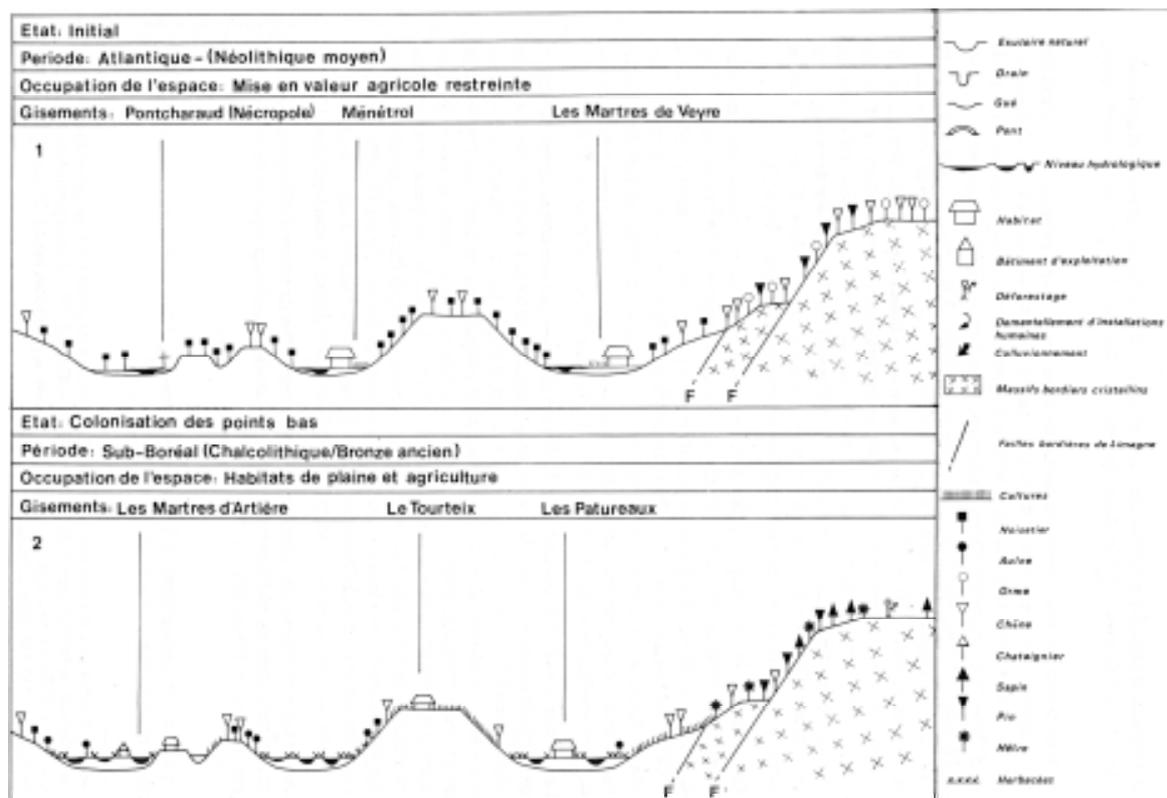


Figure 8 : L'occupation humaine des grandes plaines alluviales en fonction des mutations des milieux physiques et biotiques à l'Holocène. Exemple de la Grande Limagne de l'Atlantique au Sub-Boréal.

Au Sub-Boréal, un abaissement du niveau de drainage lié à un surcreusement naturel des émissaires, autorisa une colonisation du Marais par les communautés du Chalcolithique - Bronze Ancien (4100-3500 BP) (figure 8/2) : n'en prenons pour exemple que les habitats de plein-air d'Orcet "Le Tourteix", Clermont-Ferrand "Les Patureaux", Les Martres-d'Artières, Tagnat, Ménérol "Champ-Roy" etc (Daugas *et al* , 1983, 1986). Ces habitats, dans lesquels se multiplient les fosses-silos, révèlent une organisation villageoise dont les activités sont orientées vers l'agriculture et vers l'élevage. Ce dernier conduit les hommes à rechercher des prairies en bordure même du marais et l'on constate un déplacement progressif des installations en fonction du recul des zones palustres. Toutefois, l'importance des troupeaux de bovins et d'ovicaprins oblige à pratiquer parallèlement l'estive d'altitude (*Cf supra*). Enfin, en limite des villages, des sépultures occupent des terrains humides impropres à une mise en valeur. Dans la zone humide du Brézet, on note cependant la présence de fosses-silos et de sépultures qui peuvent être rapportées au Chalcolithique (Campaniforme) (Vernet, inédit). Ce mouvement de colonisation se poursuivra en s'amplifiant durant le Bronze final (figure 9/1).

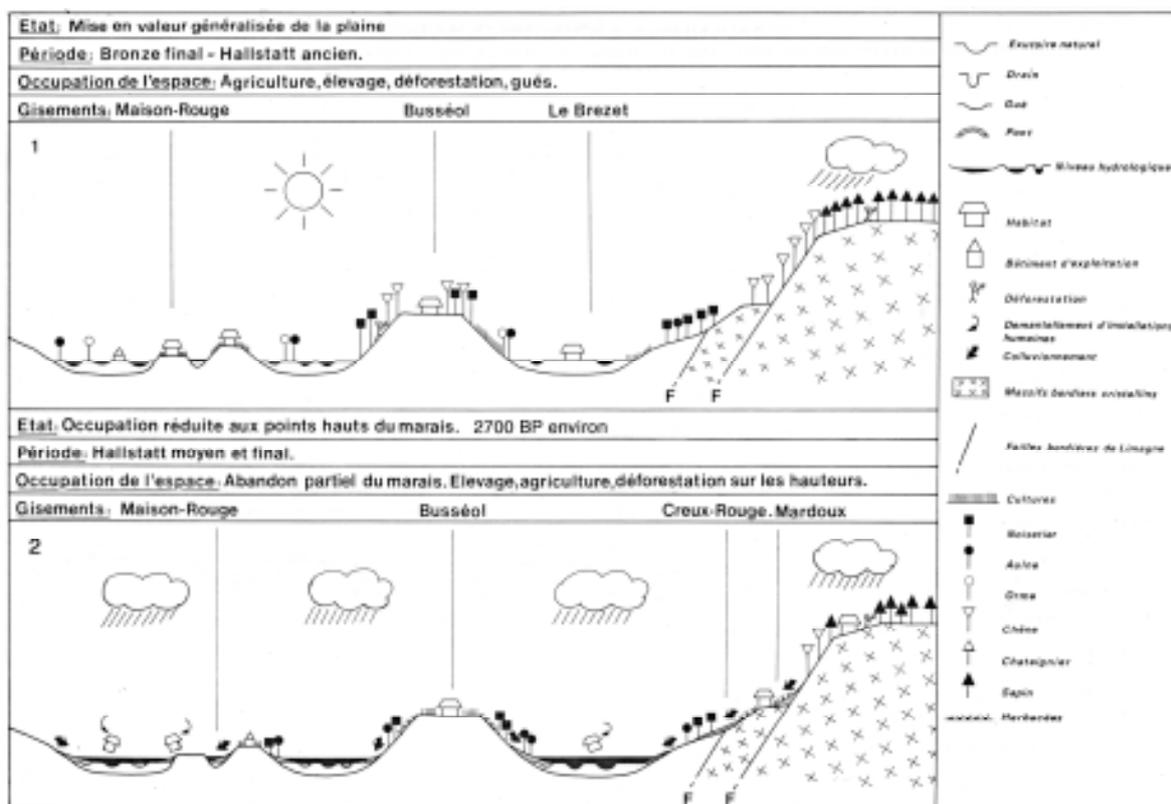


Figure 9 : L'occupation humaine des grandes plaines alluviales en fonction des mutations des milieux physiques et biotiques à l'Holocène. Exemple de la Grande Limagne de l'époque du Bronze ancien à celle du Hallstatt final.

Au début du Sub-atlantique (2700 BP), cet état d'équilibre fut rompu par une crise climatique de pluviosité excessive reconnue à l'échelle de l'Europe occidentale (Rognon, 1983). Les installations du Bronze final furent alors démantelées par les eaux (exemple du Brézet III à Clermont-Ferrand, déserté entre 2650 et 2600 BP) et l'occupation humaine se trouve en plaine "réduite aux points hauts" durant le Hallstatt

moyen et final (proto-oppida). Cette délocalisation des habitats permanents et des bases économiques entraîna temporairement un recours accru aux activités pastorales puis, une conquête de nouvelles terres arables par la déforestation des plateaux (figure 9/2). La désaffectation des zones humides n'est cependant pas totale durant le Bronze final : une fosse contenant un riche mobilier du Bronze final III est présente sur le site du Brézet et des coffres sépulcraux contenant de la céramique du Bronze final ont été découverts en bordure de la dépression de Sarliève (Vernet, inédit).

La deuxième moitié du Second âge du fer fut marquée par une intense colonisation du Marais (facilitée par l'abaissement naturel du niveau de drainage), maintenue et étendue par une action anthropique visant à l'extension de l'occupation du sol. Il s'agit là d'une entreprise volontariste dont les fondements résident dans le système social et politique mis en place par l'aristocratie gauloise ("Empire arverne") et dont la justification est de procurer des ressources alimentaires à de forts effectifs humains (figure 10).

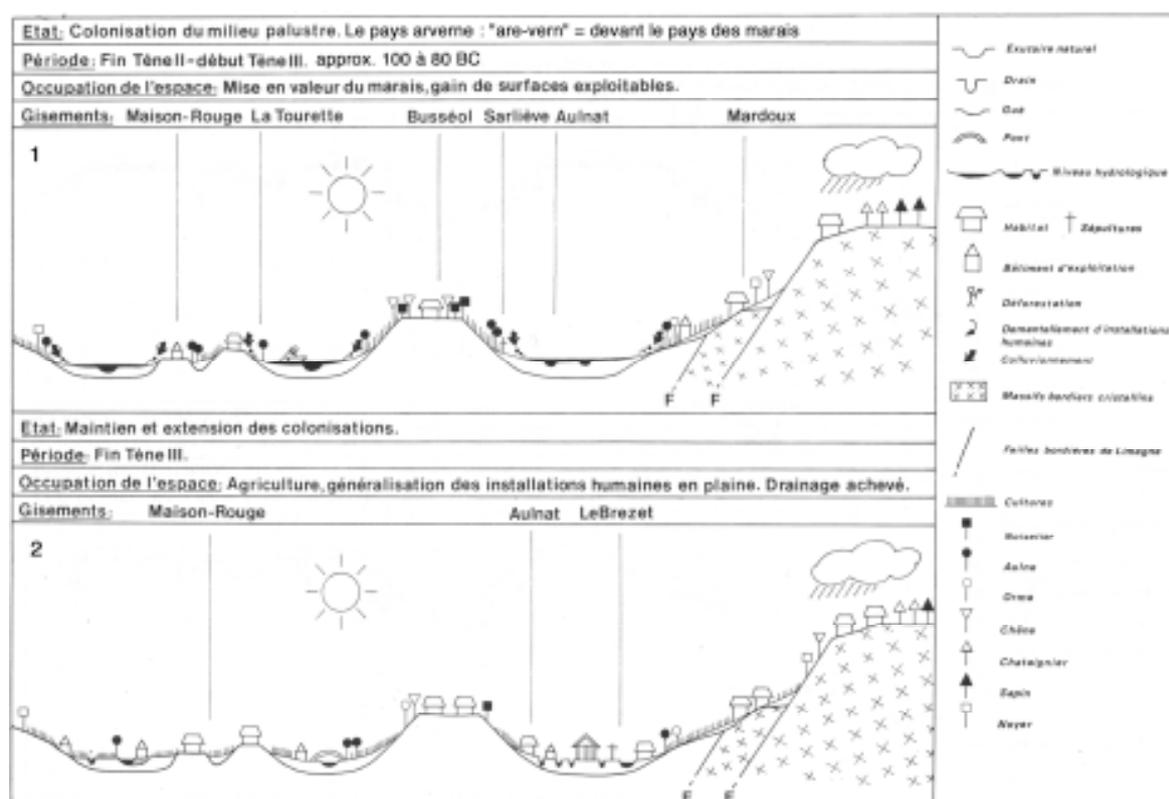


Figure 10 : L'occupation humaine des grandes plaines alluviales en fonction des mutations des milieux physiques et biotiques à l'Holocène. Exemple de la Grande Limagne aux époques de la Tène 2 et de la Tène 3.

La zone humide du Brézet présente toutefois une particularité notable pour la période de La Tène (du milieu du IIe siècle au tout début du Ier siècle av. J.-C.) ; en effet, les fouilles préventives menées récemment dans la partie Est du Brézet montrent l'absence de structure d'habitat et la rareté des fossés drainants si nombreux dans le reste de la Limagne, intensément anthropisée à cette époque. En revanche, les vestiges mis au jour dans cette zone (bâtiment rectangulaire à vocation collective ou votive, puits à libation, inhumation de cheval avec dépôt métallique, importance des lots d'amphores italiques...) conduisent à penser que cet espace puisse correspondre en

fait à celui d'un vaste sanctuaire de la cité arverne (Poux et Vernet, 2001). Le marais du Brézet, maintenu dans son état naturel, pourrait ainsi correspondre au grand sanctuaire situé à l'emplacement de la capitale arverne (*Augustonemetum* ; *nemetum* = bois sacré) évoqué par le géographe *Strabon*. Le grec *Poseidonios d'Apamée*, qui séjourna en Gaule au 1er siècle av. J.-C., évoque d'ailleurs de fastueux festins, organisés par le grand chef arverne *Luernios*, dans de vastes enclos emplis de cuves de vin et ouverts à toutes les populations environnantes.

Durant la Conquête, le retour à des conditions proches de l'état initial fut provoqué par la conjugaison de facteurs naturels et anthropiques (péjoration climatique locale et arrêt de l'entretien des drains) (figure 11/1). L'amorce d'un nouveau cycle sera le fait, à l'époque romaine, d'une prédominance de l'action humaine pour l'aménagement de l'espace en vue d'un gain de surface exploitable sur le marais (figure 11/2). Certaines zones franchement lacustres furent cependant respectées : les études récentes menées sur la dépression de Sarliève montrent que celle-ci fut occupée par un lac du Tardiglaciaire au XVII<sup>e</sup> siècle. Cependant, ce système lacustre connut des périodes de basses eaux notables : une importante réduction du lac est en particulier attestée entre le début de l'Age de Fer et le III<sup>e</sup> siècle de notre ère (Vernet, inédit). Durant la période historique enfin, plusieurs cycles d'exploitation de nature similaire se succédèrent, sous l'action conjuguée de phénomènes naturels à caractère catastrophique et de faits socio-politiques.

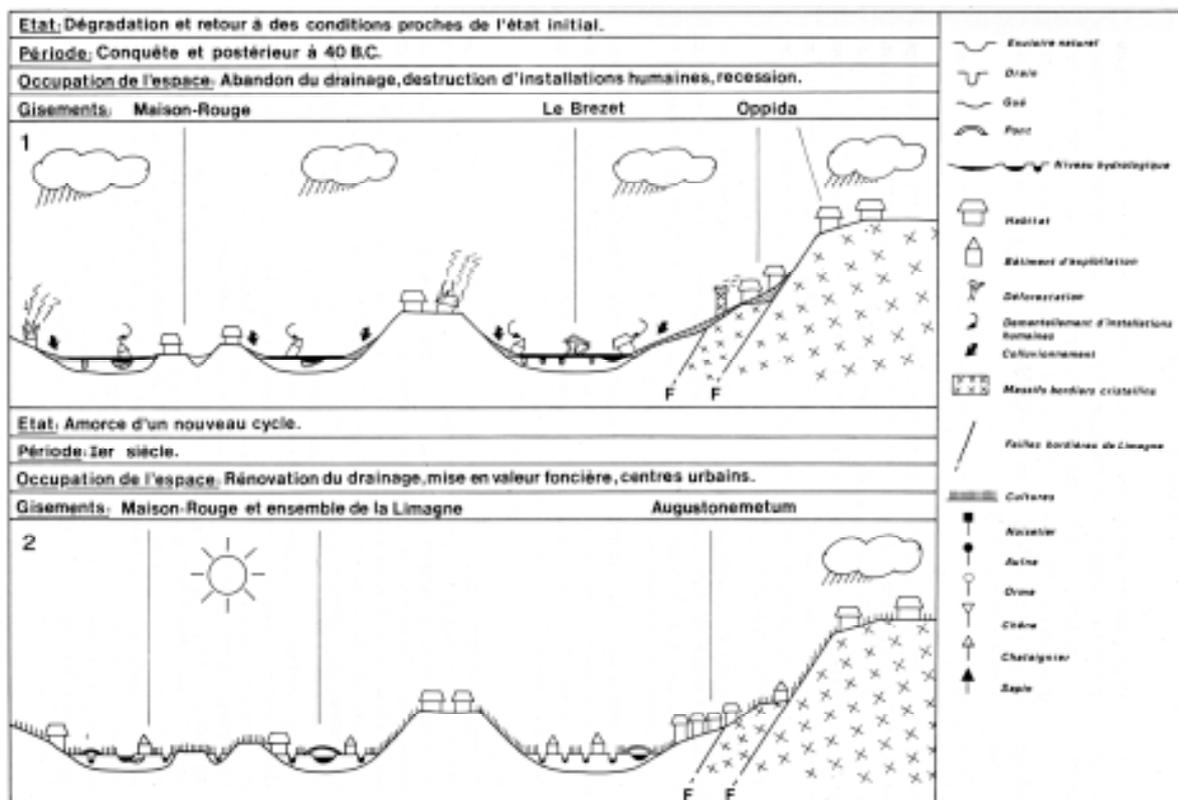


Figure 11 : L'occupation humaine des grandes plaines alluviales en fonction des mutations des milieux physiques et biotiques à l'Holocène. Exemple de la Grande Limagne, de la Conquête au Premier siècle après J.C.

## Perspectives

La Limagne occidentale a enregistré plusieurs épisodes éruptifs de la Chaîne des Puys au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène et il est aujourd'hui possible d'en proposer une téphrostratigraphie très fiable pour les douze derniers millénaires.

Les éruptions ont affecté les biotopes de façon beaucoup plus importante qu'on ne le pensait généralement. De larges saupoudrages trachyandésitiques sont intervenus pendant l'Allerød, modifiant nettement les environnements végétaux et perturbant pour un temps les dispositifs d'occupation du territoire par les populations préhistoriques.

Plus net encore est l'impact des éruptions trachyandésitiques et trachytiques au cours du Boréal : les téphras CF2, CF3 et CF4 se superposent *sans paléosol intercalé* et sont suivis par les recouvrements trachytiques fins du système Kilian-Vasset (CF5) et les divers produits distaux de l'éruption du Chopine, puis par les retombées du Pariou (CF6). Des groupes épipaléolithiques fréquentent alors la Limagne et ses bordures mais leurs lieux de vie actuellement connus ne sont pas directement affectés par ces éruptions.

Enfin, l'explosion d'un dôme trachytique primitif (CF7) est pénécotemporaine des installations du Mésolithique (Sauveterrien). Des téphras très récents (charnière Boréal/Atlantique et seconde moitié de l'Atlantique) ont été signalés sur le plateau des Dômes (Juvigné *et al.*, 1986) mais restent à déceler en plaine.

Ces apports téphriques répétés ont accéléré le comblement des dépressions de Limagne et perturbé considérablement l'évolution des marais jusqu'au début de l'Atlantique. Par la suite, les paysages de la plaine ont évolué sous l'emprise conjuguée des variations climatiques globales, de la tectonique régionale qui fixe la disposition et l'évolution du réseau de drainage naturel et sous l'action répétée des communautés humaines successives.

Les marais de la plaine de Limagne constituent un exceptionnel enregistreur des variations des milieux et des activités humaines tardiglaciaires et holocènes dont la résolution peut être considérablement améliorée dans un proche avenir avec une collaboration plus étroite des archéologues et des environnementalistes.

Remerciements : Ce travail a été conduit dans le cadre du GDR 1122 CNRS *Hommes et volcans avant l'Histoire* et a bénéficié des soutiens du Ministère de la Culture et des Régions Aquitaine et Auvergne dans le cadre du programmes *Espaces volcaniques préhistoriques*.

## REFERENCES

BALLUT C., (1994) - *Evolution de la morphogénèse et de la géographie du peuplement dans la Limagne des marais*. Institut de géographie, Université de Clermont-Ferrand II, 103 p.

BAUDRY D. & CAMUS G. (1972) - Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. *Bull. du B.R.G.M.*, (2), II, 2, 1-52.

BENTOR Y.K. (1955) - *La chaîne des Puys (Massif central français) recherches géologiques et pétrographiques*. Bull. du Service de la Carte Géologique de la France, N°242, Tome LII, 1954, 787 p.

BLAIS S., MAURY R., BROUSSE R. (1971) - Contribution à l'estimation des vitesses de creusement des cours d'eau au flanc de coulées basaltiques. *Travaux de l'Institut de Géographie*, XLIII, Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, 3-15.

BROUSSE R., DELIBRIAS G., LABEYRIE J., RUDEL A. (1969) - *Eléments de chronologie des éruptions de la Chaîne des Puys* Bulletin de la Société géologique de France, 7ème série, XI, 770-793.

CAMUS G.(1975) - *La Chaîne des Puys: étude structurale et volcanologique*. Annales Scientifiques de l' Université de Clermont, N°56, Géol. Minéral., fasc. 28, fig. 68, 322 p.

COLLIS J., DUNKLEY J., GUICHARD V., MENNESSIER-JOUANNET C., (1994) - Programme de recherche "Le peuplement des Limagnes à l'Âge du fer", rapport d'activité de l'année 1994., 57p.

DAUGAS J.-P. (1986). - Quelques aspects nouveaux du Néolithique du Massif central In *Le Néolithique de la France*, Paris, Picard, 463 pages.

DAUGAS J.P. et RAYNAL J.P. (1979) - Remarques sur le milieu physique et le peuplement humain en Auvergne à la fin des temps glaciaires. In *La fin des temps glaciaires en Europe*, CNRS Ed., Paris (1979), t. 2, 545-562.

DAUGAS J.P. et RAYNAL J.P. (1989) - Quelques étapes du peuplement du Massif central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique. In *LAVILLE H. : Variations de paléomilieux et peuplement préhistorique*, CNRS Ed., Cahiers du Quaternaire, 1989, n° 13, 67-95.

DAUGAS J.P. et RAYNAL J.P. (1991a) - L'homme et les volcans : mésolithisation et néolithisation dans le Massif central français. *113e Congr. nat. Soc. sav., 1988, Strasbourg, Mésolithique et Néolithisation*, 127-146, 3 fig., 3 tabl.

DAUGAS J.P. et RAYNAL J.P. (1991b) - Les chasseurs de la préhistoire face aux dangers du volcanisme. *La dépêche du parc, Bull. d'information du parc naturel régional des volcans d'Auvergne, supplément scientifique*, N°5, juin 1991, 4-5.

DAUGAS J.P. et TIXIER L. (1975) - Variations paléoclimatiques de la Limagne d'Auvergne. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 47, 203-235.

DAUGAS J.P., RAYNAL J.P. et TIXIER L. (1982). - Variations du milieu physique et occupation du sol au Second Âge du fer en Grande Limagne d'Auvergne. in *Le deuxième Âge du fer en Auvergne et en Forez et ses relations avec les régions vosines*, Sheffield-Saint-Etienne, Collis, Duval, Perichon Ed., p.10-20.

DAUGAS J.P. et TIXIER L. (1975). - Variations paléoclimatiques de la Limagne d'Auvergne. In *approche écologique de l'Homme fossile*, supplément au bulletin de l'AFEQ, n°47, 1977, p.203-235.

DAUGAS J.P. et TIXIER L. (1977) - Les variations du paysage de la plaine de la Limagne d'Auvergne durant l'Holocène, du Tardiglaciaire à l'époque actuelle. *Actes du colloque "Archéologie et Paysage"*, in *Caesorodunum*, 1978, n° 13, t.2, p. 429-444.

DAUGAS J.P., LOISON G., VITAL J., (1983) - L'Age du bronze en Auvergne. In *Les inédits de la Préhistoire auvergnate*, Clermont-Ferrand, Musée Bargoin, 233-253.

DAUGAS J.P., RAYNAL J.P., TIXIER L. et LOISON G. (1986). - Cycles géodynamiques et cycles d'exploitation du Marais de Grande Limagne. Puy-de-Dôme. *11è réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand*, p.48.

ETLICHER B., JANSSEN C., JUVIGNE E., Van LEEUWEN J.F.N. (1987) - Le Haut Forez (Massif central, France) après le pléni-glaciaire würmien: environnement et tephra du volcan de la Nugère. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, 229-239.

FAIN J., ERRAML I H., MIALLIER D., MONTRET M., SANZELLE S. (1986) - Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique: le Puy de Dôme. *11è R.S.T.*, Clermont-Ferrand, S.G.F. Ed., Paris, 63.

FAIN J., ERRAML I H., MIALLIER D., MONTRET M., SANZELLE S. (1991) - Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique trachytique: le Puy de Dôme. in J.P. RAYNAL et D. MIALLIER: *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes* Cahiers du Quaternaire, CNRS Ed., n° 16, 53-62.

GLANGEAUD P., (1906) - La liquéfaction de l'acide carbonique volcanique. La fontaine empoisonnée de Montpensier. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 26 juillet.

GOER DE HERVE A. de, CAMUS G., MIALLIER D., SANZELLE S., FALGUERES C., FAIN J., MONTRET M., PILLEYRE T. (1993) - Le puy de Gravenoire et ses coulées, dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (Massif central français): un modèle inhabituel d'avalanche de débris, déclenchée par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 164, n° 6, 783-793.

GOURGAUD A. et CAMUS G. (1984) - Magma Mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif central, France) : Role in the Trachyandesites Genesis. *Bull. Volcanol.*, 47/4, p. 781-805.

GUERIN G. (1983) - *Thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais*. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 253 p.

GUICHARD V., (1991) - Rapport de prospection inventaire 1991, bassin de l'Artière, Sud de la Grande Limagne (Puy-de-Dôme). Programme de recherche "Le peuplement des Limagnes à l'Âge du fer".

JUVIGNE E. (1983) - Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal : la retombée volcanique de la Taphanel. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 13, 3-7.

JUVIGNE E. (1987) - Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif central français: la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans B.P., *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, série II, n° 4, 187-190.

JUVIGNE E. (1991) - Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *C. R. Acad. Sc. Paris*, tome 312, Série II, 415-420.

JUVIGNE E. (1992) - Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif. *Quaternary international*, 13/14, 180-185.

JUVIGNE E., BASTIN B., GEWELT M. (1986) - Découverte de retombées volcaniques d'âge Holocène dans la Chaîne des Puys septentrionale (Massif central, France). *Revue des Sciences naturelles d'Auvergne*, 52, 33-36.

JUVIGNE E., KROONENBERG S.B., WELDKAMP A., EL ARABI A., VERNET G. (1992) - Widespread Allerød and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif central, France. *Quaternaire*, 3, (3-4), 137-146.

LOISON G., (1987) - La nécropole néolithique de Pontcharaud 2. *ARENERA* n° 3, Lyon, 84-90.

LOISON G., GISCLON J.L., LAGRUE A., (1991) - La nécropole de Pontcharaud dans le cadre de nouvelles approches du peuplement néolithique de Basse Auvergne. In *Identité du Chasséen, Actes du colloque international de Nemours*, 1989, Mémoire du Musée de Préhistoire d'Ile de France, vol. 4, 399-408.

MARTINI J. (1970) - Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le S.E. de la France et la Suisse occidentale. *Arch. Sci. Genève*, 23, 641-674.

MICHON L., (1996). *Le Cratère Kilián et le Puy Vasset : mécanismes éruptifs et distinction des produits proximaux et distaux. Comparaison avec le cratère-lac Pavin et le Puy Chopine*. Mémoire de travail d'étude et de recherche, Université de Clermont II, 20 p.

PARVILLE H. de, (1906) - *Journal des débats*, n° 212, 2 août 1906.

PASTY J.F., ALIX P., BALLUT C., GRIGGO C., MURAT R., (2002) - Le gisement épipaléolithique de Champs Chalatras (Les Martres-d'Artière, Puy de Dôme) : données préliminaires. *Bulletin de la Société préhistorique française*, tome 99, 1, 138-140.

PELLETIER H. (1964) - Erosion de la vallée de la Monne depuis les dernières éruptions de la chaîne des Puys. *Actes du quatre-vingt-huitième congrès national des Sociétés savantes*, Clermont-Ferrand, 1963, Imprimerie Nationale, Paris, 153-158.

POUX M. et VERNET G., (2001) – Sanctuaire protohistorique, *l'Archéologue, Archéologie Nouvelle*, n°54, juin-juillet 2001, pp. 42-45.

RAYNAL J.P. et DAUGAS J.P. (1984) - Volcanisme et occupation humaine préhistorique dans le Massif central français : quelques observations. *Revue archéologique du Centre de la France*, t. 23, vol. 1, 7-20.

RAYNAL J.P. et DAUGAS J.P. (1989) - Le peuplement paléolithique d'Auvergne. *La Recherche*, n° 210, vol. 20, 690-691.

RAYNAL J.P. ET DAUGAS J.P. (1991) - L'homme et les volcans: occupation de l'espace régional à la fin des temps glaciaires dans le Massif central français. in *Le peuplement magdalénien. Paléogéographie physique et humaine*, Actes du Colloque de Chancelade, CTHS Ed., 11-120.

RAYNAL J.P. ET SANZELLE S. (1989) - Préhistoire en domaine volcanique: exemple de la Basse Auvergne. in *Le Temps de la Préhistoire*, Société préhistorique française et Archéologia Ed., tome 1, 128-129.

RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PELLETIER H. (1979) - Etudes quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. II: les dépôts de versant du Creux-Rouge, commune de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme). *Nouvelles archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon*, fasc. 17, suppl., 87-95.

RAYNAL J.P., PAQUEREAU M.M., DAUGAS J. (1981) - Contribution à l'étude chronostratigraphique des formations volcano-sédimentaires de la Chaîne des Puys. *Nouvelles archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon*, fasc.19, suppl., 59-64.

RAYNAL J.P., MIALLIER D., VERNET G., FAIN J., CAMUS G., MONTRET M., DAUGAS J.P., SANZELLE S. (1989) - Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachy-andésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, 1547-1552.

RAYNAL J.P., VERNET J.P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T., SANZELLE S., DAUGAS J.P. (1994) - Téphrostratigraphie et préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif central, France). *Bulletin de la Société préhistorique française*, t. 91, n°2, 149-157.

RAYNAL J.P., VERNET G., VIVENT D., 1998 - Des Volcans et des Hommes depuis le dernier interglaciaire en Basse Auvergne (Massif central, France). In *C. Albore-Livadie e F. Ortolani ed., Il sistema Uomo-Ambiente tra passato e presente*, Edipuglia, Bari, 197-220.

SAINTOT S., PASTY J.F., BALLUT C., FONTANA L., GEORJON C., JEANNET M., TREFFORT J.M., VERNET G. (2001) - *Rapport de la fouille : Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme), Les Patureaux, Document Final de Synthèse*

STRABON. - *Géographie*. F. Lasserre. C.U.F., Paris.

VERNET G. (1992) - *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif central français). Minéraux denses et retombées*. Thèse de l'Université de Bordeaux 1, n° 724, 335 p.

VERNET G. et BARTHELEMY S. (1983). - Nouvelles données sur le Chasséen en Basse-Auvergne. *Bulletin de la société d'anthropologie du Sud-Ouest*, t.18,N°3, p.127-132.

VERNET G. et RAYNAL J.P. (1995) - La Tephra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série IIa, 713-720.

VERNET G. et RAYNAL J.P. (2000a) - Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 330, 399-405.

VERNET G. et RAYNAL J.P., (2000b) - Hommes et volcans en Basse-Auvergne préhistorique. *Revue d'Auvergne*, 554/555, n°1/2, tome 114, *Nouvelles archéologiques. Du terrain au laboratoire...*, 76-87.

VERNET G. et RAYNAL J.P. (2001) - Tephrostratigraphy of the Limagne revisited. Implications for Late Glacial and Holocene Prehistory. In *Tephros, chronology, archaeology*, ss la dir. de E. Juvigné et J.P. Raynal, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDERAD éd., 11-116.

VERNET G., RAYNAL J.P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T., SANZELLE S, (1998) - Tephrostratigraphy of the last 160 ka in Western Limagne (France). *Quaternary International*, vol. 47/48, 139-146.

VERNET G. et PAQUEREAU M.M. (1986) - Le cours moyen de la Morge (Puy-de-Dôme) au Pléistocène : éléments de chronologie et de paléoenvironnements. *11ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, Clermont-Ferrand, S.G.F. Ed., 181.

VERNET G. et PAQUEREAU M.M., (1991)- Le cours moyen de la Morge et de ses affluents (Puy de Dôme, France) au Pléistocène: éléments de chronologie et de paléoenvironnements. in *J.P. RAYNAL et D. MIALLIER: Datation et caractérisation des milieux pléistocènes*, Cahiers du Quaternaire, n° 16, CNRS. Ed., 431-449.

VERNET G., RAYNAL J.P., VIVENT D., (1996). La téphra de la rue Sous-les-Vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 323, série IIa, 325-331.

VERNET G., RAYNAL J.P., MIALLIER D., PILLEYRE T., FAIN J., SANZELLE S., MONTRET M. (1990) - La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Allerød en Limagne septentrionale (Massif central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, série II, 1077-1082.

VERNET G., RAYNAL J.P., GUADELLI J.L., VIVENT D., KIEFFER G., CAMUS G., PILLEYRE T., MIALLIER D., SANZELLE S., FAIN J., MONTRET M., (2001) - L'éruption trachytique du Puy Chopine (Puy-De-Dôme, France) : Impacts proximaux et distaux et implications écoarchéologiques In *Tephros, chronology, archaeology*, ss la dir. de E. Juvigné et J.P. Raynal, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDERAD éd., 227-234.

VIVENT D. et VERNET G., (2001) - Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France). In *Tephros, chronology, archaeology*, ss la dir. de E. Juvigné et J.P. Raynal, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDERAD éd., 255-262.



Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience ●●● (●●●●) ●●●—●●●



GEOSCIENCE

<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Géomatériaux

## Volcans de la chaîne des Puys (Massif central, France) : point sur la chronologie Vasset–Kilian–Pariou–Chopine

Didier Miallier<sup>a,\*</sup>, Laurent Michon<sup>b</sup>, Jacques Évin<sup>c</sup>, Thierry Pilleyre<sup>a</sup>,  
Serge Sanzelle<sup>a</sup>, Gérard Vernet<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire de physique corpusculaire, université Blaise-Pascal, CNRS-IN2P3, UMR 6533, 63177 Aubière cedex, France

<sup>b</sup> Laboratoire des sciences de la Terre, université de la Réunion, 15, rue René-Cassin, 97715 Saint-Denis cedex 9, France

<sup>c</sup> Centre de datation par le radiocarbone, université Claude-Bernard, Lyon-1, bât. 217, 43, bd du 11-Novembre-1918,  
69622 Villeurbanne cedex, France

<sup>d</sup> Inrap et UMR 6042 du CNRS, 19, rue Élisée-Reclus, 63000 Clermont-Ferrand, France

Reçu le 12 février 2004 ; accepté le 30 août 2004

Présenté par Claude Jaupart

### Résumé

La compilation des datations radiocarbone de bois carbonisés par leurs déferlantes basales, complétée par des observations téphrochronologiques, permet d'avancer l'hypothèse que le puy Chopine, il y a environ 9700 ans, a précédé le Vasset et le Kilian, tous deux péné-contemporains, vers 9400–9300 ans. Les produits du Nouveau Pariou sont recouverts par ceux d'un volcan trachytique, probablement le Kilian. Sous les produits explosifs initiaux du Nouveau Pariou (faciès « Traversin »), les trachytes à amphibole, qui avaient été attribués au Kilian, constituent vraisemblablement une forme méconnue des trachytes de la phase acide du Pariou lui-même. L'ordre chronologique des éruptions serait donc : Chopine/Pariou/?Vasset ?/Kilian, la position du Vasset, hypothétique, restant à confirmer. *Pour citer cet article : D. Miallier et al., C. R. Geoscience ●●● (●●●●).*  
© 2004 Publié par Elsevier SAS pour l'Académie des sciences.

### Abstract

??? On the basis of radiocarbon ages obtained on wood burned by base surges and tephrochronological observations, it has been possible to assess that the Puy Chopine, aged ca 9700 yr is older by a few centuries than both the Vasset and Kilian volcanoes. The last two have nearly the same age, ca 9300–9400 yr. Layers of trachytic tephra, most probably originated from Kilian or Vasset, can be observed overlapping those from the Pariou. This last volcano had been previously thought to be the younger of the area on the basis of the observation of trachytic tephra beneath its own tephra. However, new observations allow us to assume that those trachytes originated from the acid phase of the Pariou itself. Therefore, it can be assessed that the four

\* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : [miallier@clermont.in2p3.fr](mailto:miallier@clermont.in2p3.fr) (D. Miallier).

volcanoes erupted according to the following sequence: Chopine/Pariou/Vasset/Kilian; the chronological situation of Vasset lies on poor arguments and it should be confirmed. *To cite this article: D. Miallier et al., C. R. Geoscience ●●● (●●●●).*  
© 2004 Publié par Elsevier SAS pour l'Académie des sciences.

*Mots-clés* : volcans ; chaîne des Puys ; téphrochronologie ; datation radiocarbone

*Keywords*: volcanoes; Chaîne des Puys; tephrochronology; radiocarbon dating

### Abridged English version

Among the Holocene volcanoes of the central and northern part of the Chaîne des Puys, some of the best documented and most famous are the Puy Chopine, the Cratère Kilian, the Puy Vasset and the Puy Pariou [1]. The first three are trachytic protrusions, which gave violent eruptions, characterized by devastating surges that left widespread deposits. Pariou is a Strombolian volcano that had a complex history, beginning by an acid phase and finishing by a mugearitic phase [1,8]. It produced long lava flows. Their relative and absolute chronology has been an issue for a long time (see, e.g., [12]). It has been thought, until ca 1996, that the Pariou was the youngest of the four, because Camus [4] had observed field cross sections showing the ‘Lacroix-type’ trachytes (i.e., amphibole bearing trachytes, attributed to the Kilian) beneath the ‘Traversin-type’ products (i.e. lapilli originated from the Pariou, corresponding to an eruption that cleared the crater between the initial acid phase and the final mugearitic phase). On the other hand, the available data, mostly obtained from radiocarbon dating and pollen analysis of distant sediment and peat-bogs containing distal tephra layers [12], did not allow to precise the relative chronology within Vasset, Kilian and Chopine, the three having erupted within a time span of no more than around three centuries c. 9500 years ago (8500 BP, using the conventional radiocarbon notation).

However, new field observations, plus specific radiocarbon ages measured on proximal samples (Table 2) have shown that a trachytic volcano, Kilian or Vasset (or both), erupted around 9300–9400 years ago, after the Pariou eruptions [15,21]. Since it is very difficult to discriminate the lavas of Kilian and Vasset from each other because they show the same composition (Table 1) and mineralogy, the assumption that Vasset is somewhat older than Kilian [4] is not ascertained. The limits of the respective areas of deposits were tentatively plotted on the basis of the na-

ture of the rocks from the basement that accompany the trachyte [16]. This allowed distribution of the radiocarbon results into two corresponding groups (Table 2). The trachytic tephra that was found by Vernet et al. [21] in the Limagne plain, which has the same stratigraphic position, age and composition as the Kilian/Vasset tephra is called CF7, its origin (Kilian or Vasset?) being unknown. Chopine has a slightly older age, ca 9700 yr, consistent with tephro-stratigraphical evidence, its tephra being undoubtedly overlapped by the ultimate Pariou products. It should be noted that the direct dating of Pariou still remains poorly precise, because the only three results available today have been obtained with a large uncertainty, roughly between 8 and 10 ka [6,9,19].

In order to understand the origin of the tephrostratigraphic scheme proposed by Camus [4], the cross section of a quarry mentioned by him between the volcanoes Balmet and Filhu (see map, [1]) was re-examined. It then appeared (Fig. 3) that the trachytic pumice that lays beneath the ‘Traversin’ tephra there does not look like the Kilian/Vasset trachyte: the lapilli do not display the same colours (as for Vasset/Kilian); they show smallest amphibole phenocrysts and contain abundant real pumices (i.e., density lower than  $1 \text{ g cm}^{-3}$ ) that are, until now, unknown within the Kilian/Vasset products and, finally, they have not the same refractive index pattern (Danbara, pers. comm. and [15]). On the other hand, some of them have the same composition (Table 1) as the ‘glassy black trachyte’ of the initial Pariou [4,8]. There is no clear limit between both layers of deposits (trachyte and ‘Traversin’), this suggests a continuity between the corresponding eruptions. Thus, it was deduced that the trachytes lying beneath the ‘Traversin’ products represent an unknown form of the Pariou trachyte. Some of those pumices show evident magma mixing features and a more basic composition can be observed for one sample (Table 1). This can be interpreted as marks of the transition between the initial acid and the

late mugearitic magma during the eruptive cycle of the Pariou. On the same cross section, a trachyte deposit, not mentioned by Camus, most probably originated from Kilian (from characteristics and geographical evidence), overlaps the ‘Traversin’ deposits.

As a conclusion, it can be assessed that the Pariou erupted after the Chopine, and before the Kilian. Its age would then approximately be in the range 9400–9700 y. Some indications suggest that Pariou is older than Vasset also; however; this has to be verified.

Finally, it must be outlined that other still unidentified volcanoes were in activity in the same area during the same period, and, for one at least, after the Kilian ([4,22] and work in progress).

## 1. Introduction

En 1996, Juvigné et al. ont publié une compilation d’études de sédiments lacustres et de tourbes contenant des lamines de téphra [12]; celle-ci permettait de proposer, pour le Massif central, un cadre téphrostratigraphique où les auteurs regroupaient les produits du puy Vasset, du cratère Kilian et du puy Chopine dans une seule entité «trachytes» (téphra éponyme de La Taphanel, [10]) sans interclassement chronologique. Son âge radiocarbone moyen est 8500 BP [12], soit environ 9500 ans (sauf mention «BP», les âges seront donnés ici en années réelles, au sens naturel du mot «âge», les calibrations étant faites avec le logiciel Oxcal du laboratoire de radiocarbone d’Oxford, d’après les tables de Stuiver et al. [20]). D’après la dispersion des résultats, la succession des éruptions aurait duré un peu moins de trois siècles. Des variations de composition minéralogique d’un site à l’autre suggèrent que l’on puisse, dans certains cas, avoir affaire à des mélanges de deux retombées (ou plus) dans une même lamine (Chopine + Kilian ou Vasset), ce qui témoignerait d’une succession rapide des éruptions : au plus quelques décennies ? (d’après [12] et Juvigné, in litt.).

Selon les observations de Camus au col de la Moréno [4], le Vasset serait antérieur au Kilian.

Il était par ailleurs admis que le Pariou est plus récent que le Kilian : Camus [4] avait noté des produits de type «Lacroix» (trachytes à amphibole, comme ceux trouvés au voisinage du Kilian) sous des produits «Traversin» (produits de débouillage explosif

qui préloquent au Nouveau Pariou, décrits sur le Traversin) au sommet du puy de l’Aumône. Les trois datations disponibles jusqu’à présent ne permettaient pas de situer l’éruption du Pariou avec une grande précision : une datation  $^{14}\text{C}$  indirecte de la grande coulée orientale donne un âge maximal de  $8580 \pm 350$  BP (Sa 94, [6]), soit  $9600 \pm 1000$  ans ( $2\sigma$ ) après calibration (cf. §Datations), et deux datations par thermoluminescence donnent  $8200 \pm 800$  ans ( $1\sigma$ ) sur coulée [9] et  $8700 \pm 900$  ans ( $1\sigma$ ) sur téphras [19].

En ce qui concerne le puy Chopine, ses produits sont visibles sous ceux du Pariou dans toute la zone commune aux deux recouvrements (cf. carte [1]).

Mais on doit aujourd’hui décrire une réalité plus complexe que celle de trois volcans trachytiques qui auraient simplement précédé le Pariou. En effet, Vernet et al. [21] ont mis en évidence le dépôt, vers la fin du Boréal, d’une vaste nappe de produits trachytiques (dénommés CF7) qui, localement, en Grande Limagne, se superposent aux téphras du Nouveau Pariou. De plus, un dépôt de déferlante trachytique a été observé sur la grande coulée orientale du Nouveau Pariou, au lieu-dit La Bruyère des Moines, au pied même du volcan [1]. Les produits échantillonnés s’apparentent indistinctement à ceux du Vasset, du Kilian et à CF7 [15]. Il est donc acquis que l’un des deux au moins, Vasset ou Kilian, a fonctionné postérieurement à la dernière phase d’activité du Pariou.

En outre, Vernet a observé, à 1 km au nord du Pariou (site de Vulcania), un niveau décimétrique de cendres interstratifiées dans les produits les plus récents du puy Chopine [22]. Ces cendres ont une composition de trachyandésite sans parallèle dans celles du Pariou (cf. [8]). C’est aussi le cas, avec une composition de hawaïite, d’une autre retombée, d’origine inconnue, reposant sur les produits du Chopine au pied sud du puy de Porcherolles (étude en cours).

## 2. Le puy de Vasset et le cratère Kilian

La chronologie relative Vasset–Kilian est difficile à établir avec certitude, à cause de la difficulté de distinguer physiquement leurs produits respectifs. Deux critères ont été proposés par Michon [16], reposant, d’une part, sur des différences dans les cortèges de xénoclastes et, d’autre part, sur le fait que les trachytes du Kilian présentent parfois une figure de brassage

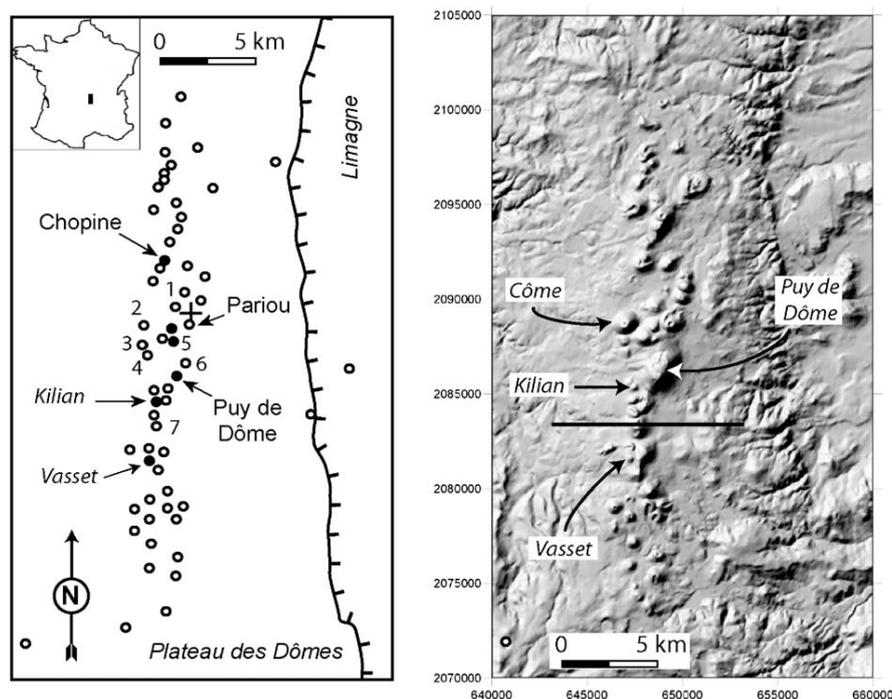


Fig. 1. Carte schématique de la chaîne des Puy (à gauche), avec les volcans trachytiques (en noir) et le site de la Bruyère des Moines (+). 1, Porcherolles ; 2, Côme ; 3, Balmet ; 4, Filhu ; 5, Aumône ; 6, petit puy de Dôme ; 7, Montchier. En trait gras (carte de droite) : limite approximative entre la nappe du Vasset, au sud, et celle du Kilian, au nord. Pour plus de détails, se reporter à la dernière édition de la *Carte volcanologique de la chaîne des Puy* [1]. Carte numérique en relief (à droite).

Fig. 1. Simplified map of the Chaîne des Puy.

(« rubanement ») jamais observée pour ceux du Vasset. Sur ces bases et à partir des gradients d'épaisseur de recouvrements et de taille des blocs, on peut imaginer une ligne est-ouest qui, passant vers le sommet du Montchier, séparerait la nappe du Vasset, au sud, de celle du Kilian, au nord (Fig. 1). On devra alors revoir les attributions d'échantillons déjà datés par  $^{14}\text{C}$  [3], après avoir constaté que la majorité d'entre eux concernent le Vasset.

Le volcan qui s'est manifesté après le Nouveau Pariou serait le Kilian, d'après la coupe de la Bruyère des Moines. La coupe-type fait environ 1,2 m de hauteur. À la base, 40 cm de lapilli scoriacés, lités, de mugéarite (Tableau 1) reposent sur la surface tourmentée de la cheire. Au-dessus de ce niveau, les mêmes lapilli sont emballés dans une matrice brune, d'aspect argileux (sur 35 cm environ), contenant quelques rares nodules millimétriques de trachyte. On passe, au-dessus,

à l'horizon de dépôts trachytiques (30 à 40 cm) et, enfin, à un sol noir (10 à 20 cm).

Le dépôt trachytique, constitué de lapilli et blocs de masses diverses, jusqu'à 360 g, emballés dans une matrice brun-beige, a les caractères d'une déferlante : granoclassement inverse, accumulation dans les dépressions du terrain, abondance, à la base, de fragments centimétriques de bois brisé et carbonisé. Les xénoclastes sont nombreux. Les trachytes se présentent, en proportions à peu près égales, en bombes, sous deux formes :

- (1) une roche dense, gris clair à gris foncé, riche en phénocristaux d'amphibole et de feldspaths, souvent de forme allongée, anguleuse, parfois trempée en « croûte de pain » ;
- (2) un bloc arrondi, léger, de roche fragile et vésiculée (« mousse »), de couleur gris clair à gris jaune.

Tableau 1

Analyses élémentaires (CRPG, Vandœuvre-lès-Nancy, sauf R141.B), normalisées à 100 %. Nature des échantillons : tv, trachyte vésiculé ; td, trachyte dense ; l, lapilli scoriacés ; lm, lave massive ; p, ponce. Sites de prélèvement : Cler 374TV, pied ouest du puy de Mercœur ; Cler 340c, puy de Beaune ; Cler 329, col de Ceyssat ; Salomon TV1, col entre le puy Filhu et le puy Balmet, niveau à ponces. Cler 369 : saupoudrage de lapilli scoriacés, immédiatement superposés à Cler 370, coulée orientale du Nouveau Pariou (la Bruyère des Moines). R141.B : analyse d'un « bloc à cœur noir », trachyte du Pariou (pour comparaison, d'après El arabi [8])

Table 1

Elemental composition of the lavas

Volcan	réf. labo.	réf. CRPG	Nature	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Vasset	Cler 374TV	305264	tv	61,8	20,3	3,5	0,24	0,64	2,28	6,27	4,18	0,54	0,22
Vasset	Cler 340 c	305265	td	64,2	18,3	3,1	0,22	0,59	2,02	6,41	4,57	0,47	0,16
Kilian ?	Cler 368	302389	tv	61,7	21,1	3,6	0,22	0,67	2,07	5,93	3,88	0,58	0,24
Kilian ?	Cler 368 TV1	305263	tv	61,1	21,5	3,6	0,22	0,68	2,27	6,07	3,87	0,55	0,22
Kilian ?	Cler 368TD1	305261	td	64,7	17,9	3,2	0,21	0,60	1,95	6,27	4,51	0,47	0,13
Kilian ?	Cler 368 TD2	305262	td	64,5	18,2	3,2	0,19	0,59	1,97	6,27	4,47	0,48	0,14
Kilian	Cler 329	307279	td	63,0	19,3	3,1	0,23	0,45	1,99	6,64	4,68	0,46	0,16
Kilian	Salomon TV1	307278	tv	61,9	20,1	3,4	0,23	0,69	2,09	6,28	4,59	0,50	0,21
?	Cler 373c	401314	p	61,12	18,19	5,11	0,19	1,30	3,17	5,49	4,19	0,86	0,38
?	Cler 407p	401315	p	57,33	21,35	6,51	0,20	1,36	3,32	4,93	3,33	1,11	0,56
?	Cler 407d	401316	td	60,80	18,42	5,19	0,19	1,29	3,09	5,59	4,16	0,87	0,40
Pariou	R141-B		bc	61,1	18,0	5,4	0,20	1,41	3,23	5,55	4,16	1,01	ND
Pariou	Cler 370	309796	lm	52,1	18,3	10,1	0,21	2,97	6,28	4,74	2,86	1,62	0,88
Pariou	Cler 369	302390	l	51,0	19,1	10,0	0,23	3,15	6,85	4,53	2,33	1,85	0,93

En section polie, quelques blocs denses présentent des figures de brassage, et, parfois, une orientation préférentielle des amphiboles.

La composition des trachytes ne permet pas de les rapprocher plus du Kilian que du Vasset ; en revanche, une différence entre les blocs denses et les blocs vésiculés semble se dessiner (Tableau 1 et Fig. 2). L'attribution des produits trachytiques de La Bruyère des Moines au Kilian repose sur la présence de « rubannements » et le fait que l'on puisse suivre la nappe depuis le Kilian, en passant par les sommets du puy de Dôme et du petit puy de Dôme, avec une diminution de la taille des produits et de l'épaisseur des dépôts avec la distance.

### 3. Les trachytes du secteur Filhu–Balmet

Entre le puy Filhu et le puy Balmet, Camus [4] décrit une épaisse (plus de 1 m) couche de projections à faciès de débouillage rappelant les produits de type « Traversin » qu'il attribue cependant à une destruction partielle du premier puy de Côme. Celle-ci recouvre un lit de 20 à 40 cm d'épaisseur de ponces trachytiques à amphibole, correspondant à un « faciès latéral

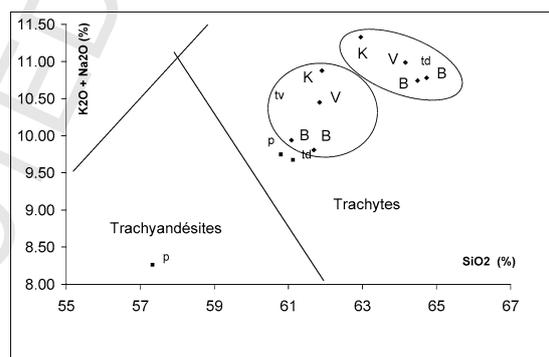


Fig. 2. Détermination de magma dans la classification de Le Bas et al. [14] : représentation graphique, dans un « diagramme TAS »,  $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  de la composition des échantillons. Losanges : groupe Vasset Kilian, vésiculés (tv) ou denses (td). Sites : B, la Bruyère des Moines ; V, Vasset ; K, Kilian. Localisation des prélèvements : voir Tableau 1. Carrés : niveau à ponces du col Filhu–Balmet ; p, ponce ; td, trachyte dense.

Fig. 2. Magma determination according to the classification of Le Bas et al. [14].

de vannage de trachytes de type Lacroix ». En fait, selon nos propres observations, les trachytes en question ne ressemblent pas à ceux qui ont été décrits plus haut. Ce sont des cendres et lapilli d'un mélange, en propor-

Tableau 2

Récapitulatif des âges obtenus par la méthode du radiocarbone sur des bois carbonisés échantillonnés dans les déferlantes trachytiques de Vasset, Kilian et Chopine. Âges calibrés, en années réelles (calibration d'après [20]) ; intervalle de confiance de 95 %

Table 2

Radiocarbon age results for charcoal sampled within the trachytic surge products

Volcan	Site	Auteurs du prélèvement	Publication	Référence	Âge (BP)	Âge calibré
Chopine	site de Vulcania	Vernet et al.	[21]	Arc 1561	8465 ± 70	9610–7330
	carrière de Lantégy	Camus et al.	[5]	Gif 1492	8900 ± 190	10550–9550
	Sud-Ouest du puy de Louchadières	Camus et al.	[5]	Gif 2113	8150 ± 150	9550–8650
	Sud-Ouest du puy de Louchadières	Camus et al.	[4,7]	Gif 2114	8410 ± 150	9800–9050
	carrière de Lantégy	Brousse et al.	[3]	Gif 1501	8200 ± 300	10000–8400
	entre Louchadières et Chopine	Pelletier	[18]	Gif 3638	8760 ± 170	10300–9500
	puy de Tenusset (carrière)	Daugas et Raynal	[18]	Gif 5254	8610 ± 160	10250–9300
Kilian	carrière de Lantégy	Camus, De Goër, Montel	inédit	Ly-7439	9042 ± 70	10450–9960
	col de Ceysnat	Camus	[4]	Gif-2118	8150 ± 150	9550–8650
	col de Ceysnat	Camus, De Goër, Michon	inédit	Ly-7796	8020 ± 66	9140–8680
	col de Ceysnat	Camus, De Goër, Michon	inédit	Ly-7797	8298 ± 84	9540–9080
Vasset	la Bruyère des Moines	Miallier	inédit	Ly-12117	8815 ± 65	10250–9650
	puy de Montchier (face sud)	Brousse et al.	[2]	Gif-486	8540 ± 300	10300–8700
	puy Pelat	Brousse et al.	[2]	Gif 721	8730 ± 300	10700–9000
	cheire de Mercœur	Brousse et al.	[3]	Gif 1498	8400 ± 300	10300–8600
	puy de Laschamp (face sud)	Brousse et al.	[3]	Gif 1499	8200 ± 170	9600–8650
Sud-Est du puy de Barme	Brousse et al.	[3]	Gif 1500	7850 ± 180	9400–8600	

l'âge du Kilian, soit  $8380 \pm 40$  BP, ce qui, après calibration, donne un âge compris dans l'intervalle [9550–9320] avant nous ( $2\sigma$ ). Bien que, en toute rigueur, l'opération de calibration conduise seulement à une distribution de probabilités, on admet, pour la commodité des exposés, que le centre de l'intervalle est une bonne évaluation de l'âge, soit  $9430 \pm 115$  ans ( $2\sigma$ ).

La même opération pour le Vasset donne l'âge moyen  $8210 \pm 100$  BP, soit un âge réel de  $9270 \pm 280$  ans. Pour le puy Chopine, la moyenne pondérée, à savoir  $8672 \pm 40$  BP, conduit à un âge moyen de  $9700 \pm 115$  ans. Il faut noter que, dans les trois cas, on fait implicitement l'hypothèse qu'il n'y a eu qu'une seule vague de déferlantes basales brûlant des arbres sur leur passage, en accord avec les observations de Michon [16] pour Vasset et Kilian, et Montiel [17] pour Chopine.

## 5. Discussion et conclusions

Les données exposées ici confirment d'une façon indépendante les résultats de chronologie dans les tourbes et sédiments, à savoir que la durée totale d'activité des trois volcans trachytiques n'a pas excédé quelques siècles autour du milieu du 10<sup>e</sup> millénaire. De plus, ils permettent de proposer une chronologie relative à l'intérieur de cette période. L'âge moyen des « trachytes » ( $8540 \pm 150$  BP, soit  $9650 \pm 550$  ans), avait été calculé par Juvigné et al. [12] à partir des âges <sup>14</sup>C, mesurés sur tourbe ou macro-restes végétaux, de 16 échantillons distincts (par le site de prélèvement), parfois « mélanges de téphras », mais dans lesquels le Chopine est majoritairement représenté. On peut maintenant préciser que l'ensemble des 16 datations a deux pôles : le puy Chopine, vers 9700 ans environ, et le couple Vasset–Kilian vers 9300–9400 ans.

Le puy de Pariou a ses produits les plus récents recouverts par une nappe de trachytes à amphibole, âgée d'environ 9400 ans, vraisemblablement issue du Kilian. Jusqu'à présent, rien n'a permis de penser que le Côme avait présenté une histoire magmatique et éruptive semblable à celle du Pariou, ce qui permet de proposer l'hypothèse plus simple que la séquence trachytes/produits de débouillage de Filhu–Balmet vient du Pariou. Les trachytes ponceux seraient une forme méconnue auparavant des trachytes du Pariou lui-même (première phase, acide), repérés ailleurs par

Camus [4] et El Arabi [8] à la base des horizons de « débouillage ». Ils étaient alors noirs et vitreux, de telle sorte qu'ils n'ont pas été reconnus à Filhu au simple examen visuel. Là, le « rubanement » fréquent signe un mélange et la ponce à composition de trachy-andésite, annonce l'arrivée du magma plus basique qui formera le cône du Nouveau Pariou.

À Gerzat (Grande Limagne), Juvigné et al. [11] ont trouvé le téphra « Taphanel » directement sous-jacent aux produits du Nouveau Pariou, sans sédiment intermédiaire, et ils en déduisent qu'il s'est écoulé un temps très bref entre l'éruption du Chopine et celle du Pariou. Si tel est le cas, l'âge du Pariou serait proche de 9700 ans et, compte tenu de son âge estimé, vers 9300 ans, le Vasset serait donc plus récent, hypothèse à confirmer.

Enfin, la découverte de téphras d'origine inconnue à ce jour (Vernet et al. [22] et D.M., en cours) sur ceux du Chopine suggère que les volcans étudiés ici n'ont pas été les seuls actifs à la même époque – ou qu'ils ont eu un fonctionnement plus complexe (Pariou notamment) que celui actuellement décrit.

## Remerciements

Les auteurs sont très reconnaissants à Marie-Madeleine De Goër de Hervé pour leur avoir donné accès aux archives de Alain de Goër de Hervé<sup>†</sup>, qui a beaucoup contribué à renouveler la réflexion sur le sujet. Pierre Vincent a aimablement fait des vérifications de terrain et relu le manuscrit. T. Danhara (Kyoto Fission Track LTD) a fait de nouvelles analyses d'indices de réfraction, et nous l'en remercions.

## Références

- [1] P. Boivin, J.-C. Besson, D. Briot, A. Gourgaud, P. Labazuy, F.D. de Larouzière, M. Livet, J. Mergoïl, D. Miallier, J.-M. Morel, G. Vernet, P. Vincent, *Volcanologie de la chaîne des Puys. Parc naturel régional de la chaîne des Puys (Ed.). Carte et fascicule, 4<sup>e</sup> édition, 2003 (sous presse).*
- [2] R. Brousse, G. Delibrias, J. Labeyrie, A. Rudel, Datation par la méthode du carbone 14 d'une éruption domitique de la chaîne des Puys, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 263 (1966) 1812–1815.
- [3] R. Brousse, G. Delibrias, J. Labeyrie, A. Rudel, Éléments de chronologie de la chaîne des Puys, Bull. Soc. géol. France 11 (1969) 770–793.

- [4] G. Camus, La chaîne des Puys (Massif central Français). Étude structurale et volcanologique, thèse, Ann. Univ. Clermont-Ferrand, n° 56, fasc. 28, série «Géologie et Minéralogie», 1975, 322 p.
- [5] G. Camus, A. de Goër de Herve, G. Kieffer, J. Mergoil, P.M. Vincent, Nouvelle interprétation du système puy Chopine–puy des Gouttes (chaîne des Puys, Massif central français), C. R. Acad. Sc. Paris, Ser. D 277 (1973) 1121–1124.
- [6] G. Delibrias, M.-T. Guillier, J. Labeyrie, Saclay natural radiocarbon measurements, I, Radiocarbon 6 (1964) 238–239.
- [7] G. Delibrias, M.T. Guillier, J. Labeyrie, Gif Natural Radiocarbon Measurements, VII, Radiocarbon 1671 (1974) 304–307.
- [8] A. El Arabi, Différenciation d'une série alcaline continentale. Exemple du puy de Pariou, rapport de DEA, université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 1987, 50 p.
- [9] G. Guérin, La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français : chaîne des Puys, mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais, thèse, université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 1983, 260 p.
- [10] E. Juvigné, Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique n° 36, Service géologique de Belgique, 1993, 66 p.
- [11] E. Juvigné, S. Kroonenberg, A. Veldkamp, A. El Arabi, G. Vernet, Widespread Allerod and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France, Quaternaire 3 (1992) 137–146.
- [12] E. Juvigné, B. Bastin, G. Delibrias, J. Évin, M. Gewalt, E. Gilot, M. Streel, A comprehensive pollen and tephra-based chronostratigraphic model for the late glacial and holocene period in the French Massif Central, Quat. Int. 35–36 (1996) 113–120.
- [13] E. Juvigné, B. Bastin, G. Delibrias, J. Évin, M. Gewalt, E. Gilot, M. Streel, Chronostratigraphic relationships of tephra, pollen features, and  $^{14}\text{C}$  dates in the French Massif Central and in the Eifel (Germany), in : Proc. Alfred-Wegener Conference *Climate dynamics recorded in long continental high resolution time series since the last interglacial*, Berlin, 1994, pp. 48–52.
- [14] M.J. Le Bas, R.W. Le Maître, A. Streckeisen, B. Zanettin, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, J. Petrol. 27 (1986) 745–750.
- [15] D. Miallier, S. Sanzelle, T. Pilleyre, G. Vernet, S. Brugière, T. Danhara, Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chronostratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France), C. R. Geoscience 336 (2004) 1–8.
- [16] L. Michon, Le cratère Kilian et le puy de Vasset : mécanismes éruptifs et distinction des produits proximaux et distaux. Comparaison avec le cratère-lac Pavin et le puy Chopine, Mém. DEA, université Blaise-Pascal, 1996, 20 p.
- [17] N. Montiel, La nappe de recouvrement du puy Chopine. Mémoire de travail d'étude et de recherche (TER), université Blaise-Pascal, 1997, 59 p.
- [18] J.-P. Raynal, M.M. Paquereau, J.P. Daugas, Contribution à l'étude chronostratigraphique des formations volcanosédimentaires de la chaîne des Puys, Nouv. Rech. Mus. Hist. Nat. Lyon 19 (suppl.) (1981) 59–64.
- [19] J.-P. Raynal, D. Miallier, G. Vernet, J. Faïn, G. Camus, M. Montret, J.-P. Daugas, S. Sanzelle, Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachyandésitique rapportée au puy de Pariou (chaîne des Puys, France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 308 (19??) 1547–1552.
- [20] M. Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, G.S. Burr, J.W. Beck, K.A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht, M. Spurk, INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000–0 cal BP, Radiocarbon 40 (3) (1998) 1041–1083.
- [21] G. Vernet, J.-P. Raynal, Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila 330 (2000) 399–405.
- [22] G. Vernet, J.-P. Raynal, G. Kieffer, G. Camus, J.-L. Guadelli, D. Vivent, D. Miallier, S. Sanzelle, T. Pilleyre, J. Faïn, M. Montret, L'éruption du puy Chopine (Puy-de-Dôme, France) : impacts proximaux et distaux et implications éco-archéologiques, in : Téphras, Actes du symposium INQUA–UISPP, Le Puy-en-Velay, 24–29 août 1998, Éditions CDRAD, 43150 Goudet, France, 2001, pp. 227–234.

## LA FORMATION DE MARSAT ET LE TÉPHRA CF7, MARQUEURS DISTAUX D'ÉRUPTIONS TRACHYTIQUES VIOLENTES DE LA CHAÎNE DES PUY AU BORÉAL

Gérard VERNET<sup>1</sup> & Jean-Paul RAYNAL<sup>2</sup>

### RÉSUMÉ

Deux marqueurs distaux d'éruptions trachytiques violentes ont été découverts en relation de contemporanéité avec des niveaux archéologiques épipaléolithiques et mésolithiques. Le premier, identifié en 1995, est une coulée boueuse synéruptive, identifiée en bordure de Limagne, au sein de la *Formation de Marsat*, à plus de onze kilomètres de son volcan source le puy Chopine. Le second, *Téphra de la Rodde* ou *Téphra CF7*, observé depuis 1997 sur plusieurs coupes de Limagne, présente un faciès original à fragments trachytiques anguleux centimétriques, témoins de l'explosion d'un dôme trachytique, mis en place par retombée directe ou inclus dans des faciès proximaux de coulées pyroclastiques. Au cours du Boréal, la Limagne occidentale a donc enregistré au moins deux épisodes éruptifs trachytiques violents de la Chaîne des Puy. Ces éruptions ont touché directement des occupations mésolithiques et ont affecté profondément les biotopes.

**Mots-Clés :** Massif central, Chaîne des Puy, trachytes, téphras, éruptions violentes, Boréal, Mésolithique, impact environnemental.

### ABSTRACT

THE MARSAT FORMATION AND THE CF7 TEPHRA, DISTAL MARKERS OF VIOLENT TRACHYTIC ERUPTION OF THE CHAÎNE DES PUY DURING THE BOREAL PERIOD

Two eruptive markers of trachytic geochemistry have been identified in close relationships with Epipalaeolithic and Mesolithic archaeological layers. A syneruptive mudflow related to the eruption of puy Chopine was identified in 1995 at Marsat, eleven kilometres from the source-volcano, on the Limagne border. Another tephra, named Tephra de la Rodde or CF7, has been observed since 1997 in several sections in the Limagne plain. It is characterized by angular centimetric fragments generated by a dome explosion, either included in pyroclastic flows or emitted as a fall. During the Boreal, two main violent trachytic eruptions of the Chaîne des Puy had a direct impact upon environments and Mesolithic occupations of the Limagne.

**Key-words:** Massif central, Chaîne des Puy, trachyte, tephra, high explosivity eruption, Boreal, mesolithic, environmental impact.

### 1 - INTRODUCTION

Les éruptions des volcans de la Chaîne des Puy au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont émis des téphras à plus ou moins large dispersion (Brousse *et al.*, 1969 ; Baudry & Camus, 1972 ; Brousse & Rudel, 1973). Des retombées ont ensuite été repérées dans différents environnements palustres et lacustres d'un vaste espace comprenant la Limagne occidentale et plus à l'Est les Monts du Forez et s'étendant vers le Sud à la Chaîne des Puy méridionale, aux Monts Dore, à l'Artense, au Cézallier et au Cantal (Juvigné, 1983, 1987, 1991, 1992, 1993 ; Juvigné & Gilot, 1986 ; Juvigné & Gewalt, 1987 ; Juvigné *et al.*, 1987 ; Etlicher *et al.*, 1987 ; Juvigné *et al.*, 1992). Treize téphras ont alors constitué une première téphrostratigraphie de référence, avec du plus ancien au plus récent :

- Téphra de la Nugère,
- Téphra T5 de la Godivelle,
- Téphra T4 de la Godivelle,
- Téphra du Puy de Dôme,
- Téphra de la Taphanel,
- Téphra du Pariou,
- Téphra de la Vache-Lassolas,
- Téphra d'Anglard,
- Téphra du Montcineyre,
- Téphra du Pavin,
- Téphra de Beaunit,
- Téphra de Fung,
- Sables d'Espinasse.

Trois de ces téphras (Téphra de la Taphanel, Téphra du Pariou et Téphra de la Vache-Lassolas) sont situés dans le Boréal mais un seul d'entre eux est de nature

<sup>1</sup> INRAP et UMR 6042 CNRS, Université Clermont-Ferrand 2, 4 rue Ledru, 63057 Clermont-Ferrand Cedex 1. Courriel : gerard.vernet@inrap.fr

<sup>2</sup> Université de Bordeaux 1, UMR 5199 PACEA, IPGQ, avenue des Facultés, bâtiment B18, 33405 TALENCE. Courriel : jp.raynal@wanadoo.fr

trachytique : le Téphra de la Taphanel (Juvigné, 1987). Juvigné (1987, 1992 et 1993) propose que ce téphra résulte d'un mélange des produits issus de trois édifices (Chopine, Kilian et Vasset), qu'il faut admettre pour cette retombée un âge moyen d'environ 8 500 BP et que son aire de dispersion vers le Sud forme le plus vaste des lobes des téphras tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys. Les produits trachytiques issus du Puy de Dôme (Téphra du Puy de Dôme), connus uniquement dans l'environnement méridional proche de ce volcan (Narse d'Ampoix ; Juvigné & Gewalt, 1987) sont situés à la transition Dryas récent/Préboréal et ont été datés de 9 800 BP (Juvigné & Gewalt, 1987).

Depuis une vingtaine d'années, nous avons pour notre part étudié de façon systématique les téphras préservés au pied de la Chaîne des Puys, en Limagne d'Auvergne, où se sont multipliées les observations dans le cadre de l'Archéologie préventive durant la dernière décennie (fig. 1) (Raynal *et al.*, 1988 ; Vernet *et al.*, 1990 ; Vernet, 1992 ; Raynal *et al.*, 1994 ; Vernet & Raynal, 1995 ; Vernet *et al.*, 1996 ; Vernet *et al.*, 1998 ; Vernet & Raynal, 2000a, 2000b ; Vernet & Raynal, 2001a ; Vernet & Raynal, 2002 ; Raynal *et al.*, 2003 ; Miallier *et al.*, 2004a ; Fourmont *et al.*, 2006). Située immédiatement à l'Est de la zone éruptive, la Limagne occidentale recèle encore aujourd'hui de très

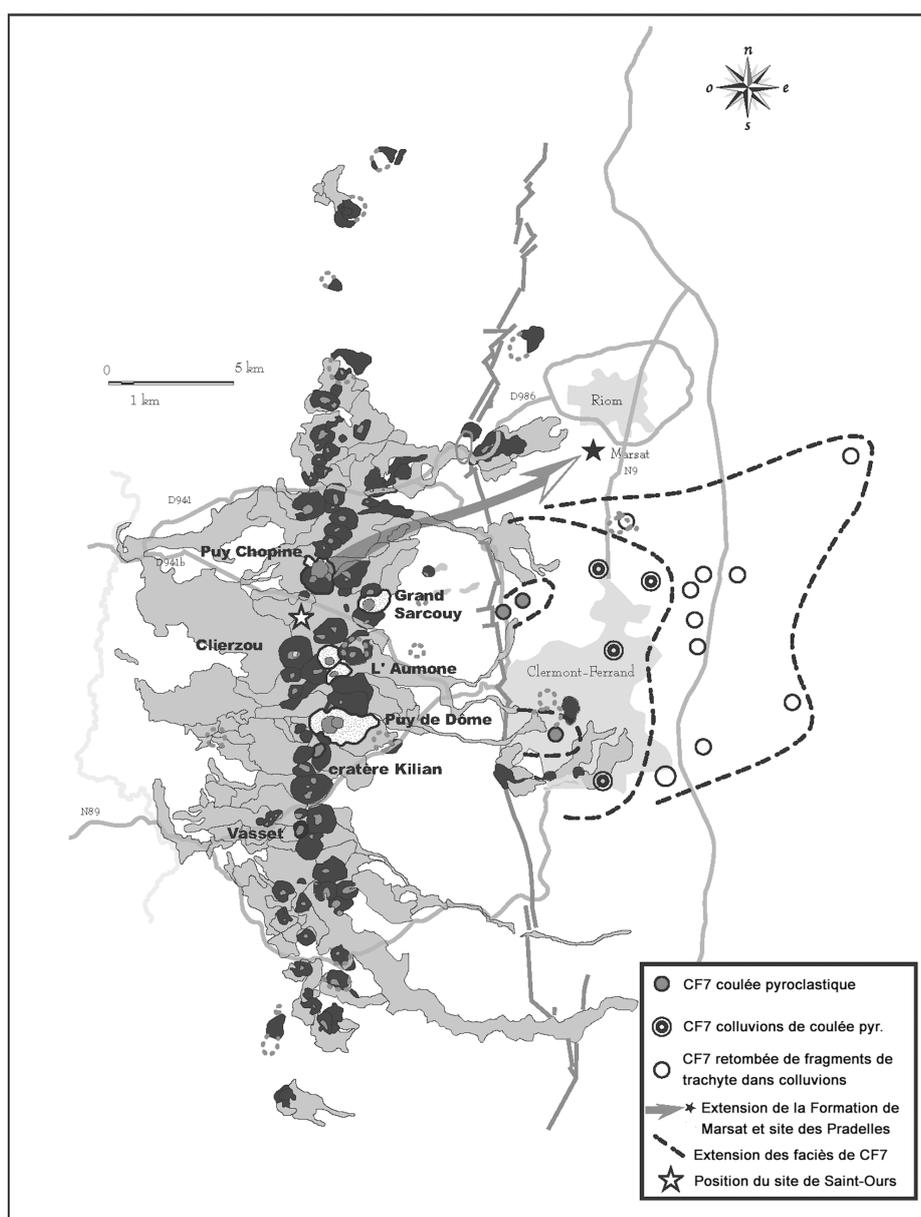


Fig. 1 : Chaîne des Puys et Limagne. Extension des formations étudiées (Formation de Marsat et CF7).  
Fig. 1: Map of the Chaîne des Puys and the Limagne with extent of the Marsat Formation and CF7 Tephra.

nombreuses zones humides (palustres et lacustres) qui ont fonctionné pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène et permis une bonne préservation des téphras dans des séquences sédimentaires relativement dilatées et favorables à l'obtention de repères chronologiques (palynologie, radiocarbone). L'ensemble des données obtenues a débouché sur la proposition d'une téphrostratigraphie locale comportant onze téphras repérés entre 15 000 et 8 000 BP. Deux de ces dépôts pyroclastiques sont des marqueurs de l'activité éruptive trachytique violente de la Chaîne des Puys au Boréal qui a affecté les biotopes et touché directement des occupations épipaléolithiques et mésolithiques.

## 2 - LE CADRE TÉPHROSTRATIGRAPHIQUE ÉTABLI EN LIMAGNE OCCIDENTALE

Les onze recouvrements téphriques reconnus montrent l'importance et la fréquence des éruptions pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène et constituent une trame téphrostratigraphique fiable, même si l'identification du volcan source n'est pas toujours résolue. Elle précise la chronologie des éruptions, complète les informations obtenues dans les autres secteurs géographiques (Juvigné, 1993) et change quelque peu la vision de l'impact des éruptions de la Chaîne des Puys sur les paléoenvironnements. Du plus ancien au plus récent, on a reconnu (fig. 2) :

- La retombée de Cellule,
- Le complexe téphrique CF1a/CF1b (retombée de la rue de la Barre/retombée des Roches),

- La retombée de la Moutade,
- Le Téphra CF2 (ou retombée de la rue Descartes),
- Le Téphra CF3 (ou retombée de la rue de Montjuzet),
- Le Téphra CF4 (ou retombée ancienne de la rue de Blanzat),
- Le Téphra CF5 (ou retombée de la rue Sous-les-Vignes),
- La Formation de Marsat : il s'agit d'un des deux téphras décrits ici (cf. chapitre 3),
- Le Téphra CF6 (ou retombée récente de la rue de Blanzat),
- Le Téphra CF7 (ou téphra de la Rodde) : il s'agit d'un des deux téphras décrits ici (cf. chapitre 4),
- Le Téphra de Sarliève.

Six de ces téphras (de CF3 à CF7) sont calés dans le début de l'Holocène et plus précisément dans le Boréal, soit une période de l'ordre de 2 000 ans. Trois de ces téphras (CF5, Formation de Marsat et CF7) possèdent une composition chimique qui les place dans le domaine des trachytes, voire des rhyolites. Ils correspondent au maximum de l'épisode éruptif trachytique d'âge holocène de la Chaîne des Puys, qui voit la mise en place du Puy de Dôme (durant le Préboréal), du puy Chopine, du puy Vasset et du cratère Kilian (durant le Boréal). Pendant ce même épisode bioclimatique, il ne faut pas oublier la mise en place du puy de Pariou qui présente une phase explosive à magma trachytique (Boivin *et al.*, 2004b). Des données récentes obtenues dans la Chaîne des Puys permettent de proposer que la durée totale d'activité des trois volcans trachytiques n'a pas excédé quelques siècles autour du 10<sup>e</sup> millénaire (Miallier *et al.*, 2004b). Deux des téphras trachytiques, repérés en Limagne et calés dans le Boréal,

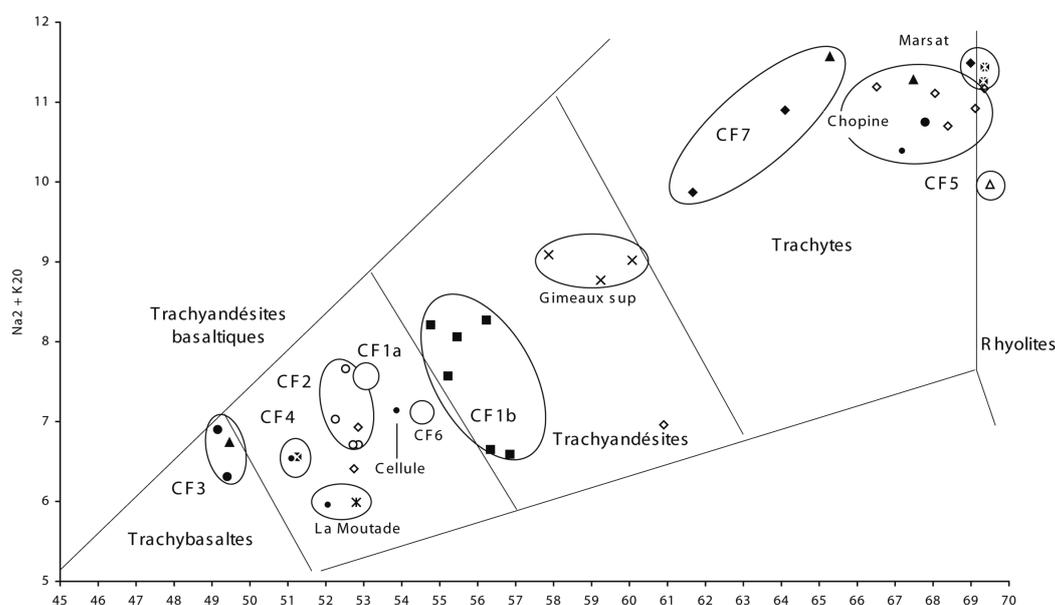


Fig. 2 : Géochimie des téphras de Limagne occidentale (analyse roche totale sur scories).

Fig. 2: Geochemistry of the different tephra beds identified in Western Limagne (whole rock analysis on scoriae).

présentent des faciès et des micro-faciès qui démontrent la violence des éruptions responsables de leur mise en place ; il s'agit de la Formation de Marsat et du Téphra CF7.

### 3 - LA FORMATION DE MARSAT

La Formation de Marsat a été identifiée en 1995, lors de la construction d'un ouvrage de rétention des crues, sur la commune de Marsat, au lieu-dit Les Pradelles. À l'emplacement du site, elle surmonte deux niveaux archéologiques (niveaux 5.2 et 5.3, fig. 3). L'un des niveaux archéologiques a été fouillé sur dix mètres carrés ce qui a permis de reconnaître les restes d'un campement de chasseurs de la fin des temps glaciaires, établi sur la berge d'un cours d'eau et recouvert par les produits du puy Chopine (Vernet & Raynal, 2000b ; Vernet *et al.*, 2001b). Les outils de pierre taillée sont peu nombreux et fabriqués dans des silex locaux. La faune des Pradelles ne comprend pratiquement que des restes de *Bos primigenius*. La présence de charbons de bois et d'ossements brûlés atteste que l'on se trouve sans doute à la périphérie d'une zone d'activité. La conservation des vestiges organiques (feuilles, bois) en fait un site exceptionnel de la fin des temps glaciaires au pied des volcans (Vernet, 2004).

#### 3.1 - LA STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES

La Formation de Marsat est constituée de trois unités. De bas en haut, on distingue (fig. 3) :

- un niveau compact et homogène de couleur beige contenant de très nombreux fragments anguleux, centimétriques à pluricentimétriques, de trachyte blanc frais, et de nombreuses empreintes de végétaux, feuilles et brindilles. Localement, cette unité (niveau 4 de la figure 3) se termine par une mince lamine pouvant représenter une retombée directe de produits fins. Les fragments de trachyte présentent une composition minéralogique à sphènes. Il s'agit indiscutablement d'un trachyte de la Chaîne des Puys, provenant du Chopine ou du Sarcouy. L'analyse chimique (69,36 % de SiO<sub>2</sub>) (Le Bas *et al.*, 1986) (fig. 2) exclut le Sarcouy et confirme le puy Chopine comme volcan émetteur. Cette première unité représente donc une manifestation de l'éruption trachytique du puy Chopine, arrivée en Limagne selon l'axe de drainage que représente le ruisseau de Mirabel, sous la forme d'une coulée boueuse synéruptive,

- une seconde unité (niveau 3 de la figure 3) repose sur la précédente par une discordance de ravinement fortement marquée sous la forme d'un chenal en U, à berges raides (40° à 55°), d'une largeur moyenne de 7 mètres et d'une profondeur d'au moins 3 mètres. Ce chenal est comblé de matériaux très grossiers, composés quasi exclusivement de galets décimétriques de trachyte dans une matrice de graviers également de nature trachytique. Plusieurs troncs d'arbres profondément

ferruginisés étaient visibles à la base de ce chenal. Cette unité représente la réorganisation du réseau de drainage après l'invasion de la paléo-vallée du ruisseau de Mirabel par les produits du début de l'éruption trachytique du puy Chopine. Ce phénomène est synéruptif.

- la troisième unité (niveau 2 de la figure 3) est composée de matériel fin trachytique (68,99 % de SiO<sub>2</sub>) (fig. 2), organisé en fines lamines qui représentent des retombées de panache éruptif vannées.

Ces trois unités, qui constituent la Formation de Marsat, représentent donc un détail nouveau dans les processus éruptifs du puy Chopine, en position distale orientale, différent de celui des nuées pyroclastiques habituellement rencontrées sur le plateau des Dômes, en position plus proximale. Les produits trachytiques présents à Marsat-Les-Pradelles proviennent sans ambiguïté du puy Chopine. Leur composition chimique est très proche de celle de la lave de l'aiguille terminale de cet édifice, mais également de celle des fragments de lave juvénile du premier recouvrement des phases éruptives de ce même édifice identifié à Saint-Ours (Vernet *et al.*, 2001b).

La datation de la mise en place de la formation de Marsat est assurée par une nouvelle datation <sup>14</sup>C de 8 465 ± 70 BP (ARD 1516) obtenue sur des charbons de bois provenant de la base des produits proximaux du puy Chopine à Saint-Ours-les-Roches : elle confirme les âges précédemment obtenus pour cette

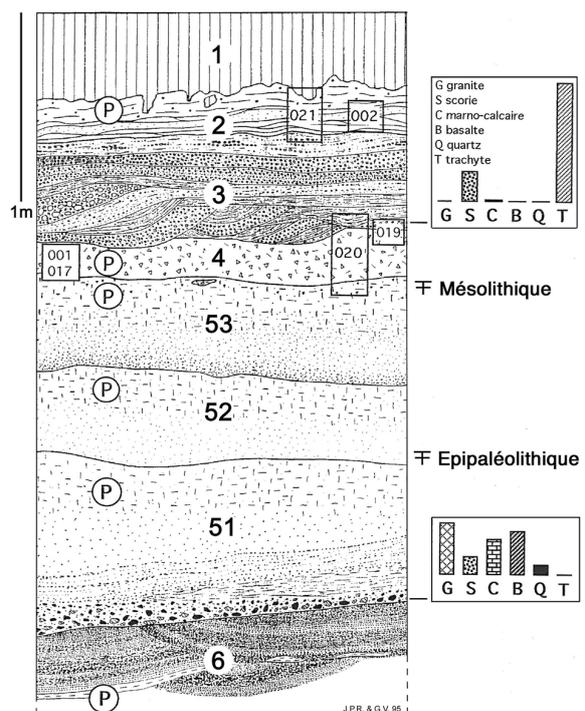


Fig. 3 : Coupe stratigraphique du site de Marsat. Niveaux 4,3 et 2 = Formation de Marsat.

Fig. 3: Stratigraphy at Marsat prehistoric site. Units 4,3 and 2 constitute the Marsat Formation.

éruption et fixe également un âge minimum pour les niveaux archéologiques sous-jacents.

### 3.2 - LES FACIÈS DE LA FORMATION DE MARSAT, TÉMOINS DE LA VIOLENCE DE L'ÉRUPTION DU PUY CHOPINE

Le faciès de l'unité de base de la Formation de Marsat caractérise une coulée boueuse synéruptive, identifiée à plus de 11 km de son volcan-source. Les études réalisées sur le site de Marsat et sur les produits proximaux de l'éruption du puy Chopine à Saint-Ours (Vernet *et al.*, 2001b) nous permettent de proposer que la coulée boueuse de Marsat corresponde à un faciès distal d'une des coulées pyroclastiques observées en position proximale. Nous avons pu observer le changement de nature d'une même formation (passage progressif d'une coulée pyroclastique à une coulée boueuse) sur des volcans italiens comme le Vésuve et le Vulture (Vernet *et al.*, 1999). Cette variation latérale de faciès est due en particulier à la diminution de la température, le passage de l'eau de l'état gazeux à l'état liquide. Dans les produits issus du puy Chopine, on note la présence de nombreux fragments calcinés de branches en position proximale (à Saint-Ours), alors qu'en position distale (à Marsat) les fragments de végétaux (branches et feuilles) ne sont pas calcinés (pas de conservation, exclusivement des empreintes). L'absence de vésicules dans les sédiments de la coulée de Marsat montre qu'il ne restait plus d'eau à l'état gazeux lors du dépôt du matériel pyroclastique. On note l'absence de gros éléments charriés dans le corps de la coulée ce qui traduit la faible compétence de celle-ci lors de son arrivée dans la vallée du ruisseau de Mirabel. En revanche, à Saint-Ours, la présence de fragments de troncs, de branches et de fragments d'écorces met en évidence une destruction importante du couvert végétal sur le plateau des Dômes. C'est pour le moment le seul exemple de coulée boueuse décrite avec une extension aussi importante pour un édifice de la Chaîne des Puys et mise en corrélation avec des produits de coulées pyroclastiques présents en position proximale.

Le faciès de la seconde unité de la Formation de Marsat permet de la rattacher à un dépôt de type torrentiel. Il résulte d'un phénomène de type catastrophique visant à rétablir le drainage dans la vallée du ruisseau de Mirabel qui avait été fortement perturbé par la mise en place de la coulée boueuse. Ces écoulements torrentiels ont été violents. Le ravinement a été intense avec la création de chenaux de plusieurs mètres de profondeur. Ils ont également détruit la végétation et en particulier les arbres présents dans la vallée ; on note la présence de nombreux troncs charriés dans les chenaux (diamètres des troncs observés de l'ordre de 0,50 à 0,60 m).

La troisième unité de la Formation de Marsat montre que l'éruption du puy Chopine a également engendré la formation de panaches éruptifs de cendres qui se sont développés vers l'Est. L'épaisseur de ces dépôts cendres (en moyenne 0,30 m) permet de calculer que la

Limagne dans la zone de Riom a dû recevoir environ 3 000 mètres cubes de cendres trachytiques à l'hectare ce qui n'est pas négligeable et a forcément perturbé les paléoenvironnements. Une perturbation des cortèges palynologiques a été démontrée pour des recouvrements estimés plus réduits, par exemple pour le téphra CF5 (Vivent & Vernet, 2001).

L'importance et la nature des dépôts éruptifs du puy Chopine découverts à Marsat changent de façon radicale la vision que les volcanologues avaient jusqu'à présent des éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys : nul n'imaginait qu'une coulée boueuse synéruptive ait affecté la Limagne (fig. 1), vers 8500 ans BP. L'impact de l'éruption du puy Chopine sur les environnements en position distale est ici particulièrement démonstratif. En effet, la coulée boueuse ennoie et colmate la vallée du ruisseau de Mirabel à son débouché sur la plaine de la Limagne. Elle fossilise au passage un campement épipaléolithique établi en bordure du ruisseau. Le drainage naturel est alors totalement perturbé. La réorganisation du réseau de drainage intervient de façon catastrophique par la création de chenaux comblés d'alluvions torrentielles (composées exclusivement de blocs et galets de trachyte) qui charrient des troncs d'arbres, témoins de la destruction de la végétation par les phénomènes éruptifs. Enfin, la vallée est recouverte par au moins trente centimètres de cendres de retombées de panache éruptif vannées. Ce dernier événement perturbe encore le drainage de cette vallée et plus largement la végétation de la Limagne. Il est clair que ce secteur de plaine se trouve alors temporairement dégradé, voire inhospitalier. Il faut garder à l'esprit que la même éruption a anéanti le couvert végétal sur le plateau des dômes sur une surface importante centrée sur le puy Chopine (cf. recouvrement trachytique du puy Chopine sur la carte de la Chaîne des Puys, Boivin *et al.*, 2004a). Ces recouvrements proximaux (dépôts de déferlantes basales) sont constitués d'au moins quatre nappes de recouvrement (Vernet *et al.*, 2001b) :

- Nappe 1 : activité explosive à cheminée ouverte (activité vulcanienne),
- Nappe 2 : explosion nettement phréatomagmatique,
- Nappe 3 : explosion phréatomagmatique moins violente,
- Nappe 4 : produits résultant d'un écoulement sous forme plus ou moins boueuse.

Ces nappes sont scellées par un dépôt de fragments trachytiques « moussus » qui évoque une retombée plinienne.

En résumé, l'éruption du puy Chopine a donc engendré des écoulements qui ont atteint la Limagne (Formation de Marsat) au Nord-Est de l'édifice et dont l'origine est à rechercher dans les nappes de recouvrement 1 et 4 décrites en position proximale.

La mise en évidence d'une retombée plinienne à Saint-Ours au Sud de l'édifice confirme le caractère violent de cette éruption et nous proposons de rattacher à ce panache éruptif plinien le Tephra de la Taphanel

(Juvigné, 1987), le plus largement dispersé vers le sud parmi les téphras tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys (Juvigné, 1993).

#### 4 - LE TÉPHRA CF7 (OU TÉPHRA DE LA RODDE)

Depuis 1997, de nombreuses coupes observées au nord-est, à l'est et au sud de Clermont-Ferrand, ont montré la présence de nodules de trachyte, soit dispersés dans des colluvions (niveau limoneux beige ou niveau argileux de type « terres noires » de Limagne), soit associés à un niveau compact cendro-limoneux beige orangé. Ces éléments sont toujours en position stratigraphique terminale des retombées connues en Limagne et surmontent en particulier CF6 (attribué au Pariou) et CF5 (attribué au cratère Kilian ou au puy Vasset). Cette position stratigraphique nous conduit, en première analyse, à proposer un âge autour de 9 500 ans pour le dépôt de ces éléments trachytiques (Vernet & Raynal, 2002). Signalons ici que sur le plateau des Dômes, au pied du Pariou et sur sa grande coulée orientale, un dépôt de déferlante contenant des éléments trachytiques de même nature que ceux qui sont observés en Limagne, a été mis en évidence (Miallier *et al.*, 2004a), ce qui confirme donc un âge autour de 9 300 ans et une antériorité de l'éruption du Pariou par rapport au dépôt de ces éléments trachytiques (CF7 ou Téphra de la Rodde). Le dépôt de déferlante observé sur la coulée du Pariou est attribué au cratère Kilian et l'analyse des charbons de bois découverts à sa base donne une date de  $8815 \pm 65$  (LY-12117) (Miallier *et al.*, 2004b). En 2001, le Téphra CF7 a été mis en évidence lors de la fouille d'un site mésolithique au lieu-dit Les Paturaux (Saintot *et al.*, 2004), dans la banlieue est de Clermont-Ferrand. Ce téphra est indiscutablement associé au niveau archéologique et au paléosol présent en position latérale par rapport au campement mésolithique (occupation attribuée au Sauveterrien moyen). Une datation radiocarbone a été obtenue pour

cette occupation humaine :  $7\ 685 \pm 145$  BP (7 030 à 6 231 av. J.-C.) (Ly-10897). Des ossements, récoltés en 1987 dans le même secteur (La Poudrière) au niveau d'un paléosol brun, ont donné une date de  $8\ 600 \pm 60$  BP (7 397 à 7 582 BC) (Ly 1687-GrA20106). Il est fort probable que ce paléosol correspond à celui qui a été observé latéralement à l'occupation mésolithique sur le site des Paturaux. Enfin, le Téphra CF7 a été reconnu lors de sondages archéologiques sur le plateau des Dômes (site « Les Prés Longs » sur la commune de Pulvérières) où il est dispersé dans des limons sableux de couleur brune à brun orangé. Ces sédiments contenaient des artefacts (industrie lithique, os, céramique, coquilles de noisettes brûlées) montrant une fréquentation du site du Mésolithique au Néolithique. L'industrie lithique permet d'attribuer l'occupation mésolithique au Sauveterrien. Trois dates ont été obtenues sur les coquilles de noisettes :  $9160 \pm 40$  BP (8460 à 8270 BC),  $7610 \pm 40$  BP (6480 à 6410 BC) et  $6670 \pm 50$  BP (5660 à 5500 BC) (Colonge, 2005). De la découverte de Pulvérières, nous retiendrons que le dépôt du Téphra CF7 est une nouvelle fois contemporain d'une occupation préhistorique rattachée au Sauveterrien et située au cours du 7<sup>ème</sup> millénaire avant J.-C.

#### 4.1 - LES CARACTÉRISTIQUES DES FRAGMENTS LAVIQUES DE CF7

Les fragments de lave juvénile de CF7 (fig. 4) sont de deux types :

- des fragments anguleux, gris clair à gris foncé, de lave à phénocristaux d'amphibole et de feldspaths. La vésiculation de ces fragments est réduite à très réduite (lave compacte de densité supérieure à 2). Leur morphologie suggère qu'ils proviennent de la croûte d'un dôme. Les analyses géochimiques montrent une composition dans le champ des trachytes (la teneur moyenne en silice étant de l'ordre de 64 %),
- des fragments plus arrondis, gris clair à gris beige, de lave plus pauvre en phénocristaux d'amphibole et de feldspaths. La vésiculation est importante jusqu'à



Fig. 4 : Fragments de trachyte du stratotype de CF7 à la Rodde (Cébazat).  
Fig. 4: Trachyte fragments from the CF7 stratotype at la Rodde (Cébazat).

donner un aspect moussu (la densité est inférieure à 1,5). Certains éléments peuvent être considérés comme des ponces. Les analyses géochimiques montrent une composition dans le champ des trachytes (la teneur moyenne en silice étant légèrement plus faible que celle des fragments anguleux, de l'ordre de 61 % ; cf. Tabl. 1 in Miallier *et al.*, 2004).

#### 4.2 - LES DIFFÉRENTS FACIÈS DE CF7

L'observation des dépôts englobant le Téphra CF7 (ou Téphra de la Rodde), à l'œil nu et sous le microscope, permet de distinguer trois faciès différents.

Le premier type de faciès a été observé sur des coupes dans le secteur de Nohanent (fig. 5) et dans des excavations à Chamalières. Sur ces sites, CF7 se présente sous la forme d'un niveau compact beige orangé riche en fragments laviques trachytiques de taille centimétrique (le plus gros fragment atteint une taille de 8 cm à Nohanent). Du point de vue granulométrique, on note une composante limoneuse importante qui lui

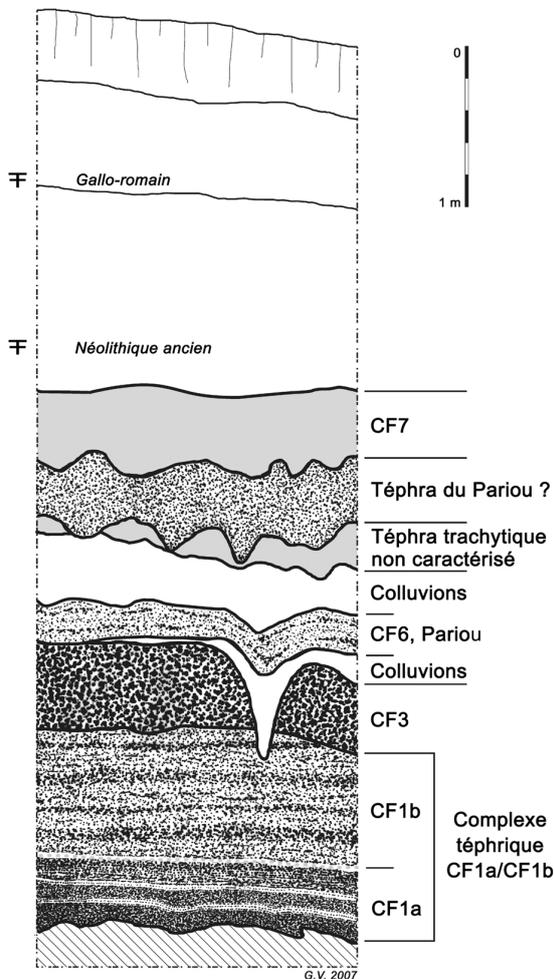


Fig. 5 : Coupe stratigraphique du site de Nohanent.  
Fig. 5: Stratigraphic section at Nohanent.

donne un aspect « cendré » lorsqu'il est sec. Sa puissance est de l'ordre de 0,50 m et sur une coupe du secteur de Nohanent, il comble un chenal et atteint une épaisseur de plus de trois mètres. Il ne présente ni litage, ni granoclassement. Ce faciès de dépôt compact, qui a tendance à s'accumuler dans les points bas, se rapproche d'un faciès de coulée pyroclastique (ou coulée boueuse) plutôt que d'une retombée. Les deux zones où l'on retrouve ce faciès de CF7 sont localisées au débouché de ravins qui entaillent l'abrupt de la faille bordière de la Limagne (cf. carte, fig. 1).

L'observation sous le microscope (fig. 6) confirme la présence de nombreux fragments plus ou moins anguleux de lave trachytique et feldspaths alcalins (orthoclases) dans une matrice fine beige riche en micro-fragments de lave trachytique (parfois il s'agit simplement d'une baguette de feldspath entourée d'une gangue vitreuse), accompagnés de xénoclastes essentiellement volcaniques (basalte, trachybasalte), dans une microstructure caractéristique. La matrice fine a en effet tendance à former une pellicule plus ou moins épaisse autour des éléments les plus gros (fragments trachytiques et xénoclastes), oblitérant les irrégularités de leur surface et formant des éléments arrondis cendrés avec un nucleus solide : il s'agit là d'un début d'accrétion de cendres fines autour d'un germe central. Cette microstructure de *proto-lapilli* accrétionnés a été décrite dans des coulées pyroclastiques distales du volcan Vulture (Vernet *et al.*, 1999). Les lapilli accrétionnés (Moore & Peck, 1962),

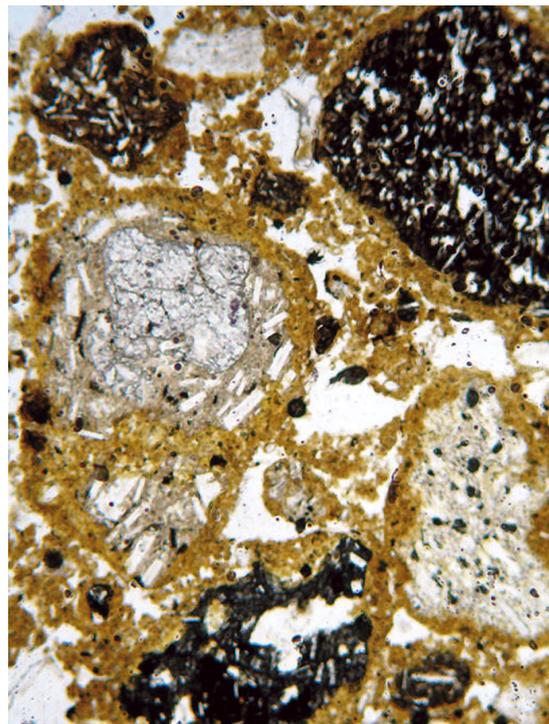
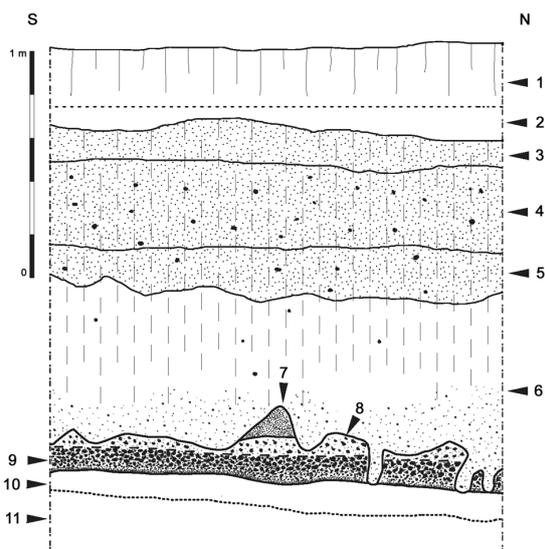


Fig. 6 : Proto-lapilli dans CF7 (Nohanent). LN, x10, le champ de la photo fait 5 mm de large.

Fig. 6: Proto-lapilli in CF7 at Nohanent, natural light, x10, field of the photograph is 5 mm wide.

généralement formés dans les colonnes éruptives des éruptions phréatomagmatiques, sont également connus dans les déferlantes et les coulées pyroclastiques (Walker, 1971 ; Fischer & Schmincke, 1984 ; Cas & Wright, 1992). Les lapilli accrétonnés *in situ* des surges et co-surges sont donc de bons indicateurs de dynamisme de mise en place et témoignent du régime turbulent de l'écoulement. La présence de proto-lapilli accrétonnés dans le dépôt de CF7 à Nohanent confirme son caractère de coulée pyroclastique. En outre, des micro-charbons de bois sont inclus dans la matrice cendreuse : des charbons de bois sont également présents dans les dépôts de déferlante du cratère Kilian et du puy Chopine sur le plateau des Dômes, alors que les retombées, « dépôts froids », ne contiennent jamais de fragment ligneux. Nous sommes donc bien en présence d'une coulée pyroclastique qui a atteint la Limagne en s'écoulant par un des ravins entaillant l'abrupt de la faille bordière occidentale. Ceci renforce les observations faites à Marsat et confirme que des phénomènes violents ont accompagné les éruptions trachytiques et atteint la Limagne à plusieurs kilomètres du point éruptif.

Le deuxième type de faciès de CF7 a été observé dans de nombreuses coupes du bassin clermontois. Le site éponyme de La Rodde, sur la commune de Cébazat, en fournit un bon exemple (fig. 7). Un niveau plus ou moins épais (de 0,20 à 1 m) de colluvions limoneuses non compactes, dont la couleur varie du beige au marron, inclut des fragments trachytiques plus ou moins anguleux, dispersés dans la masse. L'observation sous le microscope confirme la nature colluviale de cette formation et la présence de nombreuses bioturbations.



**Fig. 7 :** CF7 dans des colluvions limoneuses (niveaux 4 et 5) sur le stratotype de la Rodde à Cébazat.

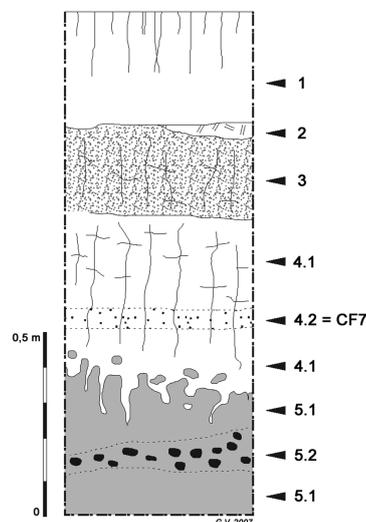
4 et 5, colluvions beiges à fragments de trachyte (CF7) ; 7, Téphra CF6, puy de Pariou ; 9, Téphra CF3, Boréal.

*Fig. 7: CF7 in silty colluviums (units 4 and 5) in the stratotype of the Rodde at Cébazat.*

*4 and 5, colluviums with trachyte fragments (CF7); 7, CF6 Tephra attributed to the puy de Pariou; 9, CF3 Tephra of Boreal age.*

Les éléments trachytiques sont rares à l'échelle de la lame mince. Il s'agit ici d'un téphra remanié dont le faciès d'origine peut être une coulée pyroclastique, une retombée, ou encore un mélange des deux.

Le troisième type de faciès de CF7 a été observé dans plusieurs coupes obtenues dans les formations palustres à lacustres du grand marais de Limagne. CF7 forme un lit décimétrique de fragments trachytiques plus ou moins anguleux (fig. 8). Les limites supérieures



**Fig. 8 :** Stratigraphie du site de La Buyre à Chappes.

*Fig. 8: Stratigraphy of La Buyre site at Chappes.*

et inférieures de ce lit sont diffuses et la matrice est de même nature que les niveaux qui l'encadrent, terre noire de Limagne ou argiles organiques palustres par exemple. Cette disposition caractérise une retombée issue d'une colonne éruptive synchrone de coulées pyroclastiques. Cette pluie de petits fragments de trachyte a touché un campement de chasseurs-cueilleurs sauveterriens aux portes de Clermont-Ferrand, sur le site « Des Paturaux » (Vernet, 2004).

## 5 - CONCLUSIONS

La phase éruptive à magma acide (trachy-rhyolitique) du début de l'Holocène a donné naissance aux volcans à dômes (ou protrusions) qui marquent le paysage de la Chaîne des Puys. Si le plus imposant – le Puy de Dôme – n'a pas laissé de témoin de son éruption en Limagne, d'autres édifices appartenant à cette « phase trachytique » ont en revanche émis des produits retrouvés en position distale : Téphra CF5, formation de Marsat, Téphra CF7 et Téphra de Sarliève. L'étude de deux d'entre eux, la Formation de Marsat et CF7, montre que les éruptions trachytiques ont été beaucoup plus violentes qu'on ne le pensait auparavant et qu'elles ont perturbé de façon non négligeable les environnements du plateau des Dômes et de la Limagne. Les campements des chasseurs-cueilleurs mésolithiques ont été directement affectés par les produits de ces deux éruptions.

La Formation de Marsat montre que l'éruption trachytique du puy Chopine a été assez violente pour donner naissance à une coulée boueuse qui a atteint la Limagne à 11 km du point éruptif (figure 1). L'impact distal de cette éruption sur les environnements est significatif. Son panache éruptif important était orienté vers le Sud : le Téphra de la Taphanel (Juvigné, 1987) en résulte et forme le lobe de dispersion le plus important reconnu en Auvergne.

Le Téphra de la Rodde (ou Téphra CF7) est composé de fragments anguleux centimétriques de trachytes, témoins distaux de l'explosion d'un dôme. Ils sont présents sous forme de retombée dans des colluvions ou à la base des terres noires de Limagne, mais également dans des faciès proximaux de coulées pyroclastiques trachytiques près de la faille bordière occidentale de la Limagne (fig. 1). Dans les stratigraphies de Limagne, on rencontre sur la même coupe CF5, CF6 (Pariou) et CF7, du plus ancien au plus récent ; toutefois, sur la coupe de Nohanent, deux téphras sont rapportables au Pariou et encadrent une retombée trachytique qui reste à caractériser précisément. Les dernières données sur la chronologie Vasset-Kilian-Pariou-Chopine (Miallier *et al.*, 2004b) nous conduisent à proposer de rapporter CF5 à l'éruption du puy Vasset et CF7 à celle du Kilian. En Limagne et dans la cuvette clermontoise, la succession stratigraphique du plus ancien au plus récent serait donc : CF5 (Vasset) puis CF6 (Pariou) et ensuite CF7 (Kilian). Ceci permet d'apporter des précisions concernant le « Téphra de Gerzat-E » (Juvigné *et al.*, 1992), considéré comme le mélange des produits du Vasset, du Kilian et du Chopine et situé sous le « Tg167

éphra de Gerzat-F » – notre Téphra CF6 – et attribué au Pariou). Il est clair désormais que le « Téphra de Gerzat-E » correspond au Téphra CF5 attribué au seul volcan Vasset, puisque les produits du Kilian sont nettement dissociés et forment le faciès de retombée de CF7. Les produits indiscutablement attribués au puy Chopine et reconnus en Limagne sont uniquement ceux appartenant à la Formation de Marsat.

Au cours du Boréal, la Limagne occidentale a donc enregistré au moins deux épisodes éruptifs trachytiques violents de la Chaîne des Puys. Dans les deux cas, il a été possible d'identifier des dépôts résultant de coulées pyroclastiques en position distale ou de coulées boueuses. Ces phénomènes sont beaucoup plus dévastateurs qu'une retombée de cendres ou un épanchement de lave. Dans le cas de la Formation de Marsat, un phénomène (écoulements torrentiels) de type catastrophique, visant à rétablir le drainage dans la vallée, accentue encore le caractère dévastateur de l'éruption du puy Chopine. Ces éruptions ont eu lieu alors que l'homme était présent et chaque fois des campements préhistoriques ont été atteints : destruction par la coulée boueuse dans le cas du site de Marsat ou simple saupoudrage par CF7 dans le cas du site « Des Patoux ». Ces éruptions ont donc affecté les biotopes de

manière significative et d'autres exemples viendront sans nul doute le confirmer.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVE A. de, GOURGAUD A., LABAZUY P., LAROUZIÈRE F.-D. de, LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G., & VINCENT P. M., 2004** - *Carte Volcanologique de la Chaîne des Puys Massif central Français au 1/25 000*. 4<sup>ème</sup> édition, éditée et réalisée par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, Randanne, 63970 Aydat, 120X90 cm.
- BOIVIN P., BESSON J.-C., BRIOT D., CAMUS G., GOËR de HERVE A. de, GOURGAUD A., LABAZUY P., LAROUZIÈRE F.-D. de, LIVET M., MERGOIL J., MIALLIER D., MOREL J.-M., VERNET G., & VINCENT P. M., 2004** - *Volcanologie de la Chaîne des Puys Massif Central Français*. 4<sup>ème</sup> édition, éditée par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, Randanne, 63970 Aydat, (avec la participation de Jannot S. et Raynal J.-P.), 180 p.
- BAUDRY D., & CAMUS G., 1972** - Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. *Bulletin du B.R.G.M.*, **II** (2), 2, 1-52.
- BROUSSE R., & RUDEL A., 1973** - Activité paroxysmale de la Chaîne des Puys à 10 000 ans. *Bulletin historique et scientifique de l'Auvergne*, t. LXXXVI, **636**, 1-11.
- BROUSSE R., DELIBRIAS G., LABEYRIE J., & RUDEL A., 1969** - Eléments de chronologie des éruptions de la Chaîne des Puys. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7<sup>ème</sup> série, **XI**, 770-793.
- CAS R.A.F., & WRIGHT J.V., 1992** - *Volcanic succesions. Modern and ancient*. Chapman & Hall ed., London, 528 p.
- COLONGE D. (dir), 2005** - *Rapport final d'opération de sondages et évaluations archéologiques. A89 - Section 8, Le Sancy - Combronde (Puy-de-Dôme)*. 2 tomes, INRAP, février 2005, Clermont-Ferrand.
- ETLICHER B., JANSSEN C., JUVIGNÉ E., & Van LEEUWEN J.F.N., 1987** - Le Haut Forez (Massif central, France) après le Pléniglaciaire würmien : environnement et téphra du volcan de la Nugère. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **4**, 229-239.
- FISCHER R.V., & SCHMINCKE H.U., 1984** - *Pyroclastic Rocks*. Springer ed., Berlin, 472 p.
- FOURMONT A., MACAIRE J.-J., BREHERET J.-G., ARGANT J., PRAT B., & VERNET G., 2006** - Tephra in lacustrine sediments of the Sarliève marsh (French Massif Central) : age and preservation. *Comptes-Rendus Géoscience*, **338**, 1141-1149.
- JUVIGNÉ E., 1983** - Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal : la retombée volcanique de la Taphanel. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **13**, 3-7.
- JUVIGNÉ E., 1987** - Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif central français : la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans B.P. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **304** (II), n° 4, 187-190.
- JUVIGNÉ E., 1991** - Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **312** (II), 415-420.
- JUVIGNÉ E., 1992** - Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif. *Quaternary international*, **13/14**, 180-185.
- JUVIGNÉ E., 1993** - *Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie*. Mémoire pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, n° **36**, 66 p.
- JUVIGNÉ E., & GEWELT M., 1987** - La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **1**, 37-49.

- JUVIGNÉ E., & GILOT E., 1986 - Ages et zones de dispersion des téphras émis par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **137**, 613-623.
- JUVIGNÉ E., LOUSBERG N., & GEWELT M., 1987 - Evolution morphosédimentaire de la Narse d'Espinasse. *Revue des Sciences naturelles de l'Auvergne*, **53**, 7-14.
- JUVIGNÉ E., KROONENBERG S.B., WELDKAMP A., EL ARABI A., & VERNET G., 1992 - Widespread Allerød and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire*, **3** (3-4), 137-146.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., & ZANETTIN B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- MIALLIER D., SANZELLE S., PILLEYRE T., VERNET G., BRUGIERE S., & DANHARA T., 2004a - Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France). *Comptes-Rendus Géoscience*, **336**, 1-8.
- MIALLIER D., MICHON L., EVIN J., PILLEYRE T., SANZELLE S., & VERNET G., 2004b - Volcans de la Chaîne des Puys (Massif central, France) : point sur la chronologie Vasset-Kilian-Pariou-Chopine. *Comptes-Rendus Géoscience*, **336**, 1345-1353.
- MOORE J.G., & PECK D.L., 1962 - Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western United States. *Journal of Geology*, **70**, 182-193.
- RAYNAL J.-P., MIALLIER D., VERNET G., FAIN J., CAMUS G., MONTRET M., DAUGAS J.-P., & SANZELLE S., 1989 - Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachy-andésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **308** (II), 1547-1552.
- RAYNAL J.-P., VERNET J.-P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T., SANZELLE S., & DAUGAS J.-P., 1994 - Téphrostratigraphie et préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif central, France). *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **91** (2), 149-157.
- RAYNAL J.-P., VERNET G., & DAUGAS J.-P., 2003 - Evolution récente de la Limagne d'Auvergne (France) : impacts du volcanisme et aspects des peuplements humains au Tardiglaciaire et à l'Holocène. In *Climatic-environmental variations and impact on Man in the circum-mediterranean area during the Holocene, Territorio storico ed ambiente 3*. a cura di Claude Albore Livadie e Franco Ortolani, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, 461-475.
- SAINTOT S., & PASTY J.-F., avec la collaboration de ALIX Ph., BALLUT C., FONTANA L., GEORJON C., MACABEO G., TREFFORT J.-M., VERNET G., & WATTEZ J., 2004 - Taphonomie et fonction des occupations pré et protohistorique du site Les Patureaux à Clermont-Ferrand, Puy-de-Dôme. *Préhistoire du sud-ouest 2004-supplément n°9 : 5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand*, 2002, 43-84.
- VERNET G., RAYNAL J.-P., MIALLIER D., PILLEYRE T., FAIN J., SANZELLE S., & MONTRET M., 1990 - La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Allerød en Limagne septentrionale (Massif central, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **310** (II), 1077-1082.
- VERNET G., 1992 - *Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif central français). Minéraux denses et retombées*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux 1, n° 724, 335 p.
- VERNET G., & RAYNAL J.-P., 1995 - Le téphra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **321** (IIa), 713-720.
- VERNET G., RAYNAL J.-P., & VIVENT D., 1996 - Le téphra de la rue Sous-les-Vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la Chaîne des Puys. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **310** (II), 325-331.
- VERNET G., RAYNAL J.-P., FAIN J., MIALLIER D., MONTRET M., PILLEYRE T., & SANZELLE S., 1998 - Téphrostratigraphy of the last 160 Ka in Western Limagne (France). *Quaternary International*, **47/48**, 139-146.
- VERNET G., RAYNAL J.-P., LEFEVRE D., & KIEFFER G., 1999 - Téphras distales dans les dépôts du Pléistocène moyen de Venosa. In *Notarchirico, Un sito del Pleistocene medio iniziale nel bacino di Venosa*. A cura di Marcello Piperno, Edizioni Osanna, 1999, museo « L. Pigorini », 207-233.
- VERNET G., & RAYNAL J.-P., 2000a - Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Sciences de la Terre et des planètes, Paris, **330**, 399-405.
- VERNET G., & RAYNAL J.-P., 2000b - Hommes et volcans en Basse-Auvergne préhistorique. In *Nouvelles archéologiques, Du terrain au laboratoire... Revue d'Auvergne*, **554-555**, 76-87.
- VERNET G., & RAYNAL J.-P., 2001a - Téphrostratigraphy of Limagne revisited. Implications for the Last Glacial and Holocene Prehistory. In E. Juvigné & J.-P. Raynal (dir.), *Tephros, chronology, archaeology*. Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDERAD éd., Goudet, juillet 2001, 111-116.
- VERNET G., RAYNAL J.-P., KIEFFER G., CAMUS G., GUADELLI J.-L., VIVENT D., MIALLIER D., SANZELLE S., PILLEYRE T., FAIN J., & MONTRET M., 2001b - L'éruption trachytique du puy Chopine (Puy-de-Dôme, France) : Impacts proximaux et distaux et implications écoarchéologiques. In E. Juvigné & J.-P. Raynal (dir.), *Tephros, chronology, archaeology*. Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDERAD éd., Goudet, juillet 2001, 227-234.
- VERNET G., & RAYNAL J.-P., 2002 - Eruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leur impact sur les environnements. In J.-P. Raynal, C. Albore-Livadie, & M. Piperno (dir.), *Hommes et volcans : de l'éruption à l'objet*. XIVth Congress UISPP, Liège, Les Dossiers de l'Archéologie n° 2, CDERAD éd., Goudet, 2002, 49-56.
- VERNET G., 2004 - Les éruptions holocènes de la Chaîne des Puys et le peuplement mésolithique et néolithique ancien en Basse Auvergne (Massif central, France). *Préhistoire du sud-ouest 2004-supplément n°9*, 5èmes rencontres méridionales de préhistoire récente, Auvergne et Midi, Actualité de la recherche, Clermont-Ferrand, 2002, 17-24.
- VIVENT D., & VERNET G., 2001 - Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France). In E. Juvigné & J.-P. Raynal (dir.), *Tephros, chronology, archaeology*. Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDERAD éd., Goudet, 255-262.
- WALKER G.P.L., 1971 - Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, **79**, 696-714.

## ***Publications sur l'Italie méridionale***



*Vésuvio*



*Monte Vulture*



## SEDIMENTARY DYNAMICS AND TECTO-VOLCANISM IN THE VENOSA BASIN (BASILICATA, ITALIA)

J.P. Raynal,\* D. Lefèvre,† G. Vernet,\* T. Pilleyre,‡ S. Sanzelle,‡ J. Fain,‡ D. Miallier‡ and M. Montret‡

\* Institut du Quaternaire, Université de Bordeaux I, UMR 9933 CNRS, Avenue des Facultés, F33405 Talence Cedex, and GDR 1122 CNRS, France

† Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire, UPR 7559 CNRS, ERA 37 CRA Université des Sciences et Technologies de Lille, F59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, and GDR 1122 CNRS, France

‡ Laboratoire de Physique Corpusculaire, IN2P3 - CNRS, Université Blaise Pascal, F63177 Aubière Cedex, and GDR 1122 CNRS, France

Direct tecto-volcanism is the main process involved in the sedimentary filling of the Venosa lacustrine basin. Two formations have been distinguished: the Tufarelle Formation and the Piano Regio Formation. In the sedimentary series exposed at the Notarchirico Middle Pleistocene prehistoric site, several volcanic episodes represented by pumice falls, coarse and fine ash falls and subsequent epiclastic processes have interrupted the sedimentation and induced specific environmental changes. Hominids were present immediately after every volcanic event to exploit the new environment on an opportunistic basis. © 1998 INQUA/Elsevier Science Ltd. All rights reserved

La Formation de Piano Regio et la Formation de Tufarelle composent le remplissage du Bassin de Venosa. La sédimentation y est contrôlée par l'activité volcanique du Monte Vulture dont il a enregistré les différentes phases d'activité au cours de la fin du Pléistocène ancien et du Pléistocène moyen. A Notarchirico, plusieurs épisodes volcaniques représentés par des ponces, des retombées fines et grossières et leurs différents produits de remaniement ont interrompu la dynamique sédimentaire et entraîné des modifications environnementales bien particulières. Les occupations successives du site suggèrent une fréquentation opportuniste du milieu volcanique par les Hominidés du Pléistocène moyen. © 1998 INQUA/Elsevier Science Ltd. All rights reserved

### INTRODUCTION

The following data are preliminary results of a chronostratigraphic and environmental research programme we carried out as a joint project with the Università di Napoli and the Soprintendenza Speciale al Museo Nazionale Preistorico L. Pigorini di Roma, as part of the multidisciplinary study of the Pleistocene archaeological complex of Notarchirico-Loreto (Venosa, Basilicata). Field investigations, tephra analysis and sampling for TL age estimates were carried out in 1990, 1991 and 1993 (Lefèvre *et al.*, 1991, 1993, Pilleyre, 1991). In particular, we have studied the relationships between volcanism and sedimentation in the basin.

We first present the Venosa Basin and then focus mainly on the Notarchirico series which illustrates the complexity of volcanic control on sedimentation in the basin.

#### 1. THE VENOSA BASIN

The Venosa Basin is located about 20 km NE of the Monte Vulture volcanic complex (Fig. 1). It is an elongated WNW-ESE depression, 2-4 km wide, belonging to the Neogene Bradanic Trough (Boenzi *et al.*, 1987). The Venosa Basin is situated about 50 m below the Piano di Cammera plateau surface which occurs at 400-420 m in the upper part of a Neogene regressive series. The latter consists of polygenic Plio-Pleistocene conglomerates which contain *Mammuthus*

(*Archidiskodon meridionalis* (Segre, 1978)). The geometry of the basin and several observed faults indicate that it is a tectonic depression which formed the palaeovalley of a stream running SE towards the Bradano River (Piccarreta and Ricchetti, 1970; Neboit, 1975). Research on the sedimentary fill of this morphological unit (De Lorenzo, 1906; Piccarreta and Ricchetti, 1970) has clearly established that volcanic ejectamenta constitute a major component of the deposits.

Ash-falls originated mainly from the Monte Vulture volcanic system. Several volcanic phases have been identified and dated by the K/Ar method (Cortini, 1975). The oldest ones are dated 860-830 ka. Later lavas from the Vulture are dated 670-660 ka and 500-450 ka. New dates, recently obtained, more or less confirm former interpretations and attest to a long period of Middle Pleistocene activity with several phases, up to the boundary of isotopic stages 6/5 (Villa, 1991; La Volpe and Principe, 1990; Bonadonna *et al.*, 1993; Laurenzi *et al.*, 1993).

Evidence of prehistoric activity has been discovered and excavated at numerous sites in the basin since the 19th century (Nicolucci, 1877; Rellini, 1915; Mochi, 1913, 1916; Pinto, 1929). The sites of Venosa-Loreto (Topa, 1932; Rellini, 1932; D'Erasmo, 1932; Blanc, 1953; Chiappella, 1964; Bonifay, 1977; Angelelli *et al.*, 1978; Durante and Settepassi, 1978; Caloi and Palombo, 1979; Barral *et al.*, 1978; Segre, 1978; Baissas, 1980; Barral and Simone, 1983, 1984) and Venosa-Notarchirico (Piperno and Segre, 1982; Segre *et al.*,

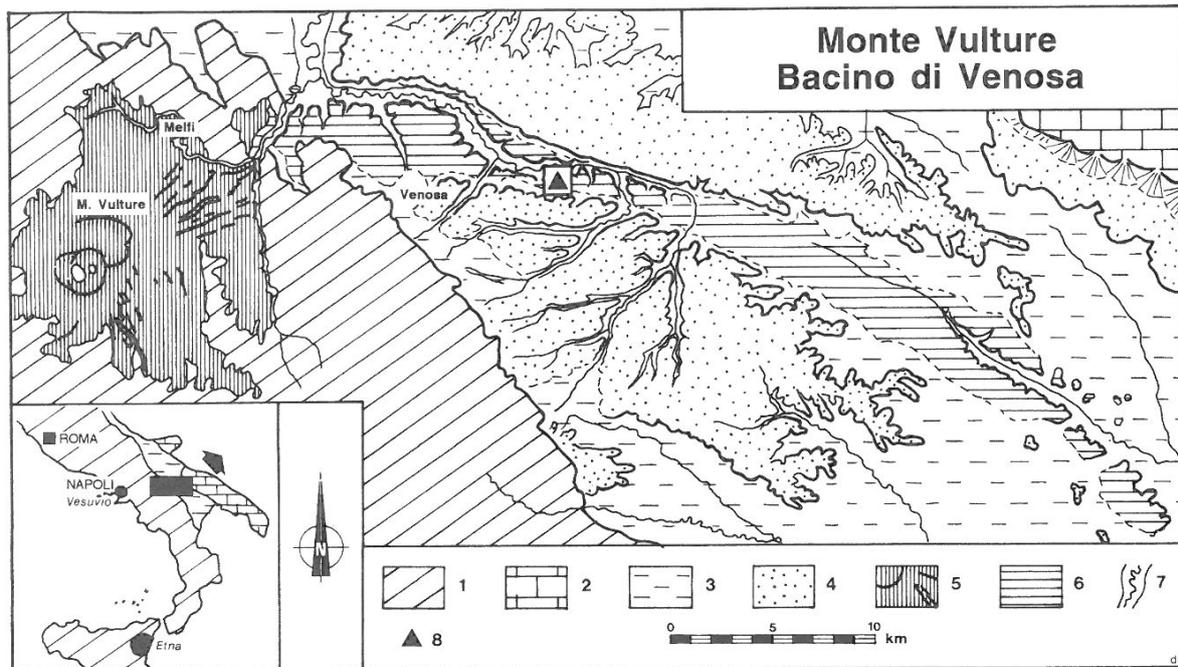


FIG. 1. Morphostructural map of the Venosa-Monte Vulture area. (1) Southern Apennines. (2) Murge Limestone Plateau (carbonated platform of the Apulian foreland). (3) Bradanic Trough. Blue clays from Gravina and Monte Marano sands: Pliocene. (4) Bradanic Trough. Irsina conglomerates: Upper Pliocene/Lower Pleistocene. (5) Monte Vulture volcanic complex: Middle Pleistocene. (6) Volcano-sedimentary, fluvial and lacustrine deposits from Venosa: Middle Pleistocene. (7) Alluvial deposits of valley floors. (8) Area of investigation.

1982, 1984; Piperno, 1987; Piperno *et al.*, 1990; Belli *et al.*, 1991) are the most well known.

The basin exhibits a complex stratigraphy.

On the margin of the basin we have observed a succession with fluvial deposits and red paleosols at the base, coarse detrital lenses interbedded upwards with volcanic deposits (ignimbrites, co-ignimbrites and pumices). These deposits belong to a single formation, provisionally named the Piano Regio Formation.

Picaretta and Richetti (1970) described a lithostratigraphic unit named the Tufarelle Formation. This series forms most of the central part of the basin. Some tephra beds exhibit syneruptive geochemical variations. The sequence observed in natural exposures at the prehistoric site of Loreto is typical of the Tufarelle Formation (Fig. 2). According to Baissas (1980), the Brunhes–Matuyama boundary is supposed to occur within layer 37. In layer 32, we have recognized Tephra R1, a major tephrostratigraphic marker of the Tufarelle Formation. The chemical analysis of selected scoria (Table 1, 93054, 93055) indicates a basaltic magma according to the diagram of Le Bas *et al.* (1985) (Fig. 5, nos 5 and 6).

Sediments indicative of a fluvial environment (gravel bars of braided channels) form the base of the sequence. The volcanic load increases upward in the series to a lahar/epi-lahar facies, overlain by a succession of intercalated pumices, lacustrine limestone beds and coarse detrital beds of more or less reworked tephra.

Volcanic control can be inferred from this series. This is deduced from the increase of the volcanic load,

changes in the fluvial dynamics and sedimentation, disorganisation of the drainage pattern, damming and lacustrine dynamics, filling of the palaeovalley as a result of concomitant volcano-sedimentary input and a progressive rise in water level.

## 2. THE NOTARCHIRICO SERIES

At the prehistoric site of Notarchirico, several archaeological horizons have been excavated. Artefacts belong to a Middle Acheulean phase of the Italian Lower Palaeolithic. Faunal remains are mainly represented by *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, cervids and bovids; a fragmentary human femur was discovered in 1985 (Segre *et al.*, 1982; Piperno and Segre, 1982; Segre and Piperno, 1984; Piperno, 1987, 1990; Belli *et al.*, 1991).

The series exposed at the site accumulated on the margin of a depression, at the foot of a slope cut into coarse Pliocene clastic sediments.

The Notarchirico series (Fig. 3) represents either a marginal facies of the same age as the upper lacustrine part of the Tufarelle Formation (Loreto), or an older one. Provisional absolute dating of the Notarchirico series obtained previously by various methods, including TL dating, as discussed later, indicate a Middle Pleistocene age (Fig. 4). Micromammals from upper bed 2.5 also indicate a Middle Pleistocene age (Sala, 1991).

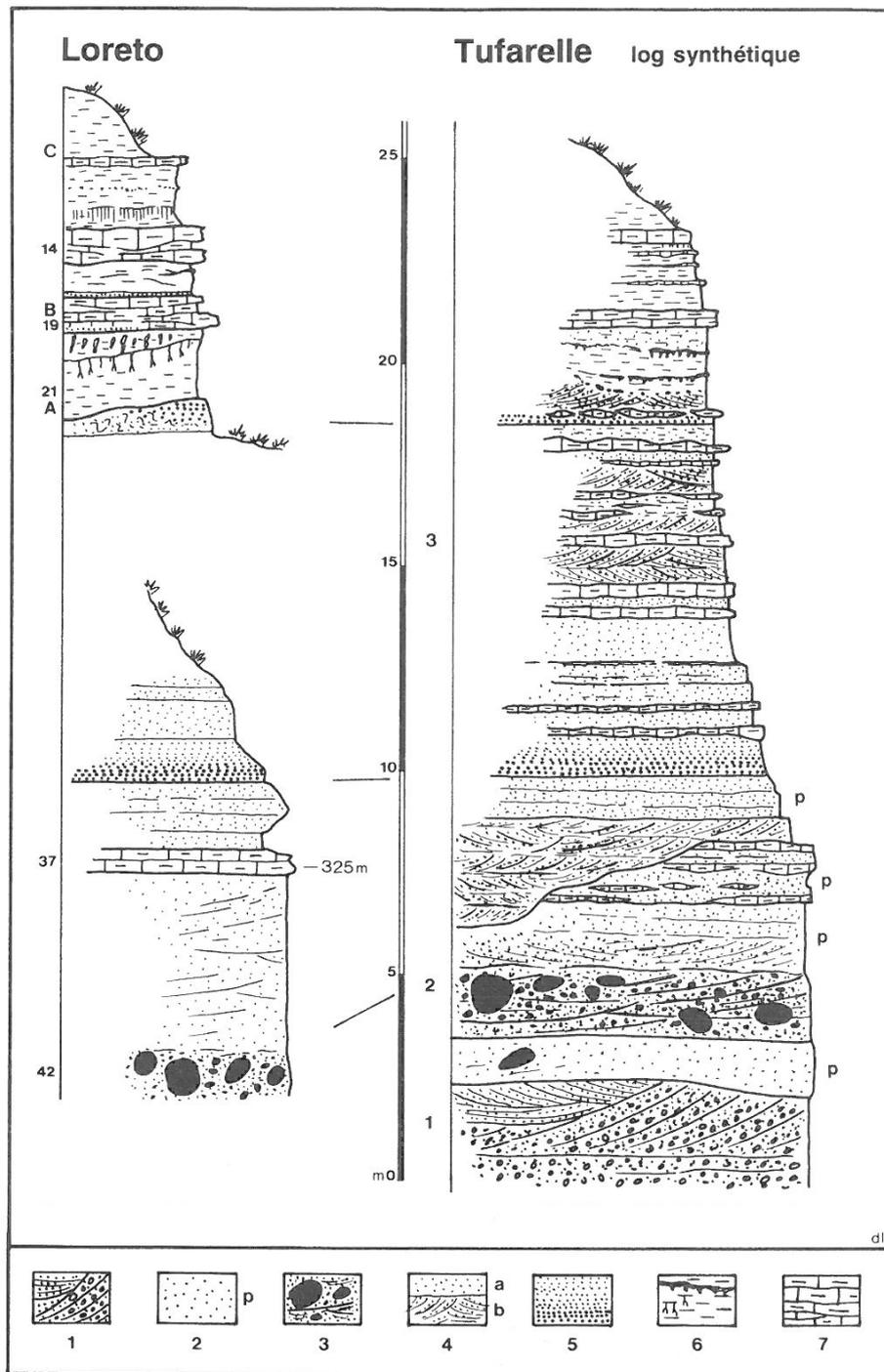


FIG. 2. Stratigraphic logs of the Tufarelle Formation and of the Loreto prehistoric site. (1) Coarse fluvial deposits. (2) Pumice. (3) Lahar and epilahars. (4) Tephra and epiclastites. (5) Direct ash-fall. (6) Silts and calcitic hardgrounds and roots. (7) Calcareous beds.

### 2.1. Lithostratigraphy

Our observations were made on the visible, exposed part of the site which is now protected as a museum. They confirm the previous stratigraphic data (Belli *et al.*, 1991; Lefevre *et al.*, 1991). From the base upwards, the following information has been recorded from sections excavated in the upper part of the series, between

paleosol F, which forms the visible base, and the upper surface (Fig. 3). The lowermost units are not accessible at present.

*Unit 3:* Lower volcano-sedimentary unit, 0.5 m thick, showing poorly cemented, metre-scale cross bedding with stratification outlined by volcanic components (individual mineral crystals and scoria). Scoria are rare and rounded. The individual crystals do not carry

TABLE 1. Chemical composition of tephra from the Tufarelle Formation and from the site of Notarchirico. X-Fluorescence analysis, Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand

Formation	Tufarelle Formation				Other Tephra	
	Notarch.	Tufarelle	Loreto		Notarchirico	
Locality	Notarch.	Tufarelle	Loreto		Notarchirico	
Layer	1.61	R1	R1 top	R1 bottom	2.3	2.4
Sample	93026	93044	93055	93054	93001	93002
Composition*						
SiO <sub>2</sub>	46,05	44,20	44,56	41,00	36,72	41,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	21,76	15,69	17,14	14,43	26,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,61	10,72	8,97	7,86	3,26	4,10
MgO	3,51	2,40	4,12	2,32	1,18	0,28
CaO	11,41	5,32	11,75	11,75	19,25	2,40
Na <sub>2</sub> O	0,93	1,46	1,42	1,09	0,52	0,46
K <sub>2</sub> O	2,73	0,47	1,73	0,79	0,98	1,14
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,07	1,00	0,82	0,45	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,13	0,17	0,18	0,17	0,10	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,51	10,04	7,96	11,14	18,15	12,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,16	3,17	2,46	2,16	5,84	10,32
Total:	97,19	97,61	97,38	94,08	95,04	89,80

\*On selected scorias

volcanic glass on their surfaces. They are more or less rounded or occur as prism fragments and include green clinopyroxenes and a few orthopyroxenes. This tephra is an important ash-fall bed, reworked and water-concentrated (TL sample 9002). The unit is capped by a gravel bed.

Erosional discontinuity F: this is marked at the top of Unit 3 by a cobble lag whose clasts are apparently matrix-supported within finer gravel.

Unit 2: Intermediate volcano-sedimentary complex within which the following subunits can be distinguished:

- 2.1. Grey fine ash-fall bed: this is marked by a high concentration of individual mineral crystals and a few scoria. The crystals and prisms fragments are green pyroxenes. This volcanic sand is a direct ash fall which has been water concentrated (TL sample 9003). This layer shows load-casts enclosing a white tephra (subunit 2.2).
- 2.2. White fine ash-fall bed. This silty bed contains sparse fragments of pyroxenes, quartz and feldspars and exhibits microvesicles and shard structures. It may represent an acid ash fall.
- 2.3. Pinky-red fine ash-fall bed, with individual mineral crystals and small scoria. Chemical analysis of selected scoria (Table 1, 93001) indicates a basaltic magma, according to the diagram of Le Bas *et al.* (1985) (Fig. 5, no. 7)

These three beds, 0.20 m in total thickness, are deformed by involutions, hood structures and injected load structures. Most of the bed forming subunit 2.3 is affected by deformation, but in some sections a thin upper zone showing many microdepressions overlies the zone of deformation.

- 2.4. A fine white stratified micaceous ash fall, 0.20 m thick, mantles the top of bed 2.3 and is locally thicker where it infills the microdepressions. Ash layers are thinner towards the top and separated by carbonate-cemented laminites. Chemical analysis of selected scoria (Table 1, 93002) reveals either a basaltic to andesitic-type magma (Fig. 5, no. 8) or a basaltic magma (Fig. 5, no. 15), although analysis of glass (Juvigné, personal communication) falls within the trachyte field of the diagram of Le Bas *et al.* (1985) (Fig. 5, no. 15<sub>v</sub>).
- 2.5. Thick bed (0.1 m) of light grey volcanic sand with abundant pyroxenes in a carbonate cement, with lenses — about a centimetre in thickness — and cones of coarser reworked tephra and abundant cobbles; artefacts and bones occur up to the top.

Erosional discontinuities E and E1 occur at the top of this unit.

- 2.6. This bed, 0.1 m thick, consists of a lower, sandy silt bed, overlying a clayey silt bed itself overlain by fine sands which are interbedded with abundant fine light grey volcanic deposits including fibrous pumice. The deposits are occasionally concentrated in small rills and show load structures. In the western part of the site, the upper part of 2.6 consists of a pumice layer.

At the top, the coarse elements of discontinuity D are embedded in a more clearly stratified and coarser matrix than in the underlying 2.6 beds. This matrix is rich in melanocratic volcanic minerals.

- 2.7. Leucocratic volcanic sand, 0.40 m thick, includes pumice. The grain size gets finer upwards. This unit is only preserved in the western part of the site.

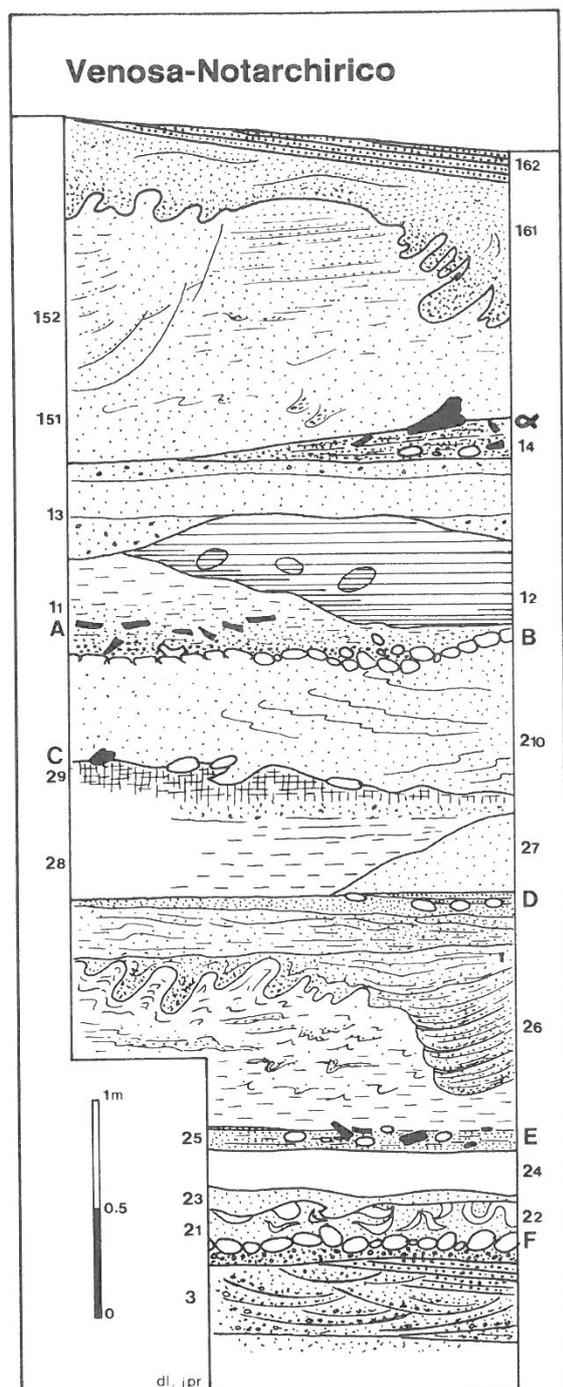


FIG. 3. Stratigraphic log of the Venosa-Notarchirico prehistoric site. See text for key.

2.8. Fine greenish sand, interbedded with clay laminae. This rests unconformably on 2.7 as a wedge 0.45 m thick at the most. Fine sediments are progressively more abundant towards the top where the clay beds thin out and are interbedded with carbonates, and where desiccation structures, such as vertical and horizontal cracks,

and small reworked balls can be observed. There is a gradual transition to Unit 2.9.

2.9. Pink brown clay, 0.3 m thick, with a prismatic structure and some desiccation cracks. Loading deformations are present below the unconformity C.

2.10. Poorly sorted sand, 0.6 m thick, incorporating abundant volcanic material. Several sub-units fill a palaeo-depression. Disconformity B is an undulating lag of contiguous cobbles.

*Unit 1: Upper volcano-sedimentary complex:*

1.1. In the northern sector, there is a 0.30 m thickness of stratified gravel and sand in which the grain size decreases upward, passing into clayey sand. In the southern sector, there is a massive bed of clayey and silty sand, with cobbles scattered throughout the unit but more abundant at the base.

1.2. Brown clay, 0.50 m thick, with a variable content of sand with some soft cobbles of sapropel as well as cobbles of rock.

1.3. Greenish grey pumice complex, 0.60 m thick, which may be subdivided into:  
1.31 fine pumice; 1.32 coarse pumice with channel structures; 1.33 fine, 1.34 coarse and 1.35 fine pumice.

1.4. Bedded gravel and cobbles with a maximum thickness of 0.50 m. Artefacts are found in the uppermost gravel bed related to unconformity Alpha (a).

1.5. In the eastern part of this sector, there are several beds of reworked tephra overlain at the base by fine sand interstratified with thin detrital clay beds and carbonaceous beds; the sand becomes more clearly stratified and more clayey upward. Channel structures with packing faults and load structures have been observed. The thickness of unit 1.5 is 1.25 m.

1.6. More or less melanocratic coarse tephra and some cobbles, 0.50 m thick. Load structures occur at the base. Numerous volcanic crystals (pyroxenes) and various more or less rounded scoria are present. This volcanic sand results from the reworking and concentration of ash-falls by water (TL sample 9010). The uppermost part, directly deposited as ash-rain, is consolidated and more regularly stratified in cones. Chemical analyses on selected scoria (Table 1, 93026) indicate a basaltic magma in the diagram of Le Bas *et al.* (1985) (Fig. 4, no. 9). One must notice the similarity with a major tephrostratigraphic marker of the Tufarelle Formation, Tephra R1, recognized at Loreto (Cf *supra*).

*Unit 0:*

(0.1) Channels filled by fine colluvium with pedogenesis.

(0.0) Ploughed horizon.

## 2.2. Sequence Analysis

The main facies are related to fluvial, slope and volcanic dynamics. Lacustrine units such as fine

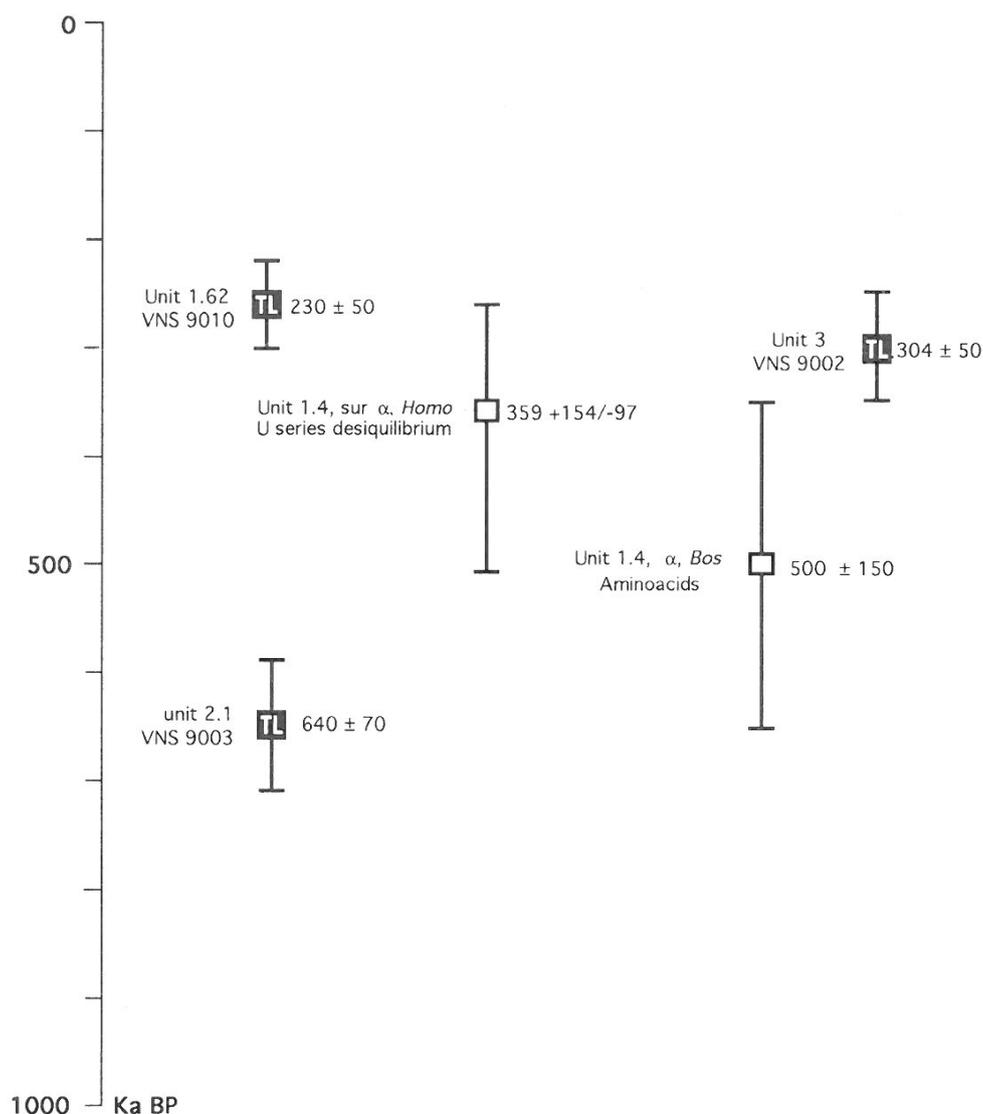


FIG. 4. Absolute dates for the Notarchirico sequence.

detrital sediments or even organogenic sediments (sapropel) are interstratified with volcano-detrital coarse sediments (more or less reworked tephra) of variable grain size.

Overall, it may be said that the deposits of Notarchirico record the deposition of volcanically controlled sequences related to a continuous or strongly fluctuating rise in the lake level. This rise in level was caused by a volcanic obstruction. As demonstrated by the mineralogical research, some of the tephra are only slightly reworked.

The overall stratigraphy is interpreted as showing the superposition of sequences, initially showing graded bedding, however, which tended, to be disrupted by the effects of volcanic activity which generally favoured poor sorting. Six superimposed sequences have been observed in the conserved sections at the

archaeological excavation site. The five lower ones indicate the repetition of two processes — slope destabilization and cobble beach formation.

The sequences are separated by stone pavements which are lag cobble beds interpreted as the remnants of detrital slope deposits, originally clast supported and subsequently washed out. After elutriation, the residual stone pavement has developed a joint structure, the polygenic surfaces of which represent a stratigraphic hiatus or interval between the sequences (Cassoli *et al.*, 1991). Thus, the recorded series is not a continuous one. The duration of these hiatuses has to be evaluated by other methods.

The slope and beach processes are directly related to the highest phases of the volcanic activity and the subsequent high lake-level stands.

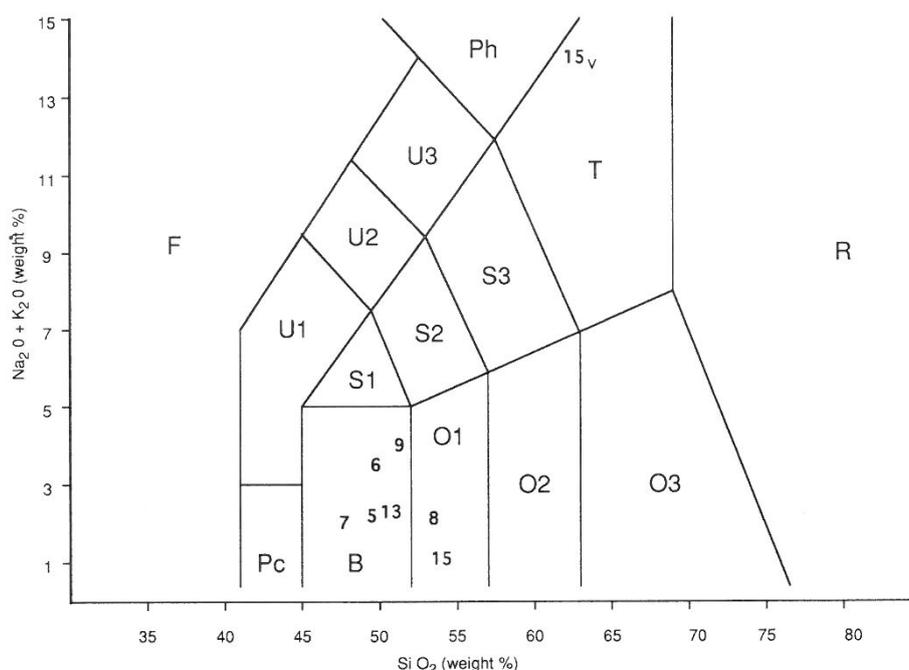


FIG. 5. Chemical composition of identified tephra in  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (wt %) diagram (Le Bas *et al.*, 1985). (5) Loreto layer 32 Tephra (bottom); (6) Loreto layer 32 Tephra (top); (7) Notarchirico layer 2.3 Tephra; (8) and (15) Notarchirico layer 2.4 Tephra. (9) Notarchirico Layer 1.61 Tephra. (13) Tuffarelle R1 Tephra. (15) Notarchirico layer 2.4 (on glass).

### 2.3. TL Dating

#### 2.3.1. Principles

The method is based on the existence of natural radioactivity. This radioactivity is related principally to radioactive elements of the Thorium and Uranium series and to  $^{40}\text{K}$ . Some natural minerals are able to 'record' this radioactivity. A 'reading' of this record can be obtained by heating such a mineral to temperatures as high as  $500^\circ\text{C}$  and then measuring an emission of light called thermoluminescence (TL). One of the most commonly used minerals is quartz due to its abundance and relatively well-known physical properties but a lot of minerals are thermoluminescent.

The essential features of TL are the following: (i) The greater the received irradiation (called the absorbed dose), the higher the TL intensity; (ii) Heating the mineral erases the received irradiation; therefore, since this 'zero time', thermoluminescent minerals begin to record natural radioactivity. It follows that, if we are able to evaluate the two following parameters: (a) the total absorbed dose received by the sample since the signal was zeroed (this is called the palaeo- or equivalent dose) and, (b) the absorbed dose rate, for instance, the annual one which is supposed constant, then, we can write the fundamental relation of TL dating as

$$\text{TL age (yr)} = \frac{\text{palaeodose (Gy)}}{\text{annual dose (Gy/year)}}$$

The palaeodose is determined in the laboratory by TL measurements and the annual dose by field and/or laboratory dosimetry.

For practical reasons, only one part of the TL signal is measured; a wavelength (a colour) of analysis is chosen. The colour most frequently used with quartz is blue. The reason for this is the weakness of the black-body emission (thermal background) in the blue range at our working temperatures; the main black-body emission is in the red and infrared wavelength region. As a drawback, the blue TL signal is generally not convenient for long-range TL dating (above around 100 ka). In that case, a more appropriate colour is red (see, for instance, Hashimoto and Habuki, 1987 or Miallier *et al.*, 1991) although the signal is more difficult to measure because of the thermal background.

#### 2.3.2. Application

TL dating is possible for materials that have been well heated, if they contain TL minerals. So the technique is appropriate for the chronology of eruptive events either directly (dating of eruptive products) or indirectly (dating of objects heated by eruptive products). Our choice was to date volcanic products directly by means of the red TL emission of the quartz grains they contain. We have already carried out such dating successfully in the French Massif Central (Pilleyre *et al.*, 1992); the red TL seemed to be appropriate for the chronological period of interest in this Italian context.

Three samples have been dated: VNS 90-03, VNS 90-10, VNS 90-02 (ditto 90-01). Two of them came from adjacent stratigraphic levels: i.e. VNS 90-02 and VNS 90-03; the sample VNS 90-10 being much higher in

position. The corresponding TL age for VNS 90-10 was  $230 \pm 50$  ka and is compatible with its stratigraphic position (above the soil). The ages obtained for the two other samples are incompatible with each other. The results were  $640 \pm 70$  ka for VNS 90-03 and  $304 \pm 50$  ka for VNS 90-02, it must be stressed that VNS 90-02 lies below VNS 90-03 stratigraphically.

### 2.3.3. Errors and Consequences

One error among others can be related to the quality of the recording of the natural radioactivity by the TL mineral. If the recording happened to be partially erased (fading phenomenon) over geological time, the intensity of the corresponding TL signal will be less than in the non-erasing cases. This will also decrease the palaeodose and the final-age estimate. This phenomenon, depending on physical properties of the TL mineral itself, could explain an underestimation of age. Nevertheless, the red TL of quartz is generally insensitive to fading so incompatibility is unlikely to be explained by such behaviour.

Another source of error is the presence of TL minerals zeroed at a different time than the bulk of the sample. In this case, mixing of minerals of 'different ages' leads to underestimation ('younger minerals') or overestimation ('older minerals') of the age. However, such pollution can be detected when the TL signals are scattered and this means that several tens (sometimes around a hundred) of calibrated specimens of quartz have to be measured for one TL age. No significant scattering has been noticed with our measurements.

Another problem concerns the annual dose rate. When the age is calculated, the annual dose rate is supposed to have been constant during geological time. However, this may be a false assumption because of the presence of water, for instance. However, the consequences in such a case is likely to be the same for both VNS 90-03 and VNS 90-02 because of their proximity, so the uncertainty remains.

The most likely explanation could be an insufficient zeroing of TL for the sample VNS 90-03. If zeroing was not complete, a residual signal could have been present in the quartz at the time of the eruption. This signal may have been superimposed on the signal registered, with the eruption causing an overestimate of the palaeodose and, consequently, of the age. In this case, the real age would be the younger one:  $304 \pm 50$  ka. Unfortunately, insufficient zeroing cannot be recognised before the measurement and comparisons with other available data. At the time of writing, it is actually quite impossible to decide which age, of the two, should be preferred. However, Falguères and Bahain (1994) have suggested a test to determine whether erasure has been totally efficient. It is based on the presence or absence of the E' centre signal of quartz in ESR measurements. If this test is reliable, it might be possible to find out *a priori* which samples should be chosen for dating investigations.

### 3. CONCLUSIONS

This study has demonstrated that direct tectovolcanism is the main process involved in the sedimentary infilling of the Venosa lacustrine Basin. Former interpretations had insisted primarily on sedimentary processes and had underestimated the distal volcanic facies, sometimes residual. This made correlation attempts more difficult.

At Notarchirico, several volcanic episodes represented by pumice falls, coarse and fine ash falls and subsequent epiclastic processes have interrupted the sedimentation and induced specific environmental transformations. Hominids were present immediately after every volcanic event and this can be considered as an opportunist exploitation of or, adaptation to, the volcanic environment. The search for fresh meat could have been easier under such conditions. This would have been caused by the destruction of vegetation, the concentration of animals at water holes, the presence of muddy swamps, sudden deaths of animals, particularly birds, animals weakened after carbon dioxide and sulphur dioxide emissions, animals trapped in debris flows, etc. Historical and contemporaneous parallels exist for such phenomena and have been evoked several times for prehistoric settlements in the French Massif Central (Daugas and Raynal, 1989, 1991a, b; Raynal and Daugas, 1984, 1989, 1991; Raynal and Sanzelle, 1989).

Further investigations will be focused on:

- (1) characterisation of the volcanic facies in the whole basin,
- (2) new attempts at dating tephra,
- (3) detailed correlations with periods of Monte Vulture activity, and
- (4) hominid adaptation in volcanic areas.

### ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful, to Professor Marcello Piperno (Università di Napoli) for his help during the three field trips at Venosa, to Professor Serge Occhietti (UQAM, Montréal) for his help and critical revision of the manuscript and to Jill Cook (The British Museum) for reviewing the translation. They thank the Soprintendenza Speciale al Museo Nazionale Preistorico L. Pigorini (Roma), Universities of Bordeaux 1, Clermont II and Lille 1, CNRS and IN2P3 for funding this joint project.

### REFERENCES

- Angelelli, F., Caloi, L., Malatesta, A. and Palombo, M.R. (1978). Fauna quaternaria di Venosa: cenni preliminari. *Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, pp. 133–140.
- Baissas, P. (1980). Données paléomagnétiques et sédimentologiques sur les dépôts de la coupe de Loreto, Venosa. *Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco*, **24**, 13–56.
- Barral, L., Heinichen-Chiapella, G. and Simone, S. (1978). Datazione relativa del giacimento di Loreto. *Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, pp. 125–132.
- Barral, L. and Simone, S. (1983). Le bassin fluvio-lacustre de Venosa. *Bull. Musée Anthropol. Préhist. de Monaco*, **27**, 5–20.
- Barral, L. and Simone, S. (1984). Venosa-Loreto, Basilicata. In: De Luca (ed.), *I primi abitanti d'Europa*, pp. 181–186.

- Belli, G., Belluomini, G., Cassoli, P.F., Cecchi, S., Cucarzi, M., Delitala, L., Fornaciari, G., Mallegni, F., Piperno, M., Segre, A.G. and Segre-Naldini, E. (1991). Découverte d'un fémur humain acheuléen à Notarchirico (Venosa, Basilicata). *L'Anthropologie (Paris)*, **95** (1), 47–88.
- Blanc, A.C. (1953). Venosa, gisement à industrie tayacienne et micoquienne de Loreto. *IV Congr. Intern. INQUA*, Livret guide, pp. 63–68.
- Boenzi, F., La Volpe, L. and Rapisardi, L. (1987). Evoluzione geomorfologica del complesso vulcanico del Monte Vulture (Basilicata). *Bol. Soc. Geol. It.*, **106**, 673–682.
- Bonadonna, F.P., Brocchini, D., Laurenzi, M.A., Principe, C. and Ferrara, G. (1993). Mt. Vulture Volcano Chronostratigraphy and Paleogeographic Implications. Symposium INQUA, *Quaternary Stratigraphy in Volcanic Areas*, Roma, Abstracts, p. 13.
- Bonifay, M.F. (1977). Liste préliminaire de la grande faune du gisement préhistorique de Venosa (Basilicata, Italie): fouilles 1974–76. *Bull. Musée Anthropol. Préhist. de Monaco*, **21**, 116–125.
- Caloi, L. and Palombo, M.R. (1979a). La fauna quaternaria di Venosa: Bovidi. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**, 101–140.
- Caloi, L. and Palombo, M.R. (1979b). La fauna quaternaria di Venosa: *Canis sp. Quaternaria*, **21**, 115–128.
- Caloi, L. and Palombo, M.R. (1979c). *Megaceros solihacus* ROBERT da Terranera (Bacino di Venosa, Potenza). *Quaternaria*, **21**, 129–138.
- Cassoli, P.F., Piperno, M., Tagliacozzo, A., Lefèvre, D. and Raynal, J.P. (1991). Una paleosuperficie con resti di Elefante antico e industria nel sito acheuleano di Notarchirico. *Atti XXX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, à paraître.
- Chiappella, G. (1964). Il Paleolitico inferiore di Venosa. *Bull. Palet. It.*, **73**, 7–23.
- Cortini (1975). Età K-Ar del Monte Vulture (Lucania). *Riv. Ital. Geof.*, **2**, 45–46.
- Daugas, J.P. and Raynal, J.P. (1989). Quelques étapes du peuplement du Massif Central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique. In: Laville, H. (ed.), *Variations de Paléomilieux et Peuplement Préhistorique*, CNRS éditions, Cahiers du Quaternaire, 1989, No. 13, 67–95.
- Daugas, J.P. and Raynal, J.P. (1991a). L'homme et les volcans: mésolithisation et néolithisation dans le Massif Central français. *113e Congr. nat. Soc. sav., 1998, Strasbourg, Mésolithique et Néolithisation*, 127–146.
- Daugas, J.P. and Raynal, J.P. (1991b). Les chasseurs de la préhistoire face aux dangers du volcanisme. *La dépêche du parc, Bull. d'information du parc naturel régional des volcans d'Auvergne, supplément scientifique*, No. 5, juin 1991, 4–5.
- De Lorenzo, G. (1906). *Venosa e la regione del Vulture*. Bergamo. 116p.
- De Lorenzo, G. and D'Erasmo, G. (1932). L'Uomo paleolitico e l'*Elephas antiquus* nell'Italia meridionale. *Mem. R. Accad. Sc. Fis. Mat.*, Napoli, ser. 2, **19**, 8–11.
- D'Erasmo, G. (1932). La fauna di grotta di Lorello presso Venosa. *Atti R. Accad. Sc. Fis. Mat.*, Napoli, ser. 4, **11**, 1–22.
- Durante, S. and Settepassi, F. (1978). Nota sulle associazioni macologiche del giacimento fluvio lacustre di Loreto, Venosa. *Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, pp. 141–145.
- Falguères, C. and Bahain, J.J. (1994). Potential use of the E' center as an indicator of initial resetting in TL/ESR dating volcanic materials. *Quaternary Science Reviews*, **13**, 619–624.
- Guiscard, C. (1880). Di alcuni nuovi manufatti rinvenuti a Venosa. *Rend. Accad. Sc. Fis. Mat.*, Napoli, ser. 1, **19**, 39–40.
- Hashimoto, T. and Habuki, H. (1987). Emission properties of thermoluminescence from natural quartz. Blue and red response to absorbed dose. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **13** (1), 216–218.
- Laurenzi, M.A., Brocchini, D., Principe, C. and Ferrara, G. (1993). Mt. Vulture volcano chronostratigraphy and the effectiveness of dating young phlogopites. *comm. orale EUG VII*, Strasbourg.
- La Volpe, L. and Principe, C. (1990). Stratigrafia e storia eruttiva del Monte Vulture: revisione e aggiornamenti. *Boll. G.N.V.*, 1989–2, 889–902.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745–750.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P., Pilleyre, T. and Vernet, G. (1991). Contribution à la chronostratigraphie de la série de Venosa-Notarchirico. *Atti XXX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, à paraître.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P. and Vernet, G. (1993). Sedimentary Dynamics and Tecto-Volcanism in the Venosa Basin (Basilicata, Italy). *Abstracts Symp. INQUA, Quaternary stratigraphy in volcanic areas*, Roma, p. 43.
- Miallier, D., Faïn, J., Montret, M., Pilleyre, Th., Sanzelle, S. and Soumana S. (1991). Properties of the red TL peak of quartz relevant to thermoluminescence dating. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **18** (1/2), 89–94.
- Mochi, A. (1913). Nuove osservazioni sul Paleolitico di Terranera, della Maiella e dell'Umbria. *Archiv. Anthropol. Etnol.*, **43**, Firenze.
- Mochi, A. (1916). Il Paleolitico di Terranera in Basilicata, secondo nuove ricerche. *Archiv. Anthropol. Etnol.*, **45** (3–4), 328–337. Firenze.
- Neboit, R. (1975). *Plateaux et collines de Lucanie orientale et des Pouilles; étude géomorphologique*. Thèse, Paris, 715p.
- Nicolucci, G. (1877). Scoperte preistoriche nella basilicata e nelle Capitanata. *Rend. R. Accad. Sc. Lett.*, Napoli, 13p.
- Picarreta, G. and Ricchetti, G. (1970). I depositi del bacino fluvio-lacustre della fiumara di Venosa Mattinella e del torrente Basentello. Studio petrografico. *Mem. Soc. Geol. It.*, **9**, 121–134.
- Pilleyre, T. (1991). *Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques*. Thèse de l'Université de Clermont II, DU 345, 164p.
- Pilleyre, Th., Montret, M., Faïn, J., Miallier, D. and Sanzelle, S. (1992). Attempts at dating ancient volcanoes using the red TL of quartz. *Quaternary Science Reviews*, **11**, 13–17.
- Pinto, G. (1929). *La stazione preistorica di Venosa*. Como, Ostinelli edition, 35p.
- Piperno, M. (1987). Le gisement acheuléen de Notarchirico (Venosa-Basilicata). *II Congr. Intern. di Paleontologia Umana*, Torino, Excursion, pp. 48–54.
- Piperno, M., Mallegni, F. and Yokoyama, Y. (1990). Découverte d'un fémur humain dans les niveaux acheuléens de Notarchirico (Venosa-Basilicata). *C.R. Academy of Science, Paris, Série II*, **t. 311**, 1097–1102.
- Piperno, M. and Segre, A.G. (1982). Pleistocene e Paleolitico inferiore di Venosa, nuove ricerche. *Atti XXIII Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, pp. 589–596.
- Raynal, J.P. and Daugas, J.P. (1984). Volcanisme et occupation humaine dans le Massif Central français: quelques observations. *Revue Archéologique du Centre de la France*, t. **23** (1), 7–19.
- Raynal, J.P. and Daugas, J.P. (1989). Le peuplement paléolithique d'Auvergne. *La Recherche*, **20** (210), 690–691.
- Raynal, J.P. and Daugas, J.P. (1991). L'homme et les volcans: occupation de l'espace régional à la fin des temps glaciaires dans le Massif Central français. In: *Le peuplement magdalénien. Paléogéographie physique et humaine*, Actes du Colloque de Chancelade, CTHS edition, pp. 11–120.
- Raynal, J.P. and Sanzelle, S. (1989). Préhistoire en domaine volcanique: exemple de la Basse Auvergne. In: *Le Temps de la Préhistoire*, Société préhistorique française et Archéologia edition, tome **1**, 128–129.
- Rellini, U. (1915). Sulle stazioni quaternarie di tipo Chelléen dell'Agro Venosino. *Mem. Accad. Lincei*, **312**, 15, s.5, 181–210.
- Rellini, U. (1932a). Sulla scoperta di uno strato pre-amigdaliano a Lorello di Venosa e sugli indizi probabili di un'età protolitica in Italia. *Bull. Paletn. It.*, **50–51** (1930–31), 1–11.
- Rellini, U. (1932b). La fauna dello strato pre-amigdaliano di Lorello di Venosa. *Bull. Paletn. It.*, **52** (1930–31), 1–4.
- Sala (1991). Primi dati sui microvertebrati di Notarchirico, Venosa Preistoria Alpina, **25**, 7–14.
- Segre, A.G. (1978). Il Pleistocene e il Paleolitico dello Basilicata; *Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, pp. 15–39.
- Segre, A.G. and Bidittu, I. and Piperno, M. (1982). Il Paleolitico inferiore nel Lazio, nella Basilicata e in Sicilia. *Atti XXIII Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, pp. 177–206.
- Segre, A.G. and Piperno, M. (1984). Venosa-Notarchirico, Basilicata. In: De Luca (ed.), *Primi abitanti d'Europa*, pp. 186–188.
- Topa, D. (1932). *La collezione paleolitica Briscese e la Grotta di Loreto presso Venosa in Basilicata*. Palmi, 321p.
- Villa, I.M. (1985). Cronologia <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar del complesso vulcanico del Monte Vulture. *SIMP*, **41**, 146–147.

## La Téphra d'Ariano Irpino, un aspect distal de l'éruption plinienne des Ponces d'Avellino (Campanie, Italie)

Gérard VERNET

A.F.A.N. et Université de Bordeaux I, UMR 9933 et GDR 1122 CNRS, Talence

Jean-Paul RAYNAL

Université de Bordeaux I, UMR 9933 et GDR 1122 CNRS, Talence

Claude ALBORE LIVADIE

Centre Jean Bérard, Naples/CNRS, Paris

### Abstract

70 km from the eruptive source, the products of the Avellino plinian eruption are represented by tephrophanitic pumice named Ariano Tephra which are characteristic of the terminal paroxysmal activity. Tephra preserved in situ are indicative of a large and thick cover, which environmental impact cannot be underestimated.

Sur le site de la Starza à Ariano Irpino, des niveaux riches en fragments ponces ont été identifiés sous les niveaux archéologiques du Bronze moyen initial (Proto-appenninique B). Ces ponces ont donc été attribuées, en première analyse, à une éruption plinienne du Monte Somma dite "Ponces d'Avellino", immédiatement antérieure à l'occupation humaine (Albore Livadie 1992).

On s'attache ici à préciser les caractéristiques stratigraphiques, granulométriques, minéralogiques et géochimiques permettant de rattacher avec certitude la téphra d'Ariano aux "Ponces d'Avellino", à cerner les différents états de remaniement de la retombée poncée et à évaluer l'impact de cette éruption plinienne sur l'environnement immédiat du site.

### 1. Méthodologie

Les observations de terrain ont été conduites selon les méthodes classiques de la géologie des formations volcano-sédimentaires. Les appréciations de la composition granulométrique et minéralogique faites à l'oeil nu et à la loupe ont été complétées en laboratoire par un examen microscopique et l'analyse géochimique des téphra. Les observations et prélèvements n'ont pas été limités aux seules téphra

mais ont intéressé également les niveaux sus et sous-jacents à la retombée (fig. 1).

L'analyse des téphra non remaniées comporte plusieurs aspects. L'examen au MEB de la structure et de la morphologie des fragments ponces et leur distribution granulométrique renseignent sur la dynamique éruptive; les analyses chimiques et minéralogiques permettent d'établir la composition du magma juvénile; l'étude en lame mince de prélèvements orientés renseigne également sur la dynamique éruptive, précise éventuellement l'impact environnemental distal de l'éruption et permet de caractériser l'évolution post-dépositionnelle des fragments laviques. Granulométrie, examen au MEB et étude en lame mince sont également appliqués aux niveaux de téphra perturbées, pour apprécier la nature et l'ampleur des transformations liées aux remaniements.

### 2. Observations de terrain.

La téphra d'Ariano, identifiée à la Starza, est piégée sur la partie haute d'un paléo-versant sous le vent, à une altitude de 420 m au-dessus du niveau de la mer. Des coupes d'orientations diverses montrent que le niveau riche en ponces n'est pas homogène.

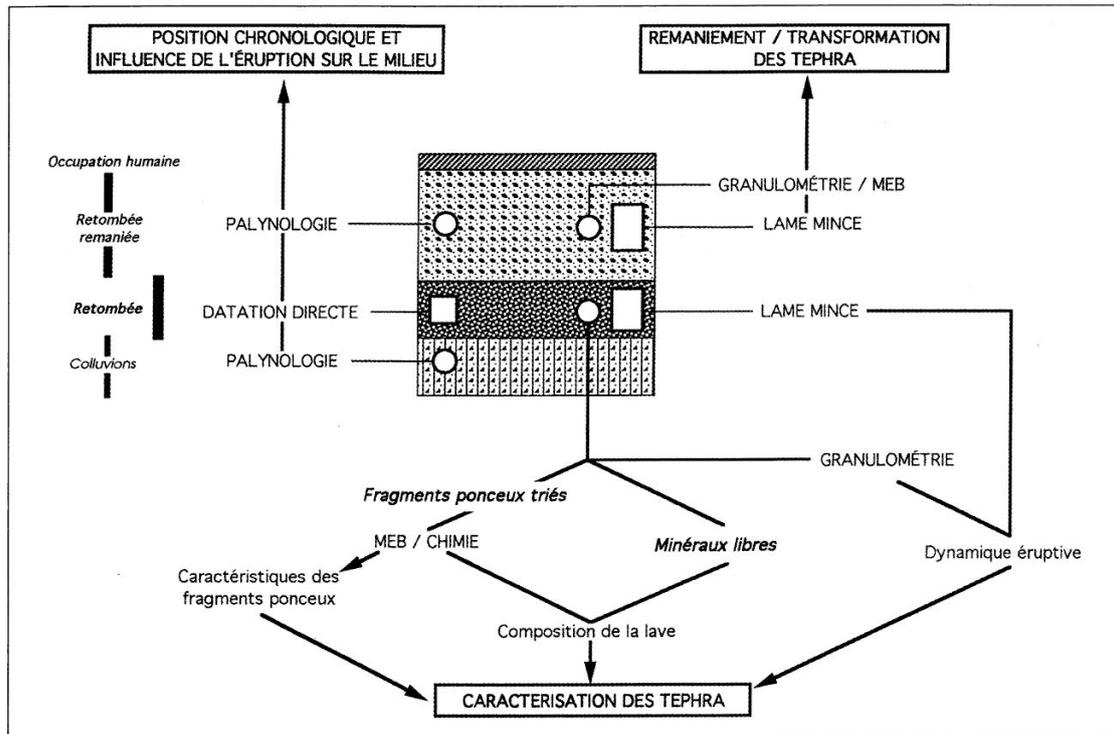


Figure 1. Méthodologie appliquée à l'étude des recouvrements téphriques distaux.

Dans la partie sud du gisement, les pyroclastes à granoclassement inverse reposent, par une limite très nette, sur des colluvions argileuses brunes. On distingue de bas en haut:

- un niveau de ponces gris-verdâtre vésiculées non roulées de granulométrie relativement grossière, d'une épaisseur moyenne de 0,10 m, à granoclassement à tendance inverse. Les plus gros fragments ont leur plus grande dimension comprise entre 0,5 et 1 cm. De nombreux minéraux libres automorphes ou en éclats sont observables à la loupe: pyroxènes, feldspaths, biotite,

- trois niveaux de ponces émoussées et végétalisées sont ensuite discernables sur une puissance moyenne de 0,30 à 0,40 m. Aucun élément archéologique n'est présent dans ces strates qui sont interprétées comme des remaniements pénécotemporains de la retombée et secondairement affectés par le développement d'un sol,

- le premier niveau archéologique qui repose sur les ponces remaniées.

Dans la partie nord (carré  $\alpha$  1), au-dessus des mêmes colluvions brunes, des ponces mêlées de fragments de gypse du substratum

sont préservées sur 0,40 m de puissance. Les fragments ponceux sont gris et arrondis. On observe des structures sédimentaires typiques de ruissellements concentrés: rills, stratifications métriques à fort rayon de courbure, lits grossiers lavés à ponces émoussées, lits fins à concentration de minéraux libres. Il n'y a pas de matériel archéologique. Ce niveau est colonisé par des gastéropodes.

Dans la partie centrale du site, au-dessus des colluvions brunes, sur un mètre de puissance, on observe des ponces très roulées mélangées à un sédiment gris riche en cendres et à un abondant matériel archéologique. Il n'existe ici ni retombée *in situ*, ni retombée remaniée par des processus naturels, mais des dépôts anthropisés depuis leur base.

### 3. Analyse

#### 3.1. Observation en lame mince

La lame mince étudiée représente les 12 cm inférieurs du niveau de ponces 224, conservé dans la partie sud du gisement (échantillon 94013).

Ce niveau est caractérisé par des fragments laviques clairs (blanc ou gris), frais (pas d'altération visible), très vésiculés (vésicules sphériques ou subsphériques), mais ne présentant pas de texture fibreuse. Il s'agit de fragments ponceux à aspect moussu. La taille de ces éléments varie de 0,2 à 8 mm. En plus des éléments ponceux, des fragments de minéraux (pyroxènes, feldspaths, micas) sont présents. Certains de ces cristaux présentent une gangue vitreuse vésiculée (*bubble-wall texture* de Fischer R.V., 1963). Aucune matrice n'est visible entre les fragments ponceux et les éléments lithiques.

Deux parties peuvent être distinguées:

- une partie basale de 4 à 4,5 cm de puissance,
- une partie sommitale de 8 à 7,5 cm de puissance.

Elles se différencient par la taille des éléments (ponces et cristaux) et leurs pourcentages respectifs, appréciés par comptages sur des secteurs de 1cm<sup>2</sup> (tableau 1).

	partie basale	partie sommitale
éléments ponceux	44 %	57 %
cristaux libres	56 %	43 %
taille des ponces	0,2 à 1,5 mm (moyenne=1 mm)	0,5 à 5,5 mm (moyenne=3 mm)
taille des cristaux	0,1 à 1,0 mm (moyenne=0,7 mm)	0,1 à 1,1 mm (moyenne=0,5 mm)

La partie inférieure du dépôt de ponces de la Starza présente donc une granulométrie plus fine des éléments ponceux et une plus grande richesse en cristaux libres.

Les granoclasses observés sont caractéristiques d'une retombée directe, la téphra d'Ariano.

### 3.2 Granulométrie

#### 3.2.1 La Téphra d'Ariano

La granulométrie globale de la téphra d'Ariano a été établie par tamisage mécanique sur le sédiment total, à la base du niveau 224 (échantillon 94002).

L'histogramme unimodal (fig. 2a) et la concentration des minéraux libres dans les classes dimensionnelles comprises entre 0,5 et 1mm, sont caractéristiques d'une retombée (*fall*).

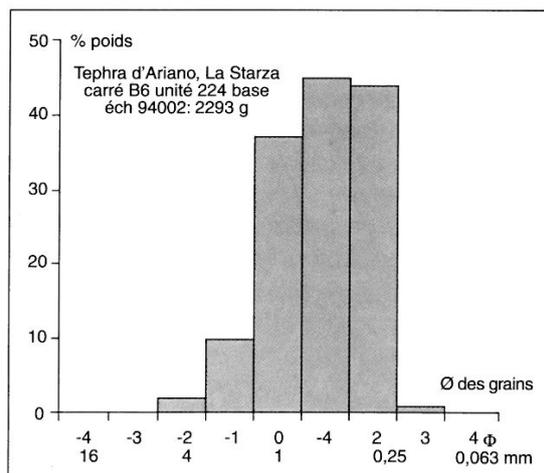


Figure 2a. Téphra d'Ariano. Granulométrie globale: histogramme des fréquences.

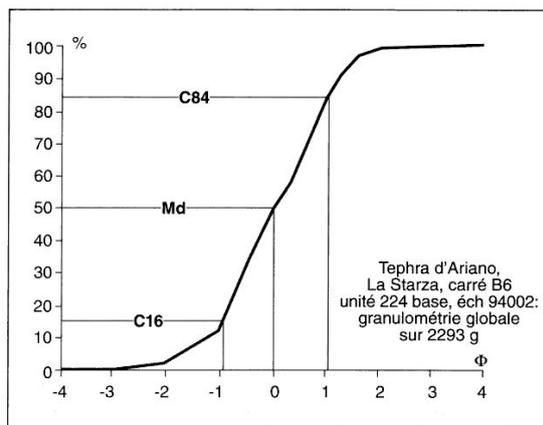


Figure 2b. Téphra d'Ariano. Granulométrie globale: courbe cumulative des fréquences.

La courbe cumulative (fig. 2b) montre un bon classement des particules, confirmé par les paramètres d'Inman (1952) -  $Md_{\phi} = 0,04$  et  $s_{\phi} = 0,98$  - qui situent clairement l'échantillon dans le domaine des retombées du diagramme  $Md_{\phi}/F_{\phi}$  (Walker 1971).

#### 3.2.2 Les faciès de remaniement

Au-dessus de la téphra d'Ariano, les variations texturales observées dans l'unité 224 en divers points du site sont considérées comme des faciès de remaniement.

Sur les courbes cumulatives de la fraction fine, la diminution de la médiane est la règle générale, accompagnée dans la plupart des cas d'une dégradation du classement (fig. 3, C1).

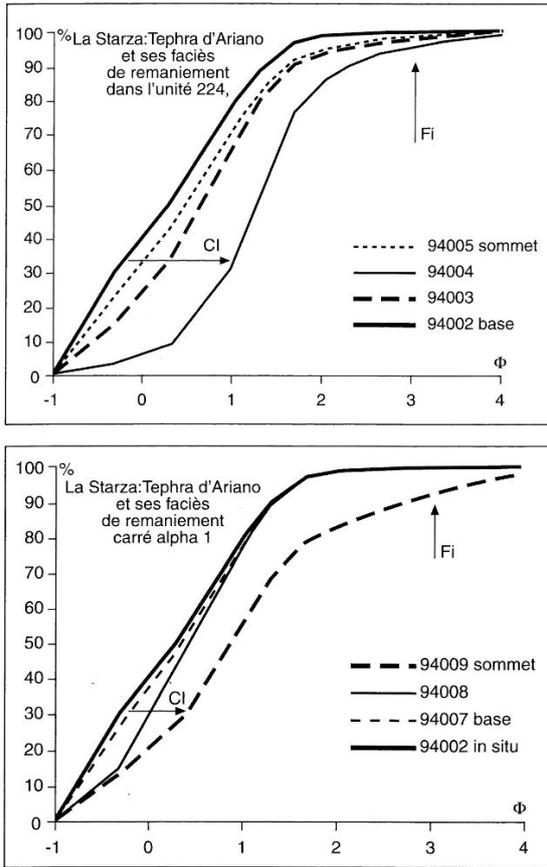


Figure 3. Téphra d'Ariano et ses faciès de remaniement. Granulométrie de la fraction <math>\phi < 2\text{m}</math>: courbes cumulatives des fréquences.

La relation liant les valeurs de la médiane et du classement est:  $Md_{\phi} = 1,13 (Md_{\phi+s_{\phi}}) / F_{\phi} - 1,23$ . Ces modifications de la distribution des parti-

cules sont imputées au ruissellement. Il en va de même pour l'enrichissement en fines au-delà de  $\phi = 3$  (figure 3, Fi).

Ces processus épicyclastiques sont sans doute intervenus de façon pénécotemporaine ou immédiatement postérieure au dépôt de la téphra d'Ariano, sans exclure pour autant l'existence d'illuviations plus tardives suite à la stabilisation du versant et à l'occupation humaine.

### 3.3 Géochimie

Deux analyses ont été réalisées par fluorescence X au Centre de Recherches Volcanologiques de Clermont-Ferrand sur des scories triées de la base des niveaux ponceux (échantillons 94016 et 94017) (tableau 2, fig. 4). Elles situent toutes deux le magma analysé dans le domaine des téphriphonolites, selon la classification de Le Bas *et al.* (1986).

La comparaison avec les analyses des produits du Monte Somma (*in R. Santacroce Ed., 1987*), rapproche sans ambiguïté la téphra d'Ariano de la partie sommitale des retombées ponceuses grises téphriphonolitiques de l'éruption d'Avellino.

### 4. Conclusions

Une retombée ponceuse directe, dite téphra d'Ariano, est conservée dans le site de la Starza sous des niveaux archéologiques protoa-

FORMATION	ARIANO TEPHRA		AVELLINO PUMICE <i>in R. Santacroce Ed., 1987</i>											
	La Starza		Traianello				Primavera			Palmentiello				
	224 base	cl	White pumice Fall base	WPF top	GPF base	Gray Pumice Fall top	GPF base	GPF middle	GPF top	WPF base	GPF top			
LAYER	224 base	cl	116	116	117B	117	118	118	140	301	141	132	133	
SAMPLE	94016	94017												
COMPOSITION	*	*	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	(G)	
SiO <sub>2</sub>	51,38	51,95	55,39	55,84	54,63	53,29	53,05	52,85	54,37	54,81	52,46	56,17	53,20	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,42	18,66	22,08	21,86	21,45	20,00	19,44	18,91	20,15	20,20	18,63	22,24	19,01	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	4,86	1,06	1,07	1,10	2,46	2,36	2,26	1,79	2,11	2,34	0,25	2,17	
FeO			0,50	0,69	0,86	1,34	1,89	1,97	1,42	1,21	1,87	0,66	1,84	
MgO	2,71	2,71	0,08	0,19	0,39	1,45	2,47	2,55	1,76	1,94	2,96	0,13	2,19	
CaO	7,60	6,85	1,41	1,82	2,82	4,59	5,31	6,44	4,26	4,92	6,67	1,63	6,03	
Na <sub>2</sub> O	5,20	5,06	9,61	8,64	8,46	6,71	5,85	5,22	6,64	5,72	5,34	9,13	5,47	
K <sub>2</sub> O	6,42	6,28	6,37	7,00	6,80	6,73	6,38	6,56	6,80	7,58	6,40	7,05	6,62	
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,50	0,10	0,12	0,15	0,31	0,49	0,49	0,33	0,35	0,47	0,11	0,44	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,12	0,23	0,23	0,15	0,16	0,24	0,02	0,22	
MnO	0,14	0,14	0,11	0,10	0,10	0,11	0,12	0,11	0,10	0,13	0,11	0,10	0,11	
H <sub>2</sub> O+	2,89	2,73												
H <sub>2</sub> O-	0,18	0,44												
Total :	99,97	100,18	96,72	97,35	96,80	97,11	97,59	97,59	97,77	99,13	97,49	97,49	97,30	
ROCK TYPE	Tephriphonolite		Phonolite				Tephriphonolite		Phonolite		Tephriph.		Phonolite Tephriph.	

\*On selected scorias

(G) On mechanically separated glass

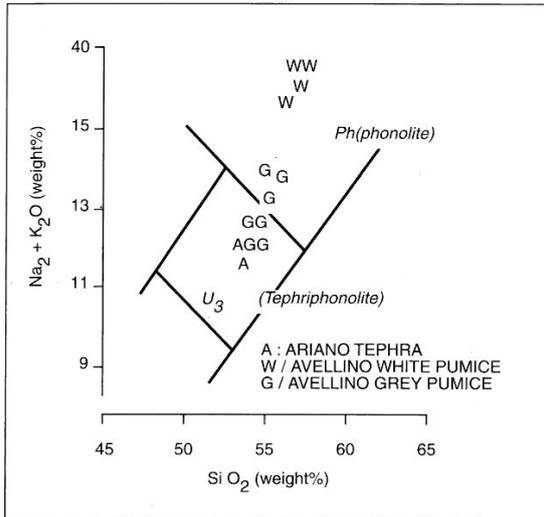


Figure 4. Composition chimique de la téphra d'Ariano dans le diagramme  $SiO_2/Na_2O+K_2O$  (LE BAS *et al.* 1985), comparée à celles des produits de l'éruption d'Avellino.

penniniques du Bronze moyen initial. Sa composition de tephriphonolite désigne clairement le Monte Somma comme volcan émetteur et plus particulièrement l'éruption dite des "Ponces d'Avellino", située par le radiocarbone vers 3600/3500 BP (Terrasi *et al.* dans ce volume). La téphra d'Ariano appartient aux retombés ponceux gris les plus dispersés de l'éruption d'Avellino, attestant d'une *activité paroxysmale terminale*.

Les critères granulométriques confirment le caractère plinien de l'éruption. A 70 km au Nord-Est du point éruptif, l'épaisseur *minimum* de la retombée ponceuse non remaniée est de 0,12 m et la taille des trois plus gros fragments ponceux est comprise entre 0,5 et 1 cm: ceci permet d'*étendre sensiblement et avec certitude* la zone de dispersion des produits de cette éruption proposée récemment par Rolandi *et al.* (1993) (fig. 5).

Les versants ont donc été recouverts par une épaisseur appréciable de téphra, nuisance temporaire dont l'impact est difficile à évaluer: l'absence de bois carbonisé témoignerait de la quasi-innocuité de ce recouvrement.

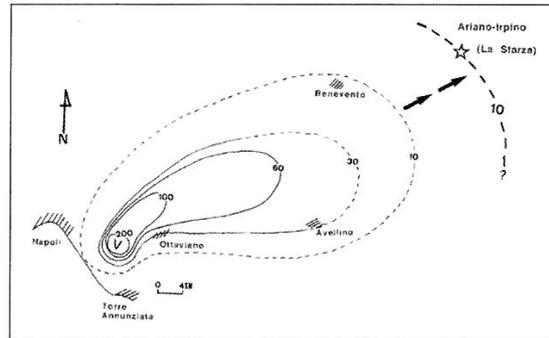


Figure 5a. Extension de l'isopaque 0,10 m des ponces d'Avellino vers le Nord-Est par rapport à la proposition de Rolandi *et al.* (1993).

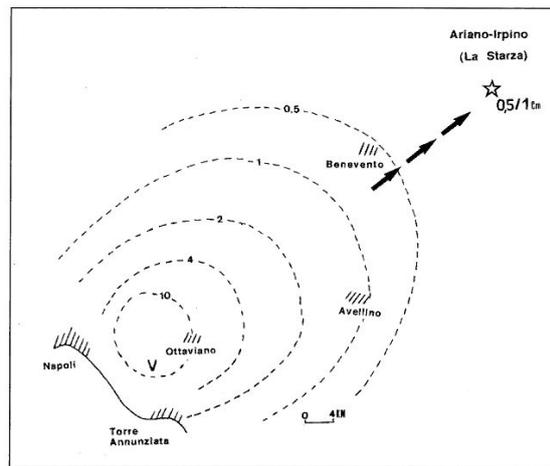


Figure 5b. Extension de l'aire de distribution des plus gros fragments ponceux de l'éruption d'Avellino vers le Nord-Est par rapport à la proposition de Rolandi *et al.* (1993).

Vers l'aval du paléo-versant, la retombée directe cède la place aux seuls faciès remaniés, puis anthropisés. Un remaniement plus ou moins intense de la retombée est pénécotemporain de son dépôt; puis, une fixation des dépôts sans doute liée à une reconquête végétale est perceptible; les premières installations du Bronze moyen initial se font sur ces ponces remaniées qu'elles perturbent localement entièrement.

## Bibliographie

**Albore Livadie 1992:** ALBORE LIVADIE (C.) - Nuovi scavi alla Starza di Ariano Irpino. *Rassegna di Archeologia*, 10, 1991-92, 1992, pp. 481-491.

**Fisher 1963:** FISHER (R.V.) - Bubbles-wall texture and its significance. *J. Sed. Petrol.*, 33, 1963, pp. 224-235.

**Inman 1952:** INMAN (D.L.) - Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.*, 22, 1952, pp. 125-145.

**Le Bas 1986:** LE BAS (M.J.), LE MAITRE (R.W.), STRECKEISEN (A.), ZANETTIN (B.) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, 1986, pp. 745-750.

**Rolandi 1993:** ROLANDI (G.), MASTROLORENZO (G.), BARELLA (A.M.), BORELLI (A.) - The

Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 y. BP): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 1993, pp. 1-22.

**Santacroce 1987:** Somma-Vesuvius. SANTACROCE (R.) (Ed.) Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 114, Progetto finalizzato "Geodinamica", Monografie finali, Vol. 8, 1987, 251 p.

**Terrasi et al. 1994:** TERRASI (F.), CAMPAJOLA (L.), PETRAZZUOLO (F.), ROCA (V.), BRONDI (A.), ROMANO (M.), ROMOLI (M.), MONIOT (R.K.), D'ONOFRIO (A.) - Datazione con la spettrometria di massa ultrasensibile di campioni provenienti dall'area interessata dell'eruzione delle "Pomici di Avellino". *In: ce volume.*

**Walker 1971:** WALKER (G.P.L.) - Grainsize characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, 1971, pp. 696-714.

## Reconnaissance de l'ignimbrite campanienne près du golfe de Policastro (Italie), jusqu'à 150 km de sa zone d'émission. Implications volcanologiques et paléoenvironnementales

Guy Kieffer<sup>a</sup>, Gérard Vernet<sup>b</sup>, Jean-Paul Raynal<sup>c\*</sup>

<sup>a</sup>Centre de recherches volcanologiques et GDR 1122 CNRS, UPRES-A 6042 CNRS, université Blaise-Pascal  
Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France

<sup>b</sup>7, rue du Mont-Mouchet, 63320 Chadeleuf, Afan, UPRES-A 6042 et GDR 1122 CNRS, université Blaise-Pascal  
Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France

<sup>c</sup>Institut de préhistoire et de géologie du Quaternaire, UMR 5808 CNRS et GDR 1122 CNRS, université de Bordeaux-I, av. des Facultés,  
33405 Talence, France

Reçu le 14 juin 1999 ; accepté le 15 novembre 1999

Présenté par Jean Dercourt

**Abstract — Recognition of the Campanian Ignimbrite near the Gulf of Policastro (Basilicata, Italy), 150 km from the eruptive event. Volcanological and palaeoenvironmental implications.** Pyroclastites, whose facies and chemical composition are congruent with those described for the Campanian Ignimbrite, have been located close to the Gulf of Policastro, 150 km southeast of Naples. This doubles the extent of the direction formerly known for this igneous event, which appears in a much greater magnitude than previously hypothesised. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Italy / Campania / ignimbrite / Upper Pleistocene / prehistoric sites / distal impacts

**Résumé —** La reconnaissance de pyroclastites de faciès et de composition chimique caractéristiques de l'ignimbrite campanienne à 150 km de Naples, près du golfe de Policastro, double l'extension jusqu'alors établie vers le sud-est sur le continent pour cette éruption préhistorique majeure, dont la magnitude est sans doute plus importante qu'on ne le supposait. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Italie / Campanie / ignimbrite / Pléistocène supérieur / sites préhistoriques / impacts distaux

### Abridged version

The Campanian Ignimbrite covers a vast area of the Mediterranean (30 000 km<sup>2</sup>, 80 to 500 km<sup>3</sup>) [6, 23]. It results from a major igneous phase [4], located in the Phlegrean volcanic field [6, 16] or to the north of Naples [18, 20] (*figure 1*).

A series of dates, obtained by different methods for this formation, places it at approximately 35 ka BP [1, 2, 7], perhaps resulting from several events [6, 13].

The previously recognised extent of this material is considerable, from about Roccamonfina to the north-

west (40 km), from Benevento to the northeast (45 km) and from Salerno (56 km) eastward.

Interstratified tephra layers were surveyed in archaeological deposits in underground caves on the Cilento coastline near Marina di Camerota and Scario, where several tephric levels were counted and an outcrop of ignimbrite was recognised out of the karst cavities. Its characteristics permit one to suppose that it belongs to this major eruption and stands witness to its extreme extension toward the southeast being, 148 km from the centre of the supposed broadcast zone (*figure 1*).

\* Correspondance et tirés à part : jpraynal@wanadoo.fr

## 1. Location and description of the main outcrop

The main outcrop is manifested as a bank about 0.80 m thick, extending several decametres and emerging at Cala Bianca, close to the Gulf of Policastro [9], about 300 m from the coastline, at 50 m NGM of altitude with a dip of 16° N 160.

## 2. Faciology

### 2.1. Macrofacies

The yellow-orange material has been hardened by welding and its fluidity is expressed by elongate black vesicular scoria (flamme), a few centimetres in length, with phenocrystals of potassic feldspars. This facies is identical to the series of the Naples region. However, this differs from the distal gray facies encountered from Sorrento, Tocco Caudio, Maiori and Salerno in which the occurrence of pumice and stretched dark scorias is still noted.

### 2.2. Microfacies

In thin section, oriented vitroclastic welded structures and splinters of glass that present a fluidal texture are observed. Some coarser pumice has a less distinctly oriented texture. Also evident are some fragments of very feldspathic lava and the presence of many phenocrystals of potassic feldspars, plagioclase, an automorphic clinopyroxene, biotite mica and a small proportion of opaque minerals. These characteristics are congruent with those described for the Campanian Ignimbrite [4].

### 2.3. Chemical composition

Chemical analyses have been undertaken on glass using an electron microprobe. This indicates a trachytic magma, comparable with proximal outcrops [4]. Another outcrop, in an archaeological context in the Grotta Grande di Scario, has an identical chemical composition, but the facies lacks some characteristics (*table, figure 2*).

## 3. Discussion

The outcrop of Cala Bianca indicates the extremity of the Campanian Ignimbrite towards the southeast. There is no other possible source in Italian volcanics. Elements of local chronology are in agreement with this hypothesis.

The extension proposed here based on this new outcrop supposes the existence of a cloud, very well developed in height. The progression of this and the resultant deposit were extensively controlled by the topography, so that it was capable of clearing the relief and reaching the Cilento coastline. Here, it abandoned fine material sufficiently hot to stretch and to weld itself.

The dimension of the event is considerable, and compares favourably with those already known to have generated ignimbrites that cleared some important topographic barriers, e.g., 70 km and heights of 600 m for the pyroclastic stream of Ito in Japan [3, 26], 45 km and a height of 1 500 m for the ignimbrite of Taupo in New Zealand [24, 25].

## 4. Conclusion

Widespread Campanian ignimbrite distal outcrops known on the continent until now have depths of several meters. There is no doubt that other thinner occurrences have either been destroyed or escaped investigation.

The outcrop of Cala Bianca probably belongs to the main body of pyroclastic emission, and tephra at Grotta Grande di Scario and Porto Infreschi to the co-ignimbritic cloud. They are probably not isolated, but present the first evidence of this major prehistoric eruption, which can be observed a distance of 150 km from the supposed point of eruption. Our observations double the extension previously known towards the southeast for Campanian Ignimbrite.

This igneous phase appears of a greater magnitude to those previously hypothesised and its environmental aftermath was considerable at a time which is critical for the evolution of prehistoric human groups, i.e., the transition between Mousterian and Upper Paleolithic cultures.

## 1. Introduction

L'ignimbrite campanienne est le plus vaste recouvrement pyroclastique de l'aire méditerranéenne avec 30 000 km<sup>2</sup> de superficie supposée et un volume de matériaux émis estimé de 80 km<sup>3</sup> [23] à 500 km<sup>3</sup> [6]. Elle résulte d'une phase éruptive majeure [4], initialement supposée dans les champs Phlégréens [6, 17], mais également localisée au nord de Naples [18, 20], hypothèse retenue ici (*figure 1*).

L'extension jusqu'alors reconnue est déjà considérable. Cet écoulement pyroclastique a franchi des reliefs de mille mètres d'altitude vers le nord-est, traversé sur 25 km l'emplacement actuel du golfe de Naples jusqu'à Sorrento, avant de franchir les crêtes de la péninsule sorrentine et de napper les dépressions du littoral amalfitain au sud-est. Dans l'hypothèse d'un point éruptif localisé au nord de Naples [20], l'ignimbrite aurait parcouru radialement au moins 80 km [18]: des témoins existent à Roccamonfina, au nord-ouest (40 km), dans les environs de Benevento au nord-est (Cusano, 45 km)



**Figure 1.** Les témoins de l'ignimbrite campanienne sur le littoral du Cilento dans le cadre général du volcanisme italien.

**Figure 1.** General setting of Italian volcanism and location of outcrops of the Campanian Tuff along the Cilento coastline.

et autour de Salerno à l'est (56 km). Sa vitesse minimum, à 50 km du point éruptif, a été estimée à  $100 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  [21] et sa vitesse initiale à  $160 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  [18].

Plusieurs datations obtenues par différentes méthodes sur cette formation la situent aux environs de 35 ka BP [1, 2, 7], mais la dispersion des âges suggère qu'elle se place dans une période éruptive marquée par plusieurs événements *Campanian Ignimbrite Series* [12] ou *Campanian eruptive events* [6].

Dans le cadre de l'étude des téphras interstratifiées dans les dépôts archéologiques des grottes du littoral du Cilento, entre Marina di Camerota et Scario, plusieurs niveaux téphriques ont été recensés et un affleurement d'ignimbrite a également été reconnu hors des cavités karstiques : ses caractères permettent de supposer qu'il se rattache à cette éruption majeure et d'en faire un lambeau témoin de son extrême extension vers le sud-est, à 148 km du centre de la zone d'émission supposée (figure 1).

## 2. Localisation et description des affleurements

### 2.1. Cala Bianca

Cet affleurement est situé à proximité de Camerota, au nord-est du golfe de Policastro [9]. Il s'agit d'un banc

d'environ 0,80 m de puissance, d'extension pluridécamétrique, qui nappe un versant, à 300 m environ du littoral vers 50 m NGM d'altitude, avec un pendage de  $16^\circ \text{ N } 160$ .

### 2.2. Grotta Grande di Scario

Un niveau téphrique de 0,10 m d'épaisseur moyenne, identifié au sommet de la séquence d'un sondage près de l'entrée de la grotte, scelle des dépôts archéologiques contenant des outillages du Paléolithique moyen (Moustérien de technique Levallois) et reposant sur une plage à strombes du dernier interglaciaire (stade isotopique 5) [16].

### 2.3. Porto Infreschi

Dans cette cavité, un niveau téphrique de 0,20 m d'épaisseur moyenne, avec une pente de  $15^\circ$  vers la mer, est intercalé dans des dépôts archéologiques contenant des outillages du Paléolithique moyen (Moustérien de technique Levallois), qui repose sur un conglomérat marin [19].

## 3. Faciologie

### 3.1. Macrofaciès

À Cala Bianca, le matériel, de couleur jaune orangé, est induré par soudure ; sa fluidalité est exprimée par

**Tableau.** Composition chimique des affleurements de Cala Bianca et Grotta Grande di Scario et d'un affleurement plus proximal [4].**Table.** Chemical composition of the outcrops of Cala Bianca and Grotta Grande di Scario, compared to that of a more proximal outcrop [4].

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>1</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
Cala Bianca	61,93	0,44	18,7	0,00	2,59	0,45	0,38	0,38	1,68	6,37	7,05	99,96
Gr. Grande di Scario	61,56	0,49	18,49	0,03	2,79	0,48	0,29	0,46	1,94	5,74	7,62	99,99
Barberi et al., 1978	62,30	0,46	18,98		3,42			0,35	1,62	5,51	7,03	99,67

des fiammes de scories noires vésiculées, centimétriques en longueur et millimétriques en épaisseur. Des phénocristaux de feldspaths potassiques sont visibles à l'œil nu. Par sa couleur et sa structure, ce faciès est identique, à l'échelle près, à ceux d'affleurements de même nature de la région napolitaine (bien visible dans les constructions de Pompéi par exemple), mais diffère du faciès gris rencontré en position distale à Sorrento, Tocco Caudio, Maiori et Salerno, dans lequel on note cependant toujours la présence de ponces et scories noires étirées.

Dans les cavités de Grotta Grande di Scario et de Porto Infreschi, le macrofaciès est massif et moins caractéristique.

### 3.2. Microfaciès

À Cala Bianca, on observe en lame mince l'association suivante: une structure vitroclastique soudée, avec orientation assez nette des éléments, le matériel étant relativement altéré (produits de couleur rouille à opaques, en imprégnation principalement sur des minéraux plus ou moins diffus) et des écharde de verre très fines, qui donnent un feutrage avec une orientation fruste, mais suffisante pour donner une texture fluidale. On observe des lamelles ou des esquilles de verre très fibreuses, plus grossières, étirées, avec quelques vacuoles généralement allongées dans le sens de l'étirement et disposées dans le plan de fluidalité. Les fibres sont souvent imprégnées d'oxydes de couleur rouille. On note de plus quelques ponces, plus grossières, de forme plus trapue, moins fibreuses et vacuolaires, à texture moins nettement orientée, çà et là imprégnées de traces d'oxydation, qui englobent parfois des feldspaths potassiques. On note aussi quelques fragments de laves très feldspathiques, certains très altérés avec des oxydations rouille et des éléments opaques, la présence de nombreux phénocristaux de feldspath potassique, des plagioclases moins nombreux, un clinopyroxène vert en cristaux automorphes, des lamelles de biotite et une petite proportion d'éléments opaques, qui, pour une part, peuvent résulter de l'altération. Enfin, certaines plages à faible polarisation pourraient résulter de phénomènes de dévitrification... Ces caractères sont en accord avec ceux déjà décrits pour l'ignimbrite campanienne [4]. En particulier, à l'échelle près de la taille des éléments, on retrouve dans les autres affleurements cités ci-dessus le même feutrage d'écharde de verre, en particulier à Salerno.

À Grotta Grande di Scario, on observe, en lame mince, une structure vitroclastique grossière, plus ou moins soudée et orientée. Le dépôt est constitué de ponces millimétriques et de minéraux libres, dans une matrice d'écharde de verre. L'orientation est marquée par des ponces allongées et des minéraux; une fissuration horizontale la souligne dans la partie sommitale du dépôt. Les ponces fibreuses sont soit étirées, soit globuleuses et très vésiculées. Les minéraux présents sont des feldspaths potassiques automorphes ou en éclats, des clinopyroxènes verts ou de la biotite; ils sont associés à des éléments opaques. Les ponces les plus grossières sont concentrées à la base du dépôt; la matrice d'écharde vitreuse est plus abondante dans sa partie supérieure: cette différenciation granulométrique peut résulter d'une retombée de panache co-ignimbrique.

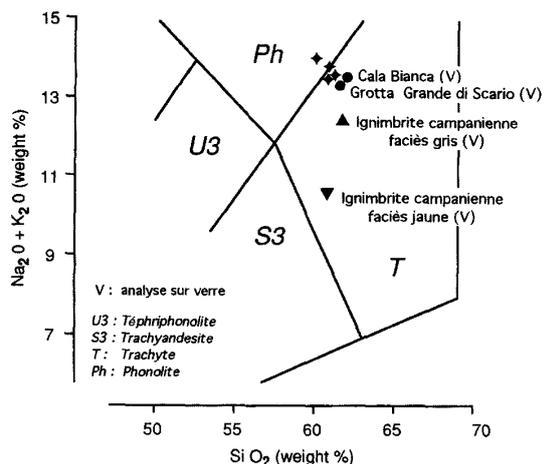
À Porto Infreschi, on observe en lame mince une structure vitroclastique, plus ou moins soudée, sans orientation. L'altération du matériel se marque par des taches rouille millimétriques. Les écharde de verre sont très fines. Les ponces fibreuses les plus grosses sont parfois étirées et on note quelques ponces vacuolaires. Les minéraux présents sont des feldspaths potassiques en éclats, de rares clinopyroxènes verts, de rares biotites et sont associés à des éléments opaques. La granulométrie du dépôt est fine ( $Md_{\Phi} = 5,05$ ) et le matériel est bien classé ( $\sigma_{\Phi} = 1,80$ ), bien que présentant une distribution bimodale. Il pourrait s'agir d'une retombée de panache co-ignimbrique.

### 3.3. Composition chimique

Les analyses chimiques ont été réalisées sur verre à la microsonde. Elle indiquent un magma de nature trachytique, comparable à celui des affleurements plus proximaux [4, 5]. Un autre affleurement, en contexte archéologique dans la Grotta Grande di Scario, présente une composition chimique identique, mais le faciès est moins caractéristique (tableau, figure 2).

## 4. Discussion

Il est fort probable que les affleurements de Cala Bianca, Porto Infreschi et Grotta Grande di Scario soient des témoins de l'extension extrême de l'ignimbrite campanienne. Il n'existe d'ailleurs pas d'autre source possible dans le contexte du volcanisme italien. Les éléments de chronologie relative suggérés par les affleurements de



**Figure 2.** Téphras identifiées entre Camerota et Scario et analyses de référence pour l'ignimbrite campanienne [4] dans le diagramme  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  de Le Bas et al. [10].

**Figure 2.** Chemical composition of tephra identified between Camerota and Scario and reference analysis for the Campanian Tuff [4] in  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  diagram [10].

la Grotta Grande di Scario et de Porto Infreschi [16, 19] sont en accord avec cette hypothèse.

Sur le plan dynamique, l'ignimbrite campanienne a déjà été interprétée comme résultant de l'écroulement d'une colonne éruptive [21], ou par le développement d'une nuée turbulente à forte détente gazeuse [6]. L'hypothèse d'une nuée dense à expansion rapide et radiale a également été émise [11, 18].

L'extension proposée ici sur la base des nouveaux affleurements suppose l'existence d'une nuée très développée en hauteur, dont la progression et le dépôt ont été très largement contrôlés par la topographie et qui fut capable, en un temps très bref, d'atteindre le littoral nord-occidental du golfe de Policastro et d'y abandonner un matériel fin, mais encore assez chaud pour s'éti-ner et se souder... La chenalisation d'un tel écoulement

pyroclastique a dû jouer un rôle important dans sa progression. Dans l'hypothèse d'un point d'émission supposé au nord de Naples, un couloir naturel existe vers le sud-est entre des reliefs dépassant 1 100 m avant Salerno et atteignant plus de 1 700 m au nord du littoral du Cilento.

La dimension de l'événement est considérable et se compare aisément à ceux déjà connus pour avoir généré des ignimbrites ayant franchi des barrières topographiques importantes: 70 km par-delà des reliefs de 600 m pour la coulée pyroclastique d'Ito au Japon [3, 26], 45 km avec des reliefs à 1 500 m pour l'ignimbrite de Taupo en Nouvelle-Zélande [24, 25].

Ses retombées co-ignimbritiques sont en tous cas connues à très longue distance en Méditerranée [12, 13, 22]. Des téphras de chimisme et de position chronologique comparables ont également été signalées dans l'Adriatique [14] et en contexte archéologique en Bulgarie [15] et dans les loess de Hongrie [8].

## 5. Conclusion

Les affleurements de l'ignimbrite campanienne, jusqu'alors connus sur le continent et interprétés comme distaux, présentent tous une puissance de plusieurs mètres: il ne fait pas de doute que d'autres témoins distaux et peu épais aient été détruits ou aient encore échappé aux investigations. L'affleurement de Cala Bianca, qui appartient sans doute au corps principal de l'écoulement pyroclastique, et les téphras de Grotta Grande di Scario et de Porto Infreschi, témoins du nuage co-ignimbritique, ne sont sans doute pas isolés et sont les premiers signalés à 150 km du point éruptif supposé. Nos observations permettent de doubler l'extension jusqu'ici connue pour cette formation.

Cette phase éruptive apparaît donc d'une magnitude supérieure à celles supposées par les hypothèses jusqu'ici admises. Ses conséquences environnementales ont nécessairement été considérables et affectèrent sans doute durablement les écosystèmes et les populations préhistoriques. L'évaluation précise et quantifiée de ces impacts reste à établir.

**Remerciements.** Travail réalisé dans le cadre du projet *Espaces volcaniques préhistoriques* du GDR 1122 CNRS, co-financé par la région Aquitaine et la région Auvergne. Remerciements à E. Juvigné pour les analyses géochimiques effectuées à l'université de Liège, P. Gambassini et A.M. Ronchitelli, de l'université de Sienne, pour leur accueil et leur aide sur le terrain, G. Mastrolorenzo de l'Osservatorio Vesuviano, C. Albore-Livadie du centre Jean-Bérard, le CUEBC de Ravello et P. Bindon.

## Références

- [1] Alessio M., Bella F., Importa S., Belluomini G., Cortesi C., University of Roma carbon-14 dates IX, *Radiocarbon* 13 (1971) 395–411.
- [2] Alessio M., Bella F., Cortesi C., Turi B., University of Roma carbon-14 dates XII, *Radiocarbon* 15 (1973) 165–178.
- [3] Aramaki S., Ui T., The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera depressions in southern Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol.* 29 (1966) 29–47.
- [4] Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., San-

tacroce R., The Campanian ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy), *Bull. Volcanol.* 41 (1) (1978) 10–31.

- [5] Di Girolamo P., Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella ignimbrite campana, *Rend. Soc. It. Min. e Petr.* 26 (2) (1970) 547–588.
- [6] Fisher R.V., Orsi G., Ort M., Heiken G., Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the Campanian Ignimbrite, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56 (1993) 205–220.
- [7] Gillot P.Y., Chiesa S., Pasquore G., Vezzoli L., < 30 000 Yr K/A dating of the volcano-tectonic horst of the Isle of Ischia, Gulf of Naples, *Nature* 299 (1982) 242–244.

- [8] Horwath E., The importance of tephrostratigraphy in the Hungarian loess research, in: Colloque INQUA/UISPP « Téphrochronologie et co-existence hommes-volcans », Brives-Charensac, 24–29 août 1998, résumés, 1998, 33 p.
- [9] Kieffer G., Vernet G., Raynal J.-P., Juvigné E., Gambassini P., Ronchitelli A.M., Données nouvelles sur l'extension de l'ignimbrite campanienne, Italie, in : Colloque INQUA/UISPP « Téphrochronologie et co-existence hommes-volcans », Brives-Charensac, 24–29 août 1998, 1998, résumés, pp. 102–104.
- [10] Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A., Zanettin B., A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *J. Petrol.* 27 (1986) 745–750.
- [11] Mastrolorenzo G., Meccanismi eruttivi e deposizionali. Applicazioni ai Campi Flegrei, PhD Thesis, Università degli Studi di Napoli Federico-II, 1987.
- [12] Paterne M., Guichard F., Labeyrie I., Gillot P.-Y., Duplessy J.-C., Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen isotope recorded for the past 60 000 years, *Marine Geol.* 72 (1986) 259–285.
- [13] Paterne M., Guichard F., Labeyrie I., Explosive activity of the south Italian volcanoes during the past 80 000 years as determined by marine tephrochronology, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 34 (1988) 153–172.
- [14] Paterne M., Additional remarks on tephra layers from Temnata Cave, in : Temnata Cave, Excavations in Karlukovo karst area, Bulgaria, Cracow, Jagellonian University Press, 1992, pp. 99–100.
- [15] Pawlikowski M., Analysis of tephra layers from TD-II and TD-V excavations, in : Temnata Cave, Excavations in Karlukovo karst area, Bulgaria, Jagellonian University Press, Cracow, 1992, pp. 89–98.
- [16] Ronchitelli A.M., Grotta grande di scario, in : Gambassini P. et al. (éds), Collana Guide Archeologiche Preistoria e Protostoria in Italia, Vol. 1. Il Paleolitico dell'Italia centro-meridionale, Abaco Ed., Forli, 1995, pp. 38–41.
- [17] Rosi M., Sbrana A., Principe C., The Flegrean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17 (1987) 273.
- [18] Rossano S., Mastrolorenzo G., de Natale G., Pingue F., Computer simulation of pyroclastic movement: an inverse approach, *Geophys. Res. Lett.* 233 (1996) 3779–3782.
- [19] Sarti L., Grotta di Porto Infreschi, in : Gambassini P. et al. (éds), Collana Guide Archeologiche Preistoria e Protostoria in Italia, Volume 1. Il Paleolitico dell'Italia centro-meridionale, Abaco Ed., Forli, 1995, pp. 38–41.
- [20] Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G., The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan Volcanoes (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48 (1991) 1–3.
- [21] Sparks R.S.J., Wilson L., Hulme G., Theoretical modelling of the generation movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse, *J. Geophys. Res.* 83 (1978) 1727–1739.
- [22] Sparks R.S.J., Huang T.C., The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites, *Geol. Mag.* 117 (1980) 425–436.
- [23] Thunell R., Federman A.N., Sparks R.S.J., Williams D., The age, origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean, *Quater. Res.* 12 (1978) 241–253.
- [24] Wilson C.J.N., The Taupo eruption, New Zealand. II. The Taupo ignimbrite, *Phil. Trans. Roy. Soc London, Series A* 314 (1985) 229–310.
- [25] Wilson C.J.N., Walker G.P.L., The Taupo eruption, New Zealand. I. General aspects, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series A* 314 (1985) 199–228.
- [26] Yokoyama S., Flow and emplacement mechanism of the Ito pyroclastic flow in southern Kyushu, *Jpn. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sect. C* 12 (1974) 17–62.



Contents lists available at ScienceDirect

## Quaternary International

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/quaint](http://www.elsevier.com/locate/quaint)

## Tephro-stratigraphy and the age of ancient Southern Italian Acheulean settlements: The sites of Loreto and Notarchirico (Venosa, Basilicata, Italy)

David Lefèvre<sup>a</sup>, Jean-Paul Raynal<sup>b,c,\*</sup>, Gérard Vernet<sup>d,e</sup>, Guy Kieffer<sup>f</sup>, Marcello Piperno<sup>g</sup>

<sup>a</sup> Université de Montpellier, UMR 5140 Archéologie des sociétés méditerranéennes, route de Mende, 34032 Montpellier Cedex, France

<sup>b</sup> Université Bordeaux 1 Sciences et Technologies, UMR 5199 PACEA, IPGQ, Bâtiment B18, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France

<sup>c</sup> Department of Human Evolution, Max Planck Institute for Evolutionary Anthropology, Deutscher Platz 6, 04103 Leipzig, Germany

<sup>d</sup> INRAP, 7 rue du Mont Mouchet, 63320 Chadeleuf, France

<sup>e</sup> GEOLAB, UMR 6042, Université Clermont 2, 4 rue Ledru 63057 Clermont-Ferrand cedex, France

<sup>f</sup> La tache de soleil, 22 rue Paul Gaubin, 63450 Le Crest, France

<sup>g</sup> Università di Roma "La Sapienza", Dipartimento Scienze Storiche, Archeologiche e Antropologiche dell'Antichità, Sezione di Paleontologia, Piazzale A. Moro, Roma, Italy

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Available online xxx

#### Keywords:

Italy  
Venosa  
Monte Vulture  
Tephro-stratigraphy  
Acheulean  
Early Middle Pleistocene

### ABSTRACT

The stratigraphic and chronological positions of the Palaeolithic sites of Loreto and Notarchirico have been revised by adopting a litho-tephro-stratigraphic approach applied to the deposits of the Venosa basin, relating them to the evolution of volcanic eruptions of Mount Vulture. The Notarchirico tephra, dated to around 640 ka, is a geological marker of paramount importance in the study of ancient Southern Italia settlements and identifies the assemblage from level F at Notarchirico as one of the oldest Acheulean in Europe.

© 2010 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

### 1. Introduction

At mid-route from the eastern gates of Europe, Italy provides a number of Pleistocene sites which contribute to feed the debate about the first settlements of Europe (Arzarello et al., 2007). Some Middle Pleistocene localities which are representative of the core-and-flakes technology or of the Acheulean tradition, such as Isernia (Peretto et al., 2004) and Notarchirico (Piperno, 1999), stand as key-sites for the period.

Since the 19th Century, the Venosa region (Basilicata, Italy) (Fig. 1) has been known for the richness of its prehistoric and Middle Pleistocene paleontological sites. Excavations began at the commencement of the 20th Century, but from 1932 onwards centred on the Loreto site (Blanc, 1953; Chiappella, 1964; Barral and Simone, 1984). Since 1979, the focus has been on the Notarchirico site located less than 1 km away from the former (Piperno and Segre, 1982; Piperno et al., 1998, 1999; Piperno, 1999). Despite their proximity, the respective stratigraphic position of the two sites could not be established with certainty. In the absence of detailed studies supporting stratigraphic correlations, the age of

the Notarchirico site deposits had been determined using comparisons with the data of the neighbouring Loreto site. Based on an association between the lithic assemblages and fauna of the Early Middle Pleistocene level A of Loreto, it had been speculated that this latter was the most ancient one (Barral and Simone, 1984; Segre and Piperno, 1984). This theory was challenged by paleomagnetic results obtained during a detailed sedimentological study (Baïssas, 1980) and the first dates obtained for the Notarchirico site, which fell between 350 and 200 ka (Piperno et al., 1990; Belli et al., 1991). The theory also rested on an interpretation of the basin fill, considered until recently being a simple layering with insertions of volcanic products (De Lorenzo, 1898; Picarreta and Ricchetti, 1970; Segre, 1978; Barral and Simone, 1983; Bonadonna et al., 1998). This question, which remained open, could not be answered satisfactorily without integrating the lithic deposits into a regional stratigraphy, which involved a reassessment of all the deposits of the Venosa Basin. In this locality, regional tectonic activity and volcanism produced an exceptional volcano-sedimentary record and, by filling an ancient valley and thus disorganizing the hydrographic network, contributed to the preservation of the paleontological and prehistoric sites.

The basin fill is composed of three litho-stratigraphic units (Lefèvre et al., 1994, 1999, 2001, 2002) which can be correlated with the sequence of eruptive units produced by Monte Vulture (La Volpe and Principe, 1989, 1994; Giannandrea et al., 2006). The oldest

\* Corresponding author. CNRS, Université Bordeaux 1 Sciences et Technologies, UMR 5199 PACEA, IPGQ, Bâtiment B18, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France.  
E-mail address: [jpraynal@wanadoo.fr](mailto:jpraynal@wanadoo.fr) (J.-P. Raynal).

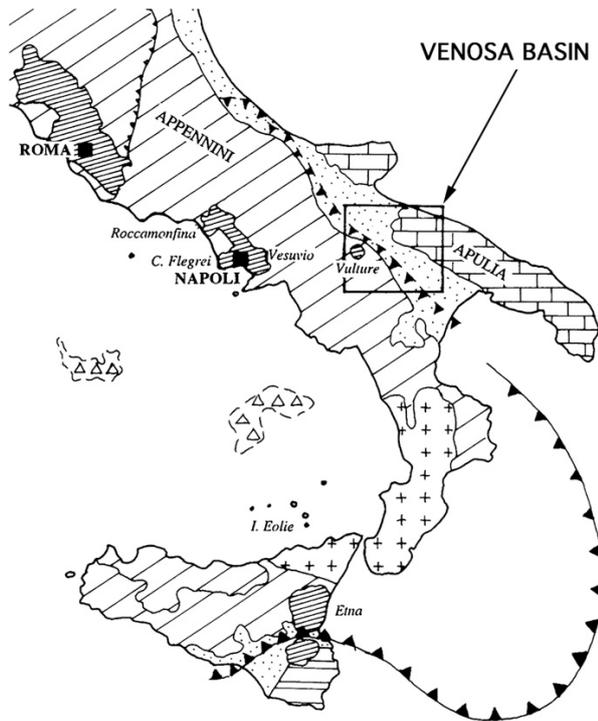


Fig. 1. Location map of Venosa Basin and Monte Vulture area in Southern Italia.

unit, the *Fonte del Comune Formation*, is contemporary with the initial phases of volcanic activity. It is surmounted by two embedded volcano-sedimentary units, the *Piano Regio and Tufarelle Formations*, contemporary with the major Early Middle Pleistocene phases of the volcanic activity of Monte Vulture (Table 1). Beside the repetitive eruptive volcanic emissions, the region was also affected sporadically by small amounts of exotic tephra, the result of more distant, large-scale eruptions.

Table 1

Volcano-stratigraphy of Monte Vulture after Villa, 1985; Laurenzi et al, 1993; Brocchini et al., 1994; La Volpe and Principe, 1994; Giannandrea et al., 2006; Villa and Buettner, 2009).

Volcano-stratigraphic before 1999	Supersynthem	Synthem	Subsynthem	Age (ka)s
VI UVS: Unità dei Laghi di Monticchio	Monticchio	Laghi di Monticchio	Lago Piccolo	141 ± 11
V UVS: Unità di Casa Lopez – Masseria Granata		Valle dei Greggi-Fosso del Corbo	Case Lopes	494 ± 5
IV UVS: Unità di Vulture – San Michele	Monte Vulture	Melfi	Castello di Melfi	573 ± 4
		Barile	Ventaruolo Vulture-San Michele	<610 610 ± 8
III UVS: Unità di Barile-Rionero			Rionero	630 ± 20 to 714 ± 18
II UVS: Unità di masseria Boccaglie			Toppo San Paolo	673 ± 19
I UVS: Unità di Fara d'Olivo			Foggianello	<739 to 739 ± 12
			Spinoritola	687 ± 8

In this context, marked by the prominence of volcanism and the diversity of eruptive facies, the relative stratigraphic position of the two sites of Notarchirico and Loreto have been established (Fig. 2) and their ages are discussed from a litho-tephro-stratigraphic perspective.

## 2. The Notarchirico site

### 2.1. The deposits identified under the Notarchirico site

The deposits containing the fossil levels and the artefacts witnessing human occupation that have been unearthed since 1979 by the Notarchirico excavations represent the top part of a volcano-sedimentary series found by means of core drilling (Vn 80) carried out in 1980 at 364.5 m above sea level (Fig. 2). Briefly, this 26.50 m thick series lies unconformably on Pliocene yellow sand and grey clay (Piperno and Segre, 1982; Segre and Piperno, 1984; Belli et al., 1991).

Core drilling (Vn 88-2) was carried out in 1988 in the deposits underlying the most ancient archaeological level (H) about 50 m away from the main excavation in the north-west part of the site, at 354.5 m above sea level (Fig. 3). Without intersecting the Plio-Pleistocene substrate, this core runs through 20 m of volcano-sedimentary deposits in which the following facies have been identified

- thin, reworked fallout laminae which constitute the basal part of the core (from 17.30 to 20.00 m) but which are equally abundant in its upper part (from 3.40 to 5.35 m),
- grey scoria and light pumiceous fallout (from 17.10 to 17.15 m and from 16.35 to 16.45 m),
- Plinian pumiceous fallout (from 15.60 to 15.75 m),
- several thinly layered cinerites,
- a vesicular tuff (from 55 to 16.65 m),
- pyroclastic pumiceous flows, some having a fluid structure, with their reworked facies. These are identified based on their colour, texture and figurative elements. They constitute the bulk of the deposits (Raynal et al., 1999).

The sequence and repetition of these facies enabled us unambiguously to attribute the deposits found beneath the Notarchirico site to the *Piano Regio Formation*. This, the second stratigraphic unit of the Venosa Basin, has been characterized based on the outcrops of the Vallone del Cerro, the Valle della Spada and the Vallone del Reale, in the Piano Regio area, where formally, it has been defined as the strato-type (Lefèvre et al., 1999). Between the Archidiaconata Valley to the west and Venosa to the east, lying above the conglomerates of the *Fonte del Comune Formation* there is an overlying volcanic facies that includes pumice-rich pyroclastic flows, paleosoils, plinian pumiceous fallouts, phreato-magmatic deposits rich in accretionary lapilli or vesicular tuff (Vernet et al., 1999). Also related to the *Piano Regio Formation* are the massive-structured or planar-layered pumice banks, lenticularly preserved at the top of the *Fonte del Comune Formation* and under the *Tufarelle Formation* in Tufarelle and Martello in a position more distally related to the volcano.

The various macro-facies, their signatures both geochemical and mineralogical, and the geometrical relationships observed to the west of the basin, support the correlation of the *Piano Regio Formation* with the volcano-stratigraphic units (UVS) identified on Monte Vulture

- 1) ignimbrites A and B of *Fara d'Olivo Subsynthem* (Giannandrea et al., 2006), UVS I *Unità di Fara d'Olivo* (La Volpe and Principe, 1994), dated at 730 ± 20 ka (Villa, 1985), 741 ± 39 ka (Brocchini et al., 1994) and 739 ± 12 ka (Ignimbrite A) and <739 ka (Ignimbrite B) (Villa and Buettner, 2009),

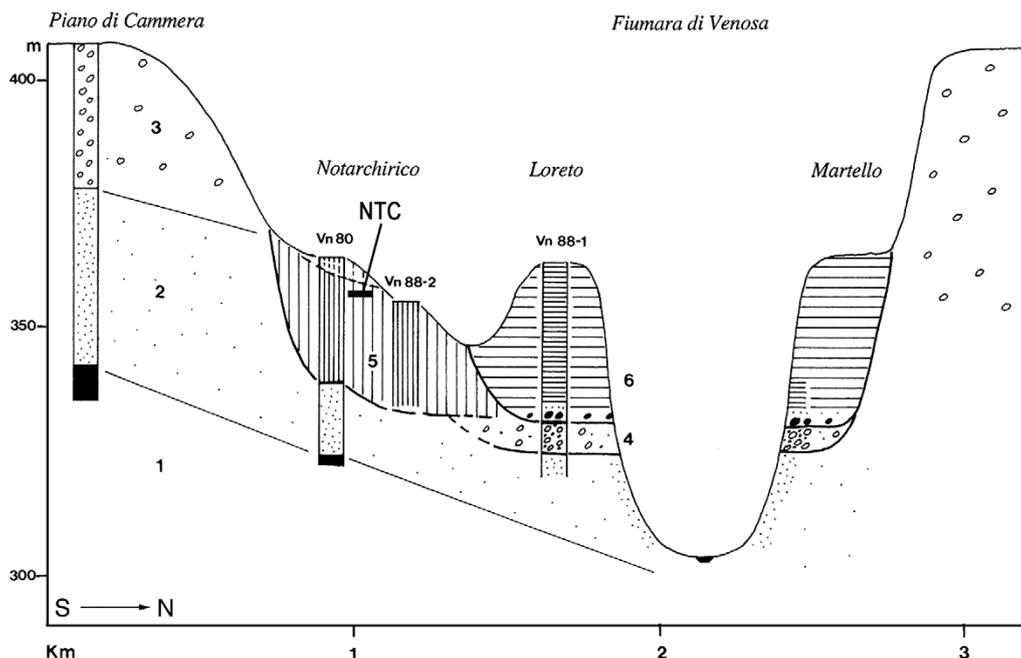


Fig. 2. Lithostratigraphy of the Pleistocene Venosa Basin in Notarchirico-Loreto area and geometric relationships between the archeological sequences. 1-2-3: Plio-Pleistocene deposits, 4: Fonte del Comune Formation, 5: Piano Regio Formation, 6: Tufarelle Formation, NTC: Notarchirico Tephra complex.

-2) UVS II *Unita di Masseria Boccaglie* (La Volpe and Principe, 1994) dated at  $655 \pm 25$  ka (Brocchini et al., 1994) and  $<660 \pm 7$  ka (Laurenzi et al., 1993) and UVS III *Unita di Barile-Rionero* (La Volpe and Principe, 1994) dated at  $612 \pm 12$  ka (Laurenzi et al., 1993); this unit belongs to *Subsynthem di Rionero* (Giannandrea et al., 2006), which latest eruptive phases have been dated at  $630 \pm 20$  ka (Villa and Buettner, 2009) and overlies, at the base of *Synthem di Barile*, the phonolites of the Toppo San Paolo crypto-dome dated at  $646.3 \pm 6.7$  ka (Brocchini et al., 1994) and  $673 \pm 19$  ka (Villa and Buettner, 2009).

Nevertheless, brown soils have developed during non-eruptive periods at the top of every pyroclastic unit of the deposits of the Piano Regio Formation identified between Vallone del Cerro and Notarchirico. An identical situation has been described on Monte Vulture in the volcano-stratigraphic unit of Masseria Boccaglie (La Volpe and Principe, 1989).

The deposits of the Vn 88-2 drill core correspond to the lower part, unfortunately not yet described, of the volcano-sedimentary series found during the 1980 drilling program. Nevertheless, no stratigraphic discontinuity has been identified between the upper part of the deposits (which contain the archaeological levels) and this underlying series. Furthermore, the levels interpreted at the time as lacustrine limestone have a stratigraphic position analogous to the white cinerites of stratigraphic unit 2 of the Notarchirico site. These clear stratigraphic correlations confirm that the deposits of the Notarchirico site or of the *Notarchirico complex* follow in stratigraphic continuity the classical facies of the *Piano Regio Formation* found during drilling programs.

## 2.2. The Notarchirico tephra

In the deposits currently visible at the site of the Museum of Notarchirico, above level F, stratigraphic group 2 commences with

the *Notarchirico Tephra Complex* (NTC), made of several tephra units (2.1–2.5) (Raynal et al., 1999) (Fig. 4). Layers 2.1 to 2.3 form a 0.20 m thick unit affected by substantial deformation from such causes as involutions, injected tyload structures and ball-and-pillow structures (Reineck and Singh, 1980). Layer 2.4 represents the Notarchirico Tephra. It is followed by light grey volcanic pyroxene sand (reworked tephra – unit 2.5) overlain by gravels, and includes animal remains and lithic artefacts, which compose the archaeological levels E and E1.

The Notarchirico tephra averages 0.20 m in thickness and is white, compact and powdery to the touch (Fig. 5). In thin section, one can observe a compact accumulation of unaltered, unstratified volcanic glass shards. These derive from pumiceous material shattered by explosion and from friction between particles. The cracks are filled with micrite. Mineral particles are extremely rare and small-sized (a few microns across) and include biotite, green clino-pyroxene shards and opaque minerals. The MEB analysis reveals an accumulation of glass fragments without interstitial matrix indicating a relatively viscous original magma. The diameter of the vesicles, which ranges between 10 and 200 microns, corresponds to a plinian eruption whose distal ash product is recorded and preserved here (Vernet et al., 1999). The chemical composition was determined using three methods: X-ray total-rock fluorescence, total-rock microprobe analysis and total-rock vitrified by fusion (Juvigne, 1993) (Table 1). The analyses show that before being deposited the tephra underwent alteration that led to aluminium enrichment and sodium and potassium loss. Its composition is that of a basaltic andesite, which appears incompatible with the microscopic criteria previously mentioned, however, the glass analysis reveals the characteristics of a trachyte and is compatible with the appearance of the thin-section samples (Fig. 6) (Vernet et al., 1999).

The origin of this fallout is debatable. Is it a product of the eruptive system of Monte Vulture, or does it come from a more distant source such as Campania or Latium? The composition of

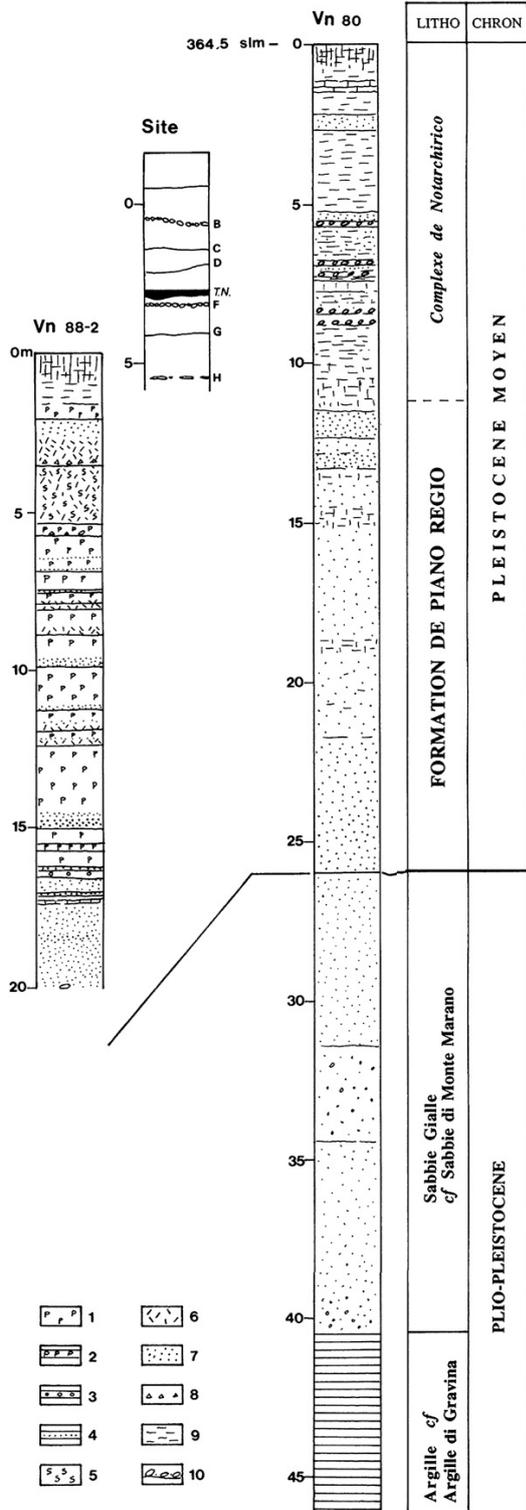


Fig. 3. Lithostratigraphy of the Notarchirico core Vn 88-2.

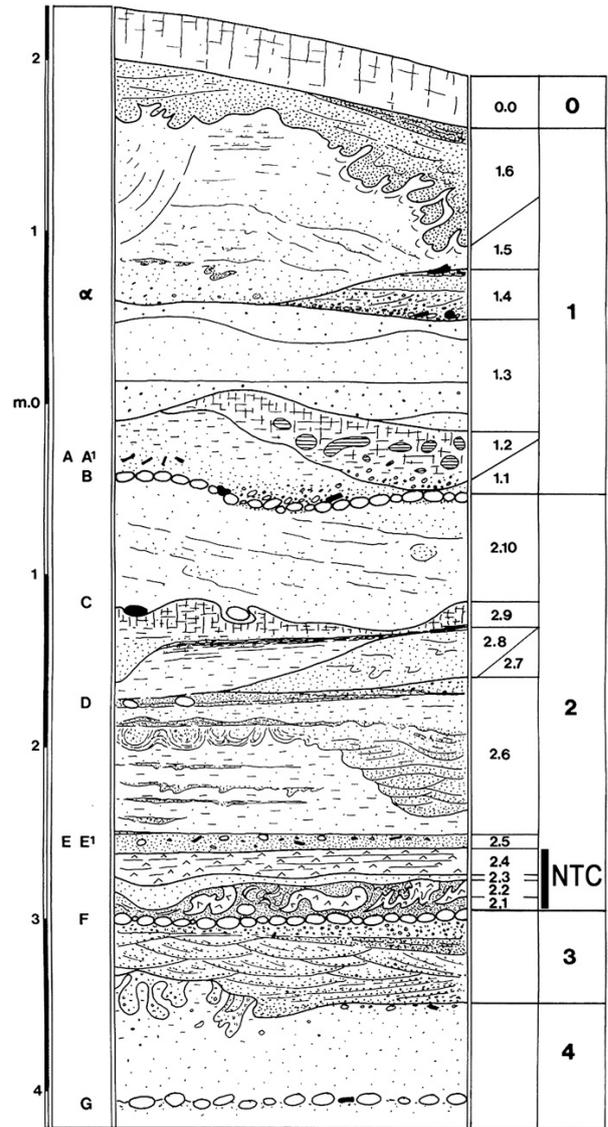
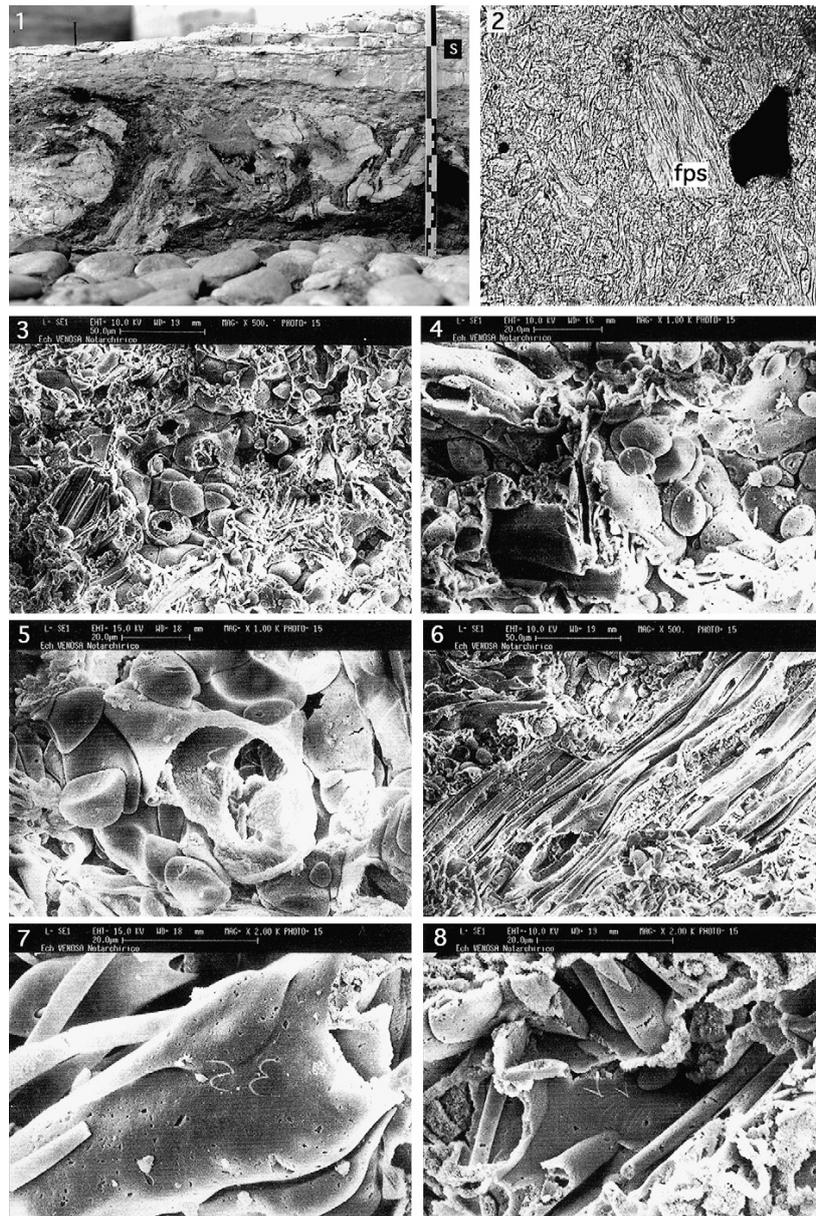


Fig. 4. Lithostratigraphy of Notarchirico prehistoric site. The Notarchirico tephra (2.4) overlies archaeological unit F.

the Notarchirico Tephra (Table 2) is similar to the lavas and pumices emitted during the most ancient phases of Monte Vulture volcanic activity recorded in *Fara d'Olivo* and *Rionero Subsynthems* deposited between 630 and 750 ka (Villa, 1985; Laurenzi et al., 1993; Brocchini et al., 1994; Villa and Buettner, 2009). Its composition is related to that of several cinerites identified in the Piano Regio Formation, which is correlated with *Fara d'Olivo* and *Rionero Subsynthems*. In the Atella basin, situated south of Mount Vulture, some cinerites of analogous composition are present under the Acheulian levels of the Atella cemetery site within a volcano-sedimentary series globally related to the ancient phases of Monte Vulture activity (Borzatti Von Löwenstein et al., 1990, 1996; Borzatti Von Löwenstein and Sozzi, 1994). Their chemical composition, determined on the basis of total-rock analysis, confirms the broad similarities of these formations. The composition of the



**Fig. 5.** The Notarchirico Tephra. 1: View of the section above F archaeological unit. S represents the position of sample studied in thin section. 2: thin section under the microscope, natural light, assemblage of glass shards and fibrous pumice shards (fps). 3: ultramicroscopic view. 4 and 5: vitreous spherules. 6 and 7: agglomerates of vitreous tubules. 8: weathering of glass.

Notarchirico Tephra is also analogous to that of the M8 Marker, a tephra of exotic origin found in the middle part of *Rionero Subsynthem* dated to  $654 \pm 11$  ka (La Volpe and Principe, 1989, 1994; Laurenzi et al., 1993; Brocchini et al., 1994).

Thus, whether its origin is local, that is a distal product of the Masseria Boccaglie unit, or exotic (a lateral equivalent of the M8 Marker), the end result is a correlation between the Notarchirico tephra and the facies of *Rionero Subsynthem* (Giannandrea et al., 2006) which latest eruptive phases are dated at  $630 \pm 20$  ka (Villa and Buettner, 2009). Such a correlation fits with its stratigraphic position at the top of a volcano-sedimentary series related

to the *Piano Regio Formation* and concurrent with the Masseria Boccaglie unit.

### 2.3. The age of the Notarchirico site

The correlation of the Notarchirico Tephra with other cinerites of identical chemical composition dated around 650 ka, agrees with the TL date of  $640 \pm 40$  ka (Pilleyre, 1991; Pilleyre et al., 1999) obtained from quartz from the directly underlying tephra deposit (unit 2.1) in the site. It is also in concurrence with the controversial highest ESR estimated dates obtained from the deposits (Rhodes

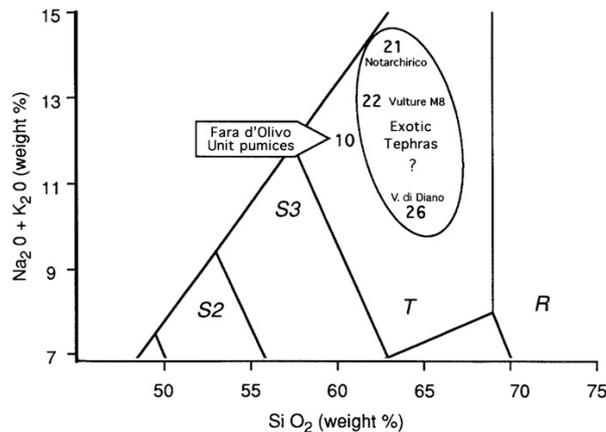


Fig. 6. The different tephra positions on  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  diagram. 21: the Notarchirico Tephra.

and Grün, 1999). There is a significant difference between the highest ESR estimates and the results obtained by most other dating methods applied to different samples from the site, which propose ages ranging between 350 and 200 ka (Piperno et al., 1990; Belli et al., 1991; Lefèvre et al., 1993; Raynal et al., 1998). However, these dates agree with the broader ESR estimates (Rhodes and Grün, 1999). Such differences are not surprising considering the nature of the deposits of the site, the complex history of the drainage of the basin since the Middle Pleistocene and the multiple scenarios that are likely to have caused the departure(s) and/or arrival(s) of the radioactive elements on which the different dating methods are based.

The tephrostratigraphic correlations and dates are corroborated by the conclusions reached during the paleontological studies. The faunal assemblage, in particular in the upper levels of the site, is dominated by *Elephas antiquus*, *Dama clactoniana*, *Sus scrofa* or *Bos primigenius*. Alongside the species whose stratigraphic appearance is wide-ranging, the presence of *Bison schoetensacki* and *Cervus elaphus eostephanoceros* indicates an early Middle Pleistocene phase, namely fauna of the Middle-Upper Galerian (Cassoli et al., 1999). The presence of *Microtus arvalis* and of *Arvicola cantianus* together with *Pliomys episcopalpis*, *Microtus terricola* and *Chionomys nivalis* is also an association of micro-mammals of the early Middle Pleistocene (Sala, 1999). The presence of *M. arvalis* through the entire sedimentary series of the site suggests that the deposits were laid down in a relatively short time span. The interruptions to sedimentation indicated by gravel pavements – the B paleo-surface in particular, which seems to be confirmed by the division of the wide-ranging ESR dates into two groups, is not sufficient evidence for concluding that there are two units in the site's sedimentary filling that are widely separated in time. The age of the Notarchirico Tephra corroborates the highest dating estimates obtained on the Notarchirico deposits and places the lowest archaeological levels of the site in the early Middle Pleistocene, around 650 ka.

Table 2

Composition of the Notarchirico Tephra and other cinerites dated around 650 ka.

	Composition										
	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	MnO	Total
Notarchirico Tephra 2.4	63.49	19.95	0.57	0.01	1.65	2.25	11.94	0.12	0.00	0.02	100.00
Monte Vulture marker M8	62.41	18.14	3.51	0.73	1.54	6.18	6.65	0.53	0.11	0.21	100.00
Cimitero di Atella C	71.47	15.30	5.16	1.52	1.67	0.93	3.09	0.83	0.00	0.02	100.00
V. di Diano TV141,96	64.79	20.95	2.16	0.14	1.07	4.41	5.89	0.25	0.00	0.33	100.00

### 3. The Loreto site

#### 3.1. The Loreto deposits

The fossil levels of the Loreto site belong to a succession of deposits previously described by Baissas (1980), who described them based on various outcrops and the Vn 88-1 drill core of 1988, which commenced at the top of the hill at Loreto (Fig. 7) (Lefèvre et al., 1999). From the foot of the hill to the top we distinguish

- 1) banks of oblique, planar-bedded conglomerates in which limestone and quartzite pebbles dominate in a clay-carbonate matrix; limestone gravels in silt; conglomerate containing soft pebbles and light lava pebbles in a sandy clay matrix rich in volcanic minerals,
- 2) highly heterometric, un-sorted or poorly sorted conglomerates composed of matrix-supported pebbles (Gms facies), coarse sands with planar cross-beds (Sp facies) or horizontal lamination (Sh facies) in which several scattered meter-size boulders of phonolite-trachyte occur. Such deposits are formed by some hyper-concentrated lahar (*sensu lato*) flows,
- 3) a succession of reworked tephra and horizontal limestone banks, indicating sedimentary lacustrine environments; two grey scoria fallouts, R1 and R2, are inserted into this 10 m thick unit,
- 4) ascending further uphill, the series gradually becomes less epiclastic in a *sensu lato* lacustrine environment, exhibiting thick limestone banks, speckled yellow silts, hydromorphous paleosols, and cemented and encrusted emersion surfaces on which the site's level A occurs,
- 5) the upper facies of the basin fill which contains deposits related to the Upper Acheulian are difficult to characterize due to the absence of outcrops. The rare data obtained in the archaeological cores show some thin deposits organized in large bell-shaped channels fitting into one another (Barral and Simone, 1984). In the Vn 88-1 drill cores, this unit is composed of grey clayey carbonate banks (more or less rich in volcanic sands), which are sometimes pinkish (fine ashes). These are punctuated by beds of black, coarse sands rich in clinopyroxene, topped by compacted clayey facies, generally dark green containing carbonate nodules, ferruginous pisolites and beds rich in volcanic minerals (reworked tephra).

#### 3.2. Correlations

The basal conglomeratic deposits of the Loreto series are similar to the conglomerates found at various locations in the basin at the base of the fill and beneath the volcano-sedimentary formations of Piano Regio and Tufarelle. The facies of these deposits, the succession of facies and elements of fluvial architecture are typical of sedimentary river environments with large meanders and coarse bed-loads. They have been assigned to a litho-stratigraphic unit formally called *Fonte del Comune Formation* (Lefèvre et al., 1994, 1999). The presence of volcanic minerals (scoria and pumice) in

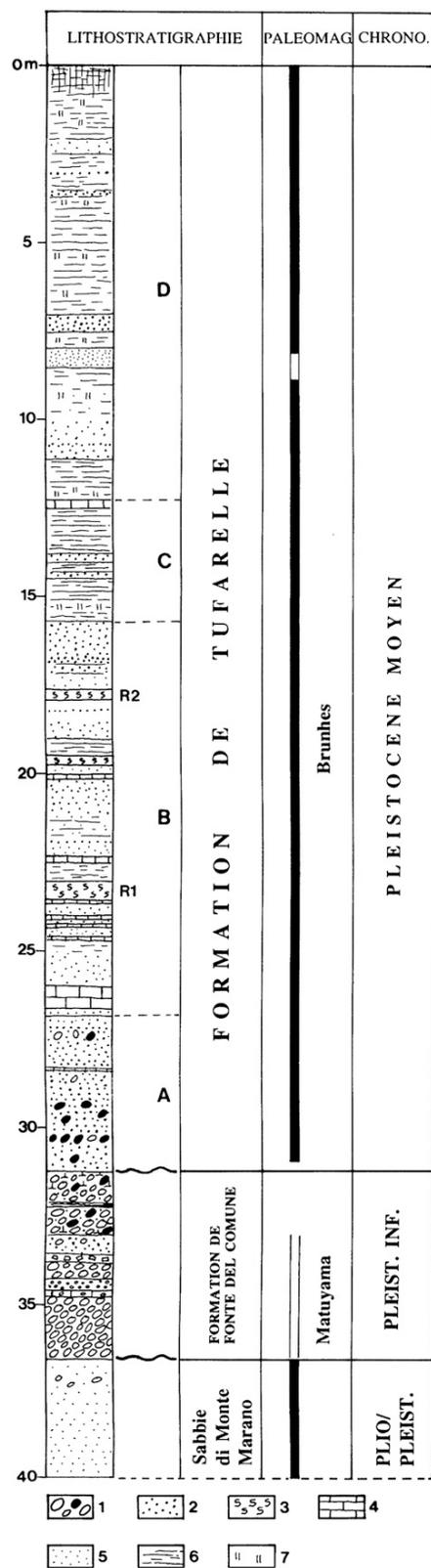


Fig. 7. Lithostratigraphy of the Loreto core Vn 88-1.

the upper part of the deposits and of pebbles or scattered blocks of lava and pumice in the lower units shows that the deposition of the sedimentary bodies of the *Fonte del Comune Formation* is contemporary with the first phases of regional volcanic activity in the *Subsynthem della Spinoritola*, at the base of *Synthem di Foggianello* (La Volpe and Principe, 1989, 1994; Giannandrea et al., 2006). This unit, which is stratigraphically older than *Fara d'Olivo Subsynthem*, is nevertheless dated at  $674 \pm 7$  ka (Bonadonna et al., 1998) et  $687 \pm 8$  ka (Villa and Buettner, 2009). In the Loreto drill cores, this basic conglomerate shows a reverse magnetic polarity (Gagnepain, 1996). These several elements suggest that the *Fonte del Comune Formation* dates circa the Lower/Middle Pleistocene boundary.

Based on the identification of some natural outcrops that form ledges along the sides of the Fiumara di Venosa valley and on quarry sections (Lefèvre et al., 1994, 1999), the deposits that cover this first series probably belong to the *Tufarelle Formation*. This is particularly evident in the Tufarelle area, where a succession of volcanic and sedimentary facies can be seen that were previously presented as representative of the basin fill (Picarreta and Ricchetti, 1970; Neboit, 1975; Segre, 1978). Stratigraphically, the Tufarelle Formation is embedded in the *Piano Regio Formation*. At Albero in Piano, at Toppo del Monaco and at Toppo Daguzzo, the epi-lahars at the base of the *Tufarelle Formation* furrow the *Piano Regio Formation*. A partial covering of the *Piano Regio Formation* by the *Tufarelle Formation* can be seen at several points within the basin (Valle della Spada, Venosa-Fornace, etc).

The deposits formed by hyper-concentrated flows of lahar type (*sensu lato*), constitute the A Member of the *Tufarelle Formation*. The scattered trachy-phonolite boulders they contain have a composition similar to the lavas related to the active phase, which led to the formation of the dome of Toppo San Paolo close to Melfi, dated at  $646.3 \pm 6.7$  ka and  $673 \pm 19$  ka (Brocchini et al., 1994; Villa and Buettner, 2009). The presence of reworked fragments of pyroclastic flows of the *Piano Regio Formation* and of ignimbrites of the *Fara d'Olivo Subsynthem* clearly shows that the *Tufarelle Formation* is more recent than the *Piano Regio Formation*.

The grey scoria fallouts, in particular the Marker fallouts R1 and R2 found under the Loreto archaeological levels and the epiclastites (Vernet et al., 1999) characterize the B Member of the *Tufarelle Formation*. Their tephrological characteristics suggest a correlation with the products of the volcano-stratigraphic units of the upper part of *Synthem di Barile* (La Volpe and Principe, 1989, 1994; Giannandrea et al., 2006): IV UVS di Vulture-San Michele, formed of *Subsynthem di Vulture-San-Michele* dated at  $601 \pm 7$  ka,  $629.6 \pm 4.7$  ka (Brocchini et al., 1994) and  $610 \pm 8$  ka for its latest eruptions (Villa and Buettner, 2009), and of *Subsynthem di Ventaruolo*, dated at  $624 \pm 30$  ka (Brocchini et al., 1994) and  $<610$  ka (Villa and Buettner, 2009).

The sedimentological and dynamic character of the lacustrine deposits of Member C suggest a relationship with the long stasis represented on Monte Vulture by the M18 paleosoil developed at the top of *Synthem di Barile*, after the protrusion of the *Haiynofire di Melfi*, dated at  $557 \pm 7$  ka (Bonadonna et al., 1998),  $573 \pm 4$  ka (Villa and Buettner, 2009) which ends the activity of the *Supersynthem di Monte Vulture*. In the Tufarelle and Toppo Daguzzo areas, the emersion surfaces of the carbonated facies at the base of Member C are in a stratigraphic position analogous to that of Loreto level A, containing animal remains and a lithic industry. The epiclastites of Member C may correlate with those of the *Subsynthem di Casa Lopes*, which forms the lowermost unit of the *Supersynthem di Monticchio*, dated at  $484 \pm 8$  ka (Brocchini et al., 1994),  $494 \pm 5$  ka and  $530 \pm 22$  ka (Villa and Buettner, 2009).

The bio-chronological data, which mainly come from fauna found in level A at Loreto, which is at the base of the *Tufarelle Formation* Member C, suggest an early Middle Pleistocene age.

The fauna consists of a combination of Villafranchian and Pleistocene species, some of which disappeared early on. According to some researchers, this fauna belongs to the Günz-Mindel Age or to the beginning of the Mindel (Bonifay, 1977; Caloi and Palombo, 1979a,b, 1980); other authors have suggested they are of Cromerian age (Angelelli et al., 1978). For Alberdi, based on the study of *equidae* remains, the fauna belongs to the beginning of the Middle Pleistocene (Alberdi et al., 1988).

The paleomagnetic data produced for the Loreto site (Baissas, 1980; Gagnepain, 1996) must be reinterpreted within the framework of the litho-stratigraphic succession identified for the basin (Lefèvre et al., 1999). The Brunhes/Matuyama boundary that had been accepted and used to date the Loreto deposits at the limit of the Lower Pleistocene/Middle Pleistocene, correspond to the sedimentary unconformity found in the Loreto drill cores at 31.20 m between the conglomerates of the *Fonte del Comune Formation* and the deposits at the base of the *Tufarelle Formation*. It is the result of erosion over the whole *Piano Regio Formation* in this axial part of the basin, which explains why the *Tufarelle Formation* lies directly on the *Fonte del Comune Formation*. The *Piano Regio Formation* is stratigraphically interbedded between these two formations, as indicated by the massive-structured or planar-bedded pumice banks locally preserved, such as at Tufarelle or Martello. Therefore, this sedimentary unconformity cannot be taken as the boundary between the Matuyama and Brunhes magneto-zones. The *Tufarelle Formation* is entirely within the chrono-zone of normal polarity of Brunhes. It is mainly contemporary (Members A to C) with the most recent phases of the *Supersynthem di Monte Vulture*, from 630 to 610 ka, with the long period of inactivity which followed and with the first activity phases of *Supersynthem di Monticchio*, around 480/500 ka. The *Tufarelle Formation* apparently resulted from dynamic events, the duration of which was extremely variable. Some catastrophic occurrences were responsible for the formation of the A Member facies, for the repetitive tephra contributions to a lake environment punctuated by carbonated-sedimentation stasis in Member B, for a palustrine sedimentation with frequent emersions for Member C and for some low-rate flows in Member D.

#### 4. Conclusions: the place of the Notarchirico and Loreto sites and the ages of ancient settlements in Southern Italy

The prehistoric sites of Venosa occupy well-defined positions within a litho-stratigraphic framework that is supported by tephrostratigraphic correlations with the volcanic activity of Mt Vulture. Loreto site A belongs to the C Member of the *Tufarelle Formation*, the most recent fill unit of the basin, whereas the Notarchirico site sequence occupies a more ancient stratigraphic position, at the top of the *Piano Regio Formation*. Explanations of the relative positions of the two sites, which are now an inversion of those previously hypothesized, is therefore a new and essential contribution to the study of the prehistory of the Venosa basin, the consequences of which go beyond the local area (Piperno et al., 1998, 1999).

Nevertheless, it is necessary to bear in mind that the formation of the deposits which constitute the bulk of the *Piano Regio* and *Tufarelle Formations* was rapid because the major phases of the volcanic activity (*Superthem di Monte Vulture*) was of relatively short duration, occurring between 740 and 610 ka. The “chronological distance” separating the sites of Notarchirico at the top of the *Piano Regio Formation* and Loreto within the *Tufarelle Formation* was even shorter.

The litho-tephro-stratigraphic, geo-chronological and bio-chronological data sets support an early Middle Pleistocene age of around 650 ka, for the Notarchirico site. The Notarchirico Tephra dated to  $640 \pm 40$  ka is the only direct fallout identified and dated with certainty in a southern Italian archaeological site; this cinerite

is a geo-marker of primary importance for the first human settlements in Southern Italy. The age of the Notarchirico site is thus very close to that of Isernia, and this is confirmed by micro-paleontological studies (Koenigswald and Kolfshoten, 1996; Sala, 1999) and recent Argon/Argon dates at  $610 \pm 10$  and  $606 \pm 2$  ka (Coltorti et al., 2005). Not many comparisons can be made in Europe outside of Italia as most of the old Acheulean assemblages are generally younger than 500 ka. Besides the disputed ages of the sites of Estrecho del Quipar and Solana del Zamborino in southern Spain (Scott and Gibert, 2009), those obtained for La Noira sequence in central France are the most convincing for an early Acheulean occupation older than 600 ka in Western Europe (Desprée et al., 2007, 2009; Voinchet et al., 2009).

For geodynamical reasons linked to the regional Pleistocene uplift, the Venosa basin did not record any Lower Pleistocene continental deposits and cannot therefore bring any element to the question of the very first peopling of Europe which is still in debate in Italy (Arzarello et al., 2007), whereas unambiguous evidence exists in Spain at Orce (Turq et al., 1996; Martínez-Navarro et al., 1997) and Atapuerca (Carbonell et al., 1995, 2005, 2008). However, the litho-tephro-stratigraphic approach and the descriptions of the distal eruptive manifestations of the Monte Vulture volcano and the related environmental dynamics add new elements to the debate on the age of the Notarchirico and Loreto sites and about the succession of faunal and lithic assemblages in Southern Italy. Moreover, they broaden knowledge of ancient European settlements: the lithic assemblage from Level F, overlain by the Notarchirico tephra, represents one of the oldest Acheulean known in Western Europe.

#### Acknowledgements

The authors thank Grazia Ghellini and Peter Bindon for the translation and revision of the English language.

#### References

- Alberdi, M.T., Caloi, L., Palombo, M.R., 1988. The Quaternary fauna of Venosa: equids. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 31, 5–39.
- Angelelli, F., Caloi, L., Malatesta, A., Palombo, M.R., 1978. Fauna quaternaria di Venosa: cenni preliminari. *Atti XX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano Di Preistoria e Protostoria*, Firenze, pp. 133–140.
- Arzarello, M., Marcolini, F., Pavia, G., Pavia, M., Petronio, C., Petrucci, M., Rook, L., Sardella, R., 2007. Evidence of earliest human occurrence in Europe: the site of Pirro Nord (Southern Italy). *Naturwissenschaften* 94, 107–112.
- Baissas, P., 1980. Données paléomagnétiques et sédimentologiques sur les dépôts de la coupe de Loreto, Venosa. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 24, 13–56.
- Barral, L., Simone, S., 1983. Le bassin fluvio-lacustre de Venosa. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 27, 5–19.
- Barral, L., Simone, S., 1984. Venosa-Loreto, Basilicata. In: Pigorini, L., De Luca (Eds.), *Catalogo I primi abitanti d'Europa*. Museo Nazionale Preistorico Etnografico, pp. 181–186.
- Belli, G., Belluomini, G., Cassoli, P.F., Cecchi, S., Cucarzi, M., Delitala, L., Fornaciari, G., Mallegni, F., Piperno, M., Segre, A.G., Segre-Naldini, E., 1991. Découverte d'un fémur humain acheuléen à Notarchirico (Venosa, Basilicata). *L'Anthropologie (Paris)* 95 (1), 47–88.
- Blanc, A.C., 1953. Venosa, gisement à industrie tayacienne et micoquienne de Loreto. *IV Congress Internazionale INQUA*, Livret guide, pp. 63–68.
- Bonadonna, F.P., Brocchini, D., Laurenzi, M.A., Principe, C., Ferrara, G., 1998. Stratigraphical and chronological correlations between Monte Vulture volcanics and sedimentary deposits of the Venosa basin. *Quaternary International* 47/48, 87–96.
- Bonifay, M.F., 1977. Liste préliminaire de la grande faune du gisement préhistorique de Venosa (Basilicata, Italie): fouilles 1974–76. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* 21, 116–125.
- Borzatti Von Löwenstein, E., Sozzi, M., Vannucci, S., Vianello, F., 1990. L'Acheuleano del Cimitero di Atella (Potenza). Prime indagini sulla stratigrafia del sedimento e sulle industrie litiche. *Studi per l'Ecologia del Quaternario* 12, 9–30.
- Borzatti Von Löwenstein, E., Sozzi, M., 1994. Prime ipotesi paleogeografiche sul sito acheuleano del Cimitero di Atella. *Studi per l'Ecologia del Quaternario* 16, 7–12.
- Borzatti Von Löwenstein, E., Fabiano, M., Secci Mori, M., Sozzi, M., 1996. Paleo-environmental investigation on the acheulean site at the Cimitero di Atella

- (Potenza, Southern Italy). The Workshops and the Posters of the XIII International Congress of Prehistoric and Protohistoric Sciences, Forlì (Italia), Abstracts, vol. 2, 256 pp.
- Brocchini, D., La Volpe, L., Laurenzi, M.A., Principe, C., 1994. Storia evolutiva del Monte Vulture. *Plinius* 12, 22–25.
- Caloi, L., Palombo, M.R., 1979a. La fauna quaternaria di Venosa: *Canis* sp. *Quaternaria* 21, 115–128.
- Caloi, L., Palombo, M.R., 1979b. *Megaceros solilhacus* ROBERT da Terranera (Bacino di Venosa, Potenza). *Quaternaria* 21, 129–138.
- Caloi, L., Palombo, M.R., 1980. La fauna quaternaria di Venosa: Bovidi. *Bollettino Società Geologica d'Italia* 100, 101–140.
- Carbonell, E., Bermudez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Diez, J., Rosas, A., Cuenca-Bescos, G., Sala, R., Mosquera, M., Rodriguez, X., 1995. Lower Pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science* 269, 826–830.
- Carbonell, E., Bermudez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Allue, E., Bastir, M., Benito, A., Caceres, I., Canals, A., Diez, C., van der Made, M., Mosquera, M., Ollé, A., Pérez-Gonzales, A., Rodriguez, J., Rodriguez, X.P., Rosas, A., Rosell, J., Sala, R., Vallverdu, J., Vergés, M., 2005. An Early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Proceedings, National Academy of Sciences USA* 102, 5674–5678.
- Carbonell, E., Bermudez de Castro, J., Pares, J., Perez-Gonzalez, A., Cuenca-Bescos, G., Olle, A., Mosquera, M., Huguet, R., Made, J.v.d., Rosas, A., Sala, R., Vallverdu, J., Garcia, N., Granger, D., Martinon-Torres, M., Rodriguez, X., Stock, G., Verges, J., Allue, E., Burjachs, F., Caceres, I., Canals, A., Benito, A., Diez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodriguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J., 2008. The first hominin of Europe. *Nature* 452, 465–470.
- Cassoli, P.F., Di Stefano, G., Tagliacozzo, A., 1999. I Vertebrati dei livelli superiori A ed Alfa della serie stratigrafica di Notarchirico. In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 361–438.
- Chiappella, G., 1964. Il Paleolitico inferiore di Venosa. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 73, 7–23.
- Coltorti, M., Feraud, G., Marzoli, A., Peretto, C., Ton-That, T., Voinchet, P., Bahain, J.J., Minelli, A., Thun Hohenstein, U., 2005. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  stratigraphic and palaeoclimatic data on the Isernia La Pineta Lower Palaeolithic site, Molise, Italy. *Quaternary International* 131, 11–22.
- De Lorenzo, G., 1898. I grandi laghi pleistocenici delle falde del Vulture. *Rendiconti dell'Accademia dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche e Naturali* 5, 7.
- Desprie, J., Voinchet, P., Bahain, J.-J., Tissoux, H., Falgueres, C., Depont, J., Dolo, J.-M., 2007. Les nappes alluviales pléistocènes de la vallée moyenne du Cher (région Centre, France) Contexte morphosédimentaire, chronologie ESR et Préhistoire – Premiers résultats. *Quaternaire* 18, 349–368.
- Desprie, J., Voinchet, P., Gageonnet, R., Depont, J., Bahain, J.-J., Falgueres, C., Tissoux, H., Dolo, J.-M., Courcimault, G., 2009. Les vagues de peuplements humains au Pléistocène inférieur et moyen dans le bassin de la Loire moyenne, région Centre, France. *Apports de l'étude des formations fluviatiles. L'Anthropologie* 113, 125–167.
- Gagnepain, J., 1996. Etude magnétostratigraphique de sites du Pléistocène inférieur et moyen des Alpes-Maritimes et d'Italie: grotte du Vallonet, Marina Airport, Ca'Belvedere di Monte Poggiolo, Isernia La Pineta, Venosa Loreto. Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris. vols. 3.
- Giannandrea, P., La Volpe, L., Principe, C., Schiattarella, M., 2006. Unità stratigrafiche a limiti inconformi e storia evolutiva del vulcano medio-pleistocenico di Monte Vulture (Appennino meridionale, Italia) = unconformity-bounded stratigraphic units and evolutionary history of the Middle Pleistocene Monte Vulture volcano, southern Apennines, Italy. *Bollettino della Società geologica italiana* 125 (1), 67–92.
- Juvigne, E., 1993. Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la Géomorphologie. In: *Mémoire pour servir à l'Explication des cartes géologiques et Minières de la Belgique*, no 36, 66 pp.
- Koenigswald, W.von, Kolfshoten, T.van, 1996. The Mimomys–Arvicola boundary and the enamel thickness quotient (SDQ) of Arvicola as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene. In: Turner, E. (Ed.), *The Early Middle Pleistocene in Europe*. Balkema, Rotterdam, pp. 211–226.
- Laurenzi, M.A., Brocchini, D., Principe, C., Ferrara, G., 1993. Mt. Vulture Volcano Chronostratigraphy and the Effectiveness of Dating Young Phlogopites. In: *Comm. Orale EUG VII Strasbourg*.
- La Volpe, L., Principe, C., 1989. Stratigrafia e storia eruttiva del Monte Vulture: revisione e aggiornamenti. *Bulletin of Gruppo Nazionale per la Vulcanologia* 2, 889–902.
- La Volpe, L., Principe, C., 1994. Il Monte Vulture. In: *Geologia delle aree di avampaese. Società Geologica Italiana 77a Riunione Estiva. Congresso Nazionale. Guida alla escursione generale pregressuale e alla escursione tematica sul Cretaceo murgiano*, pp. 41–55.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P., Vernet, G., 1999. Un bassin, un volcan: Enregistrements pléistocènes dans le bassin de Venosa. In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 139–173.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P., Pilleyre, T., Vernet, G., 1993. Contribution à la chronostratigraphie de la série de Venosa-Notarchirico (Basilicata). In: *Atti Della XXX Riunione Scientifica, Paleosuperfici del Pleistocene e del Primo Olocene in Italia. Processi di Formazione e Interpretazione. Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze*, pp. 117–128.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P., Vernet, G., Piperno, M., 2002. Volcanisme et premiers peuplements en Italie méridionale: l'exemple de Notarchirico (Venosa, Italie). In: Raynal, J.P., Albore-Livadie, C., Piperno, M. (Eds.), *Hommes et volcans, de l'éruption à l'objet, Les dossiers de l'Archéo-Logis no 2, CDERAD éd.*, pp. 67–76.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P., Vernet, G., Kieffer, G., Piperno, M., Tagliacozzo, A., 2001. Hommes et volcans au Pléistocène moyen dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italie). In: Juvigné, E., Raynal, J.P. (Eds.), *Tephros, chronology, archaeology, Les dossiers de l'Archéo-Logis no 1, CDERAD éd.*, pp. 175–182.
- Lefèvre, D., Raynal, J.P., Vernet, G., Pilleyre, T., Piperno, M., Sanzelle, S., Fain, S., Miallier, D., Montret, M., 1994. Sédimentation, volcanisme et présence humaine dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italie) an Pléistocène moyen: exemple du site di Notarchirico. *Bulletin de la Société Préhistorique française* 91 (2), 103–112.
- Martínez-Navarro, B., Turq, A., Agustí Ballester, J., Oms, O., 1997. Fuente Nueva-3 (Orce, Granada, Spain) and the first human occupation of Europe. *Journal of Human Evolution* 33, 611–620.
- Neboit, R., 1975. Plateaux et collines de Lucanie orientale et des Pouilles, étude géomorphologique. *Champion, Lille, Paris*, 715 pp.
- Peretto, C., Arzarello, M., Gallotti, R., Lembo, G., Minelli, A., Thun Hohenstein, U., 2004. Middle Pleistocene behavioural strategies: the contribution of Isernia La Pineta site. In: Baquedano, E., Rubio Jara, S. (Eds.), *Miscelanea en homenaje a Emiliano Aguirre. Arqueologia, vol. IV. Museo Arqueológico Regional*, pp. 369–381.
- Picarreta, G., Ricchetti, G., 1970. I depositi del bacino fluvio-lacustre della fiumara di Venosa Mattinella e del torrente Basentello. *Studio petrographico. Memoirs Società Geologica d'Italia* 9, 121–134.
- Pilleyre, T., 1991. Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques. Thèse de l'Université de Clermont II, DU, vol. 345, 164 pp.
- Pilleyre, T., Sanzelle, S., Fain, S., Miallier, D., Montret, M., 1999. Essai de datation par thermoluminescence des dépôts du site acheuléen de Notarchirico. In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 235–243.
- Piperno, M. (Ed.), 1999. *Notarchirico: un sito del Pleistocene medio antico nel bacino di Venosa*. Osanna, Venosa, p. 621.
- Piperno, M., Segre, A.G., 1982. Pleistocene e Paleolitico inferiore di Venosa, nuove ricerche. *Atti XX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano Di Preistoria e Protostoria, Firenze*, pp. 589–596.
- Piperno, M., Mallegni, F., Yokoyama, Y., 1990. Découverte d'un fémur humain dans les niveaux acheuléens de Notarchirico (Venosa-Basilicata). *Comptes Rendues, Academie des Sciences Paris Série II*, 1097–1102.
- Piperno, M., Lefèvre, D., Raynal, J.P., Tagliacozzo, A., 1998. Notarchirico, an Early Middle Pleistocene site in the Venosa Basin. *Anthropologie XXXVI (1–2)*, 85–90.
- Piperno, M., Lefèvre, D., Raynal, J.P., Tagliacozzo, A., 1999. Conclusioni generali. In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 537–543.
- Raynal, J.P., Lefèvre, D., Vernet, G., Pilleyre, T., Sanzelle, S., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., 1998. Sedimentary dynamics and tectono-volcanism in the Venosa Basin (Basilicata, Italia). *Quaternary International* 47/48, 97–105.
- Raynal, J.P., Lefèvre, D., Vernet, G., avec la coll. de G. Papy, 1999. Un bassin, un volcan: lithostratigraphie du site acheuléen de Notarchirico (Venosa, Basilicata, Italia). In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 175–205.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, Berlin, 551 pp.
- Rhodes, E.J., Grün, R., 1999. Preliminary ESR dates for tooth enamel from Notarchirico. In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 245–251.
- Sala, B., 1999. Nuovi dati sulla microteriofauna di Notarchirico. In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 439–441.
- Scott, G., Gibert, L., 2009. The oldest hand-axes in Europe. *Nature* 461, 82–85.
- Segre, A.G., 1978. Il Pleistocene e il Paleolitico della Basilicata. *Atti XX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano Di Preistoria e Protostoria, Firenze*, pp. 15–39.
- Segre, A.G., Piperno, M., 1984. Venosa-Notarchirico, Basilicata. In: *Pigorini, L., De Luca (Eds.), Catalogo I primi abitanti d'Europa. Museo Nazionale Preistorico Etnografico*, pp. 186–188.
- Turq, A., Martínez-Navarro, B., Palmqvist, P., Arribas, A., Agustí, J., Rodríguez Vidal, J., 1996. Le Plio-Pléistocène de la région d'Orce, province de Grenade, Espagne: bilan et perspectives de recherche. *Paléo* 8, 161–204.
- Vernet, G., Raynal, J.P., Lefèvre, D., Kieffer, G., 1999. Un bassin, un volcan: téphros distales dans les dépôts du Pléistocène moyen de Venosa (Basilicata, Italia). In: *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Osanna, Venosa, pp. 207–233.
- Villa, I.M., 1985. Cronologia  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  del complesso vulcanico del Monte Vulture. *Rend. Società Italiana Minerologica Petrologica* 41, 146–147.
- Villa, I.M., Buettner, A., 2009. Chronostratigraphy of Monte Vulture volcano (southern Italy): secondary mineral microtextures and  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  systematics. *Bulletin of Volcanology* 71, 1195–1208.
- Voinchet, P., Desprie, J., Tissoux, H., Falgueres, C., Bahain, J.-J., Gageonnet, R., Depont, J., Dolo, J., 2009. ESR chronology of alluvial deposits and first human settlements of the Middle Loire Basin (Region Centre, France). *Quaternary Geochronology*. doi:10.1016/j.quageo.2009.03.005.

***Publication sur la Martinique***



*Montagne Pelée*

---

# **HOMMES ET VOLCANS**

## **HUMANS AND VOLCANOES**

### **De l'éruption à l'objet**

### **From the eruption to the artefact**

Édité par J.-P. Raynal, C. Albore-Livadie, M. Piperno

**Actes du symposium 15.2** organisé par la Commission 31  
de l'Union des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques  
dans le cadre du XIV<sup>e</sup> Congrès, UISPP, Université de Liège,  
Belgique, 2-8 septembre 2001

édité avec le concours du Conseil Général de Haute-Loire

**les dossiers de l'Archéo-Logis n° 2**  
Goudet, Archéo-Logis/CDERAD ed., ISBN 2-9517138-2-7

## Les éruptions de la Montagne Pelée et le premier peuplement de la Martinique

*The eruptions of Mt. Pelée and the first settlements of Martinique*

**Benoit BERARD<sup>(1)</sup>, Gérard VERNET<sup>(2)</sup>, Guy KIEFFER<sup>(3)</sup> et Jean-Paul RAYNAL<sup>(4)</sup>**

*Résumé : La Montagne Pelée doit sa renommée à la nuée ardente du 8 mai 1902 qui détruisit la ville de Saint-Pierre. Bien avant cette date, ses éruptions avaient perturbé la vie des premiers martiniquais. L'étude du peuplement amérindien de l'île se doit de prendre en compte la dimension volcanique. L'analyse de cinq sites localisés sur le pourtour de la Montagne Pelée montre l'interstratification des niveaux d'occupation de couches éruptives. Nous avons cherché à distinguer et à dater les épisodes volcaniques contemporains de l'occupation précolombienne et tenté de percevoir leur influence sur la vie des populations. On conçoit mieux aujourd'hui la dynamique et la chronologie de ce peuplement précolombien de la Martinique.*

*Mots-clés : Martinique, Montagne Pelée, amérindien, précolombien, peuplement.*

### Introduction

L'occupation humaine de la Martinique (figure 1) débute de façon certaine peu avant le début de l'ère chrétienne avec l'arrivée de populations originaires du Bassin de l'Orénoque au Vénézuéla. Certains indices pourraient indiquer une présence humaine plus ancienne (d'âge archaïque) dans l'île (Site de Boutbois et Godinot, Allaire et Mattioni, 1983). Il s'agit de groupes d'horticulteurs, céramistes, sédentaires. Pendant près de deux mille ans les descendants de ces pionniers vont occuper l'essentiel des Petites Antilles, développant des cultures originales. Les Petites Antilles présentent une grande concentration de volcans actifs. En Martinique, le volcanisme récent est lié à l'activité de la Montagne Pelée. Ce volcan situé au Nord de l'île doit l'essentiel de sa renommée à la nuée ardente du 8 mai 1902 qui détruisit la ville de Saint-Pierre en provoquant la mort de plus de 30 000 personnes. Cependant bien avant cette date ses éruptions avaient joué un rôle important dans la vie des premiers martiniquais.

L'activité volcanique récente de la Montagne Pelée a depuis longtemps été reconnue et étudiée (Boudon et Gourgaud, 1989 ; Westercamp, 1972 ; Westercamp et Traineau, 1983 et Traineau *et al.* 1989). Les retombées liées à cette activité couvrent le tiers nord de la Martinique. Ainsi quatre importantes éruptions de ponces ont été identifiées au cours des trois derniers millénaires :

P1 : vers 650 +/- 20 BP (soit vers 1300 après J.-C.)

P2 : vers 1670 +/- 40 BP (soit vers 280 après J.-C.)

P3 : vers 2010 +/- 140 BP (soit vers 60 avant J.-C.)

P4 : vers 2440 +/- 70 BP (soit vers 490 avant J.-C.)

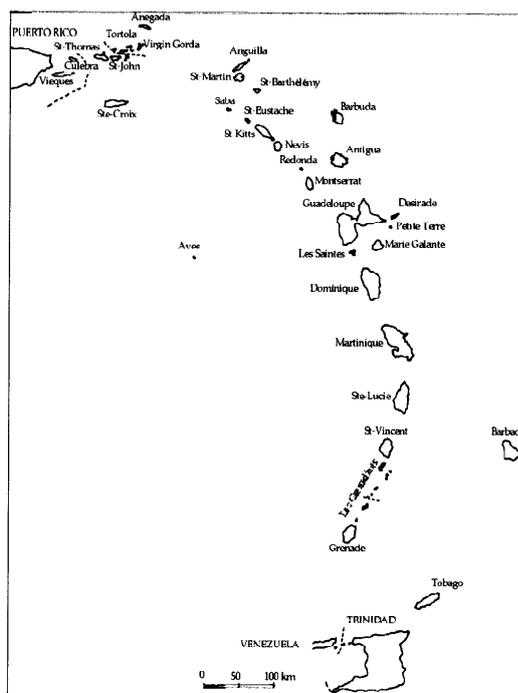


Figure 1 : Les petites Antilles

<sup>(1)</sup> Université des Antilles et de la Guyane, EP 312 et GDR 1122 CNRS, SRA, 16 avenue Condorcet, 97232 Fort de France (France)

<sup>(2)</sup> 7, rue du Mont Mouchet, 63320 Chadeleuf (France), AFAN, UMR 6042 et GDR 1122 CNRS

<sup>(3)</sup> UMR 6042 CNRS, Université Blaise Pascal, 29 boulevard Gergovia, 63037 Clermont-Ferrand Cedex 1 (France), CRV et GDR 1122 CNRS.

<sup>(4)</sup> Université de Bordeaux 1, IPGQ, UMR 5808 CNRS, Avenue des Facultés, F- 33405 Talence, et GDR 1122 CNRS

Les éruptions P1, P2 et P3 sont donc susceptibles d'être présente dans des séquences stratigraphiques qui contiennent des niveaux archéologiques liés à l'occupation amérindienne de la Martinique.

Il nous paraissait donc indispensable dans le cadre de l'étude du peuplement précolombien de l'île de prendre en compte ce paramètre. Quelques chercheurs (Roobol *et al.*, 1976 et Allaire, 1989) avaient déjà tenté de corréler données archéologiques et données volcanologiques. Cependant de nombreuses questions restaient sans réponses et un certain nombre de points méritaient d'être réexaminés à la lumière des données tant archéologiques que volcanologiques obtenues lors des 20 dernières années. Dans ce but, nous avons mis en place depuis 1997 un programme de recherche voué à éclairer l'interaction entre la Montagne Pelée et les Amérindiens. Les travaux que nous avons menés avaient pour objectif de mettre en évidence des formations d'origine éruptive dans les séquences archéologiques, de vérifier leur nature (en position primaire ou remaniées), de les caractériser (retombées cendreuses, retombées pliniennes, déferlantes ou coulées pyroclastiques), de les replacer dans la téphrostratigraphie existante et d'apprécier l'impact de ces éruptions sur l'environnement et donc sur

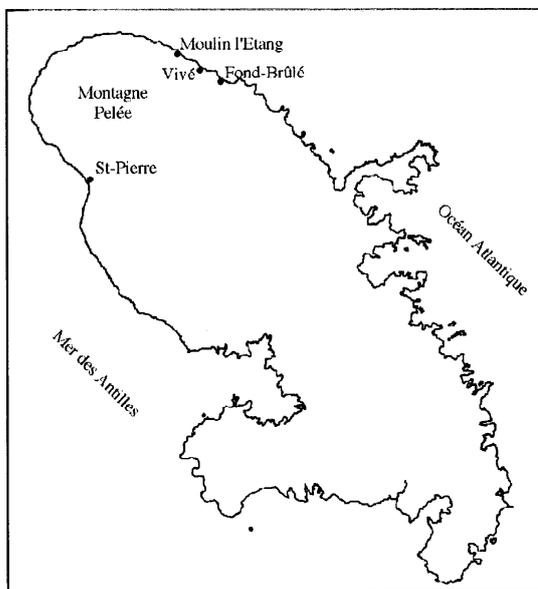


Figure 2 - La Martinique – localisation des sites cités dans le texte.

l'implantation des amérindiens en Martinique. Ainsi, des analyses granulométriques, géochimiques, minéralogiques et microfaciologiques ont été réalisées sur des échantillons prélevés dans 5 sites du Nord de la Martinique (figure 2). Trois de ces sites sont localisés sur la côte atlantique : Vivé, Fond-Brûlé et Moulin l'Etang, et deux sur la côte Caraïbe dans la ville de Saint-Pierre.

## 1. Le site de Vivé.

Le site de Vivé localisé au Nord-Est de la Martinique sur les pentes de la Montagne Pelée est un des gisements de référence pour la phase saladoïde ancienne dans les Petites Antilles. Cette phase, correspondant aux premières occupations agricoles de la Caraïbe, s'étend du Vème siècle avant notre ère au IVème siècle après. Depuis longtemps une association étroite a été dé-

crité (Revert *in* Harcourt 1952) entre les occupations de cette phase, localisées dans le Nord de l'île, et une couche de ponces qui les recouvrent. Ce phénomène a été décrit à Vivé par M. Mattioni, suite aux fouilles qu'il a dirigées sur le site au début des années 70 (Mattioni, 1979). Consécutivement à ces travaux, la couche de ponces de Vivé a été associée à l'éruption P2 datée de la fin du IIIème siècle (Roobol et Smith, 1976).

Entre 1995 et 2001, un nouveau programme de fouille programmée, dirigé par B. Bérard, J.P. Giraud et N. Vidal, a permis la réalisation de 23 sondages ainsi que l'excavation d'une aire ouverte de 115 m<sup>2</sup> (figure 3). Ces travaux nous ont offert une nouvelle vision de la stratigraphie du gisement qui nous a permis de réexaminer les relations existant entre l'occupation humaine et l'éruption volcanique de la fin du IIIème siècle.

Ainsi de haut en bas, on distingue (figure 4) :

**Niveau 1** : colluvions argilo-limoneuses noires (0,40 m à 0,50 m) portant le sol actuel et contenant, vers sa base, le 1er niveau archéologique remanié par les labours.

**Niveau 2** : niveau à ponces (0,30 m à 0,40 m) de couleur jaune clair constitué de ponces anguleuses dans une matrice sableuse. On ne distingue pas de granoclassement net. En lame mince (figure 5), ce niveau est constitué de ponces « fraîches », de minéraux libres et de fragments laviques (lithiques) gris parfois altérés. Ce niveau peut être considéré comme une retombée plinienne non remaniée.

**Niveau 3** : mince niveau discontinu (0,01 m à 0,02 m) de cendres fines. Il s'agit d'un dépôt de type "blast" (ou déferlantes) en place.

**Niveau 4** : colluvions limono-argileuses brunes (0,30 m) avec traces de pédogenèse (paléosol) contenant de rares ponces. Ce niveau correspond au second niveau archéologique. En lame mince, ce niveau présente toutes les caractéristiques d'un sol peu développé, installé aux dépens de matériaux issus d'une retombée plinienne antérieure.

**Niveau 5** : colluvions sableuses brunes à jaunâtres (0,15 m) contenant de nombreuses ponces. Ce niveau correspond à une retombée plinienne plus ou moins remaniée.

**Niveau 6** : niveau à blocs décimétriques arrondis de roches volcaniques dans une matrice sableuse grise (0,25 m observé). Il s'agit vraisemblablement d'alluvions torrentielles.

En résumé, la stratigraphie du site de Vivé montre l'existence de deux phases éruptives de la Montagne Pelée :

Le niveau 5 correspond à une retombée plinienne remaniée par colluvionnement et dont le sommet est pédogenisé.

Les niveaux 2 et 3 correspondent à un épisode éruptif qui débute par un "blast" responsable de la mise en place d'un mince niveau cendré (niveau 3) et se poursuit par une phase plinienne responsable de la mise en place d'un niveau à ponces, le niveau 2.

Il est intéressant de noter que le niveau archéologique inférieur (niveau 4) est directement recouvert par les produits d'un épisode éruptif (niveaux 2 et 3) ; cette disposition stratigraphique plaide pour que la cause de l'abandon du site par les amérindiens soit l'éruption de la Montagne Pelée. Cette hypothèse est renforcée par les observations réalisées lors de la fouille. En effet, le sommet du niveau 4 présente les signes de ce qui semble être un abandon rapide du site (figure 6). Ainsi, nous avons pu

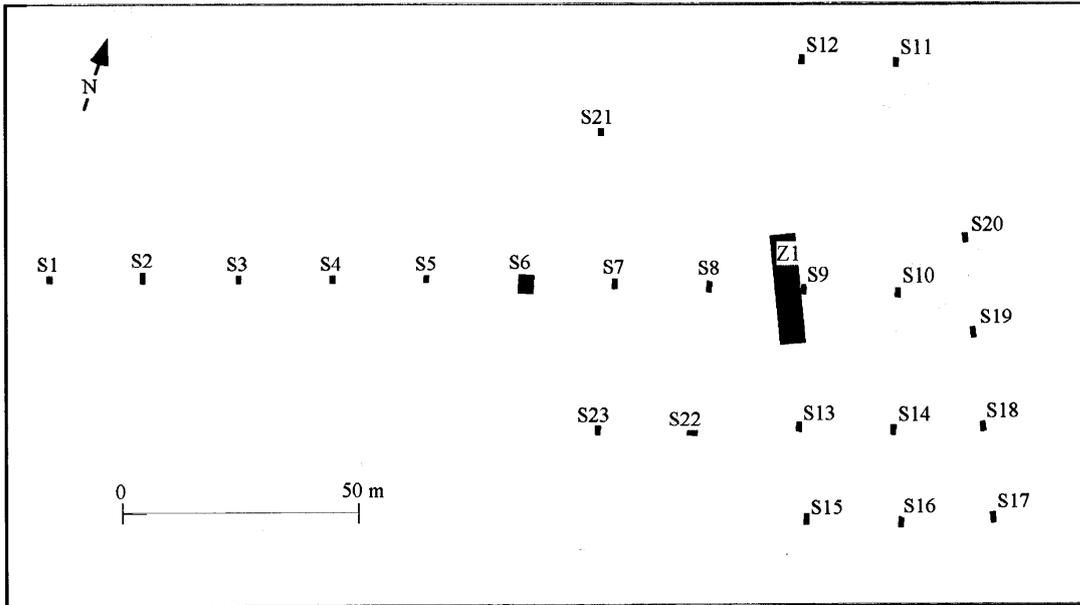


Figure 3 : Vivé, localisation des zones de fouille.

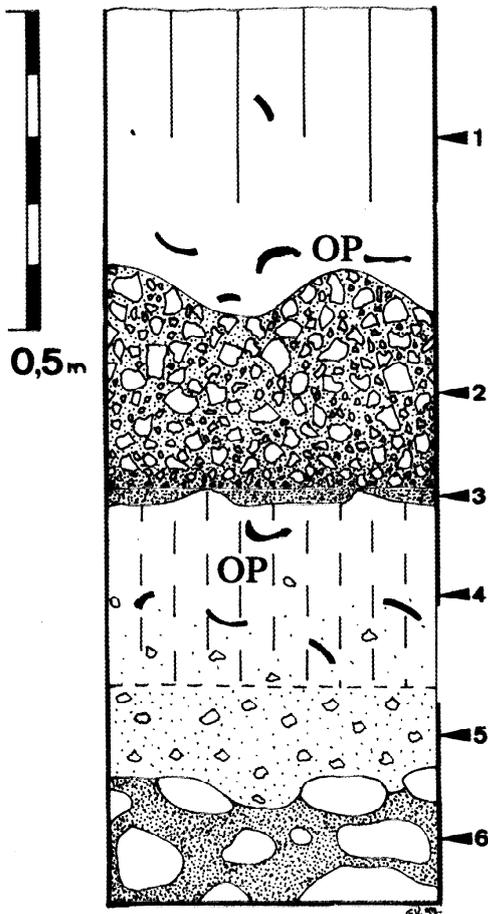


Figure 4 : Coupe stratigraphique du site de Vivé.



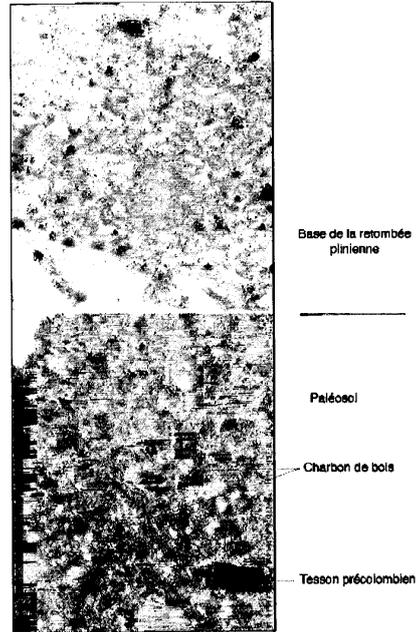
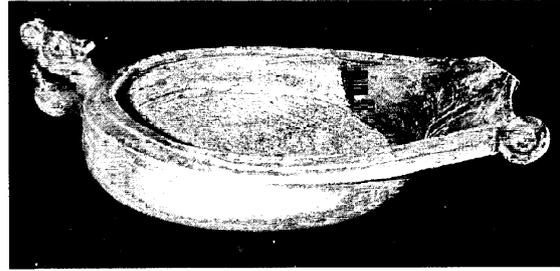
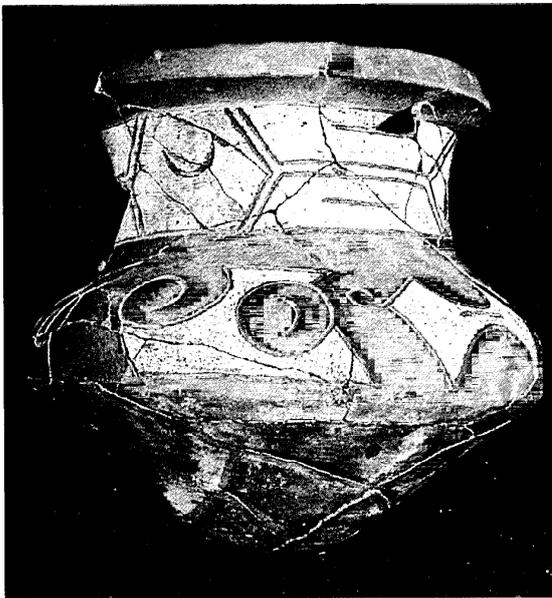
Figure 6 : Vases entiers fracturés en place à proximité d'un foyer (site de Vivé).

observer dans la grande zone de fouille, la présence de différents vases entiers posés sur le sommet de la couche dans leur contexte d'utilisation. On peut noter par exemple, à proximité de structures de combustions, l'association de quelques marmittes et d'une platine à manioc. L'éruption de la Montagne Pelée, en provoquant le départ précipité des amérindiens et en protégeant les vestiges, nous a offert un instantané exceptionnel de l'organisation du village précolombien de Vivé figure 8).

En ce qui concerne la tephrochronologie, on retiendra que, dans l'état actuel des connaissances, tous les auteurs s'accordent pour identifier l'éruption responsable de la mise en place des niveaux 2 et 3 comme étant celle datée vers 280 AD, soit l'éruption P2 de H. Traineau *et al.* Le niveau 5 pourrait donc correspondre à l'éruption P3 datée vers 60 avant J.-C. (?). Ces données sont en



Figure 8 : Trois vases découverts sur le sol d'abandon de Vivé, couverts par la cendre et la ponce : une grande bouteille dont la partie supérieure est manquante (ci-dessus), une grande urne dite "vase Mario" (ci-dessous) et une petite tasse découverte non fracturée au sommet du dépotoir (ci-contre).



Base de la retombée  
plinienne

Paléosol

Charbon de bois

Tesson précolombien

Figure 5 : Microfaciès, Vivé.

parfaite adéquation avec l'attribution chronoculturelle des différentes couches d'occupations amériindiennes ainsi qu'avec les différentes datations radiocarbone réalisées sur du matériel archéologique.

## 2. Fond-Brûlé.

Sur le site saladoïde ancien de Fond-Brûlé, différentes opérations de sondage et d'importantes fouilles extensives ont été réalisées dans les années 60, 70 par J. Petitjean-Roget, F. Turcat, C. Montbrun (1984) ainsi que L. Allaire et M. Mattioni (Mattioni, 1980, 1982). Afin de déterminer l'étendue exacte du gisement et de revoir sa stratigraphie, une nouvelle campagne de sondages mécaniques a été conduite en 1999 par B. Bérard. Concernant la présente étude, le principal enjeu était la corrélation possible entre la couche de ponces qui scelle l'occupation et celle identifiée à Vivé et rattachée à l'éruption P2. En effet, les différentes datations effectuées sur du matériel archéologique couvrent une fourchette chronologique allant du IV<sup>ème</sup> siècle avant J.C. au III<sup>ème</sup> siècle après (figure 7). L'hypothèse a donc été évoquée de l'attribution de la couche de ponces non pas à P2 mais à P3 (60 avant J.-C.) (Allaire, 1989). Cela ferait de Fond-Brûlé le gisement le plus ancien de l'île et l'une des plus vieilles occupations agricoles des Antilles.

Malheureusement, les séquences stratigraphiques observées sur le site de Fond-Brûlé sont nettement moins intéressantes du point

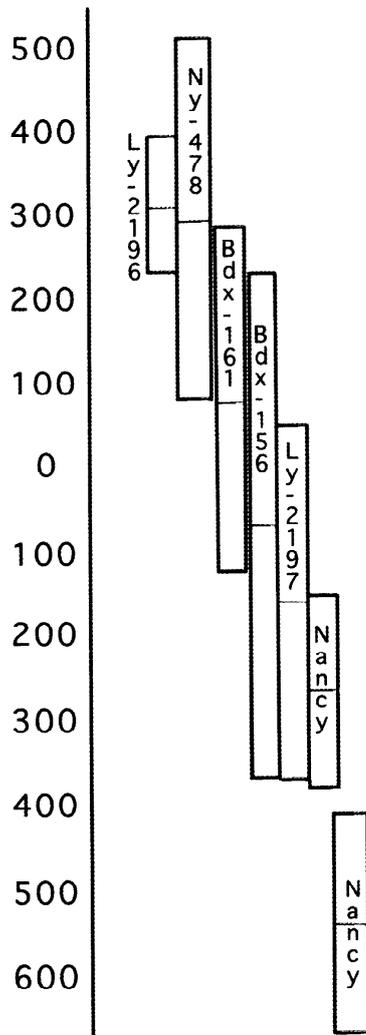


Figure 7 : Datations non calibrées (1 sigma) du site de Fond-Brûlé.

de vue de la téphrostratigraphie que celles observées sur les autres sites. En effet, si le niveau archéologique est bien recouvert par un niveau contenant des ponces ce niveau est nettement remanié. Dans la partie basse du site, il présente l'aspect d'alluvions de ponces litées (correspondant à la reprise d'une retombée poncée par la rivière Grande Anse). Dans ces conditions il est difficile d'identifier le (ou les) niveau pyroclastique et sa relation stratigraphique avec l'occupation amérindienne.

### 3 – Le site de Moulin l'Étang.

Le site de Moulin l'Étang a été sondé pour la première fois en 1976 par R.L. Fayaud. Cette opération avait permis de mettre en évidence l'inter-stratification de niveaux volcaniques et de couches d'occupation précolombiennes attribuables à la série Saladoïde. En 1999, 10 sondages mécaniques ont été réalisés par B. Bérard avec pour objectif l'obtention d'une petite série dans un contexte chronostratigraphique fiable permettant de reprendre dans de bonnes conditions l'étude de la collection Fayaud. Ces travaux ont permis de relever une stratigraphie comparable à celle du site voisin et contemporain de Vivé.

La séquence de Moulin l'Étang confirme donc la présence d'un niveau précolombien situé entre deux épisodes éruptifs de la

Montagne Pelée. L'épisode éruptif supérieur est constitué par une retombée plinienne surmontant un dépôt de "blast". Une seconde retombée plinienne, assez bien conservée, est présente sous le niveau archéologique. Cette succession stratigraphique (retombée plinienne + "blast", niveau archéologique et retombée plinienne inférieure) semble être la situation classique pour les sites de la côte atlantique puisqu'on la retrouve aussi bien à Vivé qu'à Moulin-l'Étang.

### 4 – Le site de l'habitation Perinelle à Saint-Pierre

L'habitation Perinelle fait l'objet depuis 1991 d'une opération de fouille programmée dirigée par S. Veuve (figure 9). Ces travaux qui concernent principalement l'occupation historique du site ont permis de mettre en évidence une importante couche d'occupation amérindienne allant de la phase Saladoïde récente à la phase Suazoïde soit du Vème au XIIIème siècle après J.-C... Ainsi l'ensemble des sondages archéologiques réalisés dans la zone du Château Perinelle à Saint-Pierre, nous ont permis d'observer plusieurs coupes qui montrent globalement que le niveau archéologique précolombien est encadré par deux retombées à ponces. Quatre coupes ont été étudiées et échantillonnées.

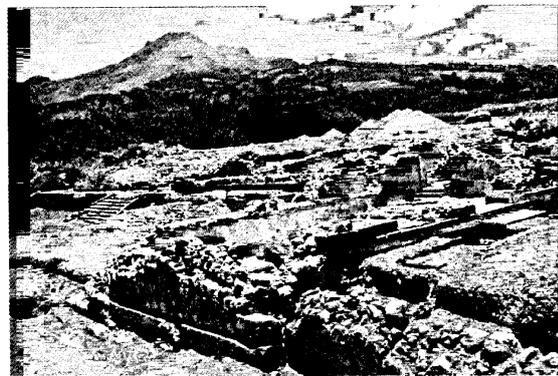


Figure 9 : Vue des ruines du château Perinelle après dégagement (cliché S. Veuve).

En résumé (figure 10), l'occupation précolombienne est liée à un sol gris à noir immédiatement recouvert par une formation éruptive constituée par : à la base un lit cendreux gris interprétable comme un niveau de "blast", et au sommet une retombée plinienne à ponces riche en lithiques de couleur rouille.

Cette configuration stratigraphique rappelle les séquences observées sur la côte atlantique. Ces nouvelles observations confirment bien le fait qu'il existe des niveaux d'occupations précolombiens, recouverts de dépôts volcaniques en place attribuables à un épisode éruptif constitué par un "blast" puis par une retombée plinienne, aussi bien sur la côte atlantique que sur la côte Caraïbe. Sur la côte Atlantique, cette formation éruptive recouvre directement des niveaux amérindiens datés du IVème siècle alors qu'à Saint-Pierre la fin de l'occupation précolombienne se situe après l'an Mil. Il est donc difficile de reconnaître en cette formation éruptive le même épisode éruptif de la Montagne Pelée.

On touche là un des problèmes majeurs de l'étude des recouvrements téphriques distaux des épisodes éruptifs récents de la Montagne Pelée ; en effet, si l'on se réfère aux études volcanologiques existantes (par exemple : Traineau *et al.*, 1989) on constate que :

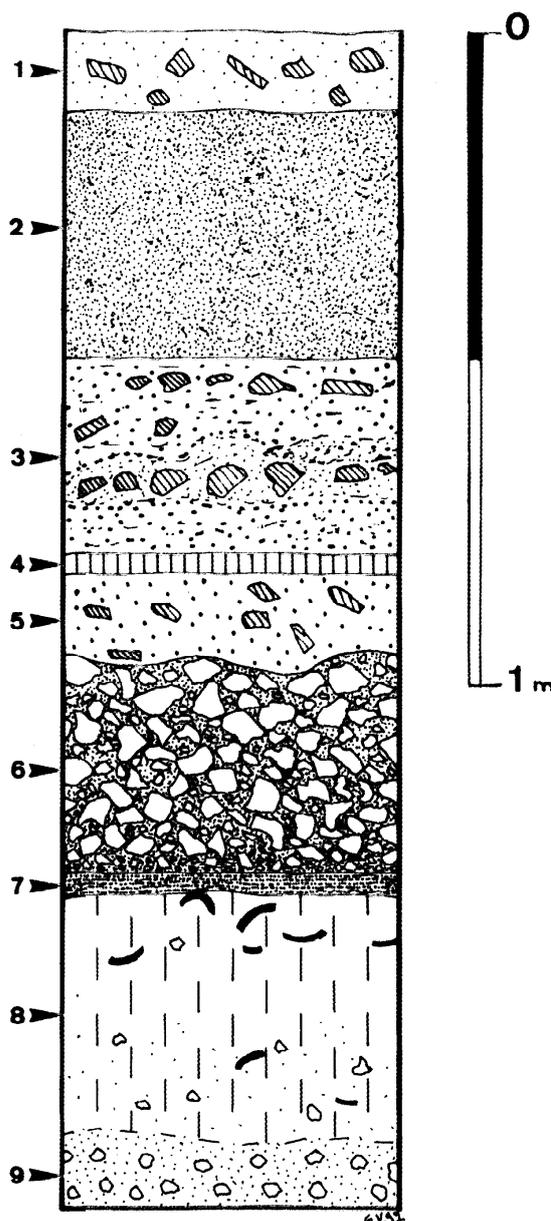


Figure 10 : Coupe stratigraphique des niveaux inférieurs du site de Perinelle.

permettra de proposer des critères nouveaux afin de distinguer ces trois épisodes éruptifs récents. En tout état de cause, il est remarquable de constater que chaque occupation précolombienne, ancienne (vers le IV<sup>ème</sup> siècle) ou plus récente (après l'an Mil), est directement recouverte par des produits téphriques relatifs à un épisode éruptif majeur de la Montagne Pelée. Ces éruptions semblent avoir provoqué à chaque fois le départ précipité des amérindiens qui se sont réinstallés dans les mêmes sites sur les niveaux ponçoux.

### 5 – La future Sous-Préfecture à Saint-Pierre

Les travaux réalisés à la future sous-préfecture de St-Pierre correspondent à une opération de sondages préventifs dirigée par S. Veuve (figure 11). Elle a permis de mettre en évidence une occupation amérindienne de ce lieu allant de la phase

Saladoïde récente à la phase Suazoïde. La coupe obtenue lors de ce chantier est la plus complète de la côte caraïbe et peut servir de référence. On distingue 5 unités lithostratigraphiques principales (de A à E) de bas en haut, subdivisées en niveaux (de 1 à 18) (figure 12).

La coupe de la future sous-préfecture de Saint-Pierre montre la présence d'une occupation précolombienne (niveau 4) installée sur un sol peu développé (niveau 3) constitué aux dépens d'un dépôt de retombées pliniennes (niveau 2). Cette occupation est immédiatement recouverte par les dépôts d'un second épisode plinien (unité C). Après une légère oxydation qui affecte le sommet du niveau 8, se met en place une nouvelle unité éruptive (unité D,) dominée par des produits issus de déferlantes. Une seconde oxydation affecte le sommet de cette unité. Une dernière manifestation éruptive provoque la mise en place du niveau 15 et peut être du niveau 14. Enfin s'installe un sol brun (niveau 16) sur lequel sont présents des vestiges historiques antérieurs à 1902 (niveaux 17 et 18).

On constate donc que le niveau précolombien est situé dans un paléosol noir encadré par deux retombées pliniennes. Cependant, la retombée plinienne supérieure (unité C) repose ici directement sur le paléosol et l'on note l'absence du niveau cendrex fin présent à l'habitation Perinelle (figure 13). Une nouvelle formation pyroclastique (unité D) surmonte directement la retombée plinienne supérieure. Cette formation, inconnue à ce jour sur l'ensemble du secteur de Saint-Pierre, présente des dépôts de déferlantes. Le problème majeur est de rattacher ces événements éruptifs à la chronologie proposée par les volcanologues. En effet, G. Boudon propose de rattacher la retombée plinienne supérieure à P1 (650 plus ou moins 20 BP) et la retombée plinienne inférieure à P3 (2010 plus ou moins 140 BP). Le rattachement de la retombée plinienne supérieure à P1 repose, selon G. Boudon, sur la présence d'un niveau de "blast" sous-jacent, mais celui-ci est absent sur les coupes de la sous-préfecture. Cependant, l'attribution de Boudon est confirmée par l'attribution culturelle du niveau archéologique sous-jacent au début de la phase Suazoïde (autour de l'an Mil).

### 6. Proposition d'une téphrostratigraphie des sites amérindiens du nord de la Martinique

À partir des stratigraphies des sites archéologiques étudiés et de coupes en contexte non archéologique mais situées dans l'environnement des sites, nous pouvons proposer une première synthèse portant sur les niveaux téphriques présents en contexte archéologique. La dénomination des différents épisodes éruptifs reconnus est volontairement différente de celle proposée par les volcanologues à partir des séquences-types définies en position souvent plus proximale sur le volcan lui-même.

On remarquera tout d'abord que sur l'ensemble des sites étudiés les niveaux éruptifs reconnus, qui encadrent généralement un paléosol noir d'une épaisseur moyenne de 0,30 m, ne présentent pas de formation attribuable à des coulées pyroclastiques mais seulement des dépôts de retombée plinienne et des lits cendrex caractéristiques d'un événement éruptif de type "blast".

Les différents épisodes éruptifs sont au nombre de six :

#### *Le téphra supérieur de Vivé (TV1) :*

Défini sur le site archéologique de Vivé sur la côte atlantique où il recouvre le niveau archéologique inférieur, il est également présent sur le site archéologique de Moulin l'Étang dans une

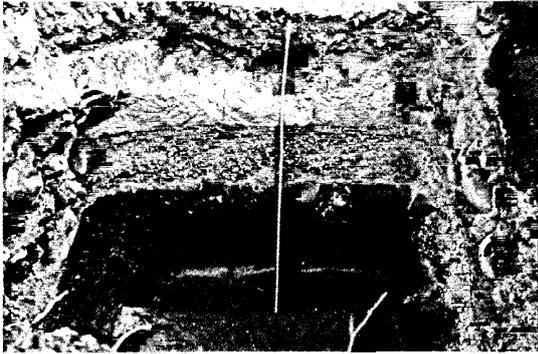


Figure 11 : Vue de la stratigraphie du site de la future Sous-Préfecture position stratigraphique comparable.

Il est constitué par deux niveaux : à la base un mince niveau (épaisseur : 0,03 m max.) de cendres grises plus ou moins microlitées et un niveau à ponces (épaisseur : 0,40 m max.).

Il est interprété comme le témoin d'un épisode éruptif de la Montagne Pelée comprenant un "blast" initial suivi par une phase plinienne.

Du point de vue chronologique, nous pouvons dire qu'il intervient lors de l'occupation du site de Vivé par des amérindiens de culture saladoïde ancienne, c'est-à-dire vers le IV<sup>ème</sup> siècle. Il pourrait être rapporté à l'éruption datée vers 280 AD, soit l'éruption P2 de H. Traineau *et al.*

**Le téphra inférieur de Moulin l'Étang. (TME2) :**

Défini sur le site archéologique de Moulin l'Étang sur la côte atlantique où il est présent sous le niveau archéologique inférieur, il est également présent sur le site archéologique de Vivé, dans une position stratigraphique comparable mais plus dégradé.

Il est constitué par un niveau à ponces (épaisseur : 0,35 m max.).



Figure 13 : Microfaciès, future Sous-Préfecture

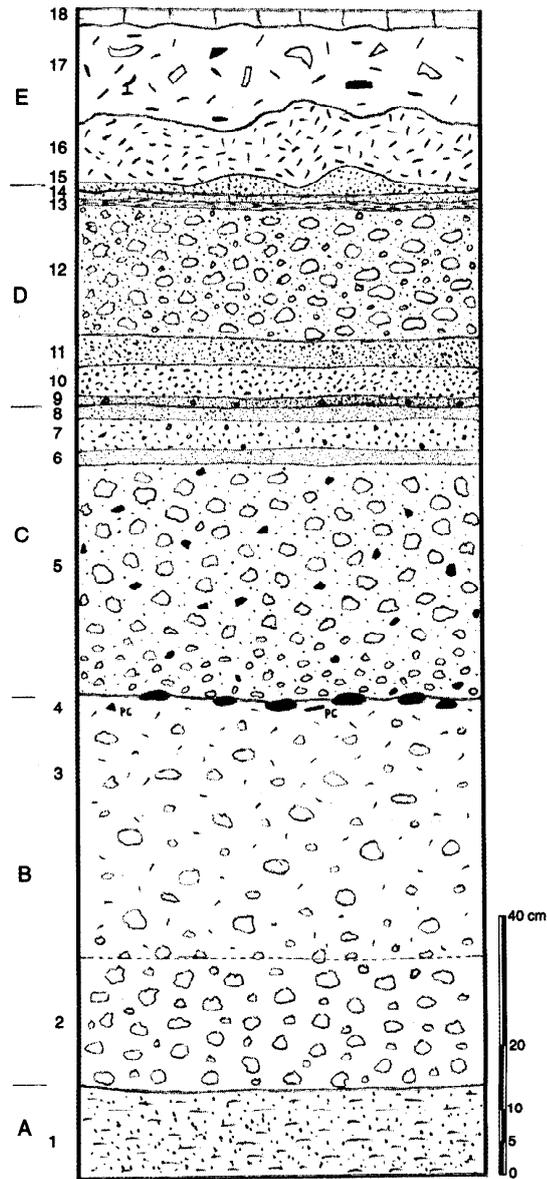


Figure 12 : Coupe stratigraphique du site de la future Sous-Préfecture.

Il est interprété comme le témoin de la phase plinienne d'un épisode éruptif de la Montagne Pelée.

Du point de vue chronologique, nous pouvons dire qu'il est nettement antérieur à l'occupation des sites de Vivé et de Moulin l'Étang (c'est-à-dire au IV<sup>ème</sup> siècle). En effet, son sommet est toujours nettement affecté par le développement d'un sol qui contient les vestiges archéologiques. Il pourrait être rapporté à l'éruption datée vers 60 avant J.-C., soit l'éruption P3 de H. Traineau *et al.*

**Le téphra inférieur de Saint-Pierre. (TSP2) :**

Défini sur le site archéologique de La future Sous-Préfecture à Saint-Pierre sur la côte caraïbe où il est présent sous le niveau archéologique précolombien, il est également présent sur le site

archéologique de l'habitation Perinelle à Saint-Pierre et dans des coupes observées à Beauséjour (5 km au SSO de la Pelée et 2 km au NO de Saint-Pierre), dans une position stratigraphique comparable. Il est constitué par un niveau à ponces (épaisseur : 0, 20 m max. en place + 0,35 m pédogénisé).

Il est interprété comme le témoin de la phase plinienne d'un épisode éruptif de la Montagne Pelée. Du point de vue chronologique, nous pouvons dire qu'il est nettement antérieur à l'occupation des sites du secteur de Saint-Pierre. En effet, son sommet est toujours nettement affecté par le développement d'un sol qui contient les vestiges archéologiques. Le paléosol qui le surmonte contient des vestiges archéologiques de la phase Saladoïde récente à la phase Suazoïde, soit du Vème au XIIIème siècle après J.-C.. Il pourrait donc être rapporté à deux éruptions, soit P2 (vers 280 après J.-C.), ou bien P3 (vers 60 avant J.-C.).

#### *Le téphra supérieur de Saint-Pierre. (TSP1) :*

Défini sur le site archéologique de l'habitation Perinelle à Saint-Pierre sur la côte caraïbe où il est présent sur le niveau archéologique précolombien, il est également dans des coupes observées à Beauséjour (5 km au SSO de la Pelée et 2 km au NO de Saint-Pierre) où il recouvre un paléosol noir. Il est constitué par deux niveaux : à la base un mince niveau (épaisseur : 0,30 m max.) de cendres grises microlitées et un niveau à ponces (épaisseur : 0, m max.). Il est interprété comme le témoin d'un épisode éruptif de la Montagne Pelée comprenant un "blast" initial suivi par une phase plinienne.

Du point de vue chronologique, nous pouvons dire qu'il est postérieur à l'occupation du site de l'habitation Perinelle à Saint-Pierre. Le matériel archéologique le plus récent du site appartient à la phase Suazoïde (XIIIème siècle après J.-C.). Il pourrait donc être rapporté à P1 (vers 1300 après J.-C.).

#### *Le complexe téphrique de Saint-Pierre (CTSP) :*

Il est présent que sur le site de la future Sous-Préfecture à Saint-Pierre où il recouvre le niveau archéologique. Il est

constitué par, à la base par une unité à ponces (épaisseur : 0,47 m) puis par une seconde unité (épaisseur : 0,11 m) de produits fins plus ou moins lités. On note également un niveau à ponces vers le sommet de cette seconde unité. L'épaisseur totale de ce complexe téphrique est de 0,58 m. Il est interprété comme le témoin d'un épisode éruptif de la Montagne Pelée comprenant une phase plinienne à la base puis une phase à déferlantes avec cependant au moins un épisode de retombée à ponces.

Du point de vue chronologique, nous pouvons dire qu'il est postérieur à l'occupation du site de la future Sous-Préfecture à Saint-Pierre. Le matériel archéologique le plus récent du site appartient au début de la phase Suazoïde (autour de l'an Mil). Comme ce complexe téphrique ne trouve pas d'équivalent, il est donc impossible de le rattacher à une des phases éruptives de la Montagne Pelée définies par les volcanologues. Cependant, sa position au-dessus de vestiges amérindiens datés autour de l'an Mil fait qu'il ne peut être comparé qu'à l'épisode P1 de la fin du XIIIème siècle.

### Conclusions et perspectives

Une nouvelle téphrochronologie de la Montagne Pelée commence à se dégager. Cependant, si nous avons démontré l'interaction entre le volcanisme de la Montagne Pelée et le peuplement amérindien de la Martinique et jeté les bases d'une téphrochronologie en milieu archéologique, il reste à caractériser les paléo-environnements et à quantifier l'impact du volcanisme et de l'homme sur les paléo-milieus. Ce travail est actuellement en cours dans le cadre d'une collaboration avec le Muséum d'Histoire Naturelle et le Parc Naturel Régional de la Martinique sous la forme d'étude palynologiques et anthracologiques. Par ailleurs, il faut poursuivre le travail de rattachement des événements éruptifs reconnus en milieu archéologique à la chronologie proposée par les volcanologues en poursuivant leur caractérisation fine sur le plus grand nombre de sites possible. Dans ce but, des analyses prometteuses et novatrices sont en cours. Il s'agit d'analyses par thermoluminescence, effectuées directement sur les niveaux pliniens, qui permettront vraisemblablement de régler définitivement le problème de corrélation entre les niveaux à ponces découverts lors des différentes fouilles.

### Références

- ALLAIRE L., 1989. Volcanic Chronology and the Early Saladoïd Occupation of Martinique. In Early Ceramic Populations Lifeways and Adaptive Strategies in the Caribbean, P.E. Siegel, éd., p. 147-168, 10 fig., *BAR International Series* 506, Oxford, 1989.
- BOUDON G. ET GOURGAUD A. (éds). Mount Pelée, *J. Volc. Geoth-Res.*, 38, 213 p.
- MATTIONI M., 1979. Salvage excavations at the Vivé site, Martinique, final report, traduction et préface Allaire L., *University of Manitoba Anthropology Papers*, 26, Winnipeg, août 1979, 55 p., 21 fig., 1979.
- MATTIONI M., 1980. Salvage excavations at the Fond-Brulé site (northeast coast of Martinique). In Suzanne M. Lewenstein éd., Proceedings of the eighth international congress for the study of the pre-columbian cultures of the Lesser Antilles, 30 juillet-3 août 1979, St. Kitts, West Indies, *Arizona State University, Anthropological Research Papers*, 22, Tempe, Arizona, p. 553-566, 15 fig., 1980.
- MATTIONI M., 1982. Salvage excavations at the Fond-Brulé site, Martinique : final report, traduction de Allaire L., *University of Manitoba Anthropology Papers*, 27, Winnipeg, mai 1982, 25 p., 34 fig., 1982.
- MONTBRUN CH., 1985. Fond Brulé : un site archéologique précolombien en Martinique. *REVUE DE CERC*, 2, p. 143-164, Caracoli, Pointe-à-Pitre, 1985.
- REVERT E., 1952. Rapport de M. E. Revert sur ses fouilles à Sainte-Marie, Martinique en 1940. *JOURNAL DE LA SOCIÉTÉ DES AMÉRICANISTES*, 41, 2, p. 373-382, Paris, 1952.
- ROOBOL JOHN M., PETITJEAN R., HENRY, SMITH ALLAN L., 1976. Mt. Pelée and the island population of Martinique. In Ripley P. Bullen éd., *Proceedings of the sixth international congress for the study of pre-columbian cultures of the Lesser Antilles*, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, July 6-12 1975. Florida State Museum, University of Florida, Gainesville Florida, p. 46-53, 2 fig., 1976.
- ROOBOL JOHN M., SMITH ALLAN L., 1976. Mount Pelée, Martinique : A pattern of alternating eruptive styles. *Geology*, 4, p. 521-524, 1976.
- TRAINEAU H., WESTERCAMP D., BARDINTZEFF J.-M., MISKOVSKY J.-L., 1989. The recent pumice eruptions of Mt. Pelée volcano. Part I : Depositional sequences, description of pumiceous deposits. In : Boudon G. et Gourgaud A. (éds). Mount Pelée, *J. Volc. Geoth-Res.*, 38, p. 17-33.
- WESTERCAMP D., 1972. *Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique*, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, 1972, Paris Sud.
- WESTERCAMP D., TRAINEAU H., 1983. The past 5000 years of volcanic activity at Mont Pelée, Martinique (FWI), implications for assessment of volcanic hazard. *Journal of Volcanical and geothermal research*, 17, p. 159-182, 1983.