



# 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 II



Soutenu le 9 septembre 2011 devant un jury composé de :

- Alain Gourgaud, Professeur Emérite, 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

# **Les dépôts pyroclastiques distaux : caractérisation, établissement de téphrostratigraphies de référence, taphonomie et relations Homme/Volcan.**

## **TOME I**

Introduction

Résumé des travaux

Curriculum Vitae

Liste des Publications

Les dépôts pyroclastiques distaux : caractérisation, établissement de téphrostratigraphies de référence, taphonomie et relations Homme/Volcan

### **1- Méthodologie d'étude**

#### **1.1 - Les différentes méthodes d'analyse utilisées pour la caractérisation des produits pyroclastiques distaux**

- 1.1.1 - Etude stratigraphique, structures sédimentaires et lithologie
- 1.1.2 - Etude granulométrique
- 1.1.3 - Morphoscopie des pyroclastes
- 1.1.4 - Géochimie
- 1.1.5 - Minéralogique
- 1.1.6 - Essai de datation

#### **1.2 - Développement de l'étude en lame mince de grand format : microfaciologie des dépôts pyroclastiques**

#### **1.3 - Références**

## **2 - Le Massif Central français**

### **2.1 - Les téphras piégés dans le remplissage lacustre du maar de Soleihac**

#### 2.1.1 - Les téphras basaltiques, marqueurs du volcanisme local

2.1.1.1 - Le niveau 34, sondage S1

2.1.1.2 - Le niveau 44, sondage S1

2.1.1.3 - Le niveau 59, sondage S1

2.1.1.4 - Le niveau 37 du sondage S2

2.1.1.5 - Le niveau 33c du sondage S2

2.1.1.6 - Synthèse sur les téphras basaltiques

#### 2.1.2 - Un téphra acide, marqueur du volcanisme des Monts Dorés

#### 2.1.3 - Faciès de tuff-ring

#### 2.1.4 - Références

### **2.2 - Les dépôts de maar (tuff-ring)**

#### 2.2.1 - Découverte d'un nouveau maar dans l'agglomération clermontoise : le maar de la Gantière

2.2.1.1 - Introduction

2.2.1.2 - La stratigraphie

2.2.1.3 - Caractéristiques macroscopiques de l'ensemble 3

2.2.1.4 - Observations microscopiques d'un niveau de l'ensemble 3

2.2.1.5 - Datation par thermoluminescence (TL) et par résonance paramagnétique électronique (RPE)

2.2.1.6 - Conclusion

#### 2.2.2 - Observations du tuff-ring du maar de d'Anchald (Petite Chaîne des Puys)

#### 2.2.3 - Références

### **2.3 - Eruptions phréatomagmatiques violentes**

#### 2.3.1 - Les dépôts de la rue de Medicis à Clermont-Ferrand : témoins de souffles éruptifs violents

2.3.1.1 : La stratigraphie du sondage S2

2.3.1.2 – Datation des téphras

2.3.1.3 – Caractérisation des téphras de l'ensemble 3

#### 2.3.2 - Un niveau de « blast » à la base de CF3

- 2.3.2.1 - Microfaciès des différents niveaux de CF3
- 2.3.2.2 - Nouvelles données géochimiques pour CF3
- 2.3.2.3 - Nouvelles données minéralogiques pour CF3

### 2.3.3 - Le téphra CF4, une éruption phréatomagmatique

## **2.4 - Les téphras liés à l'éruption du puy de La Nugère**

### 2.4.1 – Le puy de la Nugère et son histoire éruptive

- 2.4.1.1 – Localisation et importance de l'édifice
- 2.4.1.2 – Historique des recherches et proposition d'une histoire éruptive
  - Historique des recherches
  - L'évolution du système volcanique du Puy de la Nugère

### 2.4.2 – Les produits distaux attribués au puy de la Nugère

- 2.4.2.1 – Le Téphra de la Nugère
- 2.4.2.2 – Le Téphra T4 de la Godivelle
- 2.4.2.3 – Le téphra T875 du Gour de Tazenat
- 2.4.2.4 – La retombée de Cellule
- 2.4.2.5 – La retombée de la Moutade
- 2.4.2.6 – Le complexe téphrique CF1a/CF1b
- 2.4.2.7 – La retombée supérieure de Gimeaux

### 2.4.3 – Synthèse sur les produits distaux du Puy de La Nugère

- 2.4.3.1 - Origine de la retombée de Cellule
- 2.4.3.2 - Corrélations entre téphras
- 2.4.3.3 - Corrélations entre les phases éruptives et les recouvrements téphriques distaux

### 2.4.4 - Conclusion

### 2.4.5 - Références

## **2.5 - les téphras distaux de la Chaîne des Puys, nouvelles données**

### 2.5.1 - Nouveaux téphras : formation de Marsat, CF7, téphra de Sarliève, téphra Y et téphra Z

- 2.5.1.1 - La Formation de Marsat
- 2.5.1.2 - Le téphra CF7 (ou téphra de la Rodde)
  - Caractéristiques des fragments laviques de CF7
  - Les différents faciès de CF7
- 2.5.1.3 - Le Téphra Y
  - La position du Téphra Y dans la « séquence de Nohanent »
  - Macrofaciès du Téphra Y
  - Microfaciès du Téphra Y



- 2.5.1.4 - Le Téphra de Sarliève
- 2.5.1.5 - Le Téphra Z
- 2.5.1.6 - Références

## 2.5.2 - Nouvelles données sur le téphra CF4

- 2.5.2.1 - Position de CF4 dans la séquence téphrique
- 2.5.2.2 - Macrofaciès de CF4
- 2.5.2.3 - Morphologie des éléments laviques
- 2.5.2.4 - La composition chimique de CF4
- 2.5.2.5 - Les cortèges minéralogiques de CF4
- 2.5.2.6 - Conclusion

## **2.6 - La téphrochronologie de la Chaîne des Puys**

### 2.6.1 - La téphrochronologie, synthèse et présentation des téphras

### 2.6.2 - Réflexion sur les données de chronologie absolue obtenues sur les téphras de la fin du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène

### 2.6.3 - Références

## **2.7 - Taphonomie des téphras**

### 2.7.1 - Ruissellement sur les versants, concentration par le vent, déformations par le gel, reprise par alluvionnement

### 2.7.2 - Séismes, failles et chevauchements

### 2.7.3 - Références

## **2.8 - Relations avec l'occupation humaine et impact sur les paléoenvironnements**

### 2.8.1 - Modifications du paysage

### 2.8.2 - L'impact des retombées distales de la Chaîne des Puys

### 2.8.3 - Références

## **2.9 - Application de l'étude en lame mince de grand format aux produits pyroclastiques : recherche de microfaciès dans les produits du Pavin**

### 2.9.1 - L'historique de la mise en évidence de microfaciès par l'étude en lame mince de grand format

### 2.9.2 - Les produits du Pavin

### 2.9.3 - Références

# TOME II

## 3 - L'Italie du Sud

### 3.1 - Les produits pyroclastiques distaux du Monte Vulture dans les dépôts du Pléistocène moyen de Venosa (Basilicate, Italie)

#### 3.1.1 - Cadre de l'étude

- Le bassin de Venosa
- Le Monte Vulture

#### 3.1.2 - Objectifs et méthodes d'étude

#### 3.1.3 - Les écoulements concentrés de type lahars

#### 3.1.4 - Les retombées pliniennes ponceuses

- Piani di Forno
- Grotte di Porcinella
- Vallone del Reale

#### 3.1.5 - Déferlantes à lapilli accréionnés et tufs vésiculés

- Grotte di Porcinella
- Fontana dei Lazzari

#### 3.1.6 - Les coulées pyroclastiques

#### 3.1.7 - Les retombées à large dispersion

#### 3.1.8 - Le Téphra de Notarchirico

- L'unité 2.1
- L'unité 2.2
- L'unité 2.3
- L'unité 2.4

-

#### 3.1.9 - Conclusion

#### 3.1.10 - Références

### 3.2 - Une éruption cataclysmique : l'ignimbrite campanienne

#### 3.2.1 - Introduction

#### 3.2.2 - Localisation et description des affleurements

- Cala Bianca
- Grotta Grande di Scario

- Porto infreschi

### 3.2.3 - Faciologie

- Macrofaciès

- Microfaciès

-

### 3.2.4 - Composition chimique

### 3.2.5 - Discussion

### 3.2.6 - Conclusion

### 3.2.7 - Références

## **3.3 - Une éruption protohistorique du Vésuve : l'éruption dite «des ponces d'Avellino»**

### 3.3.1 - Le téphra d'Ariano Irpino, un aspect distal de l'éruption plinienne des ponces d'Avellino

- Introduction

- Méthodologie

- Observations de terrains

- Analyses : observations en lames minces, granulométrie, géochimie

- Conclusion

- Références

### 3.3.2 - Les produits de l'éruption d'Avellino sur le site de Croce del Papa (Nola, Campanie)

- introduction

- Stratigraphie des produits de l'éruption d'Avellino sur le site de Croce del Papa

- Observations en lames minces et microfaciologie

- Interprétation : corrélation avec les différentes phases de l'éruption, implications sur la destruction et la conservation du village du Bronze ancien

- Références

## **4 - La Martinique**

### **4.1 - Une téphrostratigraphie en milieu archéologique à la Martinique**

#### 4.1.1 - La Montagne Pelée : Contexte géodynamique, évolution et dynamismes éruptifs récents

- Situation géodynamique

- La Martinique et l'évolution de La Pelée

- Les dynamiques des éruptions historiques (périodes amérindiennes à actuelle)

\* Les explosions phréatiques et phréatomagmatiques

\* Les éruptions pliniennes

\* Les éruptions à construction de dômes («peléennes»)

#### 4.1.2 - Un volcan (La Montagne Pelée et une occupation humaine insulaire

- site de Vivé
- Fond-Brulé
- Le site de Moulin l'Etang
- Le site de l'habitation Perinelle à Saint-Pierre
- La future Sous-préfecture à Saint-Pierre
- Proposition d'une téphrostratigraphie des sites amérindiens du nord de la Martinique

4.1.3 - Conclusions et perspectives

4.1.4 - Références

## **5 - Conclusions et Perspectives Générales**

**TOME III**

Articles sélectionnés

# L'ITALIE DU SUD

### 3 - L'ITALIE DU SUD :

#### 3.1 - Les produits pyroclastiques distaux du Monte Vulture dans les Dépôts du Pléistocène moyen du bassin de Venosa (Basilicate, Italie) :

##### 3.1.1 – Cadre de l'étude :

Dans le cadre de l'étude des sites préhistoriques du bassin de Venosa (Figure 87) (et en particulier celui de Notarchirico), une reprise de l'étude du remplissage pléistocène du bassin a été réalisée au cours des années 1990. La position de ce bassin, à dix kilomètres à l'Est du complexe volcanique du Monte Vulture, nous a conduit, dès le début de cette étude, à rechercher et caractériser les éventuelles pyroclastites afin de les utiliser comme des marqueurs (chrono-) stratigraphiques. En effet, les dépôts pyroclastiques, de par leur grande extension et leur brièveté dans le temps (isochronie), apparaissent comme des marqueurs remarquables au sein des séquences sédimentaires, dès lors qu'ils sont convenablement caractérisés.

##### - Le bassin de Venosa :

L'unité morphosédimentaire connue sous le nom de bassin de Venosa est inscrite dans un pays de plateaux qui appartient à une large dépression structurale (avant-fosse adriatique ou fossa bradanica) limitée à l'Est par l'escarpement du plateau des Murge et dominée à l'Ouest par les reliefs de l'Appennino Lucano et de l'appareil volcanique du Monte Vulture (Ambrosetti *et al.*, 1983) (Figure 88). Le drainage du bassin est divergent à partir du seuil du Piano di San Gervasio. Le Basentello, qui y prend naissance, s'écoule vers l'Est en direction de Bradano. La partie occidentale du bassin est drainée vers l'Ouest par la Fiumarella di Venosa-Matinella, qui rejoint le torrente Olivento-Archidiaconata, drain de direction méridienne affluent de l'Ofanto, dont la vallée marque la limite occidentale des plateaux (Lavello) et des replats du bassin de Venosa.

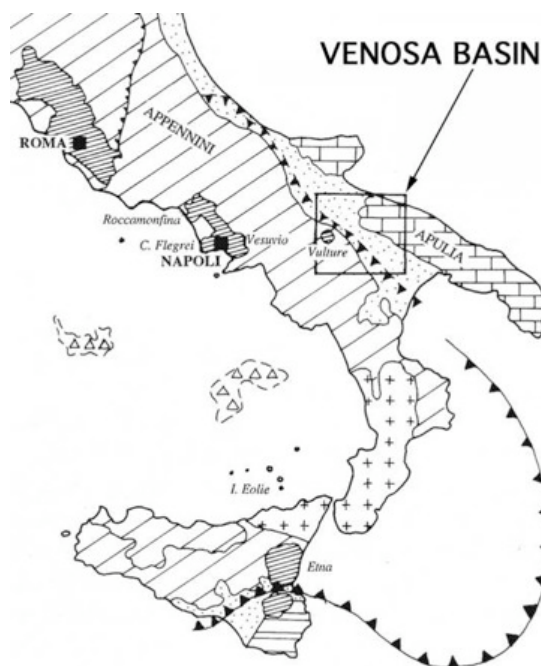


Figure 87 : Localisation du bassin de Venosa en Italie méridionale.

Dès le début du XIX<sup>ème</sup> siècle, des dépôts fluvio-volcaniques sont signalés pour la première fois dans la région de Venosa-Palazzo San Gervasio par Cagnazzi (1807). Au même moment l'Abbé Tortorella et G.B. Brocchi identifient des dépôts lacustres dans la région du Vulture. En relation avec les études conduites sur le Vulture, Scacchi et Palmieri (1852) décrivent les faciès du bassin de Venosa, puis Nicolucci (1877) et Guiscardi (1880) en reconnaissent la richesse du contenu paléontologique et préhistorique. De Lorenzo consacre deux publications au grand lac pléistocène

de Venosa et Vitalba au pied du Vulture (1898a, b), puis au volcan lui-même (1900) et interprète le bassin comme la paléo-vallée d'un organisme fluviatile s'écoulant vers le Sud-Est en direction du Bradano, comblée en grande partie de produits volcaniques issus du Vulture.

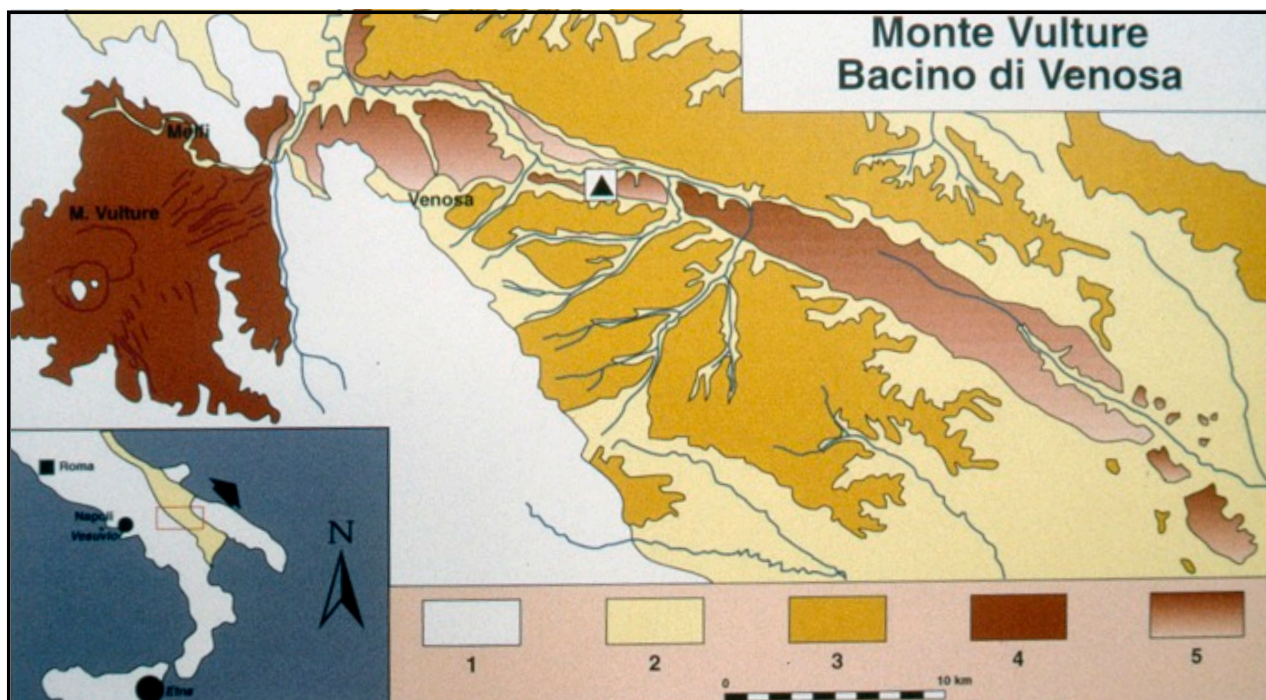


Figure 88 : Carte morphologique de la région de Venosa-Monte Vulture. 1 : chaîne de l'*Appennino* méridional, 2 : dépressions et collines modelées dans les argiles et sables plio-pléistocènes de la *Fossa Bradanica*, 3 : plateaux associés au *Conglomerato d'Irsina*, 4 : appareil volcanique composite du *Monte Vulture*, 5 : bassins de *Venosa-Irsina* et d'*Atella*.

▲ : localisation de site paléolithique de Notarchirico.

Il faut attendre 1970, avec la publication des recherches stratigraphiques et pétrographiques de Piccarreta et Ricchetti, pour que paraisse la première étude géologique détaillée du remplissage du bassin. Ces travaux, replacés dans un cadre géomorphologique régional par Neboit (1975), seront complétés par les résultats des études géologiques conduites sur les sites archéologiques (Segre 1978 ; Baïssas 1980 ; Barral, Simone 1984).

Les travaux antérieurs identifiaient dans le remplissage du bassin une succession de faciès correspondants à des environnements sédimentaires fluviatiles puis lacustres, dans lesquels sont venus s'intercaler des témoins de l'activité du Vulture, représentés par des lahars et des téphras plus ou moins remaniés (Piccarreta, Ricchetti, 1970). La réalité nous est apparue plus complexe (Lefèvre *et al.*, 1993, 1994) et il convient donc d'abandonner le modèle d'une simple succession par empilement pour expliquer le remplissage du bassin (Segre 1978 ; Bonadonna *et al.*, 1993) et de caractériser les nombreux niveaux pyroclastiques qui ponctuent les séquences sédimentaires.

Dans l'unité morphosédimentaire qui constitue le remplissage du bassin de Venosa, nous distinguons désormais trois unités lithostratigraphiques : une basale, la *Formation de Fonte del Comune*, sur laquelle repose deux formations volcano-sédimentaires emboi-



tées, la *Formation de Piano Regio* et la *Formation de Tufarelle*. Chacune de ces formations possède une « signature pyroclastique » spécifique permettant de la corrélérer à des unités éruptives définies sur le volcan (Lefèvre *et al.*, 1999 ; Raynal *et al.*, 1998).

### - Le Monte Vulture :

Le Monte Vulture (Figure 89), formé d'un édifice volcanique composite qui culmine à 1327 m et de centre secondaire, appartient au volcanisme potassique de la province comagmatique romaine, mais se distingue des autres édifices par sa localisation sur le versant oriental de l'Appennino, à l'intersection de deux systèmes de failles Nord-Ouest/Sud-Est et Est-Ouest, et par ses laves sous-saturées dans lesquelles l'haüyne remplace la leucite.



Figure 89 : Le Monte Vulture dominant le bassin de Venosa (au premier plan le replat de la *Formation de Tufarelle*, en position intermédiaire le plateau associé au *Conglomerato d'Irsina* [ ..... ] et les collines de l'*Appennino* méridional).

L'histoire éruptive de ce volcan a été précisée et daté par de nombreuses recherches : De Fino *et al.*, 1982 ; Crisci *et al.*, 1983 ; La Volpe *et al.*, 1984 ; Boenzi *et al.*, 1987 ; La Volpe, Principe, 1989, 1994 ; Laurenzi *et al.*, 1993 ; Procchini *et al.*, 1994.

Elle peut se résumer comme suit (Figure 90) :

Les ignimbrites de l'Unità di Fara d'Olivo datées de  $741 \pm 39$  ka représentent les plus anciens produits connus à l'affleurement. Il s'agit de coulées pyroclastiques séparées en deux unités. Néanmoins, la présence de blocs de lave dans les brèches d'ouverture de l'ignimbrite de base et de xénolites de laves dans ces mêmes ignimbrites témoignent d'une activité éruptive antérieure à cette date.

Vers  $646 \pm 7$  ka, se met en place le cripto-dôme phonolitique du Toppo San Paolo près de Melfi.

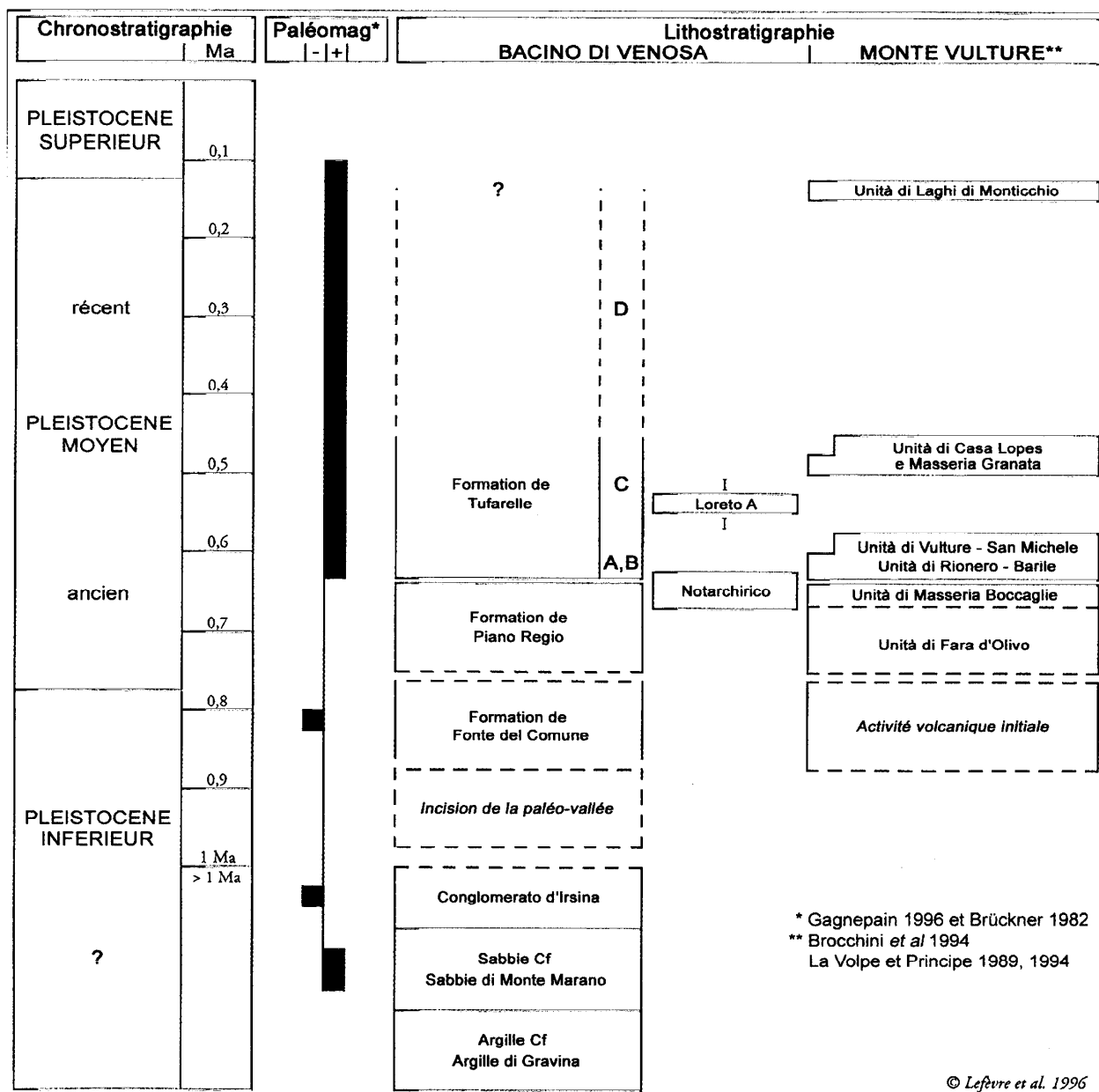


Figure 90 : Les différentes unités pyroclastiques du Monte Vulture et les formations volcano-sédimentaires définies dans le bassin de Venosa.

Entre environ 660 et 557 ka, plusieurs phases d'activité représentées par l'Unità di Masseria Boccaglie, l'Unità di Rionero Barile et l'Unità di Vulture-San-Michele ont conduit à l'édification du volcan composite. À la fin de cette phase, vers  $557 \pm 7$  ka, se met en place l'haüynofire de Melfi.

Après une longue période d'arrêt, une reprise d'activité représentée par l'Unità di Case Lopez-Maseria-Granata datée de  $484 \pm 8$  ka, se manifeste en relation avec l'effondrement de la partie méridionale de l'édifice.

Enfin, après la formation d'une caldera une reprise tardive phréatomagmatique (Unità di Laghi di Monticchio) datée de  $132 \pm 12$  ka conduit à la formation des cratères de maar sommitaux occupés actuellement par les lacs de Monticchio.

### 3.1.2 - Objectifs et méthodes d'étude :

Comme nous venons de le voir le bassin de Venosa a donc été affecté de façon répétitive par les manifestations éruptives du volcanisme local du Monte Vulture. De plus, des apports de téphras exotiques, témoins d'éruptions plus lointaines de grande ampleur, peuvent y être également préservés.

Les manifestations explosives violentes du Vulture se sont marquées par l'émission de produits spécifiques distaux conservés en position primaire jusqu'au cœur du bassin à plus de vingt kilomètres du point éruptif. Si les produits proximaux (sur l'édifice lui-même et ses marges immédiates) étaient connus et caractérisés avant notre étude, en revanche, les produits distaux étaient seulement signalés mais restaient mal caractérisés. Trois types de pyroclastites - retombées pliniennes, dépôts de déferlantes et coulées pyroclastiques - se retrouvent à plusieurs reprises dans le bassin. Il faut également y ajouter des dépôts de type « lahars » qui bien que n'étant pas des pyroclastites *stricto sensu*, dépendent étroitement des éruptions. En effet, ils résultent de la remobilisation, après une éruption importante, des cendres accumulées sur les flancs du volcan et saturées en eaux de pluie. Un volume important fluidifié de matériaux pyroclastiques se précipite alors dans les vallées autour de l'édifice volcanique.

La répétition de la succession retombée plinienne/dépôts de déferlantes/coulée pyroclastique, jointe à un chimisme sous-saturé à signature minéralogique spécifique, identifie clairement la Formation de Piano Regio. La Formation de Tufarelle qui lui succède se caractérise d'abord par des écoulements concentrés (lahars), puis par la répétition de retombées scoriacées (retombées repères R1 et R2) et de faciès - originels ou remaniés - de coulées pyroclastiques arrivées dans un environnement palustre. Ces deux formations constituent le remplissage d'âge Pléistocène du bassin de Venosa (Lefèvre *et al.*, 1999) (Figure 90).

Nous examinerons successivement les différents types de dépôts pyroclastiques préservés dans le bassin et sur le site de Notarchirico en insistant sur leurs caractères microscopiques, établis à partir de lames minces de grand format fabriquées selon la méthode de Guilloché (1985).

### 3.1.3 – Les écoulements concentrés de type lahars :

Les dépôts conglomératiques de l'unité lithostratigraphique Formation de Fonte del Comune présentent d'une part des caractéristiques (faciès, succession de faciès et éléments d'architecture fluviale) correspondant à des environnements sédimentaires de type rivière à larges méandres et forte charge grossière et d'autre part des éléments (blocs de lave, ponces, minéraux volcaniques, scories) indiquant sans ambiguïté la contemporanéité de ces dépôts avec les manifestations initiales de l'activité volcanique du Vulture (Lefèvre *et*

al., 1999). Il est donc fort probable que cette rivière a été alimentée par des écoulements de type « lahars ».

La base de la Formation de Tufarelle (membre A) est constituée de bancs de conglomérats fortement hétérométriques, non ou peu classés, à éléments grossiers flottant dans une matrice sableuse (faciès Gmc), ou de sables grossiers à litage planaire horizontal (faciès Sh) ou entrecroisé (faciès Sp) dans lesquels flottent des blocs épars de dimension métrique. Ses blocs métriques sont principalement constitués de trachytes phonolitiques provenant du crypto-dôme du Topo San Paolo près de Melfi. On note également des blocs constitués de fragments de coulées pyroclastiques de la Formation de Piano Regio. Au Topo Daguzzo, ces conglomérats contiennent des blocs d'ignimbrites de l'Unità di Fara d'Olivo, des bois minéralisés et des restes fauniques de grands mammifères. Les caractéristiques décrites ci-dessus montrent que ces dépôts, constituant le membre A de la Formation de Tufarelle, ont été mis en place par des écoulements hyper-concentrés de type « lahars » *sensu lato* (Pierson, Scott, 1985).

#### 3.1.4 – Les retombées pliniennes ponceuses (fall) :

Des retombées ponceuses ont largement recouvert le bassin de Venosa à plusieurs reprises. Bien identifiées par leur couleur claire et leur épaisseur constante, elles forment d'excellents niveaux repères caractéristiques de la formation de Piano Regio et résultent d'éruptions pliniennes du Vulture. Les dimensions des plus gros fragments ponceux et lithiques (12 mm en moyenne) notées sur les affleurements sont en effet de l'ordre de celles connues pour des éruptions pliniennes (Cas, Wright, 1992).

Des variations de couleur du blanc au gris sont notées sur plusieurs affleurements. Ces variations, par ailleurs bien connues (Fischer, Schmincke, 1984 ; Cas, Wright, 1992), outre une augmentation des xénoclastes liée à des effondrements cratériques, traduisent également une évolution synéruptive de la composition magmatique vers des termes plus basiques : par exemple sur l'affleurement de Fontana dei Lazzari (échantillons 93040 et 93041).

Ces retombées pliniennes ponceuses ont été étudiées sur quatre affleurements : Vallone del Serro, Piani di Forno, Grotte di Porcinella et Vallone del Reale.

##### **- Vallone del Serro (échantillon 95010) :**

Sur cet affleurement, le niveau de pyroclastites est interstratifié dans des dépôts de versant présents à la base de la Formation de Piano Regio, à 10 kilomètres du volcan.

Du point de vue chimique, l'analyse sur roche totale de fragments triés indique une composition très proche de celle des ponces des unités 1 et 2 du Vulture (La Volpe, Piccareta, 1971), en accord avec la position stratigraphique observée.

En lame mince, les pyroclastes sont constitués de verre transparent très vésiculé. On note une tendance fibreuse pour certains pyroclastes. Il s'agit bien de ponces *stricto sensu*. Les cristaux libres sont représentés par des micas (atteignant 3 mm), des clinopyroxènes verts

parfois zonés de type augite et augite aegyrrique, des feldspaths alcalins (sanidine – anorthose), des individus d'haüyne très altérés avec inclusions de xénolites, quelques plagioclases en fragments anguleux et un minéral de couleur rouille à inclusions de clinopyroxènes verts. On observe également des clastes laviques et des cumulats (diamètre d'environ 1 cm) à clinopyroxènes verts et hornblendes brunes.

**- Piani di Forno (échantillon 95002) :**

À 14 kilomètres de l'édifice éruptif, on observe une retombée ponceuse plinienne d'une puissance de 0,4 m. Elle repose sur un sol développé au sommet d'une coulée pyroclastique et est surmontée par des tufs à lapilli accréionnés (Figure 91). Sa base est

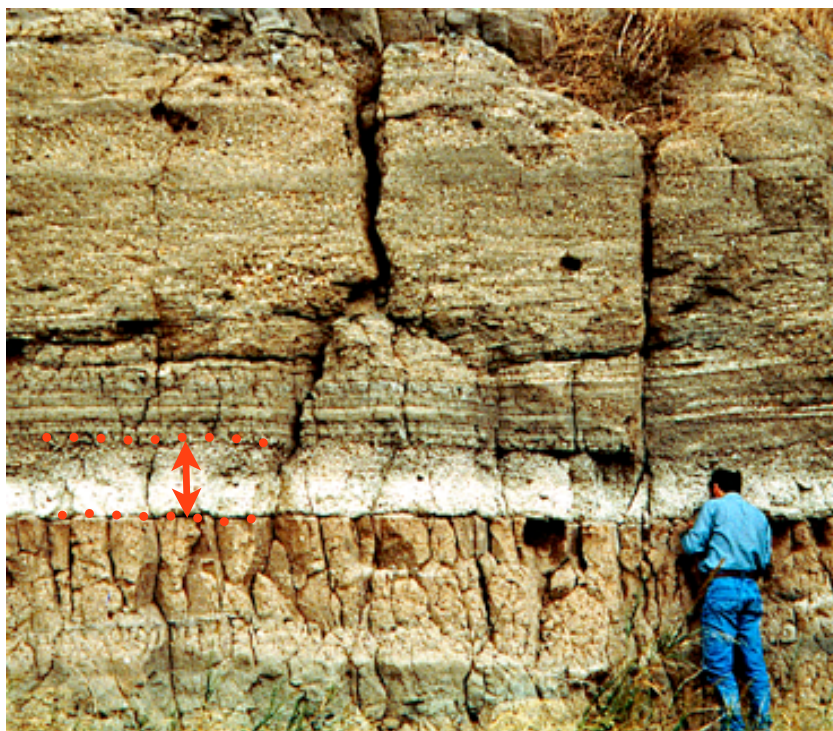


Figure 91 : Retombée plinienne ponceuse dans la Formation de Piano Regio (affleurement de *Piani di Forno*).

est marquée par un niveau (3 cm d'épaisseur) à granulométrie fine, assez riche en xénoclastes. Le cœur de la retombée (15 cm d'épaisseur) est constitué de ponces blanches (diamètre moyen de 2 cm) ainsi que de gros clastes laviques (jusqu'à 3 cm de diamètre). La partie supérieure (22 cm d'épaisseur) apparaît plus sombre enrichie en xénoclastes et en ponces plus grises.

En lame mince, les caractéristiques observées sont très proches de celles de l'échantillon de Vallone del Serro. L'haüyne est abondante, accompagnée d'apatite brune et d'un minéral de couleur rouille. On observe de très nombreux grains opaques et une plus grande abondance de clastes. L'altération est bien marquée.

On observe de très nombreux grains opaques et une plus grande abondance de clastes. L'altération est bien marquée.

**- Grotte di Porcinella (échantillon 90013) :**

Observée à 18 kilomètres du volcan, cette retombée plinienne est peu puissante (0,1 m) et homogène. Cependant, on note, à la base, un liseré (4 mm) plus fin (les plus grosses ponces possèdent un diamètre de seulement 1 mm). Les plus grosses ponces observées dans la partie centrale de la retombée atteignent la taille de 5 mm.

La granulométrie a été établie par tamissage mécanique sur la fraction fine (< 2 mm) du sédiment. La courbe cumulative montre un assez mauvais classement des particules,

mais les paramètres d'Inman (1952) ( $Md_{\phi} = -0,25$  et  $\sigma_{\phi} = 2,30$ ) situent clairement l'échantillon dans le domaine des retombées (fall) du diagramme  $Md_{\phi}/\sigma_{\phi}$  (Walker, 1971).

En lame mince, les ponces sont constituées de verre transparent à vésicules abondantes et plus ou moins étirées. Des phénocristaux d'haüyne et de clinopyroxène vert (type augite aegyrinique) sont présents dans ces ponces. On note comme minéraux libres des feldspaths alcalins, des feldspathoïdes entièrement altérés et recristallisés par des zéolites, des apatites brunes et des clinopyroxènes verts. Les phénomènes d'altération et de cristallisation secondaire sont bien marqués. On note la présence de zéolites dans les ponces et au cœur des pyroxènes et de l'haüyne. Des carbonates sparithiques se sont développées dans les fissures et les vides entre les fragments ponceux et sont typiques d'une circulation hydrique en régime vadose (Purer, 1973, 1980, 1983) : la condensation post-éruptive, corrélat de la phase phréatomagmatique immédiatement postérieure à la retombée plinienne, peut expliquer cette cristallisation.

L'analyse chimique est faussée par la présence des carbonates secondaires. Une correction prenant en compte une moyenne de CaO dans les laves et pyroclastites de phases anciennes du Vulture indiquerait une composition trachytique analogue à celle des ponces d'Albero in Piano rapportées à l'unité de Fara d'Olivo (Brocchini *et al.*, 1994).

#### **- Vallone del Reale (échantillon 9121) :**

Interstratifiée entre deux coulées pyroclastiques à la base de la séquence de Vallone del Reale, à 18 kilomètres de l'édifice éruptif, cette retombée plinienne (puissance = 0,2 m) présente le même faciès macroscopique et en lame mince que celle de Piani di Forno. Deux particularités peuvent être notées : l'abondance de grains noirs opaques et du minéral de couleur rouille ainsi que la présence de deux types de clinopyroxènes : augite et augite aegyrinique.

#### **5.1.5 – Déferlantes à lapilli accréionnés et tufs vésiculés (surge) :**

Dans la Formation de Piano Regio, il existe, de façon quasi-systématique, au-dessus des retombées pliniennes à ponces, des dépôts fins, lités, de couleur grise. Le litage est toujours très net avec des lits plans, ondulés ou encore entrecroisés. Chaque lit peut présenter un granoclassement ou non. Ces dépôts présentent des figures sédimentologiques caractéristiques de produits de déferlantes (surge) (ou de souffles éruptifs ou encore de blasts) : antidunes, chenaux, tufs vésiculés, laminations, stratifications entrecroisées. Enfin, des lapilli accréionnés sont visibles à l'œil nu sur plusieurs sites.

Les lapilli accréionnés (Moore, Peck, 1962), 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 tufs vésiculés, caractéristiques des déferlantes basales, contiennent entre les particules cendreuses des vides initialement remplis de vapeur d'eau, agent de transport principal des déferlantes (Lorenz, 1974).



Lapilli accrétionnés *in situ* des surges ou co-surges et tufs vésiculés sont donc de bons indicateurs de température de formation et de dynamisme de mise en place. La reconnaissance de ces faciès au cœur du bassin de Vénosa est un élément nouveau. Ils indiquent sans ambiguïté que des produits pyroclastiques en suspension dans des souffles gazeux d'une température supérieure à 100°C ont à plusieurs reprises atteints le cœur du bassin, à plus de 18 kilomètres du centre éruptif ; des exemples historiques ont montré, pour des distances similaires, des vitesses de déplacement de 30 m à 60m/s (Moore, Melson, 1969 ; Davies *et al.*, 1978) mais elles peuvent avoir été beaucoup élevées (Sparks *et al.*, 1978).

Grâce à la réalisation de lames minces de grand format, nous avons particulièrement bien observé les faciès de tufs vésiculés à lapilli accrétionnés sur trois affleurements : Grotte du Porcinella, Fontana dei Lazzari et Piani di Forno.

**- Grotte di Porcinella (échantillon 95006) :**

Sur ce site, situé à 18 kilomètres du volcan, les dépôts de déferlantes atteignent 1,20 m de puissance (Figure 92).



Figure 92 : Tufs vésiculés lités (TVL) à lapilli accrétionnés dans la Formation de Piano Regio (affleurement de *Grotte di Porcinella*). On observe également une coulée pyroclastique (CP) et une retombée plinienne à ponces blanches (RP).



Une lame mince réalisée à leur base permet de décrire divers microfaciès rencontrés sur les quatre premiers centimètres juste au-dessus d'une retombée plinienne à ponces.

De bas en haut on observe :

- un niveau homogène (puissance = 1,4 cm) constitué d'une « bouillie » de fragments laviques et minéraux. Des vésicules millimétriques sont présentes et exemptes de toute cristallisation secondaire. Un pseudo-litage, marqué par une fissuration planaire, isole des lits homogènes, non granoclassés, de 1 mm à 2 mm d'épaisseur. Le terme de tuf vésiculé peut être utilisé pour ce niveau.

- Ensuite, sur 1,2 cm, nous avons une alternance de niveaux fins lités à granoclassement normal plus ou moins net et de niveaux grossiers à clastes (minéraux libres, fragments laviques, ponces, scories, xénoclastes) sans matrice (*framework-supported* franc ; Walker, James, 1992). Deux de ces niveaux grossiers sont plus marqués et atteignent une puissance de 2 mm à 3 mm. Ces lits forment des doublés comportant une lamine basale à clastes sans matrice fine (lamine maigre) et une lamine sommitale à clastes dans une matrice fine (lamine grasse) ; la prise en compte des deux lamines formant alors un lit à granoclassement normal. Cette microstructuration correspond au microfaciès *Micro-Litage à Doublé de lamines* (MLD) (Figure 93).

- Un niveau de 3 mm est constitué par des clastes de laves, des ponces et des minéraux libres qui adoptent des structures en pseudo-sables qui représentent les stades initiaux de l'accrétion. Il s'agit du microfaciès *Proto-Lapilli Accrétionnés* (PLA) (Figure 94).

- Enfin, on trouve un niveau de tufs vésiculés (puissance = 9 mm) constitué d'une « bouillie » de fragments laviques et minéraux. Sa base présente une « structure en lentilles » à granoclassement normal plus

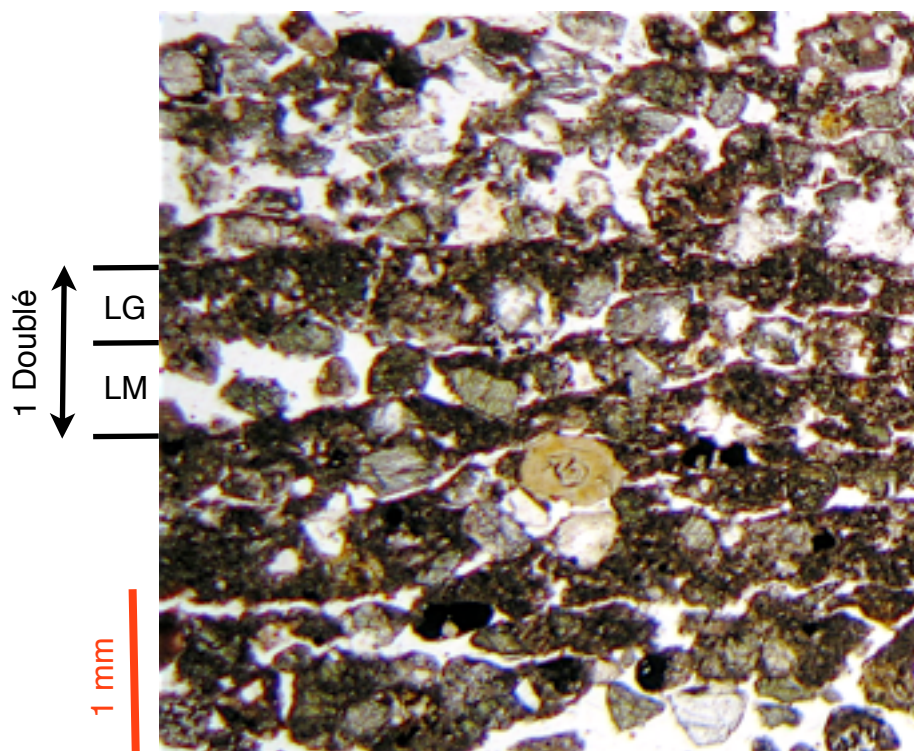
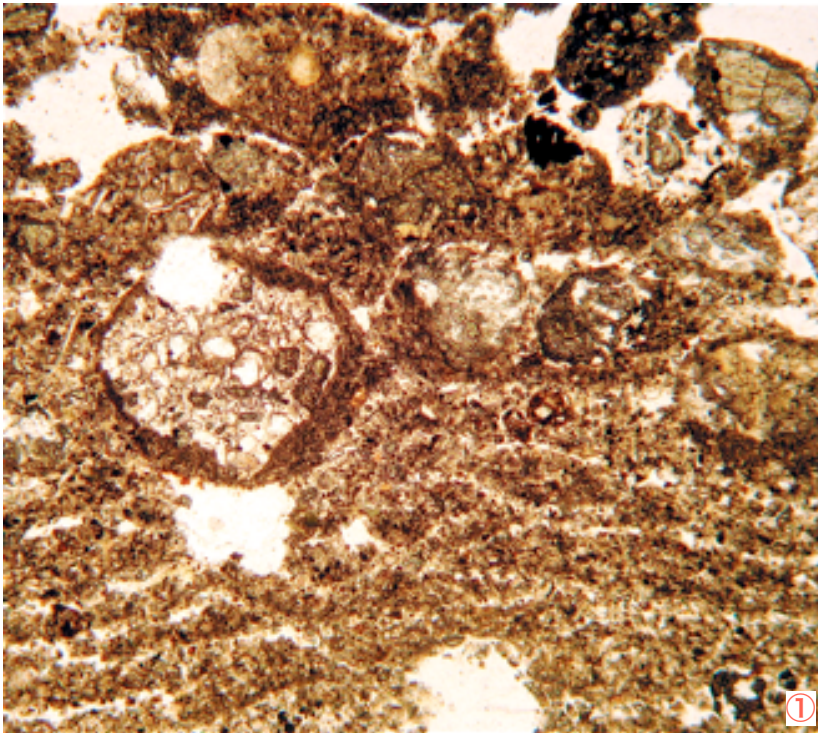
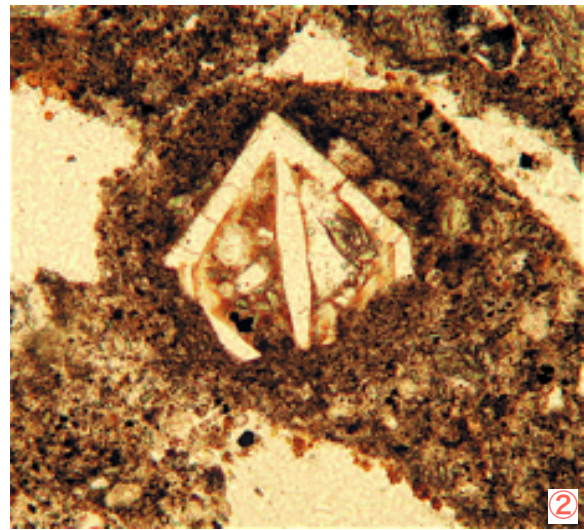


Figure 93 : Microfaciès MLD dans les dépôts de déferlantes (surge) (Grotte di Porcinella). LM : lamine maigre, LG : lamine grasse.

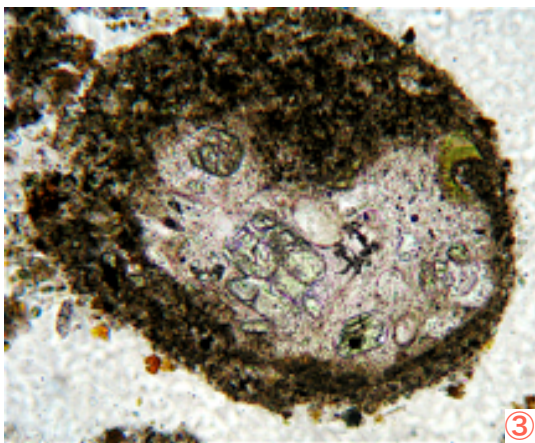
ou moins marqué alors que la partie supérieure est plus homogène.



880  $\mu\text{m}$



200  $\mu\text{m}$



400  $\mu\text{m}$

Figure 94 : Proto-Lapilli Accrétionnés (microfaciès PLA) dans les produits de déferlantes (surge) de la Formation de Piano Regio (*Grotte di Porcinella*, Bassin de Venosa). Sur la photo ①, le microfaciès PLA est associé au microfaciès MLD.

**- Fontana dei Lazzari (échantillon 95004) et Piani di Forno (échantillon 95001) :**

Sur ces deux sites, nous avons repéré un niveau de tufs vésiculés à lapilli accréionnés de 5 cm de puissance, situé à la base d'une séquence litée de type déferlante.

En lame mince, sur les deux échantillons, la base (sur 1,5 cm) est constituée par des clastes de nature variée (cristal, claste de lave, ponce, scorie, boules de cendres fines) présentant un enrobage externe peu développé de particules fines agglomérées. Il s'agit de Proto-Lapilli Accréionnés (microfaciès PLA) de taille moyenne située autour du millimètre et qui représentent les stades initiaux de l'accréion.

Au-dessus, la partie principale de ce tuf vésiculé (épaisseur = 3,5 cm à 4 cm) est constituée d'une matrice de cendres fines homogène à vésiculation moyenne dans laquelle s'observent des lapilli accréionnés dont la taille moyenne est de 4,9 mm de diamètre à Fontana dei Lazzari et de 5,3 mm à Piani di Forno. Ce type de lapilli accréionnés montre une structure interne variée caractérisée par l'absence de fragment solide de type claste, scorie, lithique ou minéral libre. On rencontre des particules agglomérées en partant d'éléments les plus grossiers au centre pour finir par un liseré brun externe du matériel le plus fin ; l'organisation est alors concentrique sans germe central. Dans d'autres cas, on distingue nettement un germe central constitué de particules non organisées, recouvert d'un premier liseré brun de cendres fines, puis d'une auréole constituée de particules plus ou moins organisées de façon concentrique et enfin un deuxième liseré brun de centres fines. Il faut noter que ces lapilli accréionnés présentent une vésiculation interne. Dans de rares cas, on observe une vésicule plus importante au centre qui semble jouer le rôle de germe central. Enfin, il n'est pas rare d'observer au sein de ces niveaux de tufs des fragments de lapilli accréionnés qui montrent que bon nombre de ces derniers se sont fracturés au cours du dépôt. Ainsi une bonne partie de la matrice fine du tuf provient vraisemblablement de la dislocation des lapilli au moment de la mise en place du niveau. De même, il faut signaler des lapilli visiblement déformés (par écrasement). Dans le dépôt de Fontana dei Lazzari, un lapilli accréionné présente une forme en goutte d'eau.

**3.1.6 – Les coulées pyroclastiques (flow) :**

Observables à l'affleurement comme en sondage, de nombreuses coulées pyroclastiques, précédées ou non de déferlantes, ont atteint Venosa au cœur du bassin et donnent aujourd'hui à la Formation de Piano Regio son aspect caractéristique. L'épaisseur de ces coulées peut être très variable, de l'ordre du mètre pour la moins épaisse à plus de 6 m pour la plus épaisse. À l'affleurement, elles se présentent comme une masse compacte et homogène présentant souvent un débit prismatique plus ou moins net. On observe de façon assez systématique des niveaux à ponces plutôt vers le sommet de ces coulées. On note une absence totale de vésiculation ainsi que de structure de dégazage nette. Il semble que nous ayons là un faciès très distal de ces coulées pyroclastiques qui arrive en « bout de course » au cœur du bassin de Venosa. Des structures de chenalisation (Figure 95) ont été observées en plusieurs points du bassin.





Figure 95 : Structure de chenalisation d'une coulée pyroclastique (flow) de la Formation de Piano Regio (bassin de Venosa). Noter un paléosol (PS), marquant la paléosurface anté-coulée, nettement entaillé par le méga-chenal.

Nous présentons quelques caractères microfaciologiques à partir de deux affleurements, Vallone del Serro (échantillon 95008) et Piani di Forno (échantillon 95003).

La coulée pyroclastique inférieure de l'affleurement du Vallone del Serro a été étudiée en lame mince. La matrice apparaît constituée de petits clinopyroxènes en éclats. On note la présence de ponces à nombreuses petites inclusions noires et des lapilli accréionnés à cœur de clinopyroxène, témoignant du régime turbulent de l'écoulement. Des *Proto-Lapilli Accréionnés* (PLA) ont été observés dans ces coulées pyroclastiques. Le germe central de ces PLA peut être de nature variée (cristal libre, claste de lave, ponce) autour duquel des cendres fines sont agglomérées. Sur l'échantillon provenant de Piani di Forno nous avons mis en évidence des échardes de verre au sein de la matrice. Enfin, on note une ferruginisation des pores de cette matrice qui peut résulter du dégazage.

### 3.1.7 – Les retombées scoriacées (fall) à large dispersion :

La Formation de Tufarelle (Figure 96) présente sur ces affleurements caractéristiques (Tufarelle Strada et Tufarelle Cava) deux niveaux gris à scories qui sont interprétés comme des retombées scoriacées (épaisseur de 0,20 m à 0,30 m) (retombées repères R1 et R2).



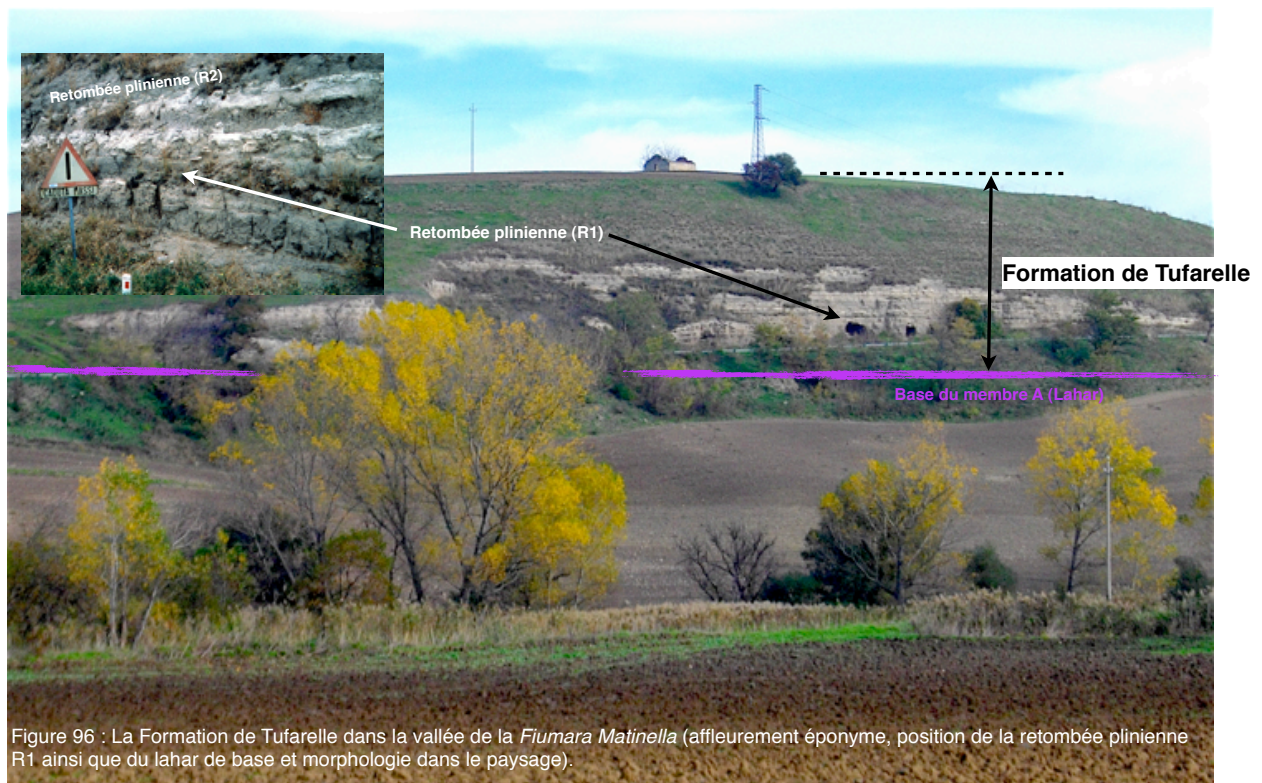


Figure 96 : La Formation de Tufarelle dans la vallée de la *Fiumara Matinella* (affleurement éponyme, position de la retombée plinienne R1 ainsi que du lahar de base et morphologie dans le paysage).

La retombée repère R1 (Figure 97) de la Formation de Tufarelle est prise comme exemple. La granulométrie a été établie par tamisage mécanique de la fraction fine (< à 2 mm) du sédiment (échantillons 9012 et 9114). Les courbes cumulatives montrent un classement des particules bon ( $Md_{\phi} = -0,05$ ,  $\sigma_{\phi} = 1,43$ ) à assez mauvais ( $Md_{\phi} = 0,35$ ,  $\sigma_{\phi} = 2,78$ ), mais les paramètres d'Inman (1952) situent clairement l'échantillon dans le domaine des retombées (fall) du diagramme  $Md_{\phi}/\sigma_{\phi}$  (Walker, 1971). La distribution granulométrique est identique à celle des retombées pliniennes ponçueuses.



Figure 97 : La retombée R1 entre des bancs de calcaire lacustre dans la Formation de Tuffarelle (affleurement de *Tufarelle Cava*).

La composition chimique des scories de la base du dépôt est proche de celle des phono-téphrites et téphrites à haüyne du Vulture (Hieke-Merlin, 1964, 1967 ; La Volpe, Principe, 1994).

Les caractères microfaciologiques de la retombée R1 (échantillon 93045) sont présentés de bas en haut :

La base du dépôt est de granulométrie fine. On observe de nombreuses scories noires trempées anguleuses peu vésiculées, con-

tenant des feldspathoïdes altérés (haüyne), des clinopyroxènes verts (type augite et augite aegynirique), des olivines (aciculaires) et de rares feldspaths alcalins. De rares scories vésiculées sont présentes. Les cristaux libres sont essentiellement des clinopyroxènes verts et quelques olivines et feldspathoïdes. Ces caractères évoquent un événement initial de type phréatomagmatique, par exemple un blast.

On rencontre ensuite de plus en plus de scories vésiculées grises et de moins en moins de scories noires, indiquant une montée en régime de l'éruption. La taille des nombreux pyroxènes libres augmente, indiquant la vidange des parties les plus profondes du réservoir magmatique.

Au-dessus, le dépôt est *framework-supported* franc (Walker, James, 1992). Les scories sont vésiculées et contiennent des clinopyroxènes verts, de rares feldspaths alcalins de rares feldspathoïdes et quelques biotites. On note l'absence de l'olivine. Les minéraux libres sont des clinopyroxènes verts (parfois très gros), des biotites et de rares feldspaths alcalins. Il faut insister ici sur l'absence du minéral de couleur rouille qui différencie clairement la formation de Tufarelle de celle de Piano Regio.

Le sommet du dépôt est de composition minéralogique indentique mais constitué de très grosses scories ( $\varnothing > \text{à } 1 \text{ cm}$ ).

En résumé, la retombée repère R1 à scories grises de la Formation de Tufarelle, résulte donc d'une violente éruption qui débute sans doute par une phase phréatomagmatique et se poursuit par une montée en régime plinien. Son chimisme la rapproche des éruptions enregistrées dans les unités de Rionero-Barile ou Vulture-San Michele identifiées sur le Vulture (La Volpe, Principe, 1989, 1994).

D'autres retombées à scories à large dispersion ont été repérées au sein de la série de Tufarelle. Parmi elles, la retombée repère R2 et la retombée supérieure de Tufarelle Cava (échantillon 9118) montrent une granulométrie plus fine, liée à une moindre puissance explosive ou à une position différente sous le panache.

### 3.1.8 – Le téphra de Notarchirico :

Le site archéologique de Notarchirico permet d'observer une séquence sédimentaire appelée Complexe de Notarchirico (Figure 98). Ce complexe est peu épais et correspond sans doute à un bilan d'accumulation relativement court, dans une structure d'accueil fluviale, sous contrôle volcano-sismique et climatique, vers 0,6 Ma (Raynal *et al.*, 1999).

À la base de l'unité 2, qui traduit une accumulation en ambiance biostatique interrompue par des crises rhéostasiques locales à commande volcanique, un ensemble de strates et de lamines (de 2.1 à 2.4) correspond à un complexe téphrique qui recouvre un lit de galets jointifs (niveau archéologique F) résultant d'un dépôt de charge de fond de chenal lavé de ses fines et résidualisé jusqu'au stade du pavage.

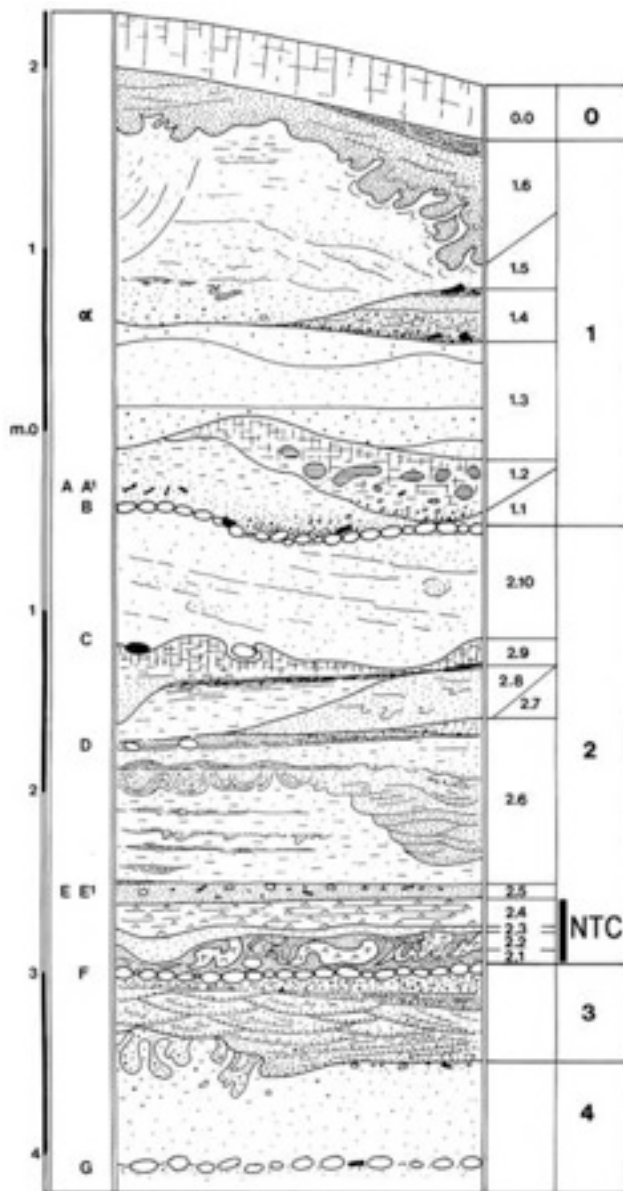


Figure 98 : Séquence sédimentaire du site préhistorique de *Notarchiroco* avec position du Téphra de Notarchirico (NTC).

Le complexe téphrique 2.1/2.4 est formé de :

- la strate 2.1 et les lamines 2.2 et 2.3 base, déformées par des figures de charge,

- la lamine 2.3 sommet et la strate 2.4, sub-horizontales, non déformées, de 0,20 m à 0,25 m de puissance. Localement, 2.4 prend de l'épaisseur dans des micro-dépressions.

**- L'unité 2.1 :**

Il s'agit d'un sable (échantillons 9003 et 9004) à clinopyroxènes verts automorphes dominants sans verre adhérent aux faces cristallines. On note également des feldspaths alcalins qui peuvent appartenir au cortège téphrique et quelques rares scories grises. Il s'ajoute des quartz arrondis et des granules de lave à feldspathoïdes et clinopyroxènes, de calcaires, de calcaires coquillés et de grès.

La granulométrie a été établie par tamisage mécanique sur la fraction fine (> à 2 mm) du sédiment. Les courbes cumulatives montrent un bon classement des particules ( $Md_{\phi} = 1,10$ ,  $\sigma_{\phi} = 0,92$ ) et les paramètres d'Inman (1952) situeraient clairement les échantillons dans le domaine des retombées (fall) du diagramme  $Md_{\phi}/\sigma_{\phi}$  (Walker, 1971).

Les caractères faciologiques et granulométriques indiquent une retombée polluée et remaniée ; cependant on ne distingue aucune structure indiquant une reprise par écoulement. Les déformations observées (Raynal *et al.*, 1999) sont postérieures au dépôt et suggèrent un piégeage en eau calme.

Une datation TL sur quartz de ce niveau a été réalisée et indique un âge d'environ 0,64 Ma (Pilleyre, 1991 ; Pilleyre *et al.*, 1999).



## – L'unité 2.2 :

Macroscopiquement, il s'agit de poches de sédiments blancs, compacts au touché talqueux, déformées et incluses dans le sommet du niveau 2.1. Microscopiquement (échantillon 9003), c'est une accumulation d'échardes de verre volcanique dont la taille varie entre 25 et 100  $\mu\text{m}$ . Les minéraux libres sont très rares : quelques biotites et microlithes de clinopyroxène vert. Nous sommes en présence d'une retombée distale fine, directe, de type cinérite.

## – L'unité 2.3 :

Macroscopiquement, la lamine est sableuse, compacte, de couleur gris-rosé, sans litage apparent. Au microscope (échantillon 93001), on observe une accumulation d'échardes de verre volcanique, largement masquée par une recristallisation de carbonates micritiques dans la masse. Les minéraux libres, assez nombreux, sont microlithiques : clinopyroxène vert dominant, accompagné de quelques biotites. Il s'agit d'une retombée directe non remaniée. La composition chimique de cette strate a été établie par fluorescence X sur roche totale. On remarque une proportion anormale de CaO due à la recristallisation de carbonate nicritique. Cette analyse ne sera donc pas retenue pour comparaison avec les laves du Monte Vulture.

## – L'unité 2.4 :

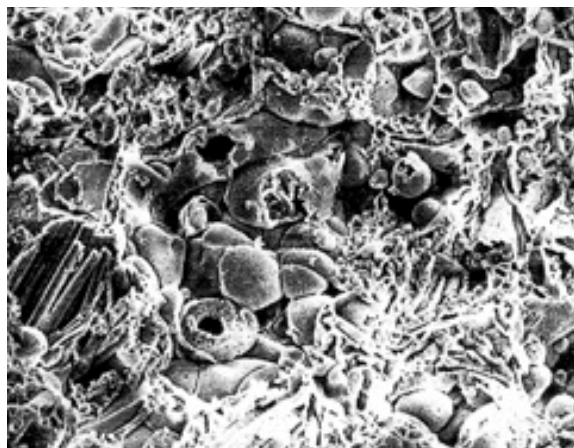
Macroscopiquement, il présente l'aspect d'une strate de 0,20 m de puissance moyenne, blanche, compacte, au touché talqueux. On observe la présence d'une fissuration parallèle au plan de sédimentation, plus dense vers le sommet, envahie de micrite beige claire.

En lame mince (échantillon 93001 et 93002), on observe une accumulation compacte, non litée, d'échardes de verre volcanique non altéré. Les fissures sont remplies de micrite. Les minéraux exprimés sont extrêmement rares et de très petite taille (quelques  $\mu\text{m}$ ) : biotites, éclats de clinopyroxène vert et minéraux opaques.

Les auteurs (Ewart, 1963 ; Heiken, 1972 ; Fischer, Schminske, 1984) distinguent trois types d'échardes vitreuses suivant leur morphologie : corps en Y, X, T (cusped shards), échardes plates (platy shards) et échardes ponceuses (pumice shards). Ces échardes vitreuses proviennent d'un matériel ponceux brisé par explosion et par friction entre particules. La fraîcheur remarquable des verres de l'unité 2.4 permet d'observer ces trois types d'échardes. Les échardes plates sont de petites dimensions (25  $\mu\text{m}$ ), les échardes en Y X et T sont plus grandes (25-100  $\mu\text{m}$ ), les échardes ponceuses présentent les plus fortes dimensions (100 à 300  $\mu\text{m}$ ).

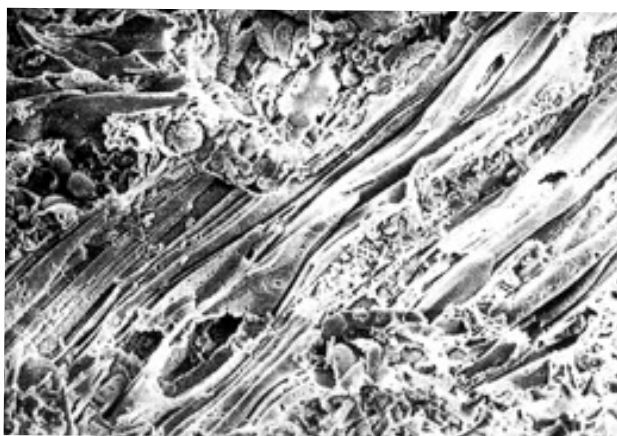
Les échardes ponceuses montrent des parois vitreuses (2 à 3  $\mu\text{m}$  d'épaisseur) délimitant des vésicules sphériques ou sub-sphériques (30  $\mu\text{m}$  de diamètre en moyenne). Cette texture à vésicules sub-sphériques est dominante mais l'on observe également des échardes ponceuses à texture fibreuse qui sont en fait les plus grandes (250 à 300  $\mu\text{m}$ ).

L'examen au MEB permet de préciser les observations précédentes. L'aspect général de la surface étudiée révèle une accumulation de fragments de verre sans matrice interstitielle.



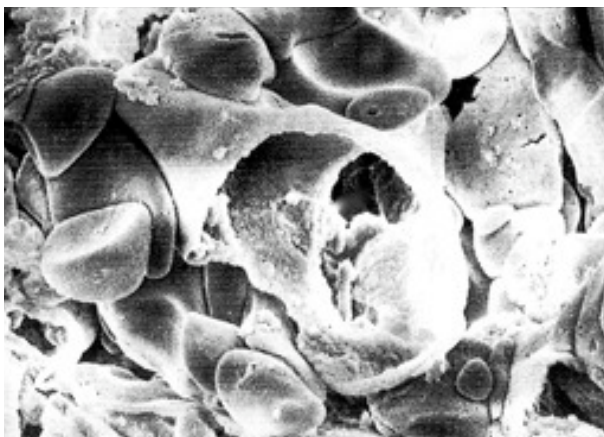
(1)

50 µm



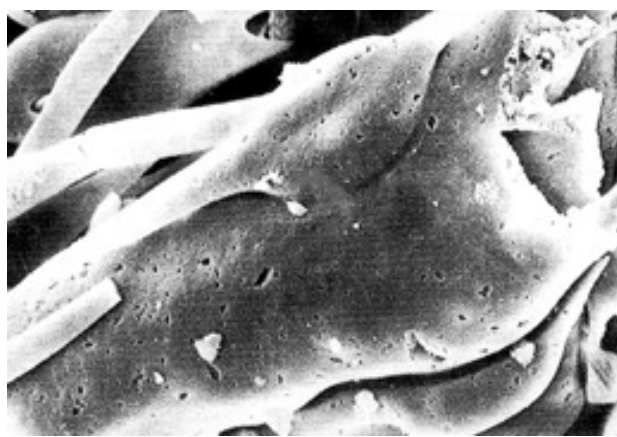
(2)

50 µm



(3)

20 µm



(4)

20 µm

Figure 99 : Téphra de Notarchirico (Venosa, Basilicate), vues au Microscope Electronique à Balayage (MEB) ; (1) : aspect général ; (2) : zone fibreuse résultant d'une accumulation de tubules vitreuses ; (3) : accumulation de sphérules vitreuses (globular shards) ; (4) : aspect de tubules vitreuses (pumice shard with tubular vesicles).

Deux types de fragments sont présents :

- des accumulations de sphérules vitreuses agglomérées. Dans ces accumulations les sphérules, dont la taille est comprise entre 10 et 20 µm, sont soudées et leur morphologie indique que l'agglomération s'est constituée à l'état pâteux. Ce type de fragment est do-

minant et correspond aux écharges ponceuses non fibreuses observées en microscopie optique.

- Des agglomérats de tubules vitreuses, moins nombreux mais pouvant atteindre des dimensions plus importantes, de l'ordre de 250  $\mu\text{m}$ . Ce sont les échardes ponceuses à texture fibreuse observées en microscopie optique. Les tubules sont soudées, ont une partie mésiale renflée et des extrémités éfilées. Elles peuvent être très fines, d'une section de 2 à 3  $\mu\text{m}$ .

Entre ces deux types de fragments, on remarque des échardes plates ou de forme plus complexe résultant de la fragmentation des tubules et/ou des sphérules. L'observation au MEB permet également de préciser l'altération subie par le verre. Si certaines parties sont relativement saines, elles portent cependant des micro-perforations qui attestent d'un début d'altération. L'analyse chimique qualitative ponctuelle de ces zones est celle du verre. En revanche, d'autres zones montrent une altération plus poussée sous forme de perforation plus importante avec néocristallisations. Leur analyse chimique qualitative s'éloigne de celle du verre et révèle une forte teneur en Fe.

Ces observations indiquent que le magma originel de cette retombée devait être relativement visqueux ; le diamètre des vésicules compris entre 10 et 200  $\mu\text{m}$  correspond à une éruption plinienne dont un produit cinéritique distal a été ici enregistré et préservé.

La composition chimique de cette strate a été établie par deux méthodes : fluorescence X sur roche totale et microsonde sur roche totale et sur roche totale vitrifiée par fusion (Juvigné, 1993). Les analyses sur roche totale révèlent l'altération subie par le téphra postérieurement à son dépôt : enrichissement à alumine et perte en sodium et potassium ; la composition est celle d'une andésite basaltique, incompatible avec les critères microscopiques précédemment évoqués. En revanche, l'analyse sur verre caractérise un trachyte et s'accorde avec les observations en lame mince.

Cette retombée peut être originaire du système éruptif du Monte Vulture mais aussi d'une source plus lointaine (Campanie, Latium, ...) :

- pendant les phases anciennes de son activité, le Vulture a émis des produits (laves, ponces ; ...) de composition proche de celle du téphra 2.4. Dans les successions téphriques du bassin de Venosa, correspondant aux phases anciennes d'activité du Vulture (Formation de Piano Regio), nous avons identifié plusieurs cinérites de composition voisine. Dans le bassin d'Atella des cinérites sont présentes sous les niveaux acheuléens du Cimetière d'Atella dans une séquence globalement rapportée aux phases anciennes d'activité du Vulture (Borzatti Von Löwenstern *et al.*, 1990 ; Borzatti Von Löwenstern, Sozzi, 1994 ; Borzatti Von Löwenstern *et al.*, 1996) ; leur composition, établie sur roche totale d'après nos échantillons confirme cette hypothèse,

- dans la succession téphrostratigraphique du Vulture, un téphra d'origine exotique (marqueur M8) et de composition similaire a été identifié et daté à 0,654 Ma (La Volpe, Principe, 1989, 1994). Dans le bassin du Vallo di Diano, situé à 64 kilomètres au Sud/Sud-Ouest de la zone d'étude, un téphra de composition identique (trachyte potassique) a été repéré au sein des dépôts du Pléistocène moyen (Russo Ermolli *et al.*, 1995).

Quelle que soit son origine, le téphra 2.4 de Notarchirico se place au sommet d'une série volcano-sédimentaire identifiée dans le sondage Vn 88-2 de Notarchirico et rapportée à la Formation de Piano Regio (Raynal *et al.*, 1999). Cette cinérite, dénommée *Téphra de Notarchirico*, située dans le Pléistocène moyen vers  $640 \pm 40$  ka, et la seule retombée directe identifiée avec certitude dans un site acheuléen d'Italie méridionale.

### 3.1.9 – Conclusion :

On retiendra ici les quelques points de nature à éclairer le processus dynamique lié au volcanisme qui sont à l'origine des mutations environnementales contemporaines de la présence humaine au Pléistocène moyen dans le bassin de Venosa.

Les différents macrofaciès observés et leurs signatures microfaciologiques, géochimiques et minéralogiques permettent de caractériser la Formation de Piano Regio et la Formation de Tufarelle et de proposer un parallélisme des séquences avec les phases éruptives successives reconnues dans le Vulture (La Volpe, Principe, 1989, 1994 ; Brocchini *et al.*, 1994 ; Giannandrea *et al.*, 2006 ; Villa, Buettner, 2009) (cf. Figure 90). Ces corrélations téphrostratigraphiques fixent très clairement l'âge pléistocène moyen des différentes formations du bassin. Un profil schématique (Figure 100) résume les relations stratigraphiques entre les différentes formations volcano-sédimentaires, les sites préhistoriques principaux et le Téphra de Notarchirico.

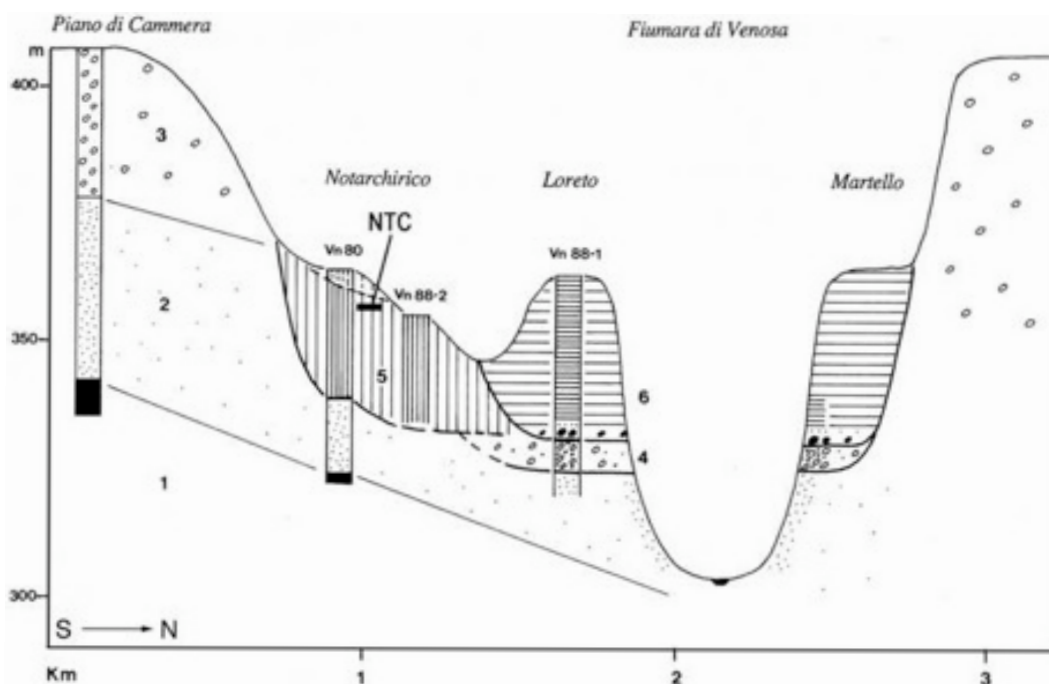


Figure 100 : Profil schématique du bassin de Venosa avec position des principales formations volcano-sédimentaires (5 : Formation de Piano Regio ; 6 : Formation de Tufarelle), des principaux sites préhistoriques (*Notarchirico* et *Loreto*) et du Téphra de Notarchirico (NTC).

Plusieurs retombées pliniennes ponceuses ont recouvert largement le bassin à plusieurs reprises au cours de l'activité ancienne du Vulture. La puissance minimum de ces recouvrements est de 0,1 à 0,3 m. Les panaches des colonnes éruptives atteignaient sans doute des hauteurs de 20 à 30 kilomètres ; la hauteur de leur partie basale en régime forcé d'expulsion des gazes peut être estimée de l'ordre de 3 à 5 kilomètres ; leur effondrement partiel et des épisodes phréatomagmatiques ont initié des déferlantes (surge) et des coulées pyroclastiques (flow). Ces données nous permettent de proposer une reconstitution de l'une de ces éruptions pliniennes (Figure 101).

Ces coulées pyroclastiques à ponces (coulées, nuées cendreuses) en suspension dans des souffles gazeux d'une température bien supérieure à 100°C et se déplaçant à des vitesses élevées ont à plusieurs reprises atteint le cœur du bassin.

Ces ignimbrites et co-ignimbrites ont recouvert toute la partie ouest du bassin, dépassé Venosa et sans doute atteint l'emplacement du site acheuléen de Notarchirico comme l'atteste la carotte Vn 88-2 extraite près du gisement.

Retombées pliniennes ponceuses, déferlantes et coulées pyroclastiques à ponces caractérisent la formation de Piano Regio. Les différentes occupations humaines du site de Notarchirico sont intervenues immédiatement après ces éruptions répétitives. Un épisode éruptif, dont l'origine est sans doute exotique, a cependant affecté directement le site par un lit de cinérites à composition trachytique (Téphra de Notarchirico).

Des retombées scoriacées grises à large dispersion, témoignent d'éruption en régime plinien lors de l'activité récente du Vulture et caractérise la Formation de Tufarelle. Les retombées repères R1 et R2 retrouvées sous les niveaux archéologiques de Loreto, autorisent à situer ces derniers dans la partie supérieure de la Formation de Tufarelle. Des épichelastites présentes au sommet de la séquence de Notarchirico ont une composition et un âge TL qui les rapprochent également de la série de Tufarelle.

Ces exemples illustrent le potentiel du bassin de Venosa en matière d'identification des produits éruptifs distaux du Monte Vulture et de caractérisation de leur influence sur les environnements de l'homme au Pléistocène moyen. La téphrostratigraphie établie fixe l'âge des séquences des sites archéologiques de Notarchirico et de Loreto (Lefevre *et al.*, 2010).





Figure 101 : Reconstitution d'une éruption plinienne du Monte Vulture dominant le bassin de Venosa (Basilicate, Italie).

### 3.1.10 - Références :

Alberdi M.T., Caloi L., Palombo M.R. (1988) - The quaternary fauna of Venosa: Equids. *Bull. Mus. Anthrop. Préhist. Monaco*, 31, 5-39.

Angeletti F., Caloi L., Malastesta A., Palombo M.R. (1978) - Fauna quaternaria di Venosa: cenni preliminari. *Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, 133-140.

Baissas P. (1980) - Données paléomagnétiques et sédimentologiques sur les dépôts de la coupe de Loreto, Venosa. *Bull. Mus. Anthrop. Préhist. Monaco*, 24, 13-56.

Barral L., Simone S. (1983) - Le bassin fluvio-lacustre de Venosa. *Bull. Musée Anthrop. Préhist. de Monaco*, 27, 5-19.

Barral L., Simone S. (1984) - Venosa-Loreto, Basilicata, in *Catalogo I primi abitanti d'Europa*, Museo Nazionale Preistorico Etnografico L. Pigorini, De Luca ed., 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)*, t. 95, 1, 47-88.

Blanc A.C. (1953) - Venosa, gisement à industrie tayacienne et micoquienne de Loreto. *IV Congr. Intern. INQUA*, Livret guide, 63-68.

Bonadonna F.P., Brocchini D., Laurenzi M.A., Principe C., Ferrara G. (1993) - Mt. Vulture Volcano Chronostratigraphy and Paleogeographic Implications. Symposium INQUA, *Quaternary stratigraphy in volcanic areas*, Roma, Abstracts, 13.

Bonifay M.F. (1977) - Liste préliminaire de la grande faune du gisement préhistorique de Venosa (Basilicata, Italie) : fouilles 1974-76. *Bull. Musée Anthrop. Préhist. 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) - Paleoenvironmental 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*, Forli (Italia), Abstracts, 2, 256.

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. (1979 a) - La fauna quaternaria di Venosa: *Canis sp.*. *Quaternaria*, 21, 115-128.
- Caloi L., Palombo M.R. (1979 b) - *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. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 101-140.
- Cas R.A.F., Wright J.V. (1992) - *Volcanic successions. Modern and ancient*. Chapman & Hall, London, 528 p.
- 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)*. Ed. Osanna, Venosa, 361-438
- Cattani L. (1996) – La ricostruzione dell’ambiente preistorico attraverso lo studio dei pollini. *In Notarchirico, 500 000 anni fa, ss la dir. De M. Piperno, Ed. Osanna., Venosa, 14.*
- Chiappella G. (1964) - Il Paleolitico inferiore di Venosa. *Bull. Palet. It.*, 73, 7-23.
- Davies D.K., Quearry M.W., Bonis S.B. (1978) - Glowing avalanches from the 1974 eruption of volcano Fuego, *Guatemala. Geological Society of America Bulletin*, 89, 369-384.
- De Lorenzo G. (1898) - I grandi laghi pleistocenici delle falde del Vulture. *Rend. Accad. Lincei, Cl. Sc. Fis.*, 5, 7.
- Fischer R.V. et Schmincke H.U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- 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, 3 vol.
- 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). *Boll. Soc. Geol. It.*, 125 (2006), 67-92.
- Guillone P. (1985) - *Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces*, Doc. ronéo., Inst. Nat. Agron. Paris-Grignon, Dépt. des sols.
- 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, 66p.
- Koenigswal W. von, Kolfschoten T. van (1996) - The *Mimomys-Arvicola* boundary and the enamel thickness quotient (SDQ) of *Arvicola* as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene. *in Turner (ed) The early Middle Pleistocene in Europe*, Balkema, Rotterdam, p. 211-226.

Kuenen Ph. H. (1965) - Value of experiments in geology. *Geologie en Mijnbouw*, 44, 22-36.

Laurenzi M.A., Brocchini D., Principe C., Ferrara G. (1993) - Mt. Vulture volcano chronostratigraphy and the effectiveness of dating young phlogopites. *comm. orale EUG VII*, Strasbourg.

La Volpe L., Principe C. (1989) - Stratigrafia e storia eruttiva del Monte Vulture: revisione e aggiornamenti. *Boll. 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 precongressuale e alla escursione tematica sul Cretaceo murgiano, 41-55.

**Lefevre 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, p. 117-128.**

**Lefevre D. , Raynal J. P., Vernet G., Pilleyre Th, Piperno M., Sanzelle S., Fain S., Miallier D., Montret M. (1994) - Sédimentation, volcanisme et présence humaine dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italie) au Pléistocène moyen: exemple du site di Notarchirico, *Bulletin de la Société Préhistorique française*, 91, 2, 103-112.**

**Lefevre 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)*. Ed. Osanna, Venosa, 139-173.**

Levevre D., Raynal J.P. (1999) - Etudes géologiques à Notarchirico et dans le bassin de Venosa : premier bilan et perspectives. In : *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Ed. Osanna, Venosa, 253-256.

**Lefevre 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 *Téphras, chronology, archéology*, ss la dir. de E. Juvigné et JP Raynal, *Les dossiers de l'Archéo-Logis* n°1, CDERAD éd., 175-182**

**Lefevre D., Raynal J.-P., Vernet G., Kieffer G. et Piperno M. (sous presse, 2010) - Tephro-stratigraphy and the age of ancient Southern Italian Acheulean settlements: the sites of Loreto and Notarchirico (Venosa, Basilicata, Italy). *Quaternary International*, (paru en ligne).**

Mc Kee E.D., Goldber M. (1969) - Experiments on formation of contorted structures in mud. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 231-244.

Moore J.G., Melson W.G. (1969) - Nuées ardentes of the 1968 eruption of Mayon Volcano, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, 33, 600-620.

Moore J.G., Peck D.L. (1962) - Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western United States. *Journal of Geology*, 70, 182-193.

Picarreta G., Ricchetti G. (1970) - I depositi del bacino fluvio-lacustre della fiumara di Venosa Mattinella e del torrente Basentello. Studio petrographico. *Mem. Soc. Geol. It*, 9, 121-134.

Pilleyre Th. (1991) - *Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques*. Thèse de l'Université de Clermont II, DU 345, 164 p.

Pilleyre Th., 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)*. Ed. Osanna, Venosa, 235-243.

Piperno M. (ed.) (1999) – *Notarchirico : un sito del Pleistocene medio antico nel bacino di Venosa*. Ed. Osanna, Venosa, 621 p.

Piperno M. & Segre A.G. (1982) - Pleistocene e Paleolitico inferiore di Venosa, nuove ricerche. *Atti XXIII Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, 589-596.

Piperno M., Mallegni F., Yokoyama Y. (1990) - Découverte d'un fémur humain dans les niveaux acheuléens de Notarchirico (Venosa-Basilicata), *C.R. Acad. Sc. Paris, série II*, 1097-1102.

Piperno M., Lefevre 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., Lefevre D., Raynal J.P., Tagliacozzo A. (1999) - Conclusioni generali. *In : Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Ed. Osanna, Venosa, 537-543.

**Raynal J.P., Lefevre D., Vernet G., Pilleyre T., Sanzelle S., Fain J., Miallier D., Montret M. (1998) - Sedimentary dynamics and tecto-volcanism in the Venosa Basin (Basilicata, Italia). *Quaternary International*, vol. 47/48, 97-105.**

**Raynal J.P., Lefevre 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)*. Ed. Osanna, Venosa, 175-205.**

Reineck H.E., Singh I.B. (1980) - *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag Ed., Berlin, 551 p.

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)*. Ed. Osanna, Venosa, 245-251.

Sala B. (1999) – Nuovi dati sulla microteriofauna di Notarchirico. *In : Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Ed. Osanna, Venosa, 439-441.

Segre A.G. (1978) - Il Pleistocene e il Paleolitico della Basilicata; *Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost.*, Firenze, 15-39.

Segre A.G., Piperno M. (1984) - Venosa-Notarchirico, Basilicata. , in *Catalogo I primi abitanti d'Europa*, Museo Nazionale Preistorico Etnografico L. Pigorini, De Luca ed., 186-188.

Sparks R.S.J., Wilson L., Hulme G. (1978) - Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83, 1727-39.

**Vernet G., Raynal J.P., Lefevre D., Kieffer G. (1999) - Un bassin, un volcan : téphras distales dans les dépôts du Pléistocène moyen de Venosa (Basilicata, Italia). In : *Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata)*. Ed. Osanna, Venosa, 207-233.**

Villa I. M., Buettner A. (2009) - Chronostratigraphy of Monte Vulture volcano (southern Italy) : secondary mineral microtextures and 39 Ar-40 AR systematics. *Bull. Volcanol.* (2009) 71, 1195-1208.

Walker G.P.L. (1971) - Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 79, 696-714.

Walker R.G., Janes N.P. (eds) (1992) - *Facies Models : response to sea level change*, Geological Association of Canada.

Williams E. (1960) - Intrastratal flow and convolute folding. *Geol. Mag.*, 97, 208-214.

### **3.2 - Une éruption cataclysmique : l'ignimbrite campanienne :**

#### **3.2.1 - 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> (Thunell *et al.*, 1978) à 500 km<sup>3</sup> (Fisher *et al.*, 1993). Elle résulte d'une phase éruptive majeure (Barberi *et al.*, 1978) initialement supposée dans les Champs Phlégréens (Rosi *et al.*, 1987 ; Fisher *et al.* 1993) mais également localisée au Nord de Naples (Scandone *et al.*, 1991 ; Rossano *et al.*, 1996), hypothèse retenue ici (Figure 102).



Figure 102 : Carte de localisation de la zone d'émission supposée de l'ignimbrite campanienne et du secteur de nos observations.

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 (Scandone *et al.*, 1991), l'ignimbrite aurait parcouru radialement au moins 80 km (Rossano *et al.*, 1996) : des témoins existent à Roccamonfina au Nord-Ouest (40 km), dans les environs de Benevento au Nord-Est (Cusano, 45 km) et autour de Salerno à l'Est (56 km). Sa vitesse minimum à 50 km du point éruptif a été estimée à 100 m/s (Sparks *et al.*, 1978) et sa vitesse initiale à 160 m/s (Rossano *et al.*, 1996).

Plusieurs datations obtenues par différentes méthodes sur cette formation la situent aux environs de 35 ka BP (Gillot *et al.*, 1982, Alessio *et al.*, 1971, 1973) mais la dispersion des âges suggère qu'elle se place dans une période éruptive marquée par plusieurs événements "Campanian Ignimbrite Series" (Paterne *et al.*, 1986) ou "Campanian eruptive events" (Fisher *et al.*, 1993).

Dans le cadre de l'étude des téphras interstratifiées dans les dépôts archéologiques de Campanie méridionale, grottes de Castelcivita et du littoral du Cilento entre Marina di Camerota et Scario, plusieurs niveaux d'origine volcanique 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 102).

Ces observations ont fait l'objet de trois publications (Kieffer *et al.*, 1998, 2000 et 2001).

### 3.2.2 - Localisation et description des affleurements :

#### 3.2.2.1 - Cala Bianca :

Cet affleurement est situé à proximité de Camerota, au Nord-Est du Golfe de Policastro (Kieffer *et al.*, 1998). Il s'agit d'un banc d'environ 0,80 m de puissance, d'extension pluri-décamétrique, qui nappe un versant, à 300 m environ du littoral vers 50 m NGM d'altitude, avec un pendage de 16° N 160.

#### 3.2.2.2 - 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 avec présence de technique Levallois) et reposant sur une plage à strombes du dernier interglaciaire (stade isotopique 5) (Ronchitelli, 1995 ; Gambassini e Ronchitelli, 1998 ; Ronchitelli *et al.*, 1998).

#### 3.2.2.3 - Porto Infreschi :

Dans cette cavité, un niveau téphrique de 0,20 m d'épaisseur moyenne avec une pente de 15° vers la mer est intercalé dans des dépôts archéologiques contenant des outillages du Paléolithique moyen (Moustérien avec présence de technique Levallois) qui repose sur un conglomérat marin (Sarti, 1995).

#### 3.2.2.4 - Castelcivita :

A l'entrée de cette grotte, des téphras ponceux sont intercalés à la base du spéléothème édifié pendant une période biostasique tempérée et humide (phase 9) qui recouvre les niveaux proto-aurignaciens datés vers 32 à 33 000 BP (Gambassini *et al.*, 1997).

### 3.2.3 - Faciologie :

#### 3.2.3.1 - Macrofaciès :

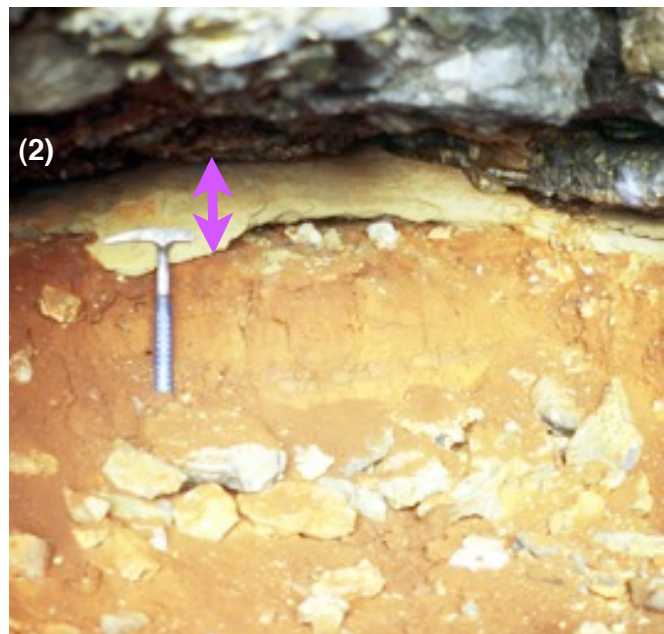
A Cala Bianca, le matériel, de couleur jaune-orangé, est induré par soudure et sa fluidité est exprimée par des fiammes de scories noires vésiculées, centimétriques en longueur et millimétriques en épaisseur. Des phénocristaux de feldspaths potassiques sont visibles à l'oeil nu. Par sa couleur et sa 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 (Figure 103).

Dans la grotte de Castelcivita, le matériel pyroclastique, de couleur grise, est grossièrement lité et encroûté de carbonates dans sa partie sommitale. Il s'agit pour l'essentiel de ponces plurimillimétriques, comportant quelques lits de texture sableuse fine riches en minéraux opaques.



Figure 103 : Macrofaciès de l'ignimbrite campanienne à *Porto Infreschi* (1) et à *Grotta Grande di Scario* (2).



### 3.2.3.2 - Microfaciès :

A 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 rouille à opaques en imprégnation principalement sur des minéraux ou plus ou

moins diffus) et des échardes de verre très fines, qui donnent un feutrage avec une orientation frustrée 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 rouillâtres. 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 et 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 (Barberi *et al.*, 1978). En particulier, à l'échelle près de la taille des éléments, on retrouve dans les autres affleurements cités supra le même feutrage d'échardes de verre, en particulier à Salerno.

A 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'échardes de verre. L'orientation est marquée par des ponces allongées et des minéraux et 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, de la biotite et sont associés à des éléments opaques. Les ponces les plus grossières sont concentrées à la base du dépôt ; la matrice d'échardes vitreuses est plus abondante dans sa partie supérieure : cette différenciation granulométrique peut résulter d'une retombée de panache co-ignimbritique.

A 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 échardes 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-ignimbritique.

A Castelcivita, on observe en lame mince la succession de six lits principaux :

- Lit 1 (1,6 cm) : ponces ( $\phi$  maximum de 8 à 9 mm) pour certaines étirées, dans une matrice de cendres fines beiges en partie vitreuse. Les minéraux libres sont rares et petits (feldspaths, pyroxènes). Un lappili accréionné ( $\phi = 7$  mm) est présent. La base est marquée par une lamine riche en minéraux et en échardes de verre.
- Lit 2 (1cm) : sables fins plus ou moins lités, constitués de minéraux libres émoussés (feldspaths, pyroxènes et opaques).
- Lit 3 (4 cm) : A la base, on observe une lamine (0,5 à 1 mm) de cendres fines plus ou moins litées à lapillis accréionnés qui moule le sommet du lit 2. Au-dessus, le microfacies



est identique à celui du lit 1 avec une passée médiane plus riche en xénoclastes (scories noires, fragments laviques) avec quelques lappilis accrétonnés.

- Lit 4 (2 cm) : ponces ( $\varnothing$  maximum 7 mm), pour certaines étirées, rares échardes de verre et petits minéraux libres (feldspaths, pyroxènes), cimentés secondairement par des carbonates.

- Lit 5 (0,2 à 0,8 cm) : minéraux libres anguleux prépondérants (feldspaths, pyroxènes et opaques) et fragments anguleux de ponces en entassement libre avec de rares carbonatations secondaires.

- Lit 6 (3,5 cm) : ponces de taille moyenne ( $\varnothing$  maximum 2 à 3 mm) pour certaines étirées, rares échardes de verre et quelques minéraux libres (plagioclases, pyroxènes), ennoyés secondairement par un ciment carbonaté.

La lamine présente à la base du lit 3 présente des microstructures particulières (Figure 104).

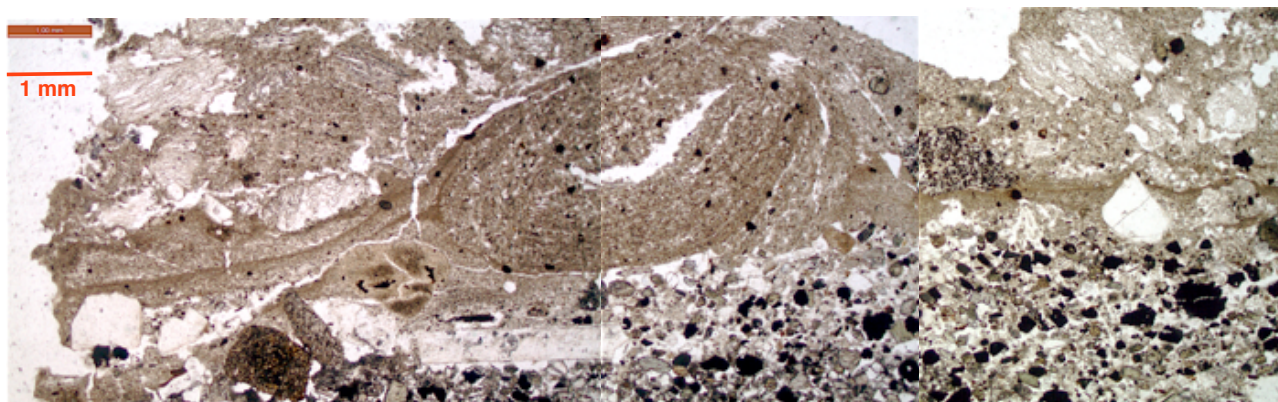


Figure 104 : Association du microfaciès PLA (*Proto-Lapilli Accrétonnés*) avec le microfaciès MLD (*Micro-Litage à Doublé de lamines*) dans les produits co-ignimbriques (*Ignimbrite Campanienne*) intercalés dans le spéléothème édifié à l'entrée de la grotte de Castelcivita. On note un niveau à ponces fibreuses en partie sommitale.

En effet, on distingue nettement un proto-lapilli accrétonné ( $\varnothing = 3$  mm) présentant des structures d'accrétions nettes et un aplatissement notable. Il est nettement intégré dans la lamine de matériaux fins. Celle-ci présente une microstructure en doublés de lamines (une maigre surmontée d'une grasse). Sur la gauche du Proto-lapilli accrétonné, deux doublés sont clairement visibles ; le doublé supérieur semble « enrober » le proto-lapilli. Nous avons donc ici une association nette du microfaciès PLA (*Proto-lapilli Accrétonnés*) avec le microfaciès MLD (*Micro-Litage à Doublé de lamines*). L'association de ces deux microfaciès caractérisent des souffles éruptifs (déferlantes) comme par exemple dans l'éruption dru Vésuve dite « des ponces d'Avellino » (cf. chapitre 3.3.2).

Globalement, ces lits caractérisent une retombée plinienne en position primaire qui contient à sa base des lapilli accrétonnés (lits 4 et 6). En revanche, le lit 3 présente des microfaciès (PLA et MLD) qui montrent que des souffles éruptifs ont pénétré dans l'entrée de la grotte de Castelcivita. Les niveaux de sables fins riches en minéraux (lits 2 et 5) peuvent résulter de la concentration en particules lourdes lors de remaniements aqueux synéruptifs. La partie supérieure du dépôt (lits 1 et 2) a subi une carbonatation secondaire des

vides et de la matrice. Les caractéristiques minéralogiques sont identiques à celles notées, en position plus distale, pour l'ignimbrite de Cala Bianca.

### 3.2.4 - Composition chimique :

Les analyses chimiques ont été réalisées sur verre à la microsonde. Elle indiquent pour l'échantillon de Cala Bianca un magma de nature trachytique, comparable à celui des affleurements plus proximaux (Barberi *et al.*, 1978). Un autre affleurement, en contexte archéologique dans la Grotta Grande di Scario, présente une composition chimique identique mais le faciès est moins caractéristique (Figure 105).

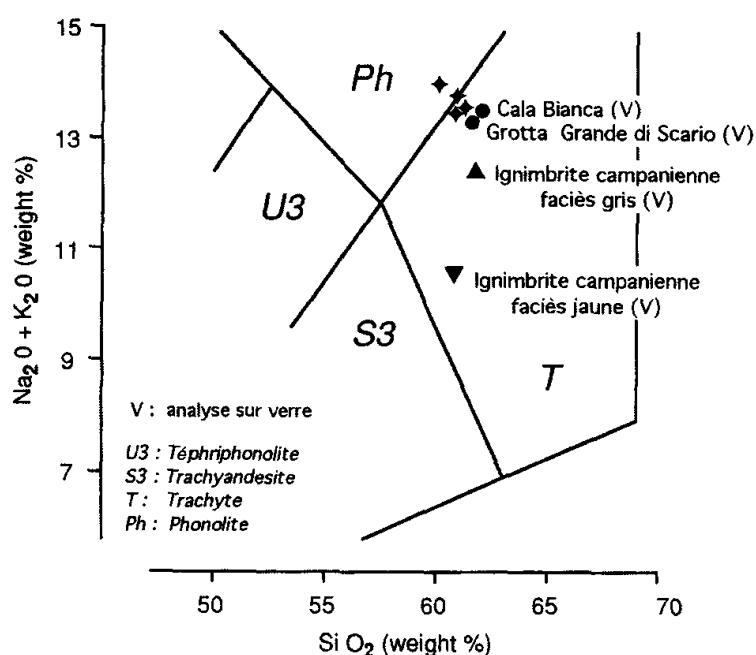


Figure 105 : Analyses chimiques sur verre des pyroclastites identifiées entre Camerota et Scario et analyses de référence pour l'ignimbrite campanienne dans le diagramme de Le Bas *et al.* (1986).

par le développement d'une nuée turbulente à forte détente gazeuse (Fisher *et al.*, 1993). L'hypothèse d'une nuée dense à expansion rapide et radiale a également été émise (Mastrolorenzo, 1987, Rossano *et al.*, 1996).

Vu l'ampleur des manifestations à l'origine de l'ignimbrite campanienne, d'autres produits pyroclastiques ont sans doute été également projetés, par exemple à l'occasion des phases explosives initiales : le dépôt à ponces et lapillis accréionnés (fall) ainsi que le niveau à microfaciès PLA/MLD (surge) de Castelcivita en serait un témoin.

### 3.2.5 - 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 la Grotta Grande di Scario et de Porto Infreschi (Ronchitelli, 1995 ; Sarti, 1995) 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 (Sparks *et al.*, 1978) ou

L'extension ici proposée 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'étirer et se souder... La chenalisement 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 1100 m avant Salerno et atteignant plus de 1700 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 (Aramaki et Ui, 1966 ; Yokoyama, 1974), 45 km avec des reliefs à 1500 m pour l'ignimbrite de Taupo en Nouvelle-Zélande (Wilson, 1985 ; Wilson et Walker, 1985).

Ses retombées co-ignimbritiques sont, en tous cas, connues à très longue distance en Méditerranée (Keller et al., 1978 ; Sparks et Huang, 1980 ; Paterne *et al.*, 1986, 1988). Des téphras de chimisme et de position chronologique comparables ont également été signalées dans l'Adriatique (Paterne, 1992) et en contexte archéologique en Bulgarie (Pawlikowski, 1992 ; Paterne, 1992), en Russie (Praslov et Rogatchev, 1982) et dans les loess de Hongrie (Horwath, 1998).

### 3.2.6 - Conclusion :

Les affleurements de l'ignimbrite campanienne jusqu'alors connus sur le continent et interprétés comme distaux présentaient 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 sur le continent. Cette phase éruptive apparaît donc d'une magnitude supérieure aux hypothèses jusqu'ici admises.

La retombée plinienne de Castelcivita, en position intermédiaire, témoigne de l'importance des phases explosives initiales d'un événement de ce type, dont les produits ont directement affecté les lieux de vie des populations préhistoriques à la transition Paléolithique moyen/Paléolithique supérieur. Les conséquences environnementales de ce type d'éruption furent nécessairement considérables, principalement dans l'axe de progression du phénomène, et affectèrent sans doute durablement les écosystèmes et les populations préhistoriques. L'évaluation précise et quantifiée de ces impacts reste à établir.

Depuis la parution de nos travaux (Kieffer *et al.*, 1998, 2000 et 2001), de nombreux auteurs ont enrichi la reconnaissance de la dispersion à longue distance (mers Thyrienne, Ionienne et Adriatique ; Grèce ; Albanie ; Europe de l'est ...) des produits téphriques (fall ;

nuage co-ignimbritique) et ainsi souligné le caractère cataclysmique de cet événement éruptif (Baver *et al.*, 2004 ; De Vivo *et al.*, 2001 ; Giaccio *et al.*, 2008a et b ; Margari *et al.*, 2007 ; Narcisi et Vezzoli, 1999 ; Pyle *et al.*, 2006 ; Siani *et al.*, 2004 ; Wagner *et al.*, 2008). Il n'en reste pas moins que l'affleurement de Cala Bianca représente encore le point le plus éloigné (150 km du point éruptif) de reconnaissance du corps principal de l'écoulement pyroclastique (flow). De plus, ces affleurements très distaux d'un écoulement pyroclastique (flow) nous ont permis d'observer des microstructures (proto-lappili accrétonné, structure en pseudo-sables, lappili accrétonné) que nous avons également reconnues dans les produits du Monte Vulture et du Vésuve pour l'Italie et dans les produits de certains volcans de la Chaîne des Puys en France. Nous considérons ces microstructures comme caractéristiques des dépôts distaux de coulées pyroclastiques (flow).

### 3.2.7 - Références :

Alessio M., Bella F., Importa S., Belluomini G., Cortesi C., 1971. University of Roma carbon-14 dates IX. *Radiocarbon*, 13, 395-411.

Alessio M., Bella F., Cortesi C., Turi B., 1973. . University of Roma carbon-14 dates XII. *Radiocarbon*, 15, 165-178.

Aramaki, S. and Ui, T., 1966. The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, 29: 29-47.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., Santacroce R., 1978. The Campanian Ignimbrite : a Major Prehistoric Eruption in the Napolitan Area (Italy). *Bulletin Volcanologique*, vol. 41-1, 10-31.

Baver A., Keller J., Nedendank J. F. W. (2004) - Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Montichio (southern Italy). *Quat. Int.*, 122, 7-30.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P. B., Calvert A., Bohron W. A., Spera F. J., Belkin H. E. (2001) - New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Minerology and Petrology* (2001) 73, 47-65.

Di Girolamo P., 1970. Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella ignimbrite campana. *Rend. Soc. It. Min. e Petr.* 26-2, 547-588

Fisher R.V., Orsi G., Ort M., Heiken G., 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the campanian ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 56, 205-220.

Gillot P.Y., Chiesa S., Pasquore G., Vezzoli L., 1982. <30.000 Yr K/A dating of the volcano-tectonic horst of the Isle of Ischia, Gulf of Naples. *Nature*, 299, 242-244.

Gambassini P. (a cura di) (1997) - *Il Paleolitico di Castelcivita, culture et ambiente*. Electa, Napoli, 159 p.

Gambassini P. e Ronchitelli A. (1998) - Linee di sviluppo dei complessi del Paleolitico inferiore-medio nel Cilento. *Rivista di Scienze Preistoriche*, XLIX, 357-377.

Giaccio B., Isaia R., Sulpizio R., Zanchetta G. (2008 a) - Explosive volcanism in the central Mediterranean area during the late Quaternary-linking sources and distal archives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (2008), v-vii (Editorial).

Giaccio B., Isaia R., Fedele F. G., Di Canzio E., Hoffecker J., Ronchitelli A., Sinitsyn A. A., Anikovich M., Lisitsyn S. N., Popov V. V. (2008 b) - The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers : Two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Paleolithic in the southern Italy and eastern Europe. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (2008), 208-226.

Horwath E. (1998) - The importance of tephrostratigraphy in the Hungarian loess research. *Colloque INQUA/UISPP Téphrochronologie et co-existence hommes-volcans*, Brives-Charensac, 24-29 août 1998, Résumés, 33.

Keller J., Ryan W. B. F., Ninkavich D., Altherr T. (1978) - Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200 000 yrs as recorded in deep-sea sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 591-604.

**Kieffer G., Vernet G., Raynal J.P., Juvigné 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, 102-104.**

**Kieffer G., Vernet G., Raynal J.P., Gambassini P., 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, 153-158.**

**Kieffer G., Vernet G., 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. Sc. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330 (2000), 105-110.**

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.

Margari V., Pyle D. M., Bryant G., Gibbard P. L. (2007) - Mediterranean tephra stratigraphy revisited : Results from a long terrestrial sequence on Lesvos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 163 (2007), 34-54.

Mastrolorenzo G. (1987) - *Meccanismi eruttivi e deposizionali. Applicazioni ai Campi Flegrei*. PhD Thesis, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Narcisi B., Vezzoli L. (1999) - Quaternary of distal tephra layers in the Mediterranean - an overview. *Global and Planetary Change* 21 (1999), 31-50.

Paterne M., Guichard F., Labeyrie I., Gillot P.Y., Duplessy J.C. (1986) - Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen isotope recorded for the past 60 000 years. *Marine Geol.*, 72, 259-285.

Paterne M., Guichard F., Labeyrie I. (1988) - Explosive activity of the south Italian volcanoes during the past 80 000 years as determined by marine tephrochronology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 34, 153-172.

Paterne M. (1992) - Additional remarks on tephra layers from Temnata Cave. in : Temnata Cave, Excavations in Karlukovo karst area, Bulgaria. *Jagellonian University Press, Cracow*, 1992, 99-100.

Pawlikowski M. (1992) - Analysis of tephra layers from TD-II et TD-V excavations. in : Temnata Cave, Excavations in Karlukovo karst area, Bulgaria. *Jagellonian University Press, Cracow*, 1992, 89-98.

Pyle D. M., Ricketts G. D., Margari V., Andel (van) T. H., Sinitsyn A. A., Praslov N. D., Lisitsyn S. (2006) - Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene Campanian Ignimbrite/Y5' eruption, Italy. *Quat. Sc. Rev.*, 25 (2006), 2713-2728.

Rosi M., Sbrana A., Principe C. (1987) - The Flegrean Fields : structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 17, 273.

Rossano S., Mastrolorenzo G., De Natale G., Pingue F (1996) - Computer simulation of pyroclastic movement : an inverse approach. *Geophysical Research Letters*, vol. 233, 3779-3782.

Ronchitelli A.M. (1995) - Grotta Grande di Scario. in : P. Gambassini et al. Ed., *Collana Guide Archeologiche Preistoria e Protostoria in Italia, Volume 1 - Il Paleolitico dell'Italia centro-meridionale*, ABACO Ed., Forli, 38-41.

Ronchitelli A., Abbazzi L., Accorsi C.A., Bandini Mazzanti M., Bernardi M., Masini F., Mercuri A., Mezzabotta C., Rook L. (1998) - The grotta Grande of Scario (Salerno – southern Italy): stratigraphy, archaeological finds, pollen and mammals. Proceedings of 1<sup>st</sup> International Congress on: *Science and Technology for the Safeguard of Cultural Heritage in the Mediterranean Basin*, Palermo, Tip. Luxograph s.r.l., 1529-1535.

Sarti L. (1995) - Grotta di Porto Infreschi. in : P. Gambassini et al. Ed., *Collana Guide Archeologiche Preistoria e Protostoria in Italia, Volume 1 - Il Paleolitico dell'Italia centro-meridionale*, ABACO Ed., Forli, 38-41.

Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G. (1991) - The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan Volcanoes (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 48, 1-3.



Siani G., Solpizio R., Paterne M., Sbrana A. (2004) - Tephrostratigraphy study for the last 18 000 14C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quat. Sc. Rev.*, 23 (2004), 2485-2500.

Sparks R.S.J., Wilson L., Hulme G. (1978) - Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophysical Research*, 83, 1727-1739.

Sparks R.S.J. et Huang T.C. (1980) - The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites. *Geol. Mag.*, 117, 425-36.

Thunell R., Federman A.N., Sparks R.S.J., Williams D. (1978) - The age, origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean. *Quaternary Research*, 12, 241-253.

Wagner B., Sulpizio R., Zanchetta G., Wulf S., Wessels M., Daut G., Nowaczyk N. (2008) - The last 40 ka tephrostratigraphic record of lake Ohrid, Albania and Macedonia : a very distal archive for ash dispersal from Italian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (2008), 71-80.

Wilson C.J.N. (1985) - The Taupo eruption, New Zealand. II. The Taupo ignimbrite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Series A314, 229-310.

Wilson C.J.N. et Walker G.P.L. (1985) - The Taupo eruption, New Zealand. I. General aspects. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Series A314, 199-228.

Yokoyama, S. (1974) - Flow and emplacement mechanism of the Ito pyroclastic flow in southern Kyushu, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sect. C, 12: 17-62.

### **3.3 - Une éruption protohistorique du Vésuve : l'éruption dite « des Ponces d'Avellino » :**

#### **3.3.1 - Le téphra d'Ariono Irpino, un aspect distal de l'éruption plinienne dite «des ponces d'Avellino» :**

##### **- Introduction :**

Sur le site de La Starza à Ariano Irpino, des niveaux riches en fragments ponceux 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).

Les caractéristiques stratigraphiques, granulométriques, minéralogiques et géochimiques permettant de rattacher avec certitude le téphra d'Ariono aux « ponces d'Avellino » ont été

présentés au séminaire international « *L'erizione vesuviana delle « Pomici di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)* » à Ravello (Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali) en 1994 (Vernet *et al.*, 1999).

#### **- 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'œil nu et à la loupe ont été complétées en laboratoire par un examen microscopique et l'analyse géochimique du téphra. Les observations et prélèvements n'ont pas été limités aux seuls téphra mais ont intéressé également les niveaux sus et sous-jacents à la retombée.

L'analyse des téphra non remaniés comporte plusieurs aspects. L'examen au MEB de la structure et de la morphologie des fragments ponceux et leur distribution granulométrique renseigne 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 au niveau de téphra perturbés, pour apprécier la nature et l'ampleur des transformations liées aux remaniements.

#### **- Observations de terrain :**

Le téphra d'Ariano, identifié à La Starza, est piégé 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'orientation diverses montrent que le niveau riche en ponces n'est pas homogène.

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 0,50 cm 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 m 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 ty-

piques 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 1 m 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.

**- Analyses :**

– 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 mm 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 cm à 4,5 cm de puissance,
- une partie sommitale de 7,5 cm à 8 cm de puissance.

Elles se différencient par la taille des éléments (ponces et cristaux) et leur pourcentage respectif, appréciés par comptages sur des secteurs de 1 cm<sup>2</sup>.

	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, le téphra d'Ariano.

– Granulométrie (Figure 106):

\* Le téphra d'Ariano :

La granulométrie globale du téphra d'Ariano a été établie par tamisage mécanique sur le sédiment total, à la base du niveau 224 (échantillon 94002).

L'histogramme unimodal et la concentration des minéraux libres dans les classes dimensionnelles comprises entre 0,5 mm et 1 mm sont caractéristiques d'une retombée (fall).

La courbe cumulative 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).

\* Les faciès de remaniement :

Au-dessus du 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 et la règle générale, accompagné dans la plupart des cas d'une dégradation du classement. Ces modifications de la distribution des particules sont imputées au ruissellement. Il en va de même pour l'enrichissement en fine au-delà de  $\phi = 3$ .

Ces processus épicycliques sont sans doute intervenus de façon pénécotemporaine ou immédiatement postérieure au dépôt du téphra, sans exclure pour autant l'existence d'illuviaions plus tardives suite à la stabilisation du versant et à l'occupation humaine.

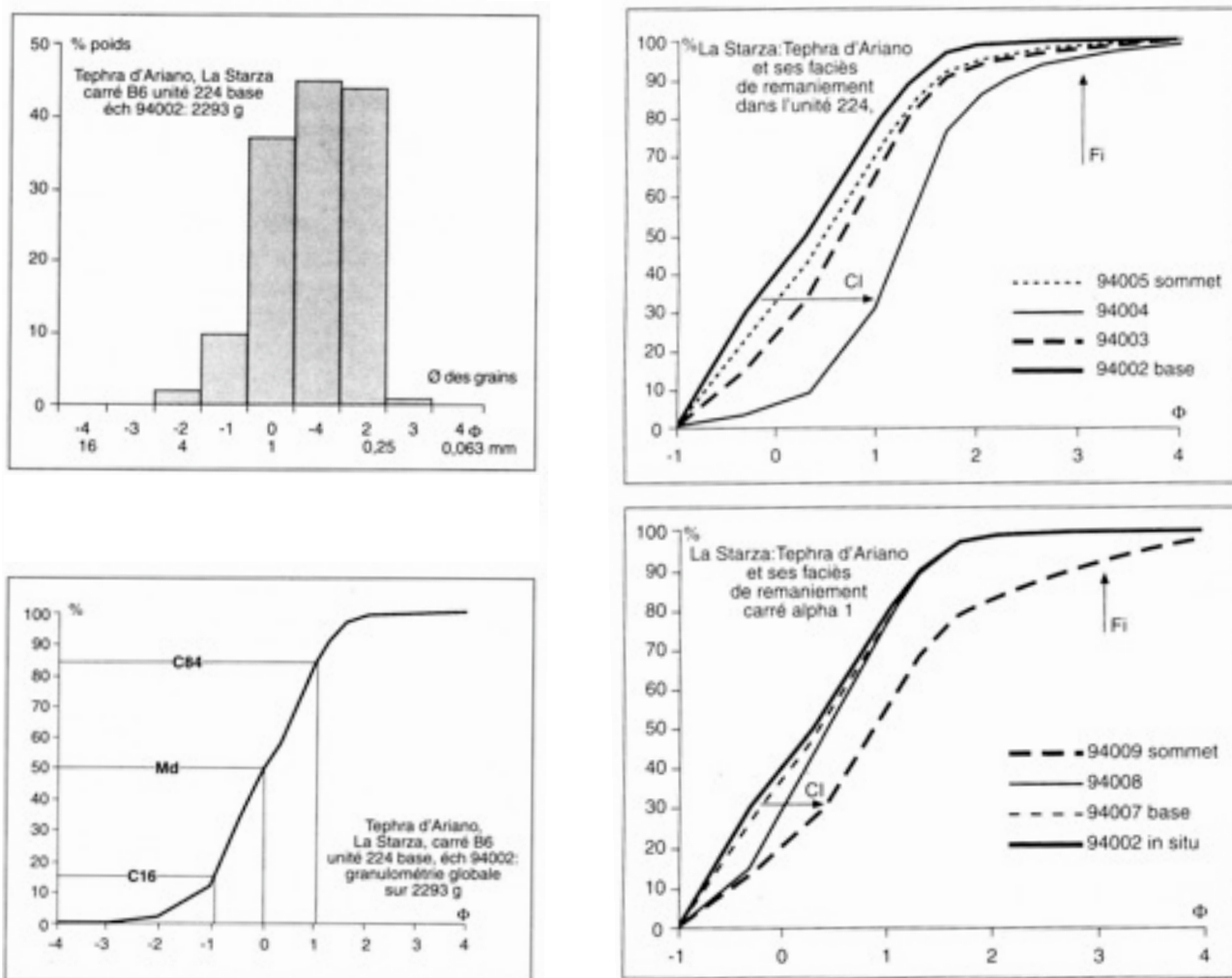


Figure 106 : Téphra d'Ariano. Granulométrie globale, histogramme des fréquences et courbe cumulative des fréquences. Téphra d'Ariano et ses faciès de remaniement. Granulométrie de la fraction  $< 2\text{ mm}$ , courbes des fréquences.

– Géochimie (Figure 107):

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). 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, 1987), malgré les différences de protocoles rapproche sans ambiguïté le téphra d'Ariano de la partie sommitale des retombées ponceuses grises téphriphonolitiques de l'éruption d'Avellino.

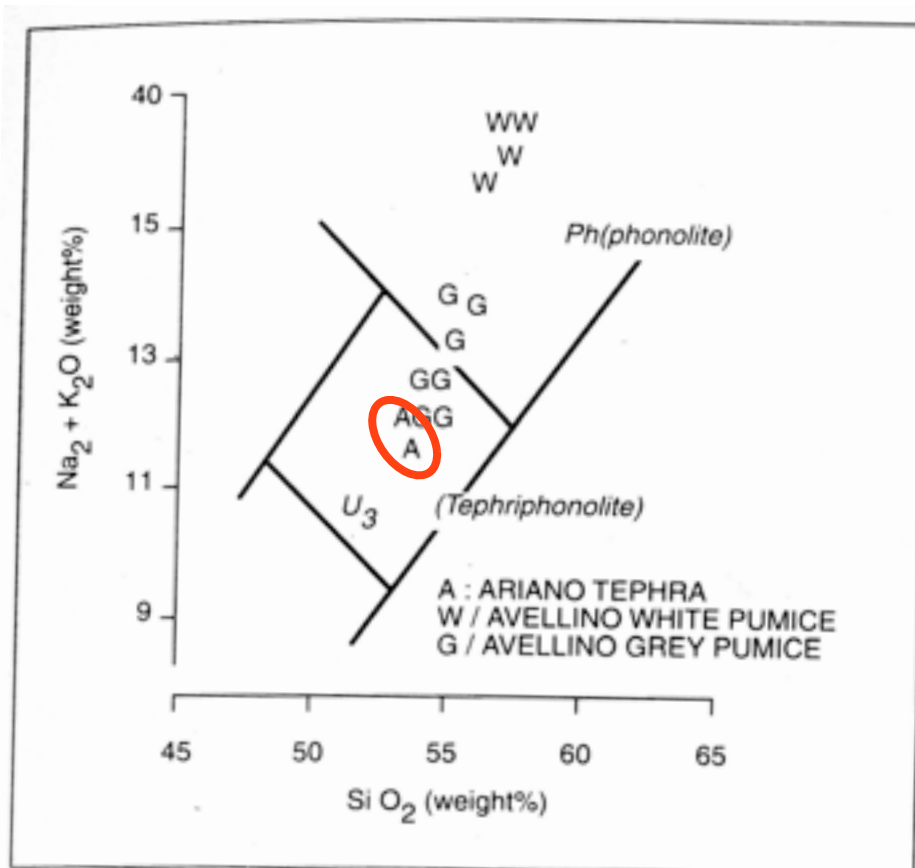


Figure 107 : Composition chimique du téphra d'Ariano dans le diagramme SiO<sub>2</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Le Bas *et al.*, 1985), comparée à celles de l'éruption dite « des ponces d'Avellino » (*in* R. Santacroce Ed., 1987)

### - Conclusions :

Une retombée ponceuse directe, dite téphra d'Ariano, est conservée dans le site de La Starza sous des niveaux archéologiques proto-appenniniques du Bronze moyen initial. Sa composition de téphriphonolites 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.*, 1999). Le téphra d'Ariano appartient aux retombées ponceuses grises les plus dispersées de l'éruption d'Avellino, attestant d'une activité paroxysmale.

Les critères granulométriques confirment le caractère plinien de l'éruption. À 70 kilomètres au Nord-Est du point éruptif, l'épaisseur minimale 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 cm et 1 cm : ceci permet d'étendre sensiblement, et avec certitude, la zone de dispersion des produits de cette éruption proposée par Rolandi *et al.* (1993) (Figure 108).

Les versants ont donc été recouverts par une épaisseur appréciable de téphra, nuisance temporaire dont l'impact est difficile à évaluer.



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 liés à une reconquête végétale et perceptible ; les premières installations du Bronze moyen initial se font sur ces ponces remaniées qu'elles perturbent localement entièrement.

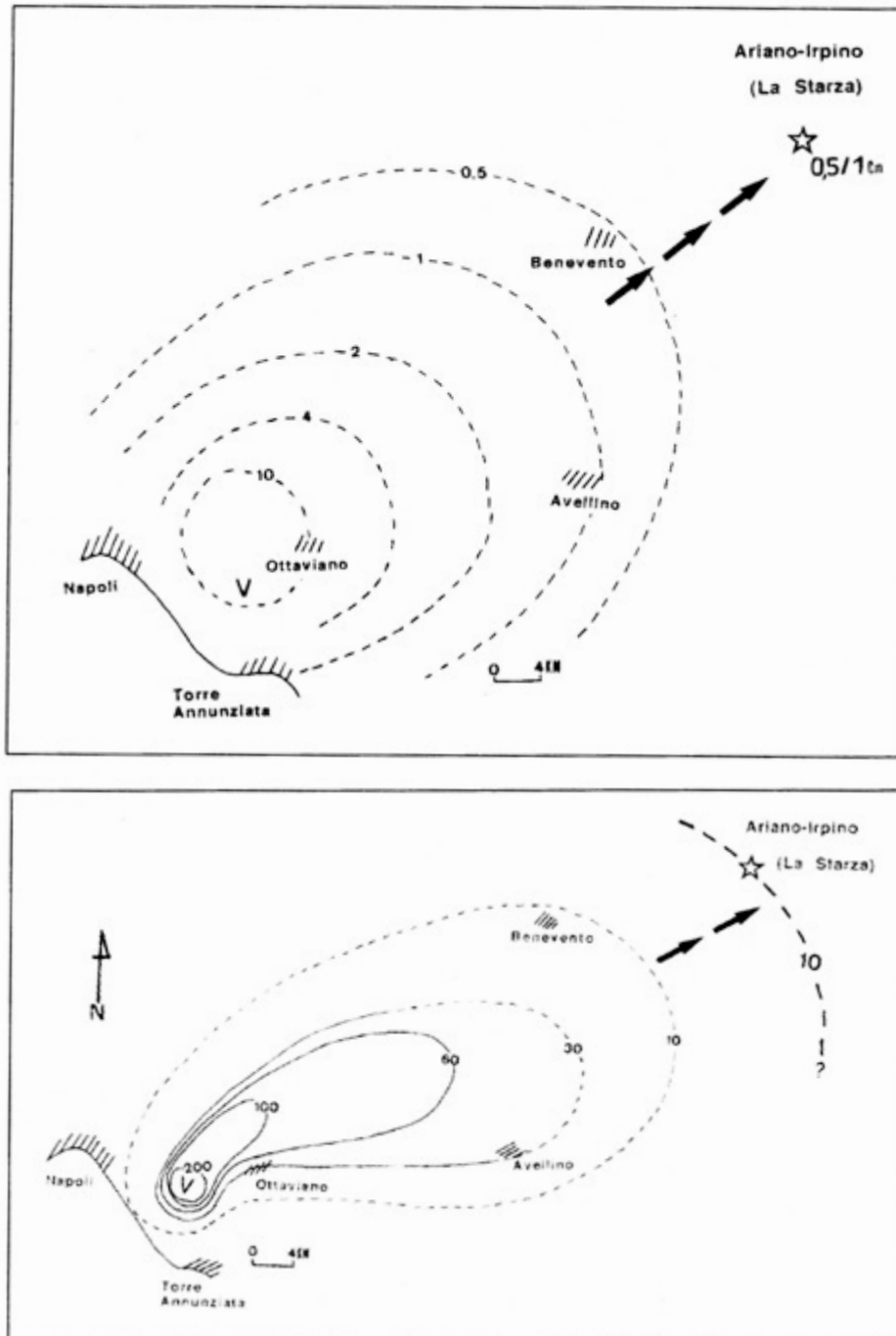


Figure 108 : Extension de l'aire de distribution des plus gros fragments ponceux vers le Nord-Est et de l'isopaque 0,10 m par rapport aux propositions de Rolandi *et al.* (1993).

**- Références :**

Albore Livadie C. (1992) - Nuovi scavi alla Starza di Ariano Irpino. *Rassegna di Archeologia*, 10, 1991-2, 1992, 481-491.

Fisher R. V. (1963) - Bubbles-Wall texture and its significance. *J. Sed. Petro.*, 33, 1963, 224-235.

Imman D. L. (1952) - Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petro.*, 22, 1952, 125-145.

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, 1986, 745-750.

Rolandi G., Mastrolorenzo G., Barella A. M., Borelli A. (1993) - The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 y. BP) : the progressive evolution from magmatic to hydro-magmatic style. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 1993, 1-22.

Santacroce R. (1987) - *Somma-Vesuvius*. Santacroce (R.) (Ed.), Quaderni de « La Ricerca Scientifica », 114, Progetto finalizzato « Geodinamica », Monografie finale, Vol. 8, 1987, 251 P.

Terrasi F., Campajola L., Petrazzuolo F., Roca V., Brondi A., Romano M., Romoli M., Moniot R. K., D'Onofrio A. (1999) - Datazione con la spettrometria di massa ultrasensibile di campioni provenienti dall'area interessata dell'eruzione delle « Pomici di Avellino ». in : *L'eruzione vesuviana delle « Pomici di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)*, a cura di Claude Albore Livadie, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, 139-146.

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

Walker G. P. L. (1971) - Grainsize characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, 1971, 696-714.

### 3.3.2 - Les produits de l'éruption « des ponces d'Avellino » sur le site de Croce del Papa (Nola, Campanie) :

Le site de *Croce del Papa* à Nola a récemment livré les vestiges exceptionnellement conservés de trois maisons faisant partie d'une agglomération plus étendue, datant du Bronze Ancien (3 500 B.P.) (Albore Livadie, 2002).

S'il ne faisait aucun doute que les produits pyroclastiques, qui recouvraient ces vestiges, étaient ceux de l'éruption du Monte Somma, dite « des ponces d'Avellino », il fallait les étudier afin de caractériser précisément les dynamismes éruptifs de chacune des phases de cette éruption et leurs impacts afin d'expliquer l'exceptionnelle conservation des vestiges.



Figure 109 : Tasse en place à l'entrée d'un four domestique à l'intérieur de la cabane 3 (*Croce del Papa*, Nola). Le remplissage interne du four montre une base à litages planaires (*surge*) correspondant aux lamines 6.1 à 6.6 et un sommet compact et homogène (*flow*) correspondant à 6.7/6.8.

L'étude archéologique (Albore Livadie, 2002) a permis de montrer que l'éruption a surpris les habitants dans leurs occupations quotidiennes. Par exemple, une tasse est en position juste à l'entrée d'un four (Figure 109). On a également retrouvé les restes de morceaux de viande séchée (épaules de porc et de mouton) pendant aux poutres. Si aucun habitant n'a été découvert dans les ruines, en revanche, des animaux ont été piégés par les pyroclastites : un lézard, un crapaud et même un chien caché derrière le clayonnage de la cabane 3.

Nous présenterons ici les caractéristiques stratigraphiques, les faciés et les microfaciés qui nous permettent de reconstituer le scénario de la destruction du village du Bronze ancien de Croce del Papa mais aussi les conditions qui ont permis sa fossilisation unique.



Figure 110 : Vue extérieure de la cabane 3 (*Croce del Papa*, Nola) montrant le chaume moulé par les pyroclastites (*flow* ; lamines 6.7 et 6.8). la hauteur conservée des parois correspond exactement à la hauteur cumulée des niveaux de retombées à ponces (*fall*), niveaux 1, 2, 3.1, 3.2 et 3.3.

#### - Stratigraphie des produits de l'éruption d'Avellino sur le site de *Croce del Papa* :

Les produits éruptifs de l'éruption d'Avellino qui fossilisent le village du Bronze ancien de Nola (Campanie, Italie) atteignent une puissance totale de 1,55 m (Figure 111).

On observe de bas en haut les niveaux suivants (Figure 112) :

- niveau 1 (épaisseur : 5 cm) : il est constitué de petites ponces blanchâtres à beiges et présente un granoclassement inverse. Il repose directement sur un paléosol contenant les vestiges de l'âge du Bronze ancien.
- niveau 2 (épaisseur : 4 cm) : il est constitué de grosses ponces blanches (taille maximale des ponces : 5 cm) dans une matrice cendreuse. Il n'y a pas de granoclassement.
- niveau 3.1 (épaisseur : 5 cm) : il s'agit d'un niveau homogène de petites ponces grises.
- niveau 3.2 (épaisseur : 36 cm) : il s'agit d'un niveau à ponces grises (taille maximale des ponces : 4 cm), homogène, à rares fragments lithiques et présentant une induration notable.



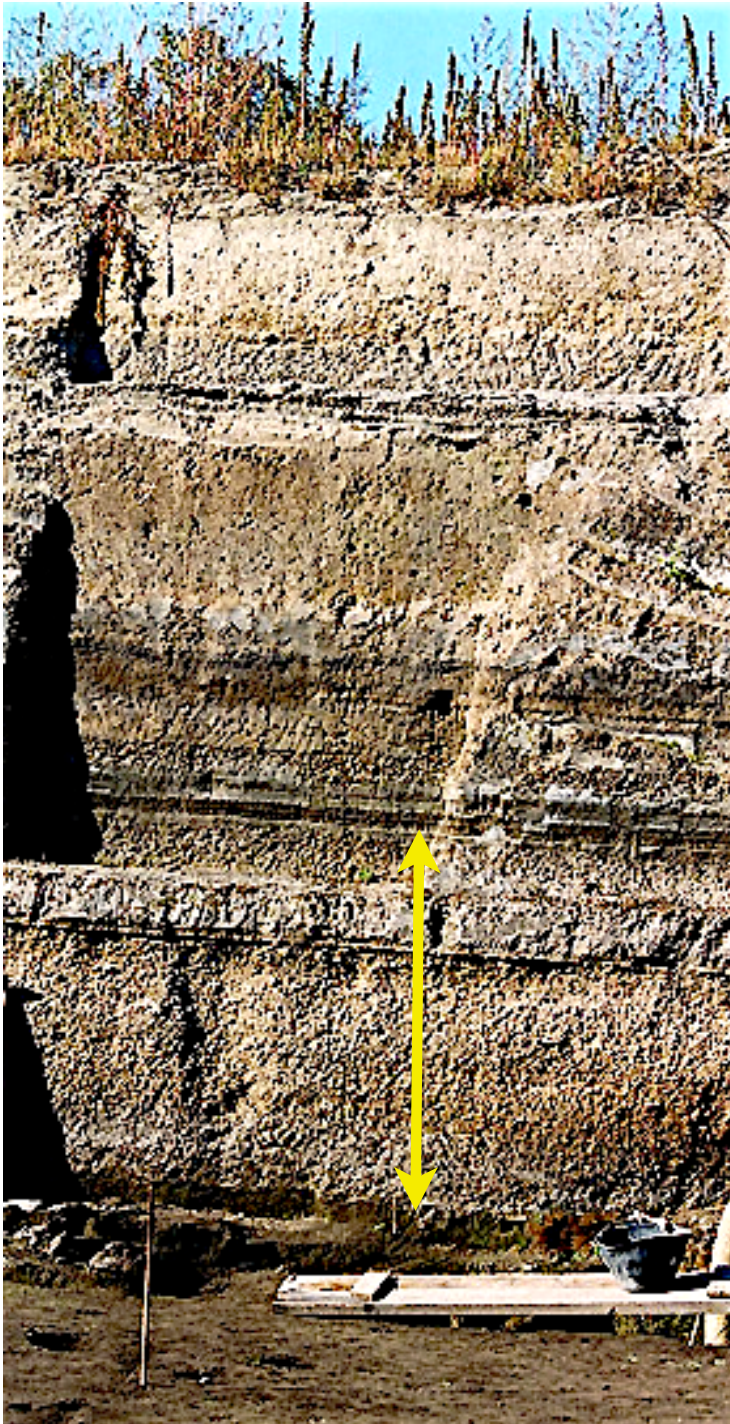


Figure 111 : Stratigraphie générale du site de *Croce del Papa* à Nola (Campanie) montrant la superposition sur six mètres de puissance des dépôts des éruptions du *Monte Somma-Vésuvio* depuis 3 500 B.P. La flèche jaune matérialise l'épaisseur des dépôts de l'éruption dite « des ponces d'Avellino ».

-niveau 3.3 (épaisseur : 70 cm) : ce niveau, présentant un classement granocroissant, est constitué de grosses ponces de couleur gris clair (taille maximale des ponces : 7,5 cm) et de rares lithiques (taille maximale : 3 cm) plus nombreux vers le sommet.

-niveau 4 (épaisseur : 0,7 à 1 cm) : cette lamine de matériel fin, de couleur gris clair, présente un litage plan discret (à confirmer en lame mince). L'observation à la loupe n'a pas montré de vésiculation.

-niveau 5 (épaisseur : 4 cm) : niveau à ponces grises (taille maximale des ponces : 3 cm). On note une forte proportion de lithiques et de minéraux libres dans ce niveau qui présente un léger granoclassement inverse et une absence de matrice fine.

-niveau 6 (épaisseur : 22 cm) : ce niveau apparaît comme un niveau gris, compact, constitué de matériel fin ; cependant, une observation fine montre l'existence d'un litage (surtout marqué vers sa base) qui permet une subdivision en 8 lamines (6.1 à 6.8). Certaines de ces lamines (6.1, 6.3 et 6.7) présentent une vésiculation nette, visible à la loupe, qui permet de proposer le terme de « tufs vésiculés » pour ces lamines.

-niveau 7 (épaisseur : 4 cm) : niveau meuble, homogène, cendreux et de couleur grise.

-niveau 8 (épaisseur : 5 à 7 cm) : Il s'agit un niveau à ponces blanches (taille maximale des ponces :



3 à 4 cm) avec une matrice interstitielle argileuse beige. Un paléosol brun se développe sur ce dépôt de ponces.

Au-dessus de ce paléosol brun, une nouvelle série de dépôts pyroclastiques témoigne d'une nouvelle éruption du Vésuve, postérieure à celle des ponces d'Avellino.

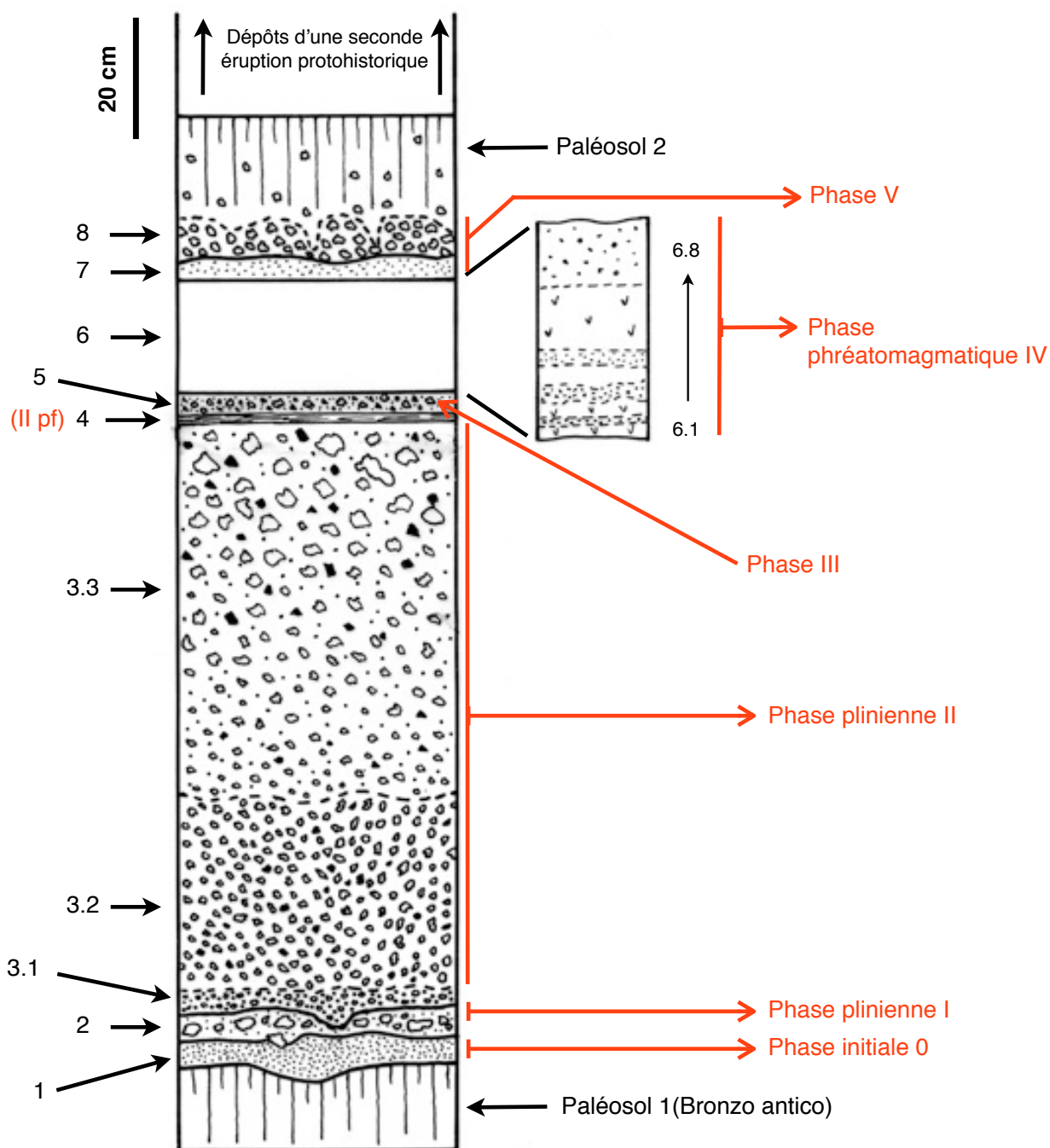


Figure 112 : Stratigraphie des dépôts pyroclastiques attribués à l'éruption du Vésuve, dite « des ponces d'Avellino » (Croce del Papa, Nola). En rouge, les phases éruptives définies par Cioni *et al.* (1999) et Mastrolorenzo *et al.* (2006).

## - Observations en lames minces et microfaciès :

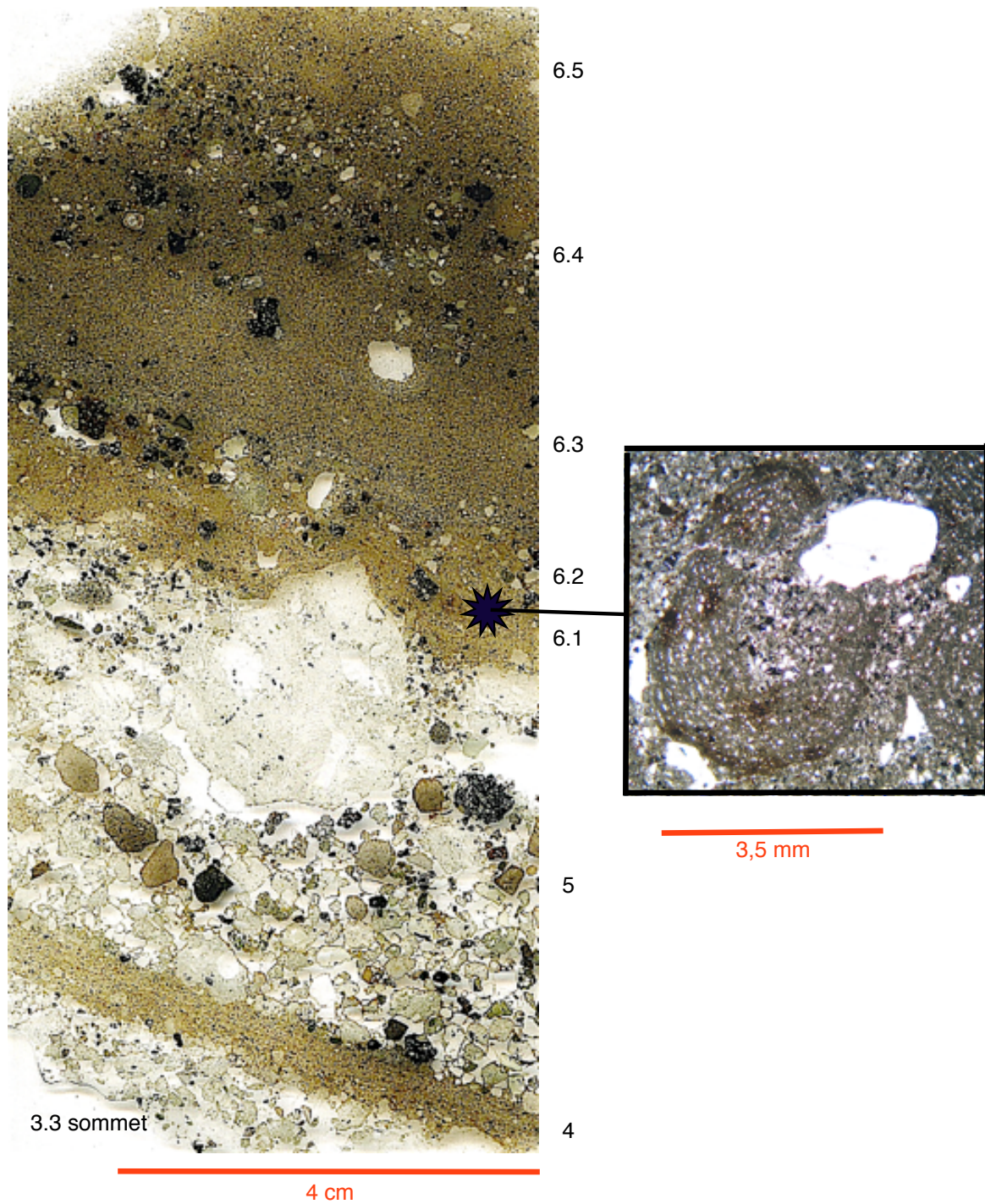
La réalisation de lames minces de grand format couvrant le niveau 4, le niveau 5 et l'ensemble du niveau 6 ainsi que dans le sédiment fin à l'intérieur des cabanes permet de préciser les microfaciès de la phase phréatomagmatique de l'éruption dite « des ponces d'Avellino ».

- \* Niveau 4 : l'observation au microscope permet de confirmer le caractère lité de ce dépôt. Il s'agit de lits plans présentant un léger granoclassement normal. Ce microfaciès correspond à un dépôt, en position distale, de déferlantes (surge) liés à une phase phréatomagmatique brève.
- \* Niveau 5 : il est constitué de clastes de diverses natures (ponces, scories noires plus ou moins vésiculées, lithiques, minéraux libres et xénoclastes) et de taille moyenne autour de 4 mm. Il n'y a pas de matrice intergranulaire (*frame-supported* franc ; Walker, James, 1992). Il s'agit d'un microfaciès de retombée, liée à la dispersion des produits d'un panache du à une stabilisation temporaire d'une colonne convective.
- \* Niveaux 6.1-6.2 : il apparaît nettement qu'une limite est notable entre 6.2 et 6.3 alors qu'il n'en existe pas entre 6.1 et 6.2. Nous avons donc regroupé 6.1 et 6.2 et considéré 6.2 comme le sommet, plus riche en éléments grossiers, de 6.1. La lamine 6.1 est constituée par des agrégats cendreux sphériques ou sub-sphériques ( $\varnothing$  moyen de 4 mm). Une organisation concentrique (soulignée par de fines vésicules) est visible sur la partie externe agrégée sur un germe central non organisé (cf. Figure 113). Ce germe central peut être un claste. Nous sommes en présence de lapilli accréionnés et de Prot-Lapilli Accréionnés (microfaciès PLA). Ces « boulettes cendreuses » se sont fracturées, écrasées et/ou soudées entre elles et forment alors la lamine 6.1 dans son ensemble (l'organisation en sphères devient illisible et 6.1 apparaît comme une lamine homogène de cendres fines). La lamine 6.2 est constituée par une matrice fine résultant de l'agglomération de lapilli accréionnés emballant des clastes grossiers (taille moyenne : 2 mm) de nature variée : ponces, scories noires vésiculées et minéraux libres. Il faut noter une vésiculation (vésicules sphériques) relativement régulière de l'ensemble 6.1-6.2. En résumé, nous pouvons qualifier 6.1-6.2 de tuf vésiculé à lapilli accréionnés. Ce faciès est fréquent dans les dépôts de surges liés à des phases phréatomagmatiques. La formation des lapilli accréionnés lors des phases phréatomagmatiques des éruptions d'Avellino et de Pompéi a été expliquée par Sheridan et Wohletz (1983).

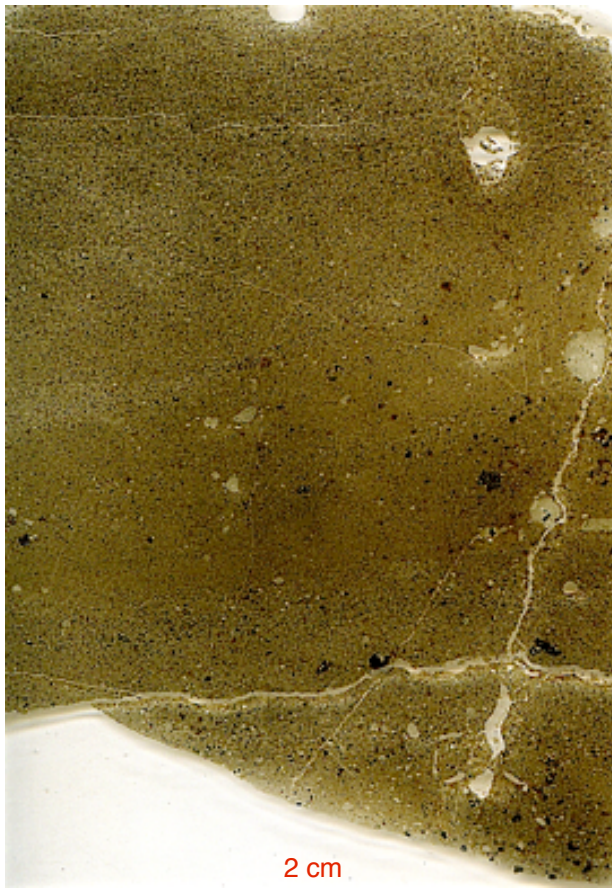
Les limites entre les autres niveaux 6.3 à 6.8 sont toutes diffuses et il y a passage progressif d'un niveau à l'autre. Les Niveaux 6.3, 6.5, 6.7 et 6.8 sont constitués de cendres fines alors que des éléments grossiers millimétriques (pyroclastes : ponces, scories noires vésiculées, lithiques et minéraux libres) marquent les niveaux 6.4 et 6.6.

\*Niveaux 6.3 et 6.5 : ils apparaissent comme des niveaux homogènes, non lités, constitués d'une matrice cendreuse fine. Une vésiculation fine existe mais reste discrète. Des lapilli accréionnés sont présents dans ces deux niveaux et peuvent être de grande taille

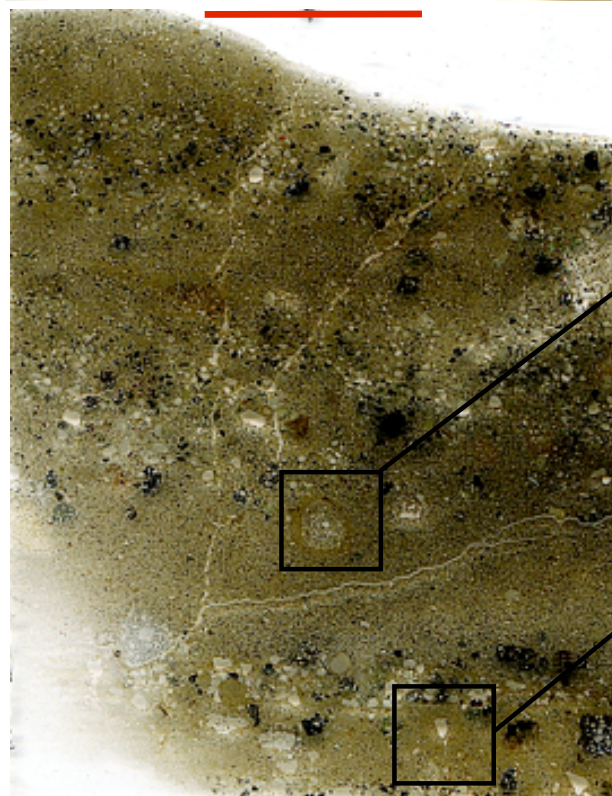
Figure 113 : Lame mince des niveaux 3.3 sommet, 4, 5 et 6 base (6.1 à 6.5) des produits de l'éruption du Vésuve, dite « des ponces d'Avellino » (*Croce del Papa*, Nola).



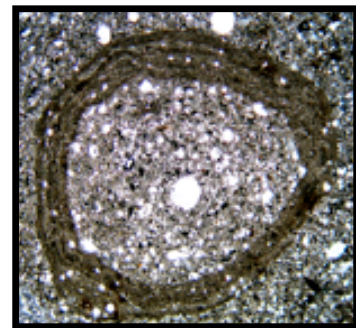




6.8 Figure 114 : Lame mince des produits phréatomagmatiques (*pyroclastic surge*) de l'éruption du Vésuve, dite « des ponces d'Avellino » (niveau 6) (*Croce del Papa, Nola*).

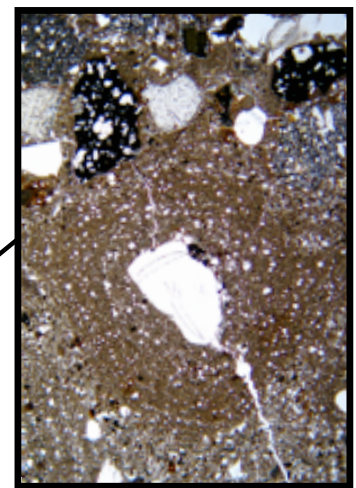


6.7



6.6

6.5

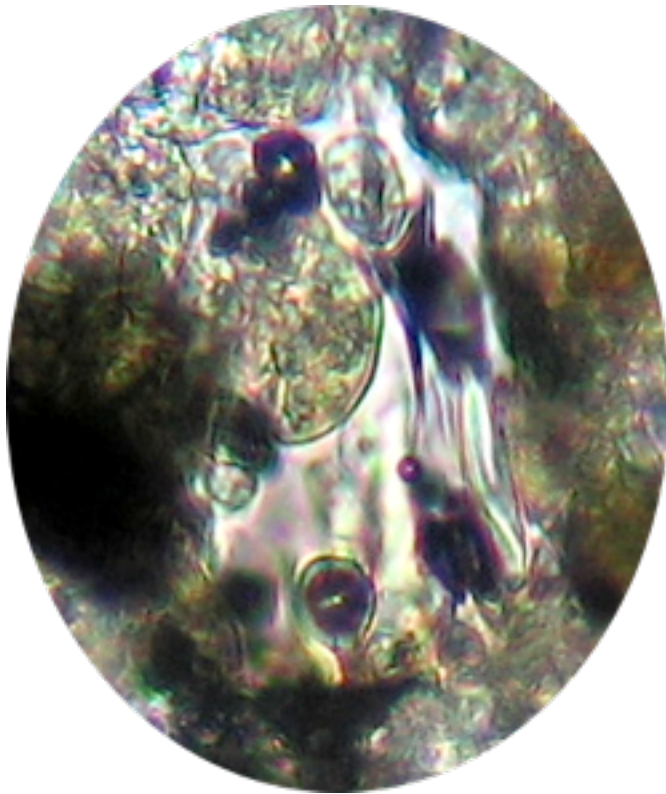


6.4

6.3

6.2

6.1



70 µm

(6 mm de diamètre pour un lapilli de 6.3 ; cf. Figure 114). Ce lapilli accrétonné présente une structure remarquable : (1) : un noyau central non organisé et constitué d'une matrice de même nature que celle constituant le niveau lui-même (on note de rares vésicules sphériques dont une plus importante pratiquement au centre) et (2) : une « croûte » constituée de 7 lamines concentriques (alternance lamine claire/lamine foncée) de matériel cendreuse plus fin que la matrice du noyau central. On note de très fine vésicules sphériques essentiellement distribuées dans les lamines claires.

Figure 115 : Une écharde ponceuse (*pumice schards*) à vésicules sphériques ou sub-sphériques (sédiment fin du niveau 6 à l'intérieur d'une cabane, bloc B2, *Croce del Papa*, Nola).

siers millimétriques (pyroclastes : ponces, scories noires vésiculées, lithiques et minéraux libres).

\*Niveaux 6.4 et 6.6 : ils sont constitués par une matrice cendreuse fine et vésiculée (de même nature que celle des niveaux encadrants) dans laquelle « baignent » des éléments gros-

\* Niveau 6.7 : il apparaît comme un niveau relativement homogène, constitué d'une matrice cendreuse fine. Une vésiculation fine existe mais reste discrète. On note de rares ponces et lithiques. Le sommet du niveau présente un litage fin (lamine de 2 à 3 mm d'épaisseur) marqué par l'alternance de lamines plus claires et plus foncées.

\* Niveau 6.8 : il s'agit d'un niveau homogène, constitué d'une matrice cendreuse fine, vésiculée et contenant quelques éléments plus grossiers (ponces, scories noires vésiculées, lithiques et minéraux libres). On note la présence plus marquée d'échardes ponceuses au sein de la matrice ponceuse (Figure 115).





Le niveau 2 est corrélé à la première phase magmatique plinienne caractérisée par un dépôt de ponces blanches (EU 2 de Cioni *et al.*, 1999). Ce dépôt est très réduit (7 cm d'épaisseur) à Croce del Papa ce qui est en bon accord avec les données de la carte des isopaques de EU2 publiée par Cioni *et al.* (1999, fig. 6a) où l'épaisseur à Nola est comprise entre 10 et 5 cm.

Les niveaux 3.1, 3.2 et 3.3 sont corrélés à la seconde phase magmatique plinienne caractérisée par un dépôt de ponces grises avec un enrichissement en lithiques vers le sommet (EU 3 de Cioni *et al.*, 1999). Ce dépôt est puissant (108 cm d'épaisseur) à Croce del Papa ce qui est en bon accord avec les données de la carte des isopaques de EU3 publiée par Cioni *et al.* (1999, fig. 6b); le secteur de Nola est dans l'aire au-dessus de la courbe isopaque des 90 cm.

Le niveau 4, correspondant à une brève phase phréatomagmatique, peut être corrélé à une passée fine (EU 3pf de Cioni *et al.*, 1999) présente dans le sommet de EU 3. Du point de vue du dynamisme de mise en place, nous les interprétons comme des dépôts de déferlantes (*pyroclastic surge*) en position distale.

Le niveau 5 (à ponces grises, lithiques et xénoclastes abondants) correspond à une retombée (*fall*) et peut être corrélé à EU 4 (Cioni *et al.*, 1999). Son épaisseur de 4 cm sur le site de Croce del Papa confirme l'aire de dispersion proposée par Cioni *et al.* (figure 14, 1999) pour cette unité éruptive qui représente l'ultime phase de stabilisation de la colonne convective avant la phase phréatomagmatique.

Le niveau 6 (lamines 6.1 à 6.8) est corrélé à la phase phréatomagmatique de l'éruption dite « des ponces d'Avellino » (EU 5,6 et 7 en position proximale, réduite à EU 5 en position plus distale, Cioni *et al.*, 1999). Les lamines 6.1 à 6.6 sont interprétés comme des tufs vésiculés, lités et à lapilli accrétionnés. Du point de vue du dynamisme de mise en place, nous les interprétons comme des dépôts de déferlantes (*pyroclastic surge*) en position distale qui se caractérisent par une vitesse de mise en place de 10 à 1 m/s, une température  $\leq 100^{\circ}\text{C}$ . Ils présentent des litages plans et des agrégats cendreuse (Proto-lapilli accrétionnés-PLA et lapilli accrétionnés) (Mastrolorenzo *et al.*, 2006) (Figure 117). Ils peuvent être corrélés à EU 5 et EU6 (Cioni *et al.*, 1999). Les niveaux 6.7 et 6.8, de part leur faciès de cinérite compacte à matrice cendreuse et échardes de verre ponceuses abondantes, sont assimilés à des dépôts résultant d'écoulements (*flow*). Ils peuvent être corrélés à EU7 (« flussi cinéritici », Cioni *et al.*, 1999).

Le niveau 7 correspond à un dépôt cendreuse à faciès de retombée qui n'est pas spécifiquement isolé dans les études antérieures.

Le niveau 8 correspond à une retombée à ponces blanches. Ce niveau peut représenter une retombée, liée à la dispersion des produits d'un panache du à une restabilisation temporaire d'une colonne convective, qui n'est pas signalée dans les études antérieures bien que des ponces blanches sont présentes dans le sommet de UE 7 (Cioni *et al.*, 1999).

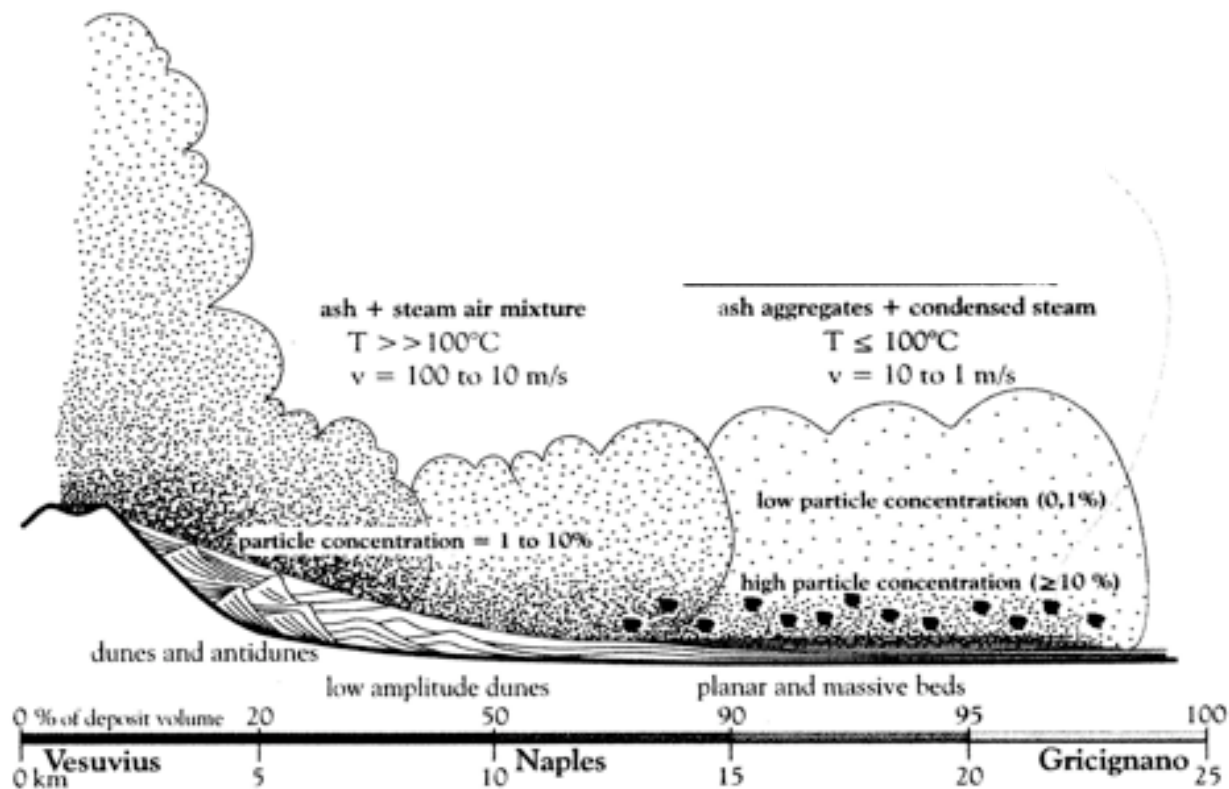
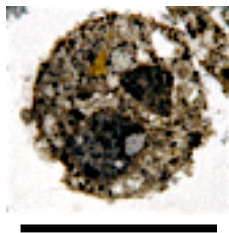
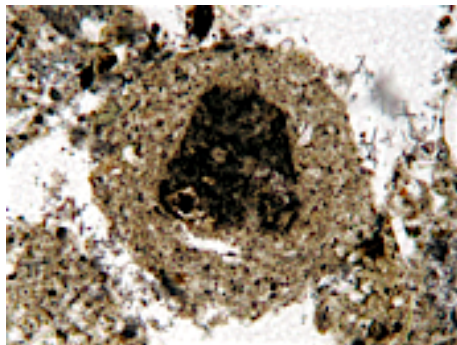


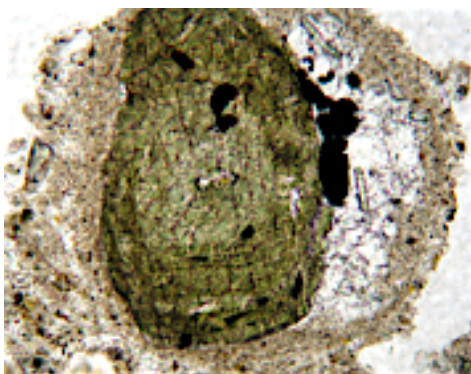
Figure 117 : Mécanismes de transport et de dépôt au cours de la phase finale de l'éruption dite « des ponces d'Avellino » (*pyroclastic surge sequence*) selon l'axe Nord-Ouest de dispersion de ces produits (d'après Mastrolorenzo *et al.*, 2006).



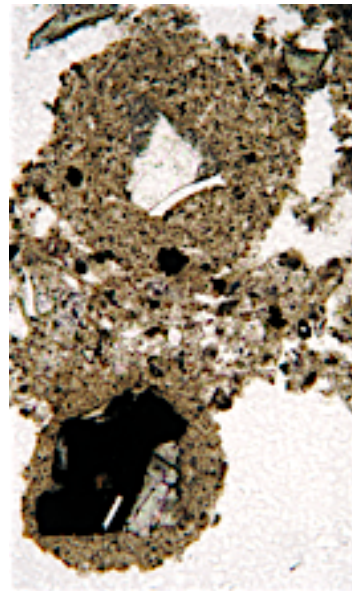
940  $\mu\text{m}$



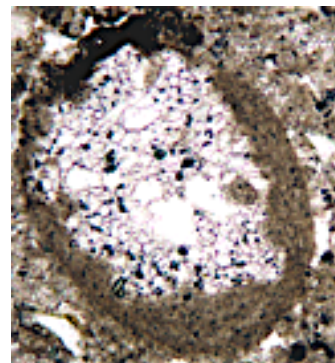
600  $\mu\text{m}$



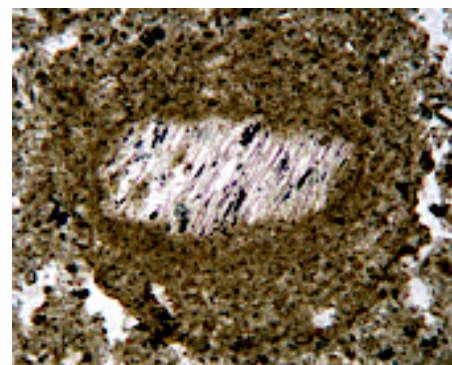
600  $\mu\text{m}$



500  $\mu\text{m}$



800  $\mu\text{m}$



800  $\mu\text{m}$

Figure 118 : Proto-Lapilli Accrétionnés (microfaciès PLA) (*Gricignano*, dépôts de « surge » de l'éruption des ponces d'Avellino).





Figure 119 : Microfaciès *Micro-Litage à Doublé de lamines* (MLD) (*Gricignano*, dépôts de « surge » de l'éruption des ponces d'Avellino).

### \* Implications sur la destruction et la conservation des vestiges archéologiques :

Les effets de l'éruption du Somma-Vésuve sur le territoire de Nola à l'âge du Bronze avaient fait l'objet d'une synthèse en 1998 au Symposium intercongrès INQUA et UISPP, *Téphrochronologie et coexistence Hommes-volcans* (Albore Livadie *et al.*, 2001). Les données obtenues, sur le site de Croce del Papa, complètent la vision de l'impact de l'éruption dite « des ponces d'Avellino » sur ce territoire.

La caractérisation de chaque niveau et le fait de pouvoir les rapporter au dynamisme éruptif de chaque phase de l'éruption nous permet de reconstituer l'impact de chacune des phases éruptives sur les cabanes de Bronze ancien (Figure 120) mais aussi de montrer les conditions particulières qui ont permis une conservation exceptionnelle des vestiges archéologiques.

La phase initiale de l'éruption a laissé qu'un dépôt réduit de retombée (niveau 1) qui n'a eu aucun effet sur les constructions. Il n'y a pas de dépôt à l'intérieur des cabanes.

La phase magmatique de l'éruption dite « des ponces d'Avellino » est caractérisée par deux retombées pliniennes à ponces : la retombée plinienne 1 (RP1) est caractérisée par des ponces blanches alors que la retombée plinienne 2 (RP2) est constituée de ponces grises. La retombée plinienne 2 (RP2) a été dénommée « Téphra d'Ariano » à 70 km au Nord-Est du point éruptif où elle possède encore une puissance de 0,10 m (Vernet *et al.*, 1999 ; cf. chapitre 3.3.1 de ce volume). Sur le site de Croce del papa la RP1 est très réduite (niveau 2 : 7 cm de puissance) alors que la RP2 est bien développée (niveaux 3.1, 3.2 et 3.3 : 108 cm de puissance). On a pu observer des faciès d'accumulation en périphérie des cabanes alors que l'intérieur reste vierge de dépôt ce qui montre que la chute des ponces n'a pas entraîné d'effondrement de la toiture. A la fin de cette phase magmatique, la base des cabanes est enterrée sous plus de 1,15 m de ponces mais la partie supérieure de celles-ci continue à émerger de pratiquement 3 m au-dessus de la couche de ponces et l'intérieur reste vide. La durée de cet épisode plinien est estimée à 6-8 heures et pour faire un parallèle avant l'éruption de Pompéi, un épisode plinien similaire a provoqué l'effondrement des toitures des édifices sous le poids des ponces (Albore Livadie, 2002). ***L'état de conservation des cabanes en fin d'épisode magmatique à Croce del Papa est important pour la suite des choses : la base (sur pratiquement 1,20 m) est protégée par la couche de ponces, la partie supérieure de la cabane reste hors protection de cette gangue de ponces et l'intérieur est toujours vierge de dépôt.***

Un premier épisode phréatomagmatique est marqué par la mise en place d'un fin niveau (niveau 4 ; 1 cm d'épaisseur maximale) à litage planaire caractéristique de faciès distaux (env. 15 km pour Nola) de déferlantes (*pyroclastic surge*, Mastrolorenzo *et al.*, 2006). Malgré la faible importance en termes de dépôts de cet épisode, il semble bien que ce soit lui qui a provoqué le plus de destruction sur les cabanes. Si on se réfère au modèle de Mastrolorenzo (2006), on peut estimer la vitesse de la déferlante à  $\approx 10$  m/s avec une température de l'ordre de 100°C et une concentration en particules de l'ordre de 10%. Lors du passage de la déferlante sur le village, il semble que le côté de la cabane (par



ETAT INITIAL

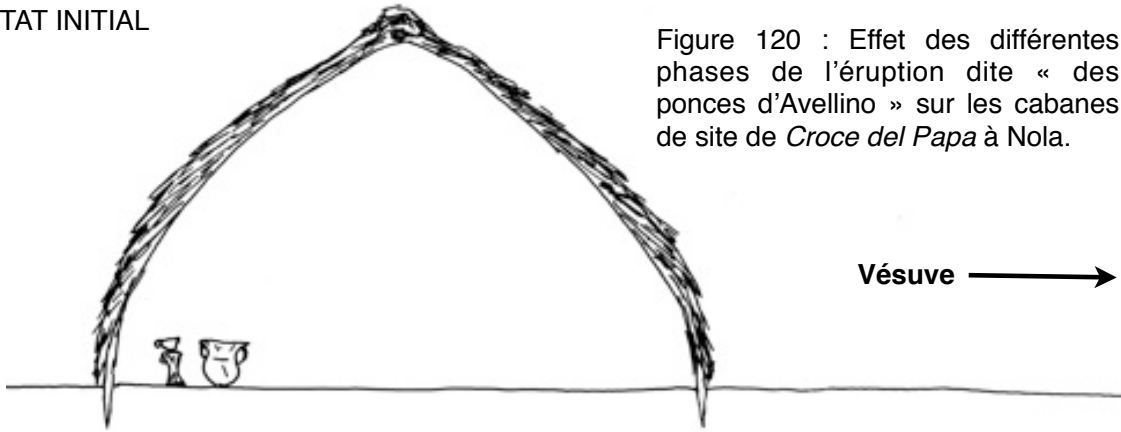
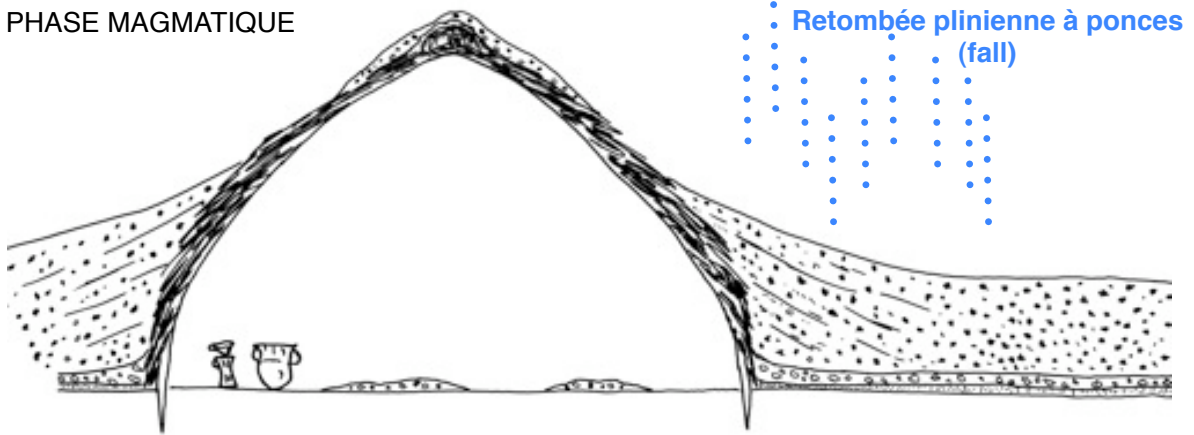
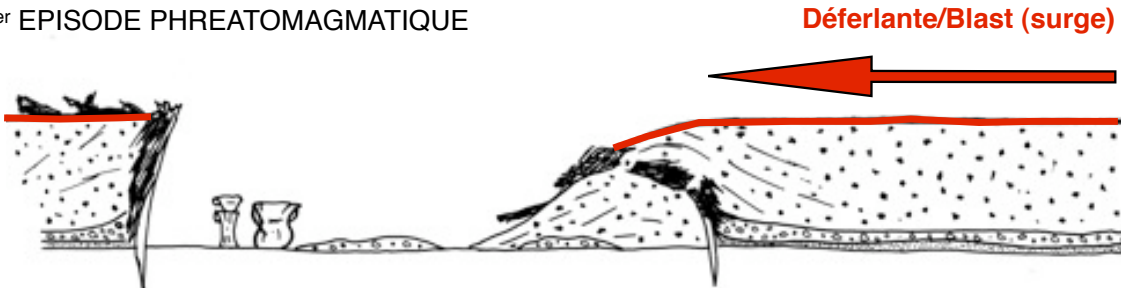


Figure 120 : Effet des différentes phases de l'éruption dite « des ponces d'Avellino » sur les cabanes de site de *Croce del Papa* à Nola.

PHASE MAGMATIQUE

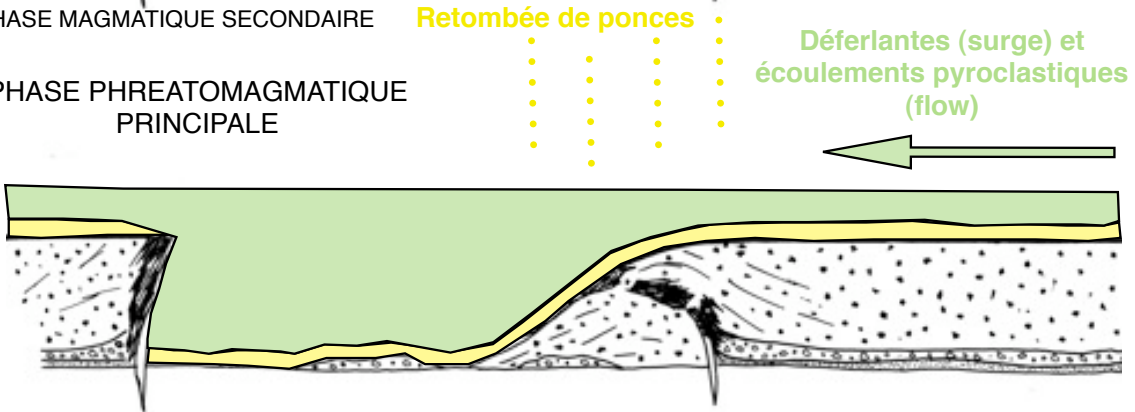


1<sup>er</sup> EPISODE PHREATOMAGMATIQUE



PHASE MAGMATIQUE SECONDAIRE

PHASE PHREATOMAGMATIQUE PRINCIPALE



exemple la cabane 3) exposé au souffle a plié et que la partie supérieure de cette cabane, non protégée par les ponces, a été littéralement soufflée ; quasiment aucun élément de cette toiture n'a été retrouvé à l'intérieur de la cabane ; il semble bien que ces éléments ont été déplacés (et dispersés) plus au Nord-Est. L'intérieur de la cabane reste pratiquement vide : on note cependant un amoncellement de ponces (provenant du remaniement des ponces blanches et surtout grises des épisodes pliniens) au droit de la paroi Sud-Ouest (sous le souffle éruptif) où celle-ci s'est pliée et a partiellement cédée provoquant ainsi l'entrée des ponces précédemment accumulées à l'extérieur. **Après le passage de cette déferlante, l'état des bâtiments est le suivant : la partie supérieure a été soufflée et a disparue, des effondrements localisés des parois exposées au souffle se sont produits et l'intérieur des cabanes reste vide formant ainsi des dépressions de 1,20 m de profondeur par rapport au nouveau niveau de sol après cet épisode éruptif.**

La restabilisation brève d'une colonne convective provoque la chute d'une retombée (*fall*) à ponces riche en lithiques et xénoclastes (niveau 5). Ce dépôt peu épais (4 cm) est présent aussi bien à l'intérieur de la cabane 3 qu'à l'extérieur ce qui montre bien que la partie supérieure de cette cabane a déjà disparue lors de la mise en place de cette retombée. **Malgré ce mince dépôt, l'intérieur des cabanes reste quasiment vide de dépôt après ce bref épisode magmatique.**

La phase phréatomagmatique principale de l'éruption dite «des ponces d'Avelinno» voit la mise en place (en dehors des cabanes) d'un niveau gris et compact de 22 cm d'épaisseur (niveau 6). L'intérieur des cabanes est entièrement colmaté par une masse uniforme de matériel fin, homogène et de couleur grise. Cependant, on note une base litée d'une dizaine de centimètres. L'étude détaillée de ces dépôts permet de diviser cette phase phréatomagmatique en deux périodes :

- Les lamines inférieures (6.1 à 6.6) représentent des dépôts liés à des déferlantes (*pyroclastic surge*) qui ont pu provoquer des destructions de même nature que celle responsable de la mise en place du niveau 4. En effet, si le premier épisode phréatomagmatique (niveau 4) n'avait pas complètement soufflé la partie supérieure des cabanes, alors il est clair que ces nouvelles déferlantes ont terminé le travail. Une lame mince réalisée à la base du remplissage de la cabane 3 montre que ces lamines caractéristiques de déferlantes y sont présentes avec des faciès identiques.
- les lamines supérieures (6.7 et 6.8) représentent des dépôts liés à des écoulements (*flow*). A l'extérieur des cabanes, leur épaisseur est constante et reste faible, de l'ordre de 12 cm. Ces coulées pénètrent lentement à l'intérieur des cabanes et combleront la totalité de leurs parties inférieures. Ce matériel fin et fluide va également pénétrer dans les vides et l'on va avoir un véritable moulage de l'intérieur des cabanes mais également des parois externes et des cloisons donnant aux archéologues un instantané unique de l'organisation des espaces au Bronze ancien (3 500 B.P.) (Albore Livadie, 2002). Il est clair que, lorsque le phénomène arrive sur le site, il possède une énergie diminuée (il est «en bout de course»). En revanche, les vésicules (et de rares pipes de gégazage) attestent du rôle de la vapeur d'eau dans le dynamisme. Le matériel éruptif est fluidisé par cette vapeur d'eau au moment de son arrivée sur le site, mais il n'est pas sous forme

franchement boueuse. La température de mise en place est vraisemblablement autour de 100°C et n'entraîne donc pas une carbonisation des vestiges ligneux. Nous sommes vraiment dans des conditions uniques, juste à la bonne distance où une coulée pyroclastique passe progressivement à une coulée boueuse. L'existence de ces faciès distaux de coulées pyroclastiques a été mise en évidence dans le bassin de Venosa (Raynal *et al.*, 1999) et en Auvergne (Vernet et Raynal, 2008) grâce à des études en lames minces.

***A la fin de cette phase phréatomagmatique, les dépressions correspondant aux cabanes sont complètement colmatées par un matériau dont l'aspect est proche du plâtre et le nouveau niveau de sol est plat et se trouve à 1,40 m au-dessus du sol du village du Bronze ancien.***

Cependant, l'éruption dite « des ponces d'Avellino » n'est pas achevée, en effet, deux niveaux (niveaux 7 et 8) terminent la séquence éruptive avant qu'un sol se développe sur la partie supérieure colluviée du niveau 8. Il s'agit de deux retombées (*fall*), la première de cendres grossières grises et la seconde de ponces blanches. Il faut donc imaginer une restabilisation de la colonne convective en fin d'éruption qui permet la constitution d'un panache dispersant des produits d'abord fins puis ponceux sur le secteur de Nola.

#### **- Références :**

Albore Livadie C., Castaldo N., Mastrolorenzo G., Vecchio G. (2001) - Effetti delle eruzioni del Somma-Vesuvio sul territorio di Nola dall'età del Bronzo all'epoca romana tardiva. *TEPHRAS chronologie et archéologie, Les dossiers de l'Archéo-Logis*, n°1, éditeur CDE-RAD, juillet 2001, 119-128.

Albore Livadie C. (2002) - Nola : la pompéi de la Préhistoire. Recherches en cours sur un site du Bronze ancien détruit par l'éruption des Ponces d'Avellino (3 500 B.P.). XIVe Congrès de l'UISPP, Liège, 2-8 septembre 2001, in *Hommes et volcans. De l'éruption à l'objet*, J.-P. Raynal, C. Albore Livadie, M. Piperno édit., Actes du symposium 15.2 organisé par la commission 31 de l'UISPP, *Les Dossiers de l'Archéo-Logis n°2*, Clermont-Ferrand, 2002, 57-65.

Cioni R., Morandi D., Sbrana A., Sulpizio R (1999) - L'eruzione delle Pomice di Avellino : aspetti stratigrafici e vulcanologici. in : *L'eruzione vesuviana delle « Pomice di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)*, a cura di Claude Albore Livadie, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, 61-82.

Di Vito M. A. (1999) - Distribuzione dei depositi dell'eruzione delle « Pomice di Avellino » nell'area napoletana e ricostruzione del paleoambiente prima e dopo l'eruzione. in : *L'eruzione vesuviana delle « Pomice di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)*, a cura di Claude Albore Livadie, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, 83-91.

Grattan J., Brayshay M. (1999) - Modelling the impact of Vesuvius/Avellino eruption upon the Bronze Age settlement of the Palma Campania. in : *L'eruzione vesuviana delle « Pomice di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)*, a cura di Claude Albore Li-

vadie, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, 125-131.

Mastrolorenzo G., Petrone P., Pappalardo L. and Sheridan M. F. (2006) - The Avellino 3780-yrs-B.P. catastrophe as a worst-case scenario for a future eruption at Vesuvius. *PNAS*, March 21, 2006, vol. 103, n° 12, 4366-4370.

Russo F. (1999) - I siti archeologici del Bronzo antico in Campania interessati dall'eruzione vesuviana delle « Pomici di Avellino » : elementi geomorfologici e stratigrafici. in : *L'eruzione vesuviana delle « Pomici di Avellino » e la facies di Palma Campania (Bronze antico)*, a cura di Claude Albore Livadie, Edizioni Edipuglia, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali, Ravello, 93-118.

Santacroce R., Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G., Donahue D. J., Joron J. L. (2008) - Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruption of Somma-Vesuvius : A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (2008), 1-18.

Sheridan M. F., Wohletz K. H. (1983) - Origin of accretionary lapilli from Pompeii and Avellino deposits of Vesuvius. In : R. Gooley (Ed.), *Microbeam analysis-1983*, San Francisco Press, p. 35-38.

Sulpizio R., Bonasia R., Dellino P., Di Vito M. A., La Volpe L., Mele D., Zanchetta G., Sadori L. (2008) - Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds : The example of the Pomici di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (2008), 263-276.

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

# LA MARTINIQUE

#### 4 - LA MARTINIQUE :

En 1997, lors de la recherche de nouveaux terrains d'application de notre programme de recherche, nous avons eu l'opportunité de rencontrer des Archéologues (Benoît Berard, Serge Veuve et Jean-Pierre Giraud) au cours d'une mission en Martinique portant sur l'étude géologique du site de « La Savane des Pétrifications » (opération de fouille programmée AFAN, dir. : B. Berard). Ensemble il nous est rapidement apparu que les éruptions de la Montagne Pelée avaient dû jouer un rôle important dans la vie des premiers martiniquais. Face à cette réalité, il est apparu aux archéologues qu'il n'était pas convenable d'entreprendre l'étude du peuplement amérindien de l'île sans prendre en compte la dimension volcanique. Ainsi, différents chercheurs (G. Vernet, G. Kieffer et J.-P. Raynal) du GDR 1122 du CNRS « Hommes et Volcans avant l'Histoire » ont été associés au projet collectif de recherche (PCR) « *Le Néolithique martiniquais dans son contexte antillais* ». L'étude que nous avons alors engagée avait de deux objectifs principaux :

- premièrement, nous devons chercher à distinguer et à caler chronologiquement les différents épisodes volcaniques contemporains de l'occupation précolombienne de l'île,
- deuxièmement, nous devons tenter de percevoir l'influence de ces phénomènes volcaniques sur les populations amérindiennes.

Les résultats de cette recherche devaient servir aux archéologues à mieux concevoir la dynamique et la chronologie du peuplement de la Martinique. Pour nous, téphrostratigraphes, elle devait permettre d'appliquer nos méthodes d'étude sur un nouveau terrain. La téphrostratigraphie proximale de la Montagne Pelée étant déjà connue (Westercamp et Traineau, 1983), nos observations sur sites archéologiques devaient apporter de nouvelles informations (essentiellement chronologiques) aux volcanologues qui avaient jusqu'alors travaillé uniquement sur l'édifice. Enfin, la réalisation de nouvelles fouilles archéologiques (par Serge Veuve) sur l'Habitation Perinelle à Saint-Pierre nous a permis de réaliser de nouvelles observations sur les dépôts de l'éruption de 1902 en appliquant la technique des lames minces de grand format.

Les résultats de nos travaux ont fait l'objet de présentations dans trois colloques internationaux :

- XIX<sup>ème</sup> Congrès International d'Archéologie de la Caraïbe, ARUBA (Venezuela), 22-28 juillet 2001 (Berard, Kieffer, Raynal et Vernet ; 2003).
- XIV<sup>ème</sup> Congrès UISPP, symposium 15.2, Université de Liège, Belgique, 2-8 septembre 2001 (Berard, Vernet, Kieffer et Raynal ; 2001 et 2002).
- Séminaire international : Martinique, terre amérindienne. Une approche pluridisciplinaire, Fort-de-France (Martinique), 8 et 9 mai 2007 (Kieffer, Vernet et Raynal ; 2007 et Vernet, Kieffer et Raynal ; à paraître 2010).



#### **4.1 - Une téphrostratigraphie en Milieu Archéologique à la Martinique :**

L'île de la Martinique est caractérisée par une activité volcanique importante. Le volcanisme insulaire récent est lié à l'activité de la Montagne Pelée dont les retombées couvrent le tiers nord de l'île. Si la nuée ardente du 8 mai 1902 est bien connue du fait de la destruction de la ville de Saint-Pierre, les éruptions plus anciennes sont beaucoup moins bien connues, mais elles ont vraisemblablement 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 (Vivé, Fond-brûlé, Moulin l'Étang, l'habitation Perinelle et la future sous-préfecture à Saint-Pierre) localisés sur le pourtour de la Montagne Pelée montre l'interstratification de niveaux d'occupation et de couches éruptives. Nous avons cherché à distinguer et à dater les épisodes volcaniques contemporains de l'occupation précolombienne. Cette étude a débouché sur la proposition d'une téphrostratigraphie des sites amérindiens du nord de la Martinique. Les niveaux téphriques reconnus sont au nombre de cinq : le téphra supérieur de Vivé, le téphra inférieur de Moulin l'Étang, le téphra inférieur de Saint-Pierre, le téphra supérieur de Saint-Pierre et le complexe téphrique de Saint-Pierre. Si une téphrostratigraphie de la Montagne Pelée est proposée et si nous avons montré l'interaction entre volcanisme et peuplement amérindien, il reste à quantifier l'impact du volcanisme sur les paléo-milieus.

##### **4.1.1 - La Montagne Pelée : Contexte géodynamique, évolution et dynamismes éruptifs récents :**

La Montagne Pelée constitue le sommet d'un strato-volcan, d'environ 15 km de diamètre, culminant à 1397 m d'altitude, dans la partie nord de l'île de la Martinique. Elle s'est rendue tristement célèbre par l'éruption catastrophique du 8 Mai 1902, responsable de la mort de 28.000 personnes. Mais auparavant, elle avait connu de nombreuses éruptions, en particulier, celles dont les produits ont fossilisé les témoins des premiers peuplements précolombiens (amérindiens) de l'île.

###### **4.1.1.1 - Situation géodynamique :**

La Martinique appartient à l'arc insulaire des Petites Antilles, lié à une zone de subduction complexe où la plaque océanique ouest atlantique plonge sous la plaque caraïbe (Figure 121). Cette dernière serait formée des restes d'une ancienne plaque lithosphérique océanique coincée, à l'Est de l'Amérique Centrale, entre les plaques continentales Nord et Sud américaines.

L'arc des Petites Antilles correspond à un chapelet d'une quinzaine d'îles principales dont les plus vastes dépassent 1000 km<sup>2</sup>. Celles de la partie centrale, entre Montserrat, au Nord, et Saint-Vincent, au Sud, ont été le siège des dernières éruptions de l'arc et matérialisent la section la plus active du plan de subduction (plongement de plusieurs centimètres par an) (Figure 122).

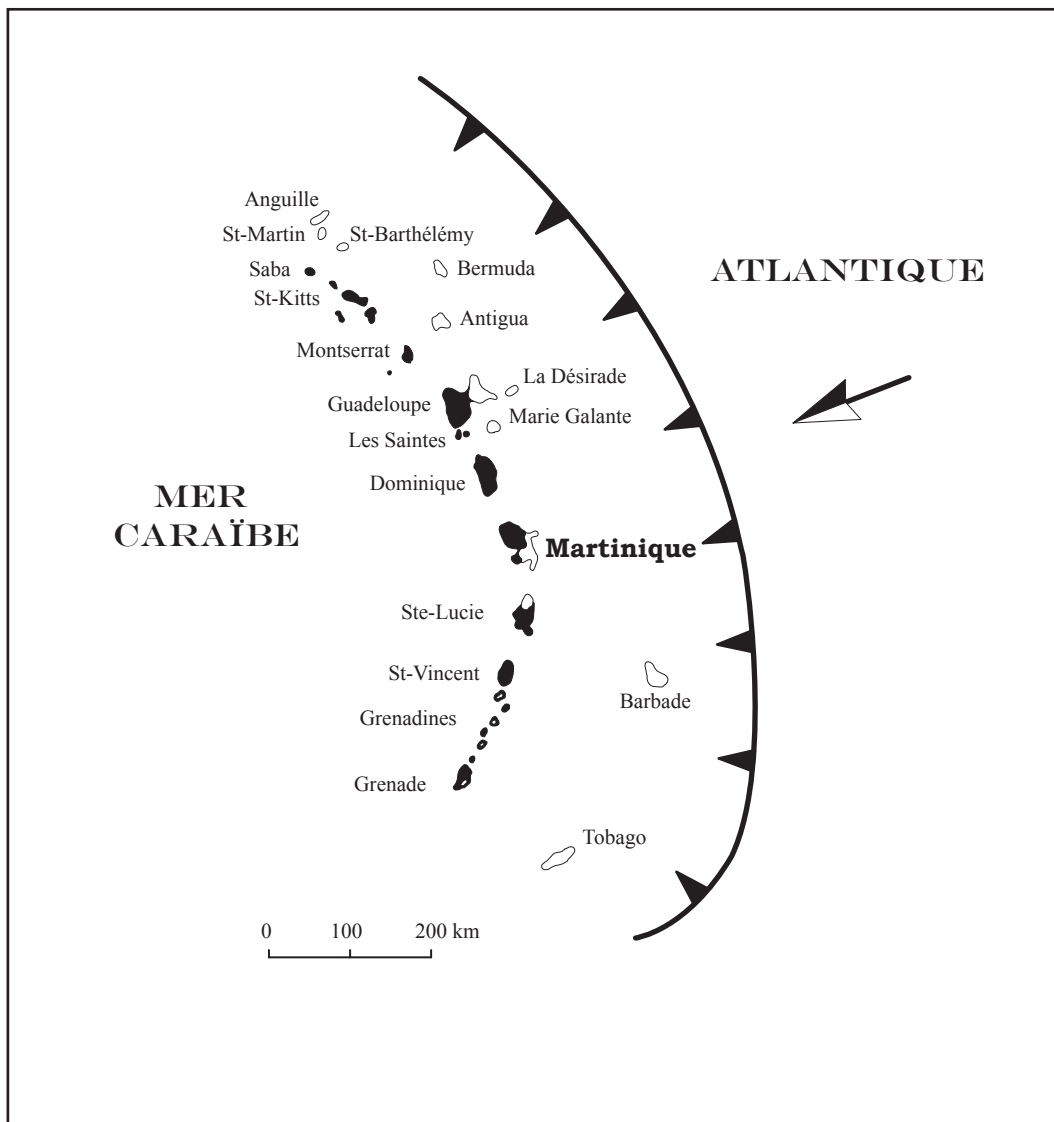


Figure 121 : L'arc insulaire des petites Antilles et le plan de subduction.

En fait, le plan de subduction fonctionne depuis plus de 50 Ma, avec une migration vers l'Ouest responsable de la répartition des îles ou, pour les plus étendues, de leurs différentes unités morphostructurales en arcs externe (plus de 20 Ma), intermédiaire (20 à 6 Ma environ) et interne (volcanisme récent et actuel).

L'entraînement en profondeur de la lithosphère océanique provoque sa fusion et son enrichissement en volatils et s'accompagne de processus de différenciation à l'origine de magmas acides, potentiellement explosifs, comme les andésites ou les dacites qui caractérisent les produits de la Pelée.

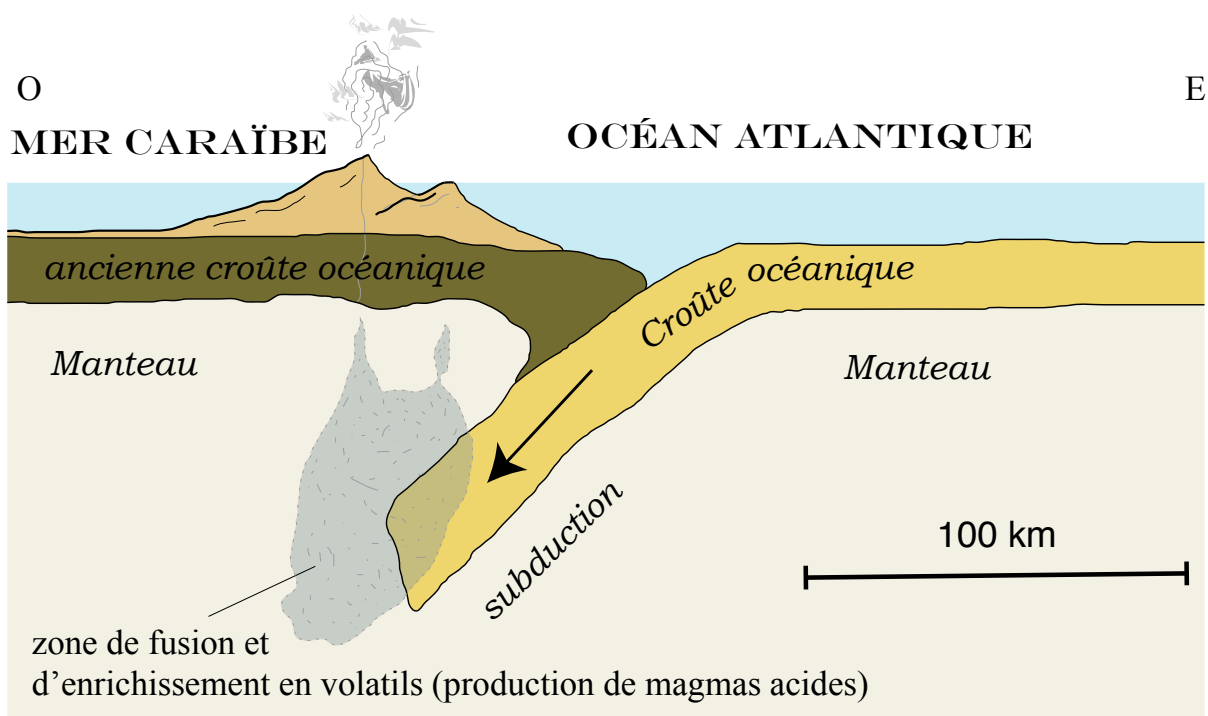


Figure 122 : Position géodynamique de l'arc des Petites Antilles.

#### 4.1.1.2 - La Martinique et l'évolution de la Pelée :

Le strato-volcan de la Pelée couvre 120 km<sup>2</sup> dans la partie nord de la Martinique. Il a coiffé des formations plus anciennes, dont les témoins émergent autour du Piton Conil, à quelques kilomètres au Nord/Nord-Ouest de son sommet, et qui constituent l'ossature de l'île.

Celle-ci (63 sur 35 km environ et 1.080 km<sup>2</sup>) a été construite en plusieurs phases, liées à l'évolution de la zone de subduction, dont les plus anciennes remontent à plusieurs dizaines de Ma. Les éruptions, souvent très explosives, ont mis en place des coulées généralement visqueuses et épaisses, des projections (cendres, scories, ponces), des coulées pyroclastiques, des débris-avalanches, des dômes et des protrusions (pitons), etc ...

L'histoire du strato-volcan de la Pelée a été décomposée en trois grandes périodes, de son origine aux peuplements amérindiens et à l'époque actuelle (travaux du B.R.G.M. et de l'Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée).

De - 300.000 à - 100.000 ans environ, construction de *la paléo-Pelée ou volcan primordial*, avec des produits andésitiques plus basiques que les produits postérieurs, coulées, projections, brèches magmatiques, coulées pyroclastiques et matériaux remaniés. Il a connu l'apparition d'une ou plusieurs caldeiras sommitales (Figure 123a). L'édifice atteignait déjà l'extension du massif actuel. Il a ensuite été démantelé par l'érosion au cours d'une période de repos de plusieurs dizaines de milliers d'années.

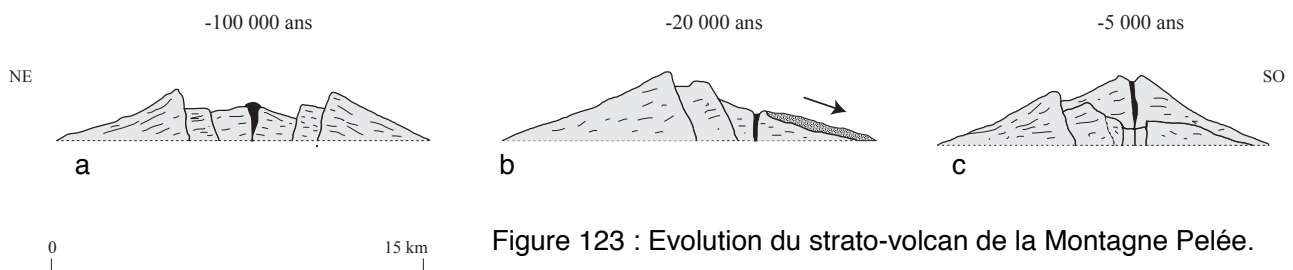


Figure 123 : Evolution du strato-volcan de la Montagne Pelée.

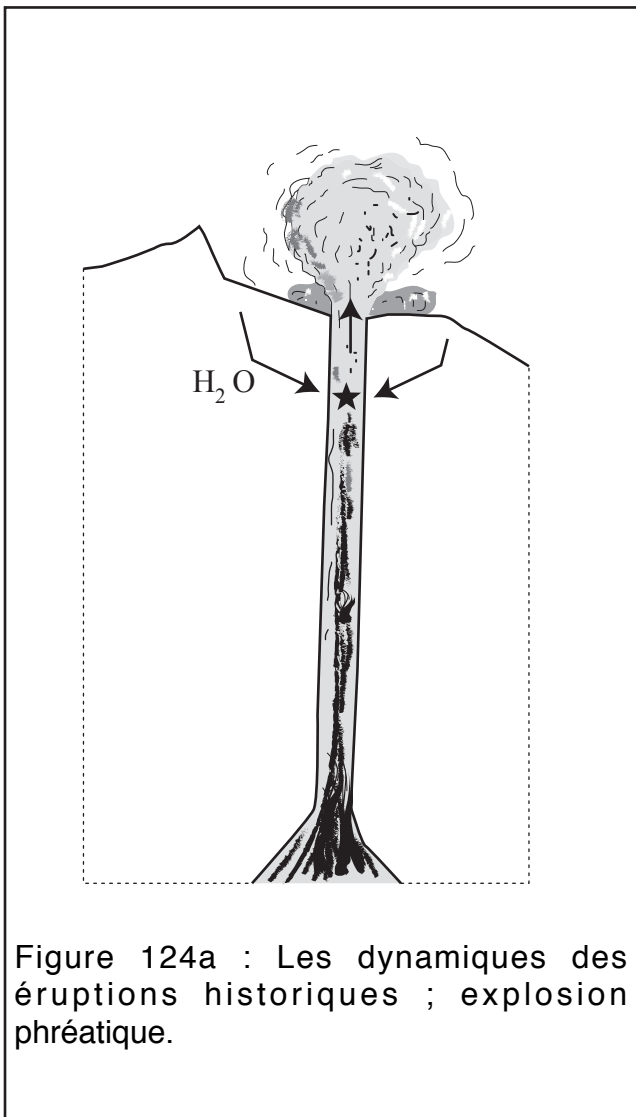
L'activité a repris, en particulier vers - 30.000 à - 20.000 ans, pour construire un *édifice intermédiaire* avec des éruptions très explosives dont deux ont été identifiées à - 26.000 et - 22.500 ans. Dans cette période s'est produit un événement essentiel pour l'évolution récente du volcan avec la déstabilisation de son flanc sud-ouest et son glissement, sans doute au moins en partie explosif, vers la mer, provoquant l'ouverture d'une large caldeira d'avalanche (6 km de long et 3.5 km de large) dont le Morne de Macouba pourrait constituer le rebord nord (Figure 123b). Cette déstabilisation a été pleine de conséquences pour les manifestations ultérieures, car ce sera ensuite assez régulièrement du côté de ce flanc sud-ouest, fragilisé par l'événement et topographiquement abaissé par rapport au reste de la montagne, que se produiront les ruptures explosives et l'étalement des produits éruptifs, comme beaucoup de nuées ardentes.

Après plusieurs milliers d'années de sommeil, l'activité a repris vers - 13.500 ans pour construire le *cône récent* de la Montagne Pelée (Figure 123c). Au moins 24 éruptions magmatiques, à l'origine de niveaux de ponces et de nuées ardentes ont été identifiées. L'une d'elles, vers - 3.000 ans, serait à l'origine de la caldeira de l'Etang Sec dans laquelle se sont ouverts les cratères et construits les dômes des dernières éruptions. Cette phase est toujours en cours avec les éruptions de 1902 et 1929.

#### 4.1.1.3 - Les dynamiques des éruptions historiques (périodes amérindienne et actuelle) :

À partir de l'étude des dépôts laissés par ces éruptions et de l'observation des plus récentes (1851, 1902 et 1929), on peut distinguer trois types d'activité susceptibles de se succéder dans le cours d'une même phase éruptive.

## Les explosions phréatiques et phréatomagmatiques :



Les explosions phréatiques résultent de la vaporisation, dans la partie supérieure du conduit cratérique (quelques centaines de mètres de profondeur), d'eaux infiltrées sous l'effet de la chaleur magmatique véhiculée par les gaz et les émanations fuméroliennes (Figure 124a). Les fortes pressions engendrées par le processus se libèrent par à-coups (explosions) en projetant des matériaux fragmentés et pulvérisés parmi lesquels ne se trouve aucun élément de magma neuf (juvénile).

La disposition morphostructurale des parties sommitales de la Pelée, avec un système de caldeiras qui capte les eaux météoriques, guidant leur infiltration à l'aplomb de l'axe d'alimentation magmatique, constitue une condition favorable à l'apparition de manifestations phréatiques.

Celles-ci sont habituellement les signes révélateurs du début d'une éruption. Mais, en 1851, les phénomènes phréatiques n'ont pas été suivis d'éruption magmatique. Il est probable qu'un événement tectonique ou magmatique profond avait provoqué l'augmentation du flux thermique montant sous la Pelée, sans montée de magma.

Les explosions deviennent phréatomagmatiques lorsque, après la phase purement phréatique, il y a arrivée et participation de magma neuf. Les manifestations sont alors plus violentes (« vulcaniennes ») et constituent un stade de passage à l'éruption magmatique proprement dite.

Outre les modifications apportées aux zones sommitales (ouverture d'un cratère ou construction d'un cône de projections), ces explosions projettent des quantités de matériaux (cendres, lapillis) qui saupoudrent les pentes du volcan d'un matériel mixte, composé de roches anciennes fragmentées, pour les explosions phréatomagmatiques, et d'éléments de magma neuf. Les plus violentes s'accompagnent de souffles (déferlantes) qui donnent aux dépôts des faciès lités caractéristiques qui, dans les coupes, les distinguent des autres retombées.



## Les éruptions pliniennes :

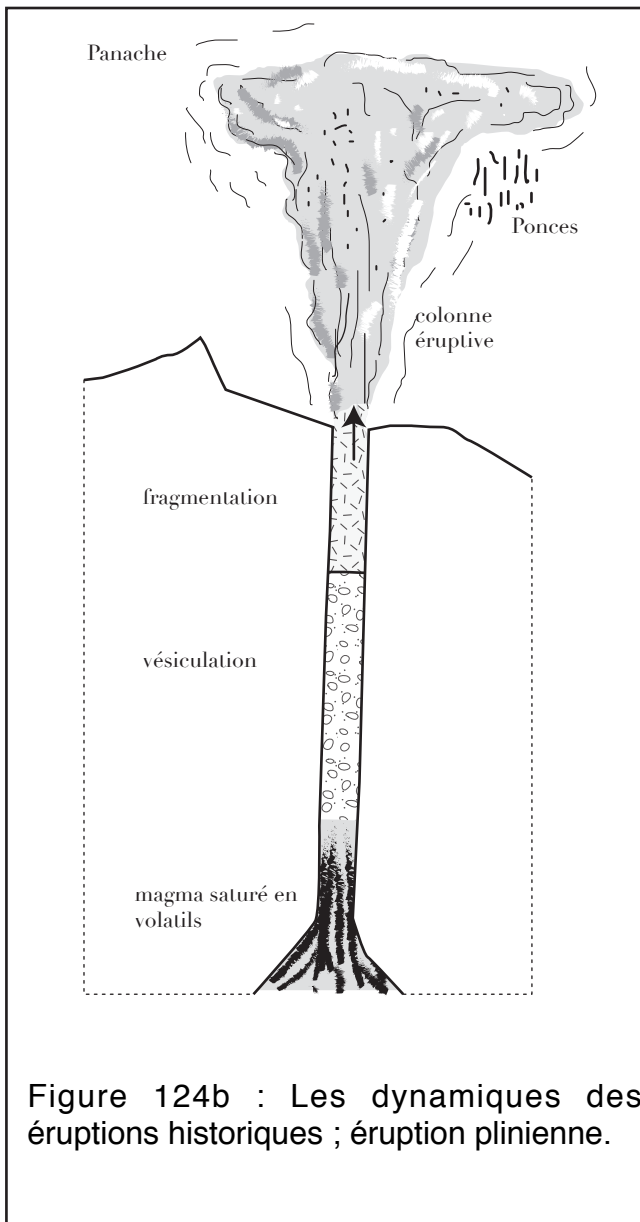


Figure 124b : Les dynamiques des éruptions historiques ; éruption plinienne.

Ces éruptions se caractérisent par le développement d'une colonne éruptive de grande dimension, montant verticalement à des kilomètres de hauteurs où elle s'étale selon la distribution des vents, pour former un panache. Cette colonne est formée de ponces et de cendres légères entraînées dans le mouvement ascendant au sein d'un jet continu de gaz capable de fonctionner de plusieurs minutes à plusieurs heures. Les ponces retombent du panache sur des surfaces parfois considérables, tandis que les cendres fines sont vannées et exportées par les vents.

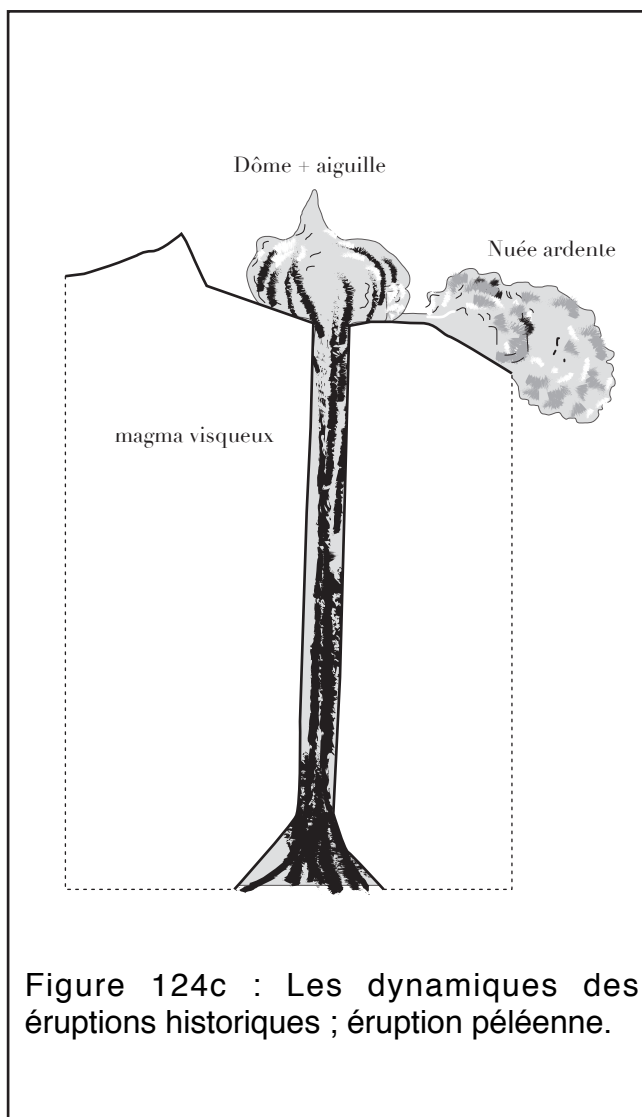
Plusieurs éruptions pliniennes se sont produites à la Pelée depuis le début de l'occupation amérindienne et leurs retombées de ponces ont fossilisé de nombreux témoins de cette occupation.

Une éruption plinienne implique à la fois, forte proportion et forte pression des volatils dans le magma et viscosité assez faible de ce dernier pour permettre une vésiculation facile et poussée. Les ponces sont surtout constituées de vides auxquels elle doivent leur faible densité. La poursuite rapide de la vésiculation commencée dans le conduit magmatique au-dessus d'un point limite de saturation en gaz (Figure 124b), augmente de façon drastique le volume du magma, ce

qui provoque sa sortie explosive à des débits et des vitesses considérables pour former la colonne éruptive (exemple de la bouteille de champagne). Le processus déclenche une décompression de haut en bas dans le conduit magmatique, amplifiant la vésiculation jusqu'à des niveaux de plus en plus profonds, ce qui provoque un phénomène « geysérien » d'expulsion du magma et de vidange du conduit. Dans sa rapide ascension avant même la sortie du cratère, le magma, de plus en plus vésiculé et visqueux, subit une fragmentation, à l'origine des cendres et des ponces, qui libère encore plus de volatils emprisonnés sous pression dans les vésicules et augmente la puissance dynamique de la colonne éruptive.

Ces processus se caractérisent donc par des taux d'émission considérables et produisent en peu de temps d'importants volumes de matériel surtout ponceux.

### Les éruptions à construction de dômes (éruptions peléennes) :



À la Montagne Pelée, ce type est plus connu que les autres. Ces éruptions se caractérisent par une activité magmatique de construction d'un dôme, avec production de nuées ardentes, comme celle du 8 Mai 1092, qui a détruit Saint-Pierre, et érection, au sommet du dôme, d'une aiguille monolithique, détruite au fur et à mesure de sa croissance, de 1902 à 1903.

L'histoire et l'évolution du dôme de la Montagne Pelée au cours de l'éruption de 1902 /1903 sont devenues un modèle mondialement reconnu dans le domaine de la volcanologie (éruption peléenne).

La forte viscosité de la lave limite les taux d'émission et bloque les processus de vesiculation qui prévalent dans les phases pliniennes (Figure 124c). Elle rend plus difficile l'ascension du magma. La production lavique est conditionnée par la pression magmatique interne déterminée par le contexte géodynamique et magmatologique profond générateur de l'éruption. Les taux d'émission des éruptions peléennes sont très inférieurs à ceux des éruptions pliniennes : ainsi la production lavique d'une journée d'éruption plinienne pourrait par exemple équivaloir plusieurs fois celle d'une année

d'éruption peléenne.

Après les épisodes initiaux phréatiques ou phréatomagmatiques « superficiels », inévitables dans le contexte morphostructural et d'humidité de la Pelée et consécutifs à la montée en température dans les conduits cratériques du volcan, l'arrivée en surface d'un magma peu vésiculé et très visqueux construit un dôme capable de croître et d'évoluer pendant des mois, voire des années, sur les bouches sommitales du volcan.

Le dôme bloque la sortie facile des gaz qui, malgré la viscosité de la lave, continuent à être produits par l'activité magmatique. Ceux-ci, coincés sous la masse lavique, finissent périodiquement par s'échapper de façon explosive quand leur pression devient suffisante pour ouvrir une brèche, généralement à la base de l'édifice. Leur énergie arrache des éléments du dôme et développe une nuée ardente capable de parcourir plusieurs kilomè-

tres à des centaines de km/h et à des températures de 300 à plus de 500°, comme celle du 8 mai 1902.

En 1902, en correspondance avec la poursuite de la croissance du dôme de la Pelée, plusieurs autres nuées ardentes se sont produites, comme celle du 30 août qui a fait 1.000 victimes au Morne Rouge.

Des phénomènes comparables se sont déroulés, avec une moindre violence, en 1929.

#### 4.1.2 – Un volcan (La Montagne Pelée) et une occupation humaine insulaire :

L'occupation humaine de la Martinique 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.

Comme nous venons de l'exposer, en Martinique, le volcanisme récent est lié à l'activité de la Montagne Pelée. Ses éruptions récentes ont dû jouer 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.)

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 corréliser 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 de 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 caracté

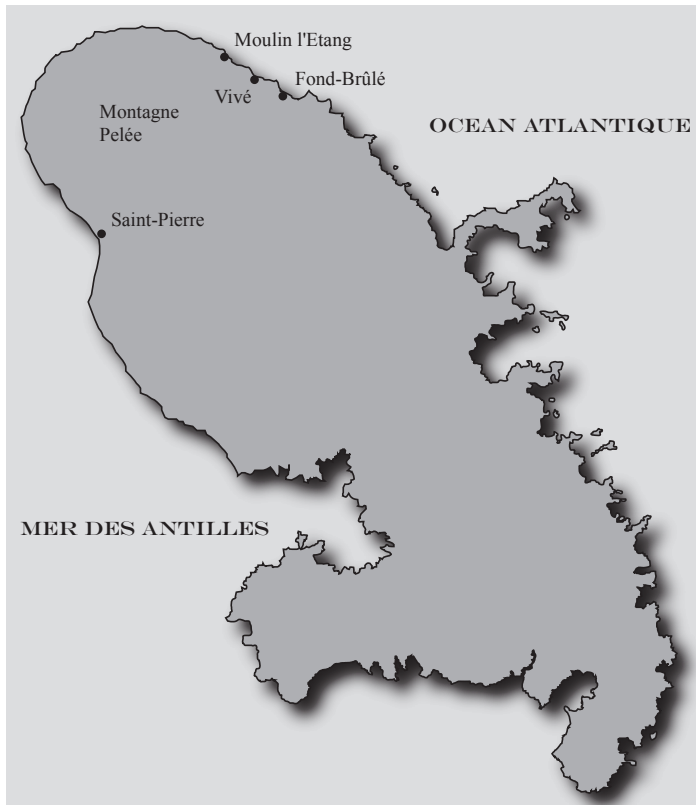


Figure 125 : Localisation des sites étudiés.

riser (retombées cendreuse, 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 l'implantation des amérindiens en Martinique (Bérard *et al.*, 2002 et 2003 ; Vernet *et al.*, sous presse). Ainsi, des analyses granulométriques, géochimiques, minéralogiques et microfaciologiques ont été réalisées sur des échantillons prélevés dans 5 sites du Nord de la Martinique (Figure 125). Trois de ces sites sont localisés sur la côte atlantique : Vivé, Fond-Brûlé et Moulin l'Étang, et deux sur la côte Caraïbe dans la ville de Saint-Pierre.

#### 4.1.2.1- Le site de Vivé :

Le site de Vivé localisé au Nord-Est de la Martinique sur les pourtours 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 Ve siècle avant notre ère au IV<sup>e</sup> siècle après. Depuis longtemps une association étroite a été décrite (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 dirigé 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 III<sup>e</sup> 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>. 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 III<sup>e</sup> siècle.

Ainsi de haut en bas, on distingue (Figure 126) :

- Niveau 1 : colluvions argilo-limoneuses noires (0,40 m à 0,50 m) portant le sol actuel et contenant, vers sa base, le 1<sup>er</sup> niveau archéologique remanié par les labours.
- Niveau 2 : niveau à ponces (0,30 m à 0,40 m) de couleur jaune claire constitué de ponces anguleuses dans une matrice sableuse. On ne distingue pas de granoclassement net.

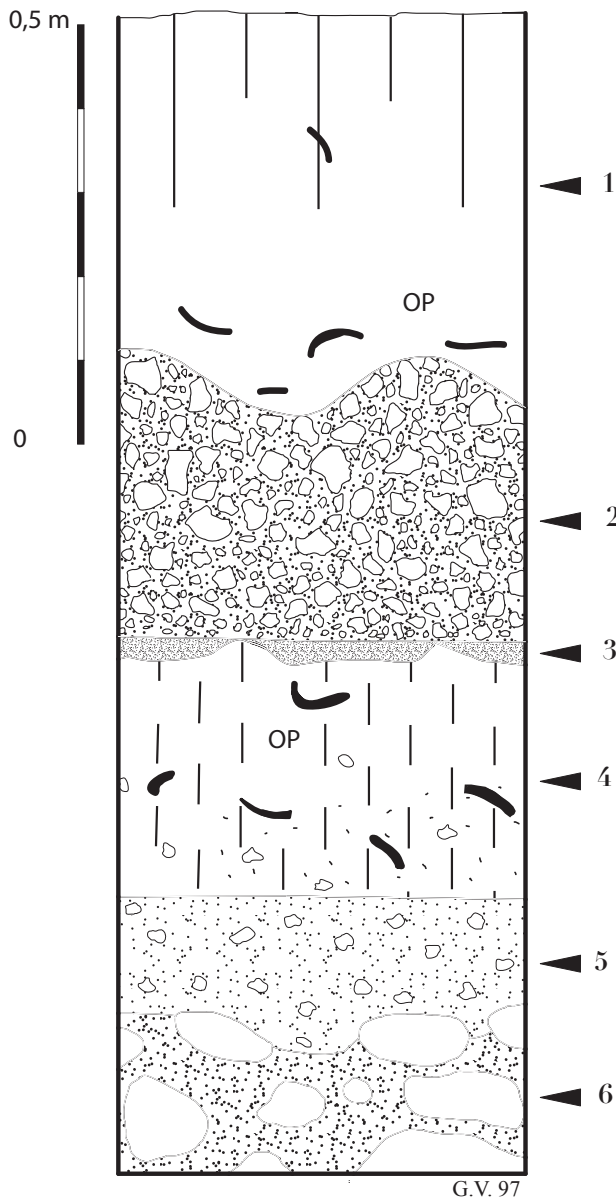


Figure 126 : Stratigraphie du site de Vivé (Martinique). OP : occupation précolombienne.

En lame mince, 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 pédogénèse (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 phase éruptives de la Montagne Pelée :

- Le niveau 5 correspond à une retombée plinienne remaniée par colluvionnement et dont le sommet est pédogénisé.

- 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 cendreux (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. 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.

Quant à 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 parfaite adéquation avec l'attribution chronoculturelle des différentes couches d'occupations amérindiennes ainsi qu'avec les différentes datations radiocarbone réalisées sur du matériel archéologique.

#### 4.1.2.2 - 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>e</sup> siècle avant J.-C. au III<sup>e</sup> siècle après J.-C. 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 Font-Brûlé sont nettement moins intéressantes du point de vue de la tephrostratigraphie 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 ponceuse 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.

#### 4.1.2.3 - 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'occupations 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.

#### 4.1.2.4 - 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. 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 V<sup>e</sup> au XII<sup>e</sup> 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.

En résumé (Figure 127), l'occupation précolombienne est liée à un sol gris à noir immédiatement recouvert par une formation éruptive constituée par : à la base un lit cendré 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 IV<sup>e</sup>ème 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 :

- les séquences types proposées pour des épisodes P1 et P2 sont rigoureusement les mêmes,
- la base de la séquence type proposée pour l'épisode P3 est semblable à celle de P1 et P2.

- si l'on regarde les cartes isopaque proposées pour les retombées pliniennes des épisodes P1, P2 et P3, ces trois épisodes sont potentiellement présents sur les sites archéologiques de la côte atlantique et également sur ceux du secteur de Saint-Pierre,
- le faciès des retombées pliniennes des trois épisodes (P1, P2 et P3) est très semblable.

Dans ces conditions, il est difficile de distinguer P1, P2 et P3, a priori, et seule la multiplication des observations ainsi que la mise en application de processus analytiques variés nous 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>e</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.

#### 4.1.2.5 - La future Sous-Préfecture à Saint-Pierre :

Les travaux réalisés à la future sous-préfecture de Saint-Pierre correspondent à une opération de sondages préventifs dirigée par S. Veuve. 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 128).

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

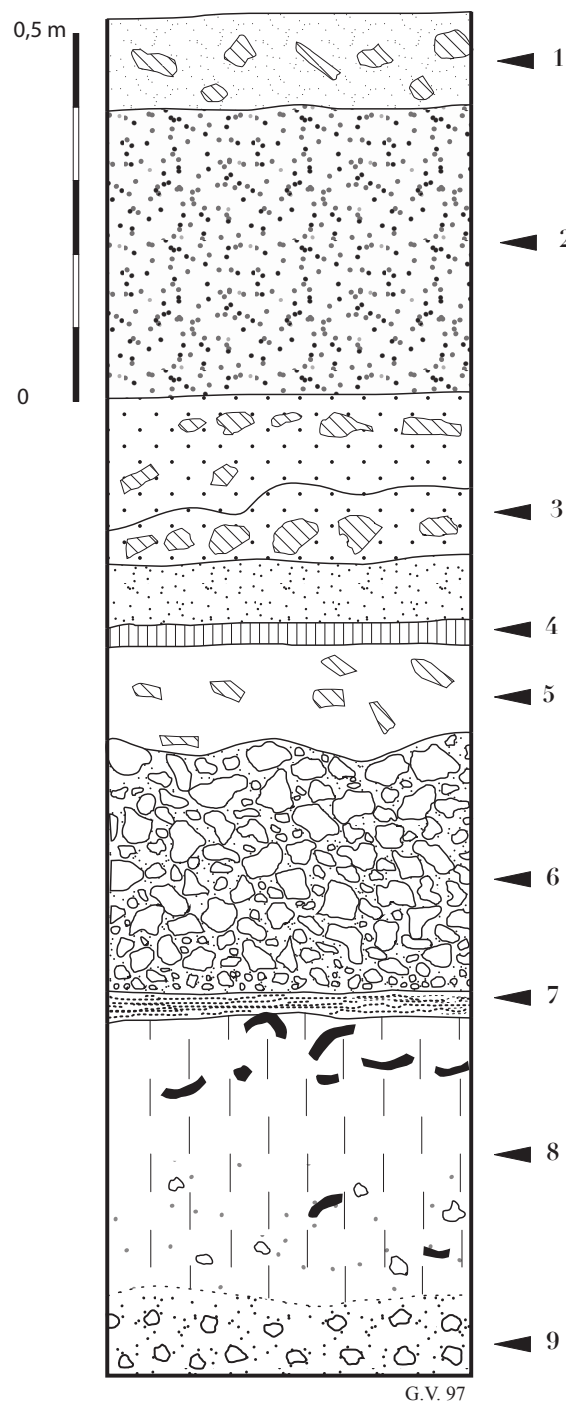


Figure 127 : Stratigraphie du site de Péninelle (Martinique).

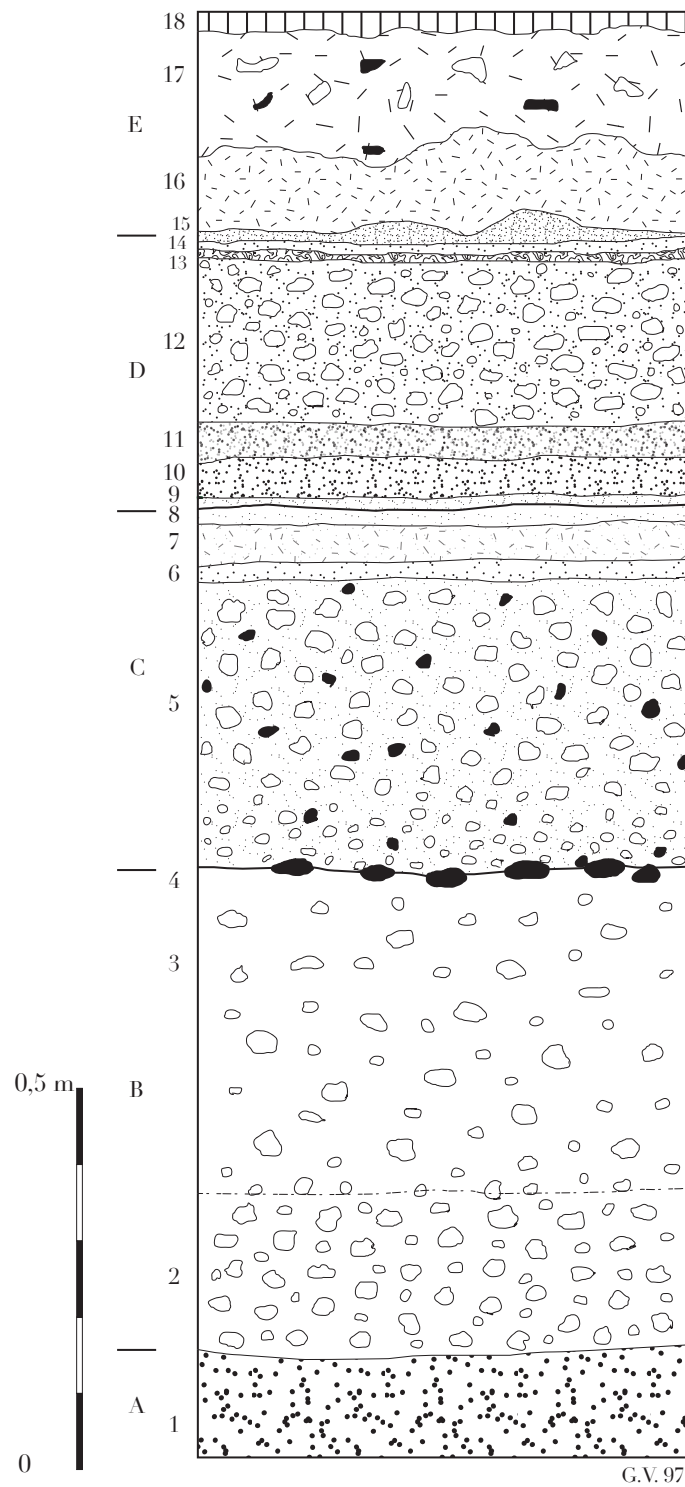


Figure 128 : Stratigraphie du site de la Sous-Préfecture de Saint-Pierre (Martinique).

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 cendreuse fin présent à l'habitation Perinelle. 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. Un mince niveau (5 mm) de tuf vésiculé a été mis en évidence dans cette unité D. 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 P3 (2010 ± 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).

4.1.2.6 - 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 cendreuse caractéristiques d'un événement éruptif de type « blast ».

Les différents épisodes éruptifs sont au nombre de cinq :

*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 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>e</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.)

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>e</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 Sud/Sud-Ouest de la Montagne Pelée et 2 km au nord-ouest 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 V<sup>e</sup> au XIII<sup>e</sup> 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 Sud/Sud-Ouest de la Montagne Pelée et 2 km au Nord-Ouest de Saint-Pierre) où il recouvre un paléosol noir (Figure 129). Il est constitué par deux niveaux : à la base un mince niveau (épaisseur : 0,03 m max.) de cendres grises microlitées et un niveau à ponces (épaisseur : 0,30 m max.). Il est interprété comme le



Figure 129 : Retombée (*fall*) plinienne à ponces précédée d'un niveau de déferlantes (*surge*)/ blast (*téphra supérieur de Saint-Pierre/TSP1*) reposant sur un paléosol développé sur une retombée (*fall*) plinienne à ponces antérieure (*téphra inférieur de Saint-Pierre/TSP2*) (site de Beauséjour, Martinique). Noter la stratification interne (dunes et antidunes) des dépôts de déferlantes de TSP1.

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 (XIII<sup>e</sup> siècle après J.-C.). Il pourrait donc être rapporté à P1 (vers 1300 après J.-C.) (Miskovsky, Bardintzeff, 1985).



*Le complexe téphrique de Saint-Pierre. (CTSP) :*

Il n'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, Figure 130) de produits fins plus ou moins lités. On note également un niveau à ponces vers le sommet de cette seconde unité et un mince niveau de tuf vésiculé (Figure 131). 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 XIII<sup>e</sup> siècle.



Figure 130 : Seconde unité du *complexe téphrique de Saint-Pierre* (CTSP) sur le site de la future Sous-Préfecture à Saint-Pierre (Martinique). Dépôts de déferlantes à tuf vésiculé (échelle : 20 cm).

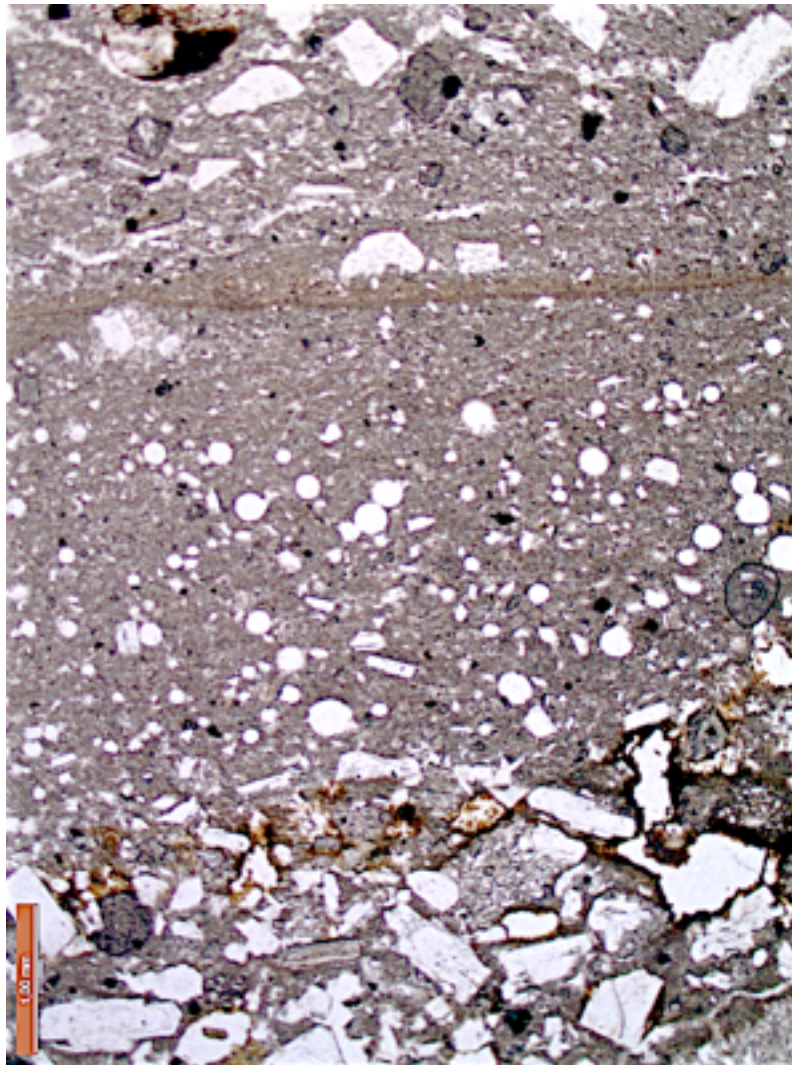


Figure 131 : Microfaciès de la lamine de tuf vésiculé dans la seconde unité du *complexe téphrique de Saint-Pierre* (CTSP) sur le site de la future Sous-Préfecture à Saint-Pierre (Martinique).

#### 4.1.3 - Conclusions et perspectives :

Une nouvelle téphrochronologie de la Montagne Pelée est maintenant proposée et permet de définir cinq téphras présents sur les sites archéologiques étudiés (Vernet *et al.*, sous presse). 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 ces paléo-milieus. Par ailleurs, il faut poursuivre le travail de corrélation entre les dépôts éruptifs reconnus en milieu archéologique et les formations pyroclastiques de la téphrochronologie proposée par les volcanolo-



gues. Cette corrélation doit se baser sur une caractérisation fine (en particulier les micro-faciès) des téphras reconnus en milieu archéologique mais aussi des formations téphriques présentes dans des séquences purement volcaniques.

#### 4.1.4 : Références :

Allaire L. (1989) - Volcanic Chronology and the Early Saladoid Occupation of Martinique. In : Early Ceramic Populations Lifeways and Adaptive Strategies in the Caribbean, P.E. Siegel, éd., 147-168, 10 fig., BAP *International Series* 506, Oxford, 1989.

**Berard B., Vernet G., Kieffer G., Raynal J.-P. (2002) - Les éruptions de la Montagne Pelée et le premier peuplement de la Martinique. In : RAYNAL (Jean-Paul), ALBORELIVADIE (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, 7-14.***

**Berard B., Kieffer G., Raynal J.-P., Vernet G. (2003) - Les éruptions volcaniques de la Montagne Pelée et le premier peuplement de la Martinique. *Actes du XIXème 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, 70-87.***

Boudon G., Gourgaud A. (éds) - Mount Pelée, *J. Volc. Geoth-Res.*, 38, 213 p.

Chrétien S., Brousse R. (1988) - *La Montagne Pelée se réveille*. Boubée éd., 243 p.

Mattioni M. (1979) - Salvage excavations at the Vivé site, Martinique, final report, traduction et préface Allaire L., *University of Manitoba Anthropology Papers*, 26, Winipeg, août 1979, 55 p., 21 fig.

Mattioni M. (1980) - Salvage excavations at the Fond-Brûlé 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, Anthropology Research Papers*, 22, Tempe, Arizona, 553-566, 15 fig., 1980.

Mattioni M. (1982) - Salvage excavations at the Fond-Brûlé site, Martinique : final report, traduction de Allaire L., *University of Manitoba Anthropology Papers*, 27, Winipeg, mai 1982, 25 p., 34 fig., 1982.

Miskovsky J.-C., Bardintzeff J.-M. (1985) - La spécificité granulométrique des retombées volcaniques : l'exemple de la chute de ponce P1 à 1 300 ans ap. J.-C. sur la Montagne Pelée (Martinique). *Bull. AFEQ*, 1985-4, 249-256.

Montbrun CH. (1985) - Fond-Brûlé : un site archéologique précolombien en Martinique. *REVUE DE CERC*, 2, 143-164, Caracoli, Pointe-à-Pitre, 1985.



Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée, I.P.G. Paris (1994) - Documents inédits.

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, 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 Floride, 46-53, 2 fig., 1976.

Roobol John M., Smith Allan L. (1976) - Mount Pelée, Martinique : A pattern of alternating eruptive styles. *Geology*, 4, 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, 17-33.

**Vernet G., Kieffer G., 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).**

Westercamp D. (1972) - *Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique*, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle. 1972, Paris Sud.

Westercamp D., Tazieff H. (1980) - *Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, la Désirade. Guides Régionaux*. Masson éd., 135 p.

Westercamp D., Trazineau H. (1983) - *Carte géologique de la Montagne Pelée au 1/20.000*. B.R.G.M.

Westercamp D., Traineau H. (1983) - The past 5000 years of volcanic activity at Mont Pelée, Martinique (FWI), implications for assesement of volcanic hazard. *Journal of Volcanical and geothermal research*, 17, 159-182, 1983.

# CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES GÉNÉRALES

## 5 - CONCLUSIONS et PERSPECTIVES GENERALES :

Au terme de cet ouvrage, rédigé en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), il est possible de proposer un bilan de mes activités de recherche et d'enseignement réalisées depuis la soutenance de ma thèse d'université (1992), soit sur dix-sept années. En plus de ce bilan, Il est possible de dégager les axes forts qui, dans l'avenir, vont structurer la poursuite de mes travaux de recherche. Il est bien évident que, globalement, ces futurs travaux trouveront naturellement leur place dans le projet de recherche suivi depuis ma thèse et qui est situé délibérément à l'interface hommes/milieus : *Les téphras en contexte archéologique ; message environnemental et rôle chronostratigraphique*.

Il est important de souligner ici que, durant une bonne partie de ces années (1995 à 2002), ma recherche s'est faite dans le cadre d'un GDR du CNRS (GDR 1122 : Hommes et Volcans avant l'histoire). La Co-responsabilité du thème 1 (*Dynamisme et faciologie volcanique actuelle, Téphrostratigraphie*) m'a conduit à intervenir sur des volcans actifs (Montagne Pelée, Monte Somma/Vesuvio, Etna, Vulcano, Lipari, Stronboli, Campi Flegrei). L'observation des faciès et les microfaciès des dépôts contemporains (ou historiques) m'a permis de constituer un référentiel afin de mieux étudier les phénomènes passés. De plus, j'ai été membre de deux Programmes collectifs de recherche (PCR) : *Espaces Volcaniques Préhistoriques* (de 1995 à 1998 ; où j'ai animé l'axe *Caractérisation de retombées repères à usage chronostratigraphique*) et Le Néolithique de la Martinique dans son contexte antillais (de 1995 à 2005 ; où j'étais chargé de l'étude des niveaux pyroclastiques). Ces participations m'ont permis une bonne intégration dans des équipes de recherche aussi bien au niveau national qu'international et une prise de responsabilité scientifique dans une équipe de recherche.

Durant cette période, j'ai intégré GEOLAB - UMR 6042 CNRS comme chercheur où je suis membre élu du Conseil de Laboratoire. Je me suis investi également dans la formation. Depuis cinq ans, j'assure des enseignements aux niveaux Masters 1 et 2, en géographie, à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand (téphrostratigraphie, méthodes de datation, géoarchéologie). J'ai participé à l'encadrement de deux mémoires de Master 1 sur les téphras du puy de Pariou, en géologie (Laboratoire Magmas et Volcans - OPGC), à l'Université Blaise Pascal.

Depuis 1992, parallèlement à la poursuite des recherches sur les produits pyroclastiques dans le Massif Central français, j'ai élargi mon champ d'investigations à d'autres secteurs d'étude. Ma participation, dès 1990, à la mission d'étude du bassin de Venosa (Italie) m'a ouvert de nouveaux terrains. Deux régions de l'Italie du Sud ont retenu mon attention, le Basilicate et la Campanie. En Basilicate (bassin de Venosa), les produits étudiés proviennent du *Monte Vulture*. En Campanie, les produits étudiés sont issus du *Monte Somma/vésuvio*. Il faut rajouter à cela un travail sur l'ignimbrite campanienne qui a pour origine les *Campi Flegrei*.

J'ai également participé aux éditions 4 (2004) et 5 (2009) de « Volcanologie de la Chaîne des Puys » (Carte volcanologique et fascicule). Les chapitres 7 (les retombées volcaniques distales de la Chaîne des Puys) et 12 (Hommes et Volcans) permettent d'intégrer les données de ma recherche à cet ouvrage collectif (réalisé par l'E.A.V.U.C. : Équipe Associée de Volcanologie de l'Université de Clermont-Ferrand) particulièrement apprécié des chercheurs et du grand public qui visite le site unique de la Chaîne des Puys.

### **Nouvelle technique appliquée à l'étude des dépôts pyroclastiques distaux :**

Initiée lors de ma thèse d'université en 1992, une nouvelle technique d'étude a été appliquée de façon systématique sur les dépôts étudiés. Il s'agit de la méthode d'étude en lames minces de grand format. Cette méthode consiste à réaliser des lames minces (55 X 120 mm) à partir de blocs orientés de sédiments meubles qui sont imprégnés de résine avant la découpe. Initialement utilisée en géologie du Quaternaire (et en particulier en pédologie), elle permet d'observer l'organisation d'un dépôt meuble à l'échelle microscopique (microstructures) et de définir des caractéristiques (traits pédologiques, indices d'altération et de remaniements) et des microfaciès. Son application aux pyroclastites distales a permis de définir des microfaciès diagnostics caractéristiques de faciès distaux d'écoulements pyroclastiques plus ou moins concentrés. Deux microfaciès ont été définis :

- *Proto-Lapilli Accrétionnés (PLA)* : ils résultent de phénomènes d'accrétion dans les colonnes éruptives des éruptions phréatomagmatiques et se retrouvent dans les déferlantes (*surge*) et les coulées pyroclastiques (*flow*). Ils sont aussi comparables aux « *ash aggregates* » signalés dans les « *surge* » de l'éruption du Vésuve dite « des ponces d'Avellino ». Ils représentent les stades initiaux de l'accrétion alors que les lapilli accrétionnés en sont le stade final.
- *Micro-Litage à Doublé de lamines (MLD)* : le doublé est formé d'une lamine grasse (clastes dans matrice fine) et d'une lamine maigre (clastes sans matrice fine intergranulaire) ; la prise en compte des deux lamines formant alors un lit à granoclassement normal. Ils sont la traduction à l'échelle microscopique du faciès lité caractéristique des dépôts de déferlantes (*surge*) des éruptions phréatomagmatiques.

Ces deux microfaciès (PLA et MLD) peuvent être observés aussi bien dans des dépôts dont le magma juvénile est acide que lorsque celui-ci est basique. Enfin, il semble qu'ils soient plus fréquents en position distale lorsque le nuage turbulent perd en température ( $T \leq 100^\circ$ ) et en vitesse ( $v = 1$  à  $10$  m/s) et gagne en concentration de particules en suspension ( $\geq 10\%$ ). La baisse de la température permet à l'eau d'être alors présente sous forme liquide. Cette eau permet la constitution d'une matrice « boueuse » (grâce aussi à la concentration en particules fines) qui s'accrétionne autour des éléments plus grossiers (microfaciès PLA et lapilli accrétionnés) et forme également les lits gras (LG) sommitaux des lamines du microfaciès MLD.

Leur reconnaissance, dans les dépôts de la phase phréatomagmatique (*surge* et *flow*) de l'éruption du Vésuve, dite « des ponces d'Avellino » (sur les sites de *Nola* et de *Gricignano*), démontre que ces microfaciès peuvent dorénavant servir au diagnostic du type de

dynamisme éruptif responsable de la mise en place de dépôts dans lesquels ces microstructures seraient exprimées.

Récemment, les deux microfaciès PLA et MLD ont été observés dans les produits pyroclastiques du Pavin confirmant ainsi le caractère phréatomagmatique (déferlantes) d'une partie des dépôts.

### **Les principales avancées pour le Massif Central français :**

La téphrochronologie de la Chaîne des Puys que je propose aujourd'hui s'appuie sur une multitude d'observations de terrain (en particulier en Limagne), complétée pour des analyses (géochimie, minéralogie, granulométrie, datations, caractérisation des microfaciès). La synthèse actuelle peut être considérée comme une base de référence pour cette province volcanique, principalement pour la période couvrant le tardiglaciaire et le début de l'Holocène. Plusieurs des téphras identifiés peuvent maintenant servir de repères chronologiques pour les géologues mais aussi pour les archéologues : CF1 (éruption du Puy de la Nugère) est le marqueur incontournable de l'Alleröd (il est associé aux dernières occupations du paléolithique supérieur) ; retombée de la Moutade (éruption du Puy de la Nugère) est le marqueur de l'Alleröd pour la Limagne septentrionale ; CF3 (volcan émetteur inconnu) est un repère stratigraphique majeur de la cuvette clermontoise et marque la base des séquences holocènes (Préboréal/Boréal) ; CF7 (éruption du cratère Kilian) est également un repère chronostratigraphique de la cuvette clermontoise et du grand marais de Limagne où il marque la base des « terres noires », recouvre des sites mésolithiques et se place dans l'extrême fin du Boréal.

L'importance et la violence des éruptions de la « phase trachytique » de la Chaîne des Puys est marquée par la mise en évidence de cinq dépôts pyroclastiques distaux : CF5 (puy Vasset), Formation de Marsat (Puy Chopine), téphra des Quatre Routes (?), CF7 (cratère Kilian), Retombée de Sarliève (?). Pour les quatre premiers, les retombées (*fall*) sont accompagnées de dépôts résultant d'un écoulement pyroclastique plus ou moins concentré (déferlantes, coulées pyroclastiques, coulées boueuses/lahar) qui ont atteint la Limagne à plusieurs kilomètres de leur point d'émission. Dans deux cas (Formation de Marsat et CF7), les produits de ces éruptions violentes ont touché directement des campements de chasseurs-cueilleurs mésolithiques. Il faut également souligner que les caractéristiques des produits distaux des éruptions du puy Chopine (Formation de Marsat) et du Cratère Kilian (CF7) montrent que ces éruptions ont dû être particulièrement violentes et elles ont dévasté une grande partie du plateau des dômes et ont perturbé les écosystèmes régionaux durant le Boréal (elles se sont succédées dans une fourchette de temps que l'on peut estimer à 1 000 ans).

La synthèse portant sur les téphras attribués au puy de la Nugère permet de souligner que cet édifice a été vraisemblablement le siège de l'éruption, à magma trachyandésitique/trachyandésitique basaltique, la plus violente de la Chaîne des Puys. La totalité de la Limagne a été recouverte de plus de 15 cm de cendres et les écosystèmes régionaux ont été fortement perturbés pendant des décennies. Le panache de cendres (téphras CF1a et CF1b) a été dispersé vers l'Est et le Nord/Est et ces téphras ont été repérés jusque dans le Jura et le plateau suisse. Enfin, l'analyse fine des différents téphras nous a permis de



corrélér chaque téphra à une phase précise de l'éruption : par exemple, Téphra supérieur de Gimeaux = phase effusive terminale (constitution de lac de lave et coulées de La Nugère et du puy de la Louve) ; CF1b = phase explosive paroxysmale, Nouvelle Nugère (mélange de magma).

Enfin, La taphonomie du téphra CF5 dans les séquences palustres du marais de Gerzat permet de mettre en évidence des déformations souples (séismites). Ces observations nous conduisent à proposer une augmentation de la sismicité régionale à la fin du Boréal (peut être à mettre en relation avec le regain d'activité de la Chaîne des Puys, éruptions de plusieurs édifices trachytiques, puy Vasset, puy Chopine, cratère Kilian).

### **Les résultats obtenus en Italie méridionale :**

#### ***Le bassin de Venosa et le volcanisme du Monte Vulture :***

Les études menées dans le bassin de Venosa visaient à éclaircir les processus dynamiques liés au volcanisme (Monte Vulture) qui sont à l'origine des mutations environnementales contemporaines de la présence humaine au Pléistocène moyen dans ce bassin. De plus, il fallait clairement positionner les deux sites archéologiques majeurs (Notarchirico et Loretto) dans la chronologie.

Les différents macrofaciès observés et leurs signatures microfaciologiques, géochimiques et minéralogiques permettent de caractériser la *Formation de Piano Regio* et la *Formation de Tufarelle* et de proposer un parallélisme des séquences avec les phases éruptives successives reconnues dans le Vulture. Ces corrélations téphrostratigraphiques fixent très clairement l'âge pléistocène moyen des différentes formations du bassin.

Plusieurs retombées pliniennes ponceuses ont recouvert largement le bassin à plusieurs reprises au cours de l'activité ancienne du Vulture. La puissance minimum de ces recouvrements est de 0,1 à 0,3 m. Les panaches des colonnes éruptives atteignaient sans doute des hauteurs de 20 à 30 kilomètres ; la hauteur de leur partie basale en régime forcé d'expulsion des gazes peut être estimée de l'ordre de 3 à 5 kilomètres ; leur effondrement partiel et des épisodes phréatomagmatiques ont initié des déferlantes (*surge*) et des coulées pyroclastiques (*flow*).

Ces coulées pyroclastiques à ponces (coulées, nuées cendreuses) en suspension dans des souffles gazeux d'une température bien supérieure à 100°C et se déplaçant à des vitesses élevées ont à plusieurs reprises atteint le cœur du bassin. Ces ignimbrites et co-ignimbrites ont ennoyé toute la partie Ouest du bassin, dépassé Venosa et atteint l'emplacement du site acheuléen de Notarchirico.

Retombées pliniennes ponceuses, déferlantes et coulées pyroclastiques à ponces caractérisent la *Formation de Piano Regio*. Les différentes occupations humaines du site de Notarchirico sont intervenues immédiatement après ces éruptions répétitives. Un épisode éruptif - dont l'origine est sans doute exotique - a cependant affecté directement le site par un lit de cinérites à composition trachytique (*Téphra de Notarchirico*).

Des retombées scoriacées grises à large dispersion, témoignent d'éruption en régime plinien lors de l'activité récente du Vulture et caractérise la *Formation de Tufarelle*. Les retombées repères R1 et R2 retrouvées sous les niveaux archéologiques de Loreto, autorisent à situer ces derniers dans la partie supérieure de la *Formation de Tufarelle*. Des épichelastites présentes au sommet de la séquence de Notarchirico ont une composition et un âge TL qui les rapprochent également de la série de Tufarelle.

Ces exemples illustrent le potentiel du bassin de Venosa en matière d'identification des produits éruptifs distaux du Monte Vulture et de caractérisation de leur influence sur les environnements de l'homme au Pléistocène moyen.

### ***L'éruption du Vésuve dite « des ponces d'Avellino » :***

Une retombée ponceuse directe, dite *Téphra d'Ariano*, a été étudiée sur le site de La Starza sous des niveaux archéologiques proto-appenniniques du Bronze moyen initial. Sa composition de téphriphonolites désigne clairement le Monte Somma comme volcan émetteur et plus particulièrement l'éruption dite « des ponces d'Avellino ». Situé par le radiocarbone vers 3600/3500 BP., le *Téphra d'Ariano* appartient aux retombées ponceuses grises les plus dispersées de l'éruption d'Avellino, attestant d'une activité paroxysmale. Les critères granulométriques confirment le caractère plinien de l'éruption. À 70 kilomètres au Nord-Est du point éruptif, l'épaisseur minimale 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 cm et 1 cm : ceci permet d'étendre sensiblement, et avec certitude, la zone de dispersion des produits de cette éruption proposée par Rolandi *et al.* (1993).

Sur le site de Croce del Papa (Nola), nous avons établi la stratigraphie des produits de l'éruption d'Avellino qui recouvrent un site du Bronze Ancien (3 500 B.P.). À la lumière des observations macroscopiques et microscopiques, il est maintenant possible de rattacher chacun des niveaux observés aux phases reconnues de l'éruption dite « des ponces d'Avellino ». Sur ce site et sur celui de Gricignano, nous avons mis en évidence les microfaciès PLA et MLD. Enfin, nous avons montré les implications des différentes phases de l'éruption sur la destruction et la conservation des vestiges archéologiques. La reconstitution du déroulement des événements survenus sur le site de Croce del Papa montre que la position du site par rapport au Vésuve est capitale pour expliquer la fossilisation exceptionnelle des vestiges archéologiques.

### ***L'ignimbrite campanienne :***

Dans le cadre de l'étude des téphras interstratifiées dans les dépôts archéologiques de Campanie méridionale, grottes de Castelcivita et du littoral du Cilento entre Marina di Camerota et Scario, plusieurs niveaux d'origine volcanique ont été recensés et un affleurement d'ignimbrite a également été reconnu hors des cavités karstiques.

L'affleurement de Cala Bianca appartient au corps principal de l'écoulement pyroclastique (*flow*). Les retombées (*fall*) de Grotta Grande di Scario et de Porto Infreschi sont les témoins du nuage co-ignimbritique. Ces dépôts (retombées et dépôt d'écoulement pyroclastique) sont les premiers signalés à 150 km du point éruptif supposé. Nos observations permettent de doubler l'extension jusqu'ici connue pour l'ignimbrite campanienne sur le

continent. Cette phase éruptive apparaît donc d'une magnitude supérieure aux hypothèses jusqu'ici admises.

La retombée (*fall*) plinienne de Castelcivita témoigne de l'importance des phases explosives initiales d'un événement de ce type, dont les produits ont directement affecté les lieux de vie des populations préhistoriques à la transition Paléolithique moyen/Paléolithique supérieur. Les conséquences environnementales de ce type d'éruption furent nécessairement considérables, principalement dans l'axe de progression du phénomène, et affectèrent sans doute durablement les écosystèmes et les populations préhistoriques. L'ignimbrite campanienne apparaît comme une éruption cataclysmique.

### **Une téphrostratigraphie de la Montagne Pelée (Martinique) en milieu archéologique :**

Il est apparu aux archéologues qu'il n'était pas convenable d'entreprendre l'étude du peuplement amérindien de la Martinique sans prendre en compte la dimension volcanique (éruptions de la Montagne Pelée). Les résultats de nos investigations devaient servir aux archéologues à mieux concevoir la dynamique et la chronologie du peuplement de la Martinique.

Nous proposons une nouvelle téphrochronologie de la Montagne Pelée qui comprend cinq téphras présents sur les sites archéologiques étudiés :

- *Le téphra inférieur de Moulin l'Étang. (TME2)* datée vers 60 avant J.-C..
- *Le téphra inférieur de Saint-Pierre. (TSP2)*. 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 celle survenue vers 280 après J.-C. ou bien celle de 60 avant J.-C..
- *Le téphra supérieur de Vivé (TV1)* daté vers 280 AD (contemporain de l'occupation du site de Vivé par des amérindiens de culture saladoïde ancienne).
- *Le complexe téphrique de Saint-Pierre. (CTSP)* 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 (*surge*) avec cependant au moins un épisode de retombée (*fall*) à ponces. Le matériel archéologique contenu dans le paléosol sous-jacent appartient au début de la phase Suazoïde (autour de l'an Mil).
- *Le téphra supérieur de Saint-Pierre. (TSP1)* pourrait être rapporté à l'éruption située vers 1300 après J.-C.. Le matériel archéologique contenu dans le paléosol sous-jacent appartient à la phase Suazoïde (XIIIème siècle après J.-C.).

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 paléoenvironnements et à quantifier l'impact du volcanisme sur ces paléo-milieus.

## **Perspectives :**

Bien que la téphrochronologie de la Chaîne des Puys soit maintenant bien établie, il reste à préciser (ou confirmer) le volcan-source de chacune des formations pyroclastiques distales identifiées. Dans cette optique, il faut affiner les données chimiques sur les verres et les minéraux de ces téphras par la multiplication des analyses à la microsonde. Pour les phases anciennes de la Chaîne des Puys, une synthèse des données obtenues sur les téphras conservés dans le remplissage lacustre du maar de Clermont (carotte GEOCLER) reste à finaliser et à publier. Une recherche systématique de téphra doit être mise en oeuvre sur les séquences de la fin du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène en France, en particulier en milieu archéologique (les diagnostics archéologiques réalisés dans le cadre de l'archéologie préventive sont une source importante d'observations potentielles).

Récemment, des carottes réalisées dans le lac d'Aydat ont permis de repérer un niveau pouvant être une retombée cendreuse. Une étude de ce dépôt est en cours. En revanche, sa position chronologique est déjà parfaitement établie : entre  $3417 \pm 26$  cal BP et  $3920 \pm 41$  cal BP. Si sa nature pyroclastique est confirmée, nous aurions là le téphra le plus récent observé dans le secteur de la Chaîne des Puys. Il faut cependant signaler le téphra basaltique de l'étang de Fung dont l'âge est estimé à 4350 ans (Subboréal).

En Italie méridionale, la reprise des études sur le bassin de Venosa pourrait être un champ d'investigation de premier ordre, en particulier pour l'analyse fine des microfaciès liés aux écoulements pyroclastiques en position distale. La *Formation de Tuffarelle* (en particulier sur le site de Loretto) reste à analyser en détail (caractérisation des différentes retombées pliniennes). Pour les produits du Vésuve, les fouilles archéologiques réalisées en Campanie fournissent continuellement des informations qui ne font pas forcément l'objet d'étude de téphrostratigraphie. La réalisation de lames minces de grand format sur l'ensemble de la séquence téphrique (éruption des ponces d'Avellino) nous a fourni des données remarquables sur les microfaciès (PLA et MLD) qu'il faudra publier.

La réalisation de lames minces de grand format sur des séquences archéologiques en Grèce et au Yémen nous a permis de mettre en évidence des produits téphriques encore inconnus. Ces observations devraient faire l'objet de publications.

Il est bien évident que la recherche et l'étude des niveaux téphriques dans les séquences sédimentaires (en particulier en milieu archéologique), dans toutes les régions possédant un volcanisme actif, sera mon objectif pour les années futures afin de poursuivre ma recherche : *Les téphras en contexte archéologique ; message environnemental et rôle chronostratigraphique*. Ces futures études de téphrochronologie/téphrostratigraphie enrichiront assurément l'enseignement en téphrostratigraphie (*Relations Hommes/Volcan ; Influence du volcanisme sur les paléoenvironnements ; Apport à la connaissance du risque volcanique*) que je donne aux étudiants de Master M1 et M2, Géoenvironnement de GEO-LAB-UMR 6042 CNRS-UPB.

Toutes ces études de téphrochronologie (déjà réalisées ou futures) devront être intégrées dans la connaissance du risque volcanique de chaque région étudiée ; la connaissance des phénomènes passés pour la prévention future.