



HAL
open science

Un bassin, un volcan : enregistrements pléistocènes dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italia).

David Lefevre, Jean-Paul Raynal, Gérard Vernet

► To cite this version:

David Lefevre, Jean-Paul Raynal, Gérard Vernet. Un bassin, un volcan : enregistrements pléistocènes dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italia).. Notarchirico. Un sito del Pleistocene medio-antico nel bacino di Venosa (Basilicata). M. Piperno ed., Osanna, pp.139-173, 1999. halshs-00004980

HAL Id: halshs-00004980

<https://shs.hal.science/halshs-00004980v1>

Submitted on 14 Oct 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Enregistrements pléistocènes dans le bassin de Venosa

DAVID LEFÈVRE¹, JEAN-PAUL RAYNAL², GÉRARD VERNET³

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 limitée à l'Est par l'escarpement bordier du plateau des Murge et dominée à l'Ouest par les reliefs de l'Appennino Lucano et l'appareil volcanique du Monte Vulture.

L'activité tectonique régionale et le volcanisme sont à l'origine d'un exceptionnel enregistrement volcano-sédimentaire qui a contribué à la préservation des importants gisements paléontologiques et préhistoriques du Pléistocène moyen qui ont fait la renommée de la région de Venosa.

Après avoir décrit le cadre géologique et géographique régional et succinctement rappelé l'historique des travaux menés dans cette région de la Basilicata, nous présenterons l'état actuel de nos connaissances sur le remplissage pléistocène du bassin.

1. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

1.1. Cadre géologique

La région de Venosa appartient à l'avant-fosse adriatique ou *Fossa Bradanica*, qui s'allonge du Mare Adriatico au Mare Ionio, encadrée par deux unités structurales, l'avant-pays apulien à l'Est et la chaîne de l'Appennino à l'Ouest (Ambrosetti *et al.* 1983) (figures 1, 2).

¹Université de Montpellier III, Département de Géographie, Route de Mende BP 5043, 34032 Montpellier Cedex 1 et UMR 9944 et GDR 1122 CNRS; ²Université de Bordeaux 1, Institut du Quaternaire, UMR 9933 et GDR 1122 CNRS Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France; ³Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales (AFAN) et Université de Bordeaux 1, Institut du Quaternaire, UMR 9933 et GDR 1122 CNRS Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France.

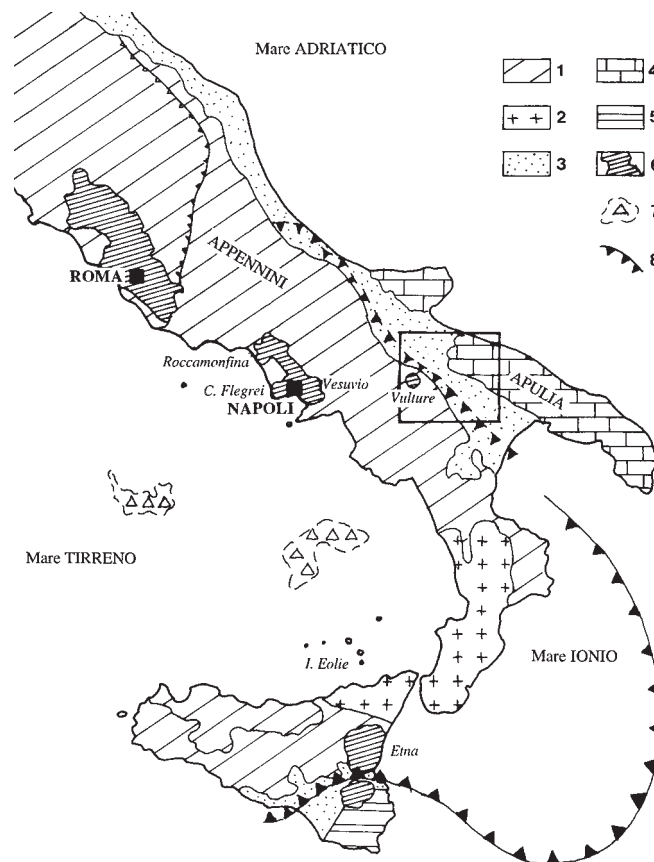


Fig. 1. Carte de localisation. 1: unités structurales de l'Appennino. 2: arc calabrais. 3: avant-fosse adriatique. 4: avant-pays apulien. 5: avant-pays de Ragusa. 6: édifices volcaniques. 7: volcanisme sous-marin. 8: front des nappes de chevauchement des unités de l'Appennino sur l'avant-pays.

1.1.1. Les unités bordières

L'avant-pays apulien est un vaste horst, constitué d'une épaisse série de dépôts carbonatés et évaporitiques d'âge mésozoïque. Ces terrains, faiblement plissés, sont accidentés de nombreuses failles normales de rejet assez faible. Vers le Sud-Ouest, sur le bord externe de l'avant-fosse adriatique, ce horst est limité par un système de failles normales de directions apenniniques et transverse (anti-apenniniques) qui déterminent une série de gradins abaissés (Martinis 1962; Bousquet 1973). C'est un domaine stable ou en soulèvement au cours du Pliocène et du Pléistocène; sa bordure, subsidente au Pléistocène inférieur, est en soulèvement depuis le Pléistocène moyen (Ambrosetti *et al.* 1983).

La chaîne de l'Appennino meridionale, d'une largeur d'environ 70 Km en Basilicata entre le Mare Tirreno et la *Fossa Bradanica*, est constituée d'une succession d'unités structurales en nappes, marquée par le charriage des massifs carbonatés mésozoïques (plateformes externe et interne de Campanie) sur les faciès silico-clastiques miocènes, mais aussi sur les faciès pélagiques mésozoïques intercalés entre les deux plateformes. Les différents charriages et chevauchements se font d'Ouest en Est ou du Sud-Ouest vers le Nord-Est à partir du Miocène moyen et les nappes plastiques se mettent en place jusqu'au Pliocène supérieur/Pléistocène inférieur dans l'avant-fosse adriatique. Le front montagneux ne coïncide pas ici avec le front de chevauchement mais se trouve en retrait: à faible distance, dans la région de Venosa,

il s'en écarte de façon sensible vers le Sud-Est et dans le golfe de Taranto. Il est lié à des mouvements verticaux tardifs responsables de la mise en place des volumes montagneux au cours du Pléistocène (Bousquet 1973; Ambrosetti *et al.* 1983; Ciaranfi *et al.* 1983).

1.1.2. La Fossa Bradanica

L'avant-fosse adriatique qui s'allonge du Mare Adriatico au Mare Ionio selon un axe NO-SE est subdivisée en plusieurs bassins, dont le bassin lucanien qui comprend la région de Venosa (figures 1, 2). Son remplissage, connu par de nombreux sondages pétroliers (Carissimo *et al.* 1963; Mostardini *et al.* 1966; Casnedi *et al.* 1982), est constitué d'une épaisse série (2000 à 6000 m) de dépôts clastiques marins composés de séries argileuses riches en turbidites passant sur le bord externe de la fosse à des séries pélitiques de plateforme d'âge Pliocène et Pléistocène inférieur (figure 3).

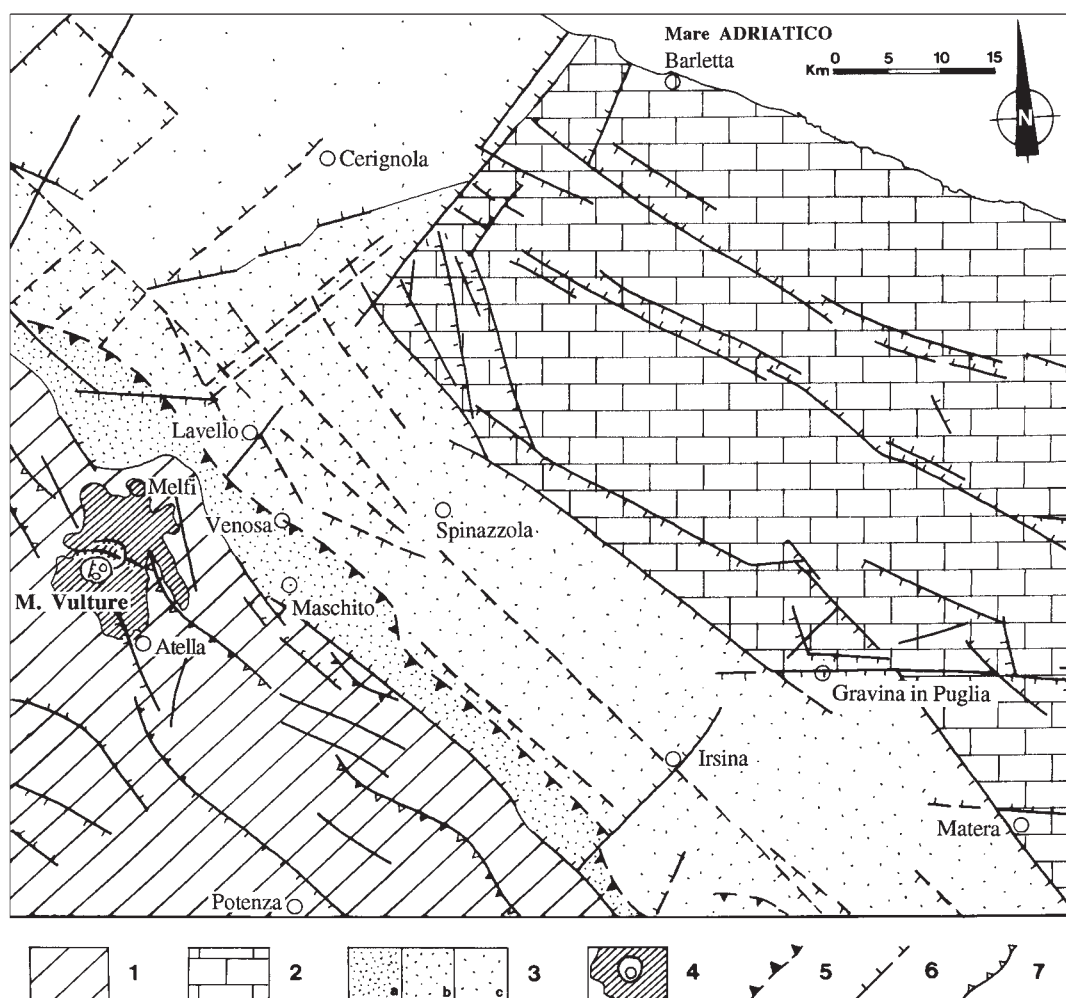


Fig. 2. Carte des unités structurales régionales (d'après Ambrosetti *et al.* 1983). 1: unités structurales de l'Appennino meridionale. 2: avant-pays apulien, plateforme carbonatée des Murge. 3: avant-fosse adriatique marquée par une subsidence importante au cours du Pliocène et Pléistocène inférieur et une surrection importante (a, b) ou modérée (c) depuis le Pléistocène inférieur et/ou moyen; déformations modérées, principalement failles inverses (a) ou normales (b, c). 4: appareil volcanique du Monte Vulture. 5: front des nappes de flyschs des unités de l'Appennino dans l'avant-fosse. 6: failles normales. 7: failles inverses.

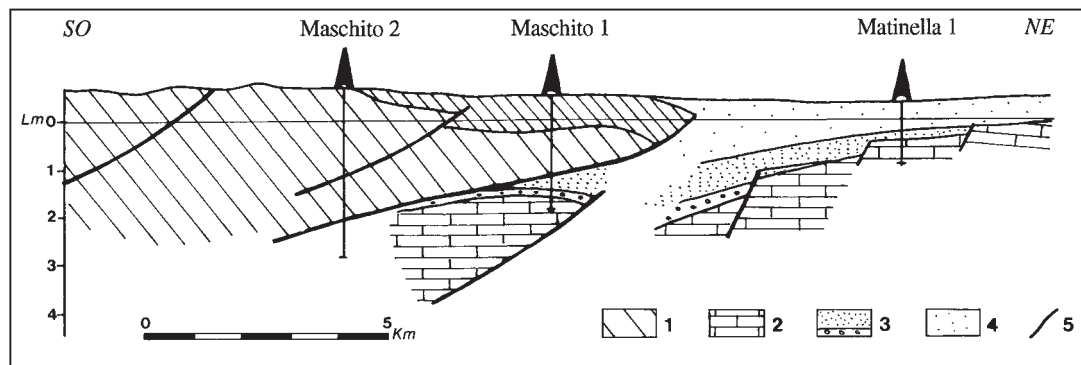


Fig. 3. Coupe géologique de l'avant-fosse adriatique à l'est de Venosa d'après les sondages de Maschito et Matinella (d'après Casnedi *et al.* 1982). 1: Allochtone: nappes des unités apenniniques. 2: substrat: plateforme carbonatée de l'avant-pays apulien. 3, 4: avant-fosse adriatique, comblée de sédiments d'âge Pliocène moyen (3) et Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (4). 5: failles.

Sur le bord occidental de la fosse, des nappes allochtones gravitaires d'épaisseur parfois considérable (plus de 4000 m), principalement constituées de flysch et dont le front est orienté NNO-SSE de l'Adriatico au golfe de Taranto, s'intercalent dans la sédimentation turbidique (Mostardini *et al.* 1966; Bousquet 1973; Casnedi *et al.* 1982). L'ampleur du recouvrement, qui atteint parfois 40 km est plus limitée dans le bassin lucanien et le front présente alors une pente très marquée (de 0 à -4000 m en moins de 10 Km).

Le substrat de la fosse, connu par les données géophysiques et des sondages, est analogue à celui de l'avant-pays apulien (Carissimo *et al.* 1963; Casnedi *et al.* 1982). Il est accidenté de failles normales d'assez fort rejet, de directions apenniniques et anti-apenniniques qui délimitent des horsts et grabens secondaires à l'intérieur de la fosse (Bousquet 1973; Ambrosetti *et al.* 1983). Ainsi, entre l'Ofanto et Spinazzola où le toit du Crétacé a été rencontré à 250 m, trois horsts forment une dorsale médiobradanique (découpée par des accidents transverses de direction anti-apenninique) qui accidentent un grand palier (toit du Crétacé vers 1000 m) limité par des failles normales de direction apenninique à regard ouest (failles bordières des Murge, faille de Lavello-Irsina) (Carissimo *et al.* 1963) (figure 2).

Dans le bassin lucanien, les dépôts du remplissage de la fosse visibles à l'affleurement ont été décrits dès 1913 par Gignoux, puis par D'Erasmus (1934) sur la coupe de Gravina in Puglia.

Ils montrent une épaisse série de faciès argileux (*Argille subappennine* ou *Argille di Gravina*), rencontrée en sondage sur 1200 m sur le Basento et qui présente, dans l'axe de la fosse, la succession suivante (Lentini 1967; Casnedi *et al.* 1982):

- à la base, faciès argilo-marneux (hémipélagites) passant latéralement à des faciès argilo-sableux (turbidites); cette première unité qui débute à la fin du Pliocène inférieur (cénozone à *Globorotalia puncticulata*), couvre tout le Pliocène moyen (cénozone à *Globorotalia crassaformis*) jusqu'au début du Pliocène supérieur dans les séries des bassins pugliese et lucanien du Nord-Ouest et monte jusque dans le Pléistocène inférieur dans les séries de la région de Pisticci, au Sud-Est du bassin lucanien;
- faciès argileux d'âge Pliocène supérieur (cénozone à *Globorotalia inflata*) et Pléistocène inférieur (à *Bulimina elegans*, *B. etnea*, *B. elegans marginata* et *Globorotalia truncatulinoides*).

Lacunes et discontinuités notées dans la série argileuse ont été mises en relation avec des mouvements tectoniques et la mise en place des nappes de flysch (Lentini 1967).

Dans les affleurements de la région de Pisticci, au Sud-Est du bassin lucanien, des cinérites de composition trachytico-alcaline sont intercalées dans la série argileuse au niveau où apparaît *Globorotalia truncatulinoides*, environ 750 m au dessus de la limite Plio-Pléistocène. Elles ont donné des âges K/Ar de 0.98 ± 0.15 et 1.14 ± 0.09 Ma, en accord

avec l'âge généralement admis en Italie pour l'apparition de cette espèce (Capaldi *et al.* 1979). Toutefois, en raison du diachronisme dans la mise en place des séries argileuses, qui résulte de la migration progressive de la subsidence du Nord-Ouest vers le Sud-Est, ces données géochronologiques ne peuvent être étendues vers le Nord-Ouest pour dater les argiles bleues observées à l'affleurement dans la région de Venosa.

Verticalement, la série argileuse passe à des sables coquilliers littoraux (*Sabbie di Monte Marano*) puis à des conglomérats à intercalations de bancs sableux (*Conglomerato d'Irsina*), de polarité magnétique inverse (Brückner 1982) et rapportés au Pléistocène inférieur (Calabrien et Villafranchien des auteurs). L'ensemble de ces dépôts se met en place dans des environnements sédimentaires littoraux ou épicontinentaux de mers peu profondes.

Le *Conglomerato d'Irsina* qui représente le toit du remplissage de la fosse, est constitué d'éléments d'origine apennine (grès des flyschs, calcaires, schistes, silex et radiolarites), y compris jusqu'au pied des Murge. Les galets sont bien émoussés et les sables bien classés; on n'observe pas de granoclassement depuis la chaîne vers le Nord-Est et la formation, plus épaisse dans la partie axiale de la fosse, devient plus puissante vers le Sud-Est (Neboit 1975). Le contenu paléontologique associe des restes d'*Archidiscodon meridionalis* (Segre 1978) et des débris coquilliers (Gignoux 1913; Neboit 1975; D'Erasmus 1934; D'Erasmus *et al.* 1954; Azzaroli *et al.* 1968). Le *Conglomerato d'Irsina*, témoin d'environnements sédimentaires littoraux ou deltaïques, se serait progressivement constitué en relation avec le retrait du littoral vers le Sud-Est au cours du Pléistocène inférieur (Neboit 1975; Brückner 1982).

1.1.3. Géodynamique

Dès le Miocène supérieur, une tectonique de distension importante affecte toutes les zones structurales, qui se traduit par la mise en place d'une structure en horst et grabens (directions ONO-ESE), indépendante des directions structurales de la tectogénèse alpine. À partir du Pliocène inférieur, l'avant-fosse adriatique qui occupe un territoire plus vaste qu'actuellement, s'individualise par suite de la subduction de la plaque apulienne sous l'Appennino et connaît alors une subsidence active, en particulier sur sa bordure sud-ouest où s'accumulent d'importantes épaisseurs de sédiments.

Au cours du Plio-Pléistocène l'évolution structurale est caractérisée par une distension généralisée entrecoupée de brefs épisodes compressifs. L'évolution de l'avant-fosse est alors caractérisée par le déplacement de la subsidence depuis le Nord-Ouest en direction du Sud-Est et marquée par des apports terrigènes issus du Nord et des glissements gravitaires venus du Sud-Ouest. Au Pliocène inférieur, la fosse se dessine principalement au Nord-Ouest mais c'est au Pliocène moyen que la mer envahit toute la zone alors que la subsidence devient maximale dans le bassin pugliese avec l'individualisation de la fosse de Candela (Casnedi *et al.* 1982). De la fin du Pliocène inférieur au Pliocène supérieur des nappes de flysch se mettent en place par glissement gravitaire (Bousquet 1973) et cette dynamique qui traduit des épisodes compressifs se poursuit dans le golfe de Taranto au cours du Pléistocène (Ambrosetti *et al.* 1983). La chaîne tend à recouvrir l'avant-fosse, en relation avec une rotation générale de sens anti-horaire de la péninsule italienne.

Au cours du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur la subsidence migre vers le Sud-Est de la fosse où elle est particulièrement active. Ainsi, le bassin lucanien évolue en fosse durant le Pliocène supérieur, se divisant en deux dépressions majeures alignées longitudinalement, la fosse de Maschito et la fosse de Campomaggiore, plus vaste et plus profonde, dans laquelle s'accumulent de grandes épaisseurs de turbidites. La forte subsidence du bassin lucanien se poursuit au Pléistocène inférieur avec en particulier l'approfondissement de la fosse de Salandra dans laquelle s'accumulent plus de 1500 m de dépôts alors que se manifeste une intense activité tectonique synsédimentaire (Casnedi *et al.* 1982). La sédimentation argileuse marine se poursuit au moins jusque vers 1-1.2 Ma dans la partie sud-est du bassin lucanien proche du golfe de Taranto (Capaldi *et al.* 1979).

Dans le courant du Pléistocène inférieur, s'opère un renversement de tendance et un mouvement général de surélévation affecte les différentes unités structurales et en particulier la fosse, contrôlant la régression qui met un terme à la sédimentation "calabrienne". C'est le "renversement de la subsidence" de Glangeaud (Bousquet 1973), plus accentué du côté de l'Appennino que du côté de la plateforme des Murge (Ricchetti 1967). Amorcé au Pliocène, le soulèvement de l'Appennino lucano se poursuit. L'acquisition du volume montagneux résulte de ces mouvements verticaux post-

calabriens qui provoquent l'exhaussement différentiel de la chaîne par rapport à l'avant pays au cours du Pléistocène moyen et supérieur. Les valeurs de ces mouvements verticaux depuis la fin du Pléistocène inférieur sont de l'ordre de 350 à 500 m dans la *Fossa Bradanica*, 600 à 700 m sur la bordure de l'Appennino et 900 à 1100 m dans la chaîne (Ciaranfi *et al.* 1983).

1.2. Cadre géomorphologique

L'évolution géodynamique récente et le dispositif structural qu'elle induit expliquent les traits majeurs du paysage.

1.2.1. Les modelés

Entre Appennino et Murge, la région de Venosa correspond à un secteur relativement élevé de la dépression structurale de la *Fossa Bradanica*, limité (figure 4):

- au Nord-Ouest, par une dépression, empruntée par l'Ofanto, qui recoupe perpendiculairement les différentes unités morfo-structurales (plateaux de Venosa et de Lavello et plateaux des Murge);
- au Sud-Est, par un escarpement au tracé très sinueux, oblique par rapport à l'axe montagneux. C'est un versant à corniche taillé dans le *Conglomerato d'Irsina*, qui domine un modelé de dissection constitué de collines et accidenté de buttes témoins tabulaires (Irsina), résultat du travail d'incision des argiles plio-pléistocènes par le Bradano et son affluent le Basentello.

Entre ces dépressions de l'Ofanto et du Bradano, s'étend un pays de grands plateaux plus ou moins disséqués, marqués par une extrême régularité des surfaces entre 400 et 600 m d'altitude et redressés en bordure de l'Appennino. La surface de ces plateaux et interfluves tabulaires est façonnée dans le *Conglomerato d'Irsina*. Cependant, les observations ponctuelles que nous avons pu faire à l'occasion des travaux routiers réalisés à proximité de Venosa sur le Piano di Cammera ou à Lavello montrent un paléomodelé incisé dans le *Conglomerato d'Irsina*. Ces vallons sont colmatés de produits volcaniques issus du Monte Vulture et de dépôts de versants remaniant des paléosols et des éléments grossiers du *Conglomerato d'Irsina*. Leur remplissage est donc contemporain de celui du bassin de Venosa d'âge Pléistocène moyen. Aussi, des études sont elles encore nécessaires pour comprendre les relations entre le modelé de la surface des plateaux, le conglomérat et ses différents faciès de remaniement.

Les surfaces de ces plateaux présentent un double système de pente:

- le premier système, qui domine, forme un grand plan incliné dont les altitudes s'abaissent régulièrement en direction du Nord-Est, depuis l'Appennino jusqu'au pied des Murge;
- à partir d'un axe situé entre Gravina et Oppido Lucano, un second système s'organise transversalement et les pentes s'abaissent depuis le Sud-Est en direction du Nord-Ouest vers l'Ofanto.

L'analyse des surfaces montre qu'il existe des décalages selon des directions longitudinales et transverses. C'est le cas en particulier des plateaux qui encadrent le bassin de Venosa: de 20 à 40 m séparent le plateau situé à l'Est de Venosa (du Piano di Cammera à Palazzo San Gervasio) de celui situé plus au Nord entre Lavello et Spinazzola.

Toutes ces déformations sont à mettre en relation avec le mouvement de surrection post-calabrien qui affecte l'avant-fosse adriatique (Ambrosetti *et al.* 1983).

1.2.2. Le réseau hydrographique

Comme les modelés, le réseau hydrographique qui draine et dissèque les plateaux est étroitement contrôlé par l'évolution géodynamique récente. A l'échelle régionale, il est caractérisé par son inadéquation au système de pente et par sa faible hiérarchisation (Neboit 1975).

Indépendante de l'organisation du système de pentes, la zone de partage des eaux entre l'Ofanto (qui coule vers l'Adriatico) et le Basentello/Bradano (qui coulent vers le Mare Ionio) est repoussée vers le Nord-Ouest. Le drainage est

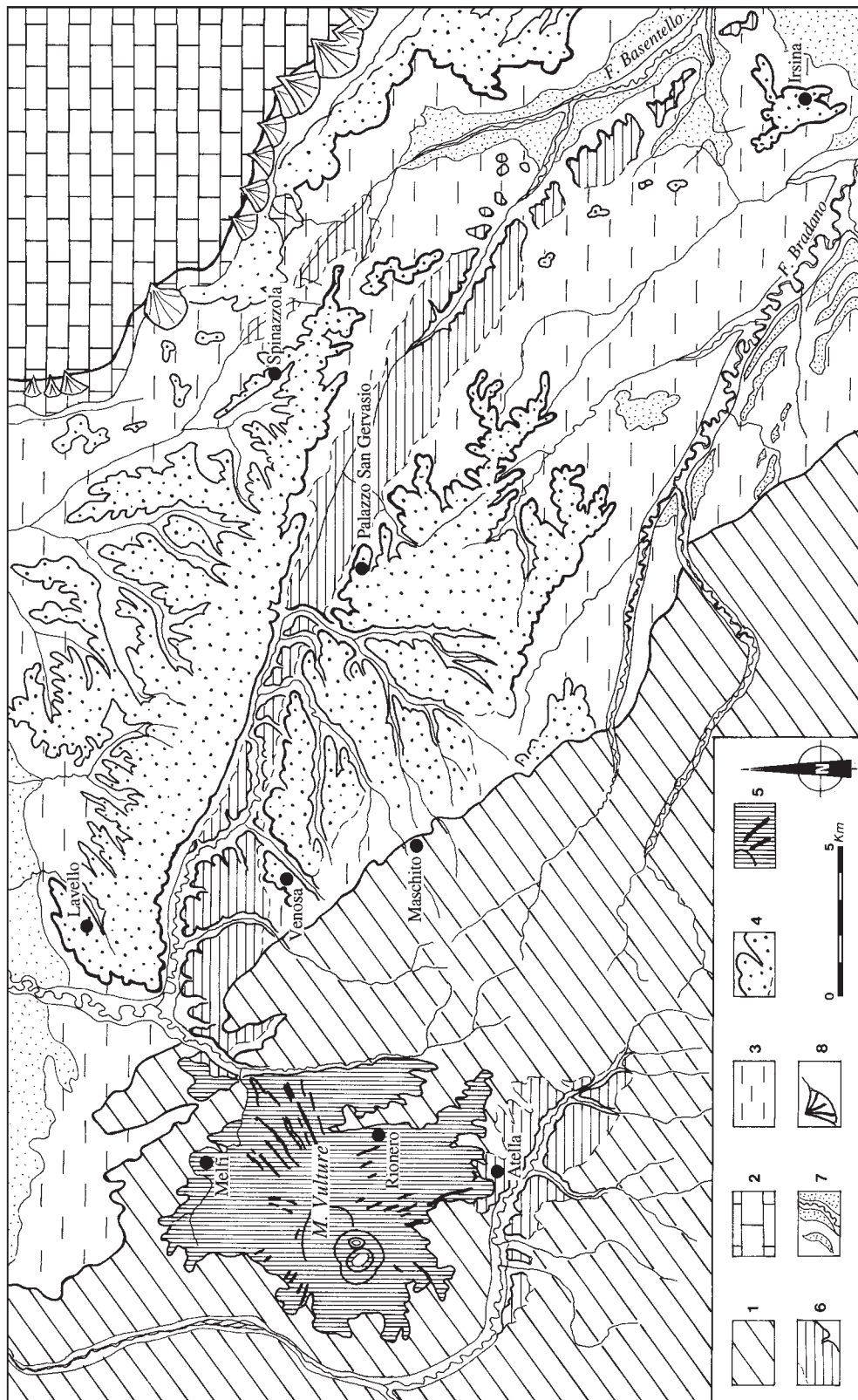


Fig. 4. Carte morphologique de la région de Venosa-Monte Vulture. 1: chaîne de l'Appennino meridionale. 2: plateaux calcaires des Murge. 3: dépressions et collines modelées dans les argiles et sables plio-pléistocènes de la *Fossa Bradanica*. 4: plateaux associés au *Conglomerato d'Irsina*. 5: appareil volcanique composite du Monte Vulture. 6: bassins de Venosa-Irsina et d'Atella. 7: nappes alluviales étagées en terrasses. 8: cônes détritiques.

donc essentiellement tourné vers le Sud-Est, en direction du Mare Ionio et les affluents du Bradano empiètent largement sur les plateaux dont la surface pend vers le Nord-Ouest. C'est le cas du Basentello qui prend sa source dans le Piano de Palazzo San Gervasio et coule vers le Sud-Est, direction inverse de celle de la surface de cette dépression.

Le réseau hydrographique qui s'écoule vers le Sud-Est est composé de drains parallèles, formant un réseau "en peuplier". Les bassins versants se réduisent pratiquement aux seules vallées, même si, comparé à ceux du Basento et Cavone voisins, le réseau du Bradano-Basentello est un peu plus hiérarchisé.

Ce réseau se serait constitué au fur et à mesure de la mise en place du *Conglomerato d'Irsina* par allongement en relation avec le retrait du littoral vers le Sud-Est (Neboit 1975). Les accidents cassants de direction apenninique (Nord-Ouest/Sud-Est) déterminant des horsts et grabens dans la fosse ont vraisemblablement guidé l'installation et l'organisation du système de drainage (Piccarreta, Ricchetti 1970; Audoux *et al.* 1987).

2. LE BASSIN DE VENOSA AU PIED DU MONTE VULTURE

L'unité morphosédimentaire couramment dénommée, du moins dans sa partie occidentale, bassin de Venosa s'allonge sur une soixantaine de kilomètres de longueur jusque dans la région d'Irsina, selon un axe ONO-ESE. A moins de dix kilomètres de sa bordure ouest, le bassin est dominé par le complexe volcanique du Monte Vulture (figure 4, photo 1).

2.1. Le Monte Vulture

Après la reconnaissance de la nature volcanique du Monte Vulture à la fin du XVIII^e siècle par l'abbé Tata (1778), il faut attendre les travaux de De Lorenzo (1900) pour qu'une première étude géologique soit consacrée à l'édifice. Plus récemment, les travaux de Carrozzo *et al.* (1964), Hieke-Merlin (1964, 1967), La Volpe et Piccarreta (1971, 1972) et les premières datations par Cortini (1975) ont permis de connaître en détail le volcan et ses produits. Les nombreuses



Photo 1. Vue générale du bassin depuis la localité de Bagnara en direction de Venosa et du Monte Vulture.

recherches conduites durant les quinze dernières années ont précisé et daté son histoire éruptive (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; Brocchini *et al.* 1994). Nous leur empruntons les éléments suivants (figure 5).

Le Monte Vulture, formé d'un édifice volcanique composite qui culmine à 1327 m et de centres secondaires, 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'häüyne remplace la leucite. L'histoire éruptive du Vulture peut se résumer comme suit.

Les ignimbrites de l'*Unità di Fara d'Olivo* datées de 741 ± 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, de xénolites de laves dans ces mêmes ignimbrites et de lentilles de feldspaths, grenats et pyroxènes dans les conglomérats fluviatiles sous-jacents témoignent d'une activité antérieure à cette date.

Vers 646 ± 7 ka, se met en place le crypto-dôme phonolitique du Toppo San Paolo près de Melfi.

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. A la fin de cette phase, vers 557 ± 7 ka, se met en place l'häüynofire de Melfi.

Après une longue période d'arrêt, une reprise d'activité représentée par l'*Unità di Case Lopez-Masseria Granata*, datée de 484 ± 8 ka, se manifeste en relation avec l'effondrement (d'environ une centaine de mètres) de la partie méridionale de l'édifice.

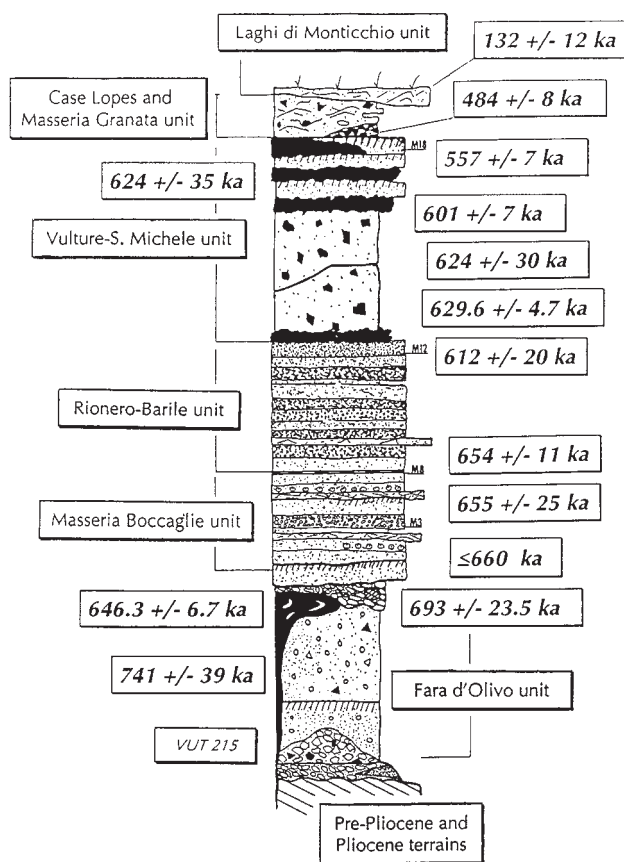


Fig. 5. Log synthétique des unités volcaniques (Brocchini *et al.* 1994).

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

L'activité connue et datée du Vulture intéresse donc principalement le Pléistocène moyen ancien.

2.2. Le bassin

Dans sa partie médiane, le bassin de Venosa-Irsina est une dépression, le Piano de Palazzo San Gervasio, large de deux kilomètres, à fond plat, non drainée (figure 4). Située à une altitude de 375-380 m elle est encaissée, d'une centaine de mètres au Sud et d'une soixantaine de mètres au Nord, en contre-bas de la surface des plateaux. Au Nord, entre Lavello et Spinazzola, le tracé du versant qui limite le bassin est quasi-rectiligne selon un axe ONO-ESE.

Vers le Sud-Est, le Piano de Palazzo San Gervasio se prolonge par de grands replats qui dominent la vallée du Basentello, surtout en rive droite. D'abord en contre-bas des plateaux, puis en position d'interfluve, ils culminent entre 375 et 430 m au pied de la butte témoin d'Irsina (563 m).

Vers l'Ouest, le réseau hydrographique de la Fiumara di Venosa-Matinella, entaille vigoureusement la surface de la dépression qui se présente alors sous la forme de replats dominés par les plateaux de Lavello au Nord et du Piano di Càmmara au Sud. Ces replats s'élargissent à l'Ouest de Venosa, dans la région de Piano Regio où la dépression atteint trois à quatre kilomètres de largeur. Leur altitude est de 360 m et s'abaisse en direction du Nord-Ouest jusqu'à 336 m. Les vallées sont étroites et profondes et la pente des talwegs forte. Les versants, très escarpés, présentent souvent des corniches le long de la Fiumarella.

La pente générale de la surface du bassin décroît donc du Sud-Est (430 m à Serra Framarino) vers le Nord-Ouest (336 m au Toppo Daguzzo).

Le drainage est divergent à partir du seuil du Piano di San Gervasio. Le Basentello qui y prend naissance, s'écoule vers l'Est en direction du 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.

3. LES ENREGISTREMENTS PLÉISTOCÈNES DANS LE BASSIN DE VENOSA

3.1. Historique des recherches

Dès le début du XIX^e 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. A la fin du XIX^e siècle paraissent les premières études détaillées. De Lorenzo consacre deux publications aux grands lacs pléistocènes 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 fluvial s'écoulant vers le Sud-Est en direction du Bradano, comblée en grande partie de produits volcaniques issus du Vulture (figure 6).



Fig. 6. Première coupe géologique du bassin (De Lorenzo 1900).

Dans le bassin, les recherches se concentrent ensuite principalement sur les sites archéologiques de Terranera et Loreto. Des fouilles sont entreprises dès le début du siècle dans la localité de Terranera (Rellini 1915; Mochi 1913, 1915) puis, à la suite de nouvelles prospections (Topa 1932), à Loreto (Rellini 1932a; D'Erasmus 1932).

La localité de Loreto va faire l'objet de fouilles systématiques (Blanc 1953; Chiappella 1964b; Barral *et al.* 1978, Barral, Simone 1982, 1984), d'études géologiques (Segre 1978; Baïssas 1980) et paléontologiques (Bonifay 1977; Angelelli *et al.* 1978; Durante, Settepassi 1978; Caloi, Palombo 1979a, b, 1980; Alberdi *et al.* 1988). Puis, plus récemment, les recherches se sont portées sur le site voisin de Notarchirico (Segre *et al.* 1982; Segre, Piperno 1984; Piperno 1987, 1989, 1990; Belli *et al.* 1991; Cassoli *et al.* 1993).

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).

A partir des données paléontologiques tirées de l'étude des faunes des sites archéologiques (Bonifay 1977; Angelelli *et al.* 1978; Durante, Settepassi 1978; Caloi, Palombo 1979a, b, 1980; Sala 1991, ce volume), des données radiométriques obtenues sur le Vulture (Cortini 1975; Villa 1985; Laurenzi *et al.* 1993; La Volpe, Principe 1994; Brocchini *et al.* 1994) et des données paléomagnétiques (Baïssas 1980; Gagnepain 1996), un âge Pléistocène moyen *sensu lato* est généralement admis par les auteurs malgré des divergences sur la position chronologique respective des différents sites.

3.2. Lithostratigraphie

Les travaux antérieurs identifiaient dans le remplissage du bassin une succession de faciès correspondant à des environnements sédimentaires fluviaux 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 remaniées (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).

Pour établir un nouveau cadre stratigraphique, nous avons examiné les affleurements accessibles entre la Fiumara l'Archidiaconata à l'Ouest et la zone de Notarchirico-Martello (figure 7) et appliqué les règles formelles de la lithostratigraphie (Salvador 1994).

Dans l'unité morphosédimentaire que constitue le remplissage du bassin de Venosa, nous distinguons maintenant trois unités lithostratigraphiques: une basale, la *Formation de Fonte del Comune*, sur laquelle reposent deux formations volcano-sédimentaires emboîtées, la *Formation de Piano Regio* et la *Formation de Tufarelle*.

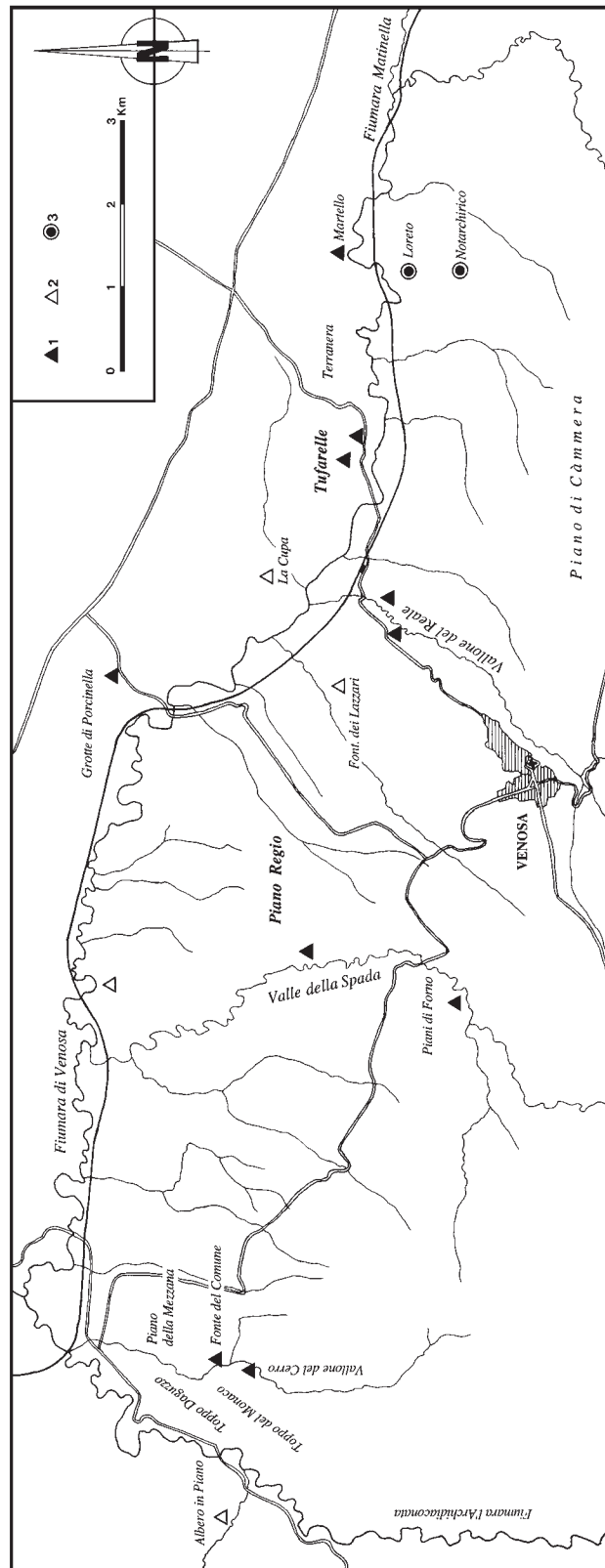


Fig. 7. Carte de localisation des affleurements étudiés. 1: affleurements décrits. 2: affleurements cités. 3: sondages carottés de Loreto (Vn 88-1) et Notarchirico (Vn 88-2 et Vn 80).

3.2.1. La Formation de Fonte del Comune

Des dépôts conglomératiques se rencontrent en divers points du bassin à la base du remplissage, sous les formations volcano-sédimentaires de Piano Regio et Tufarelle. Nous les regroupons, dans un premier temps, au sein d'une même unité lithostratigraphique formelle que nous nommons *Formation de Fonte del Comune*.

Dans une carrière de la localité de Fonte del Comune ($x = 38,6$; $y = 61,8$), des dépôts conglomératiques sont visibles sur plus de douze mètres d'épaisseur, sous les épilohars de la base de la *Formation de Tufarelle* (cf. *infra*) (photo 2) et reposent en discordance sur les calcaires de la *Formation de la Daunia* d'âge Miocène. Ils sont composés de plusieurs corps sédimentaires superposés (figure 8) qui présentent une architecture fluviale de type *Gravel bar and bedforms* (type GB) à *Lateral accretion macroform* (type LA), associant des faciès Gm à Gp (Miall 1978, 1992), ce dernier étant particulièrement bien exprimé dans le corps sédimentaire basal. Le cortège pétrographique du corps sédimentaire inférieur est composé de galets de calcaire, grès, silex et rares ponces et d'une matrice sableuse grossière riche en granules ponceux. Dès la base, le dépôt contient également des galets et des blocs de lave claire (photo 3). La médiocre qualité de l'affleurement n'a pas permis de caractériser le faciès de la partie supérieure du dépôt.

Dans la Valle della Spada ou le Vallone del Reale, on observe des dépôts conglomératiques à la base des affleurements sous la *Formation de Piano Regio*. Dans une carrière de la rive droite du Vallone del Reale ($x = 36,7$, $y = 70,9$) on distingue de bas en haut (figure 9): un premier corps sédimentaire à gros galets, à litage planaire oblique (faciès Gp), raviné par une seconde unité qui comprend: un conglomérat à petits galets et matrice de sables riches en minéraux volcaniques, de faciès Gm, passant verticalement à des sables gris, riches en minéraux volcaniques, à litage planaire oblique (faciès Sp), puis à des silts sableux beiges, entrecoupés de lits conglomératiques discontinus. Ces faciès de fin de séquence sont altérés par un sol brun-rouge (photo 4). On retrouve également ce sol brun-rouge affectant les dépôts de fin de séquence au toit des conglomérats dans la Valle della Spada.

Des dépôts conglomératiques sont également présents sous la *Formation de Tufarelle*, en rive droite de la Fiumara. A Tufarelle, dans une petite carrière située le long de la route ($x = 36,95$; $y = 72,85$), sur environ deux mètres d'épaisseur, on observe (figure 10) un premier corps sédimentaire composé d'un conglomérat de faciès Gm à Gp, passant verticalement à des sables grossiers (faciès Sp à St), puis à des faciès fins de type Fsc. Des galets mous et des galets de laves claires sont présents dans le conglomérat dont la matrice argilo-sableuse blanche est également riche en minéraux volcaniques. Un second corps sédimentaire ravine l'ensemble précédent et présente une architecture fluviale de type accretion latérale (photo 5). Il comprend un conglomérat à lits plans obliques bien exprimés avec granoclassement (faciès Gp). Latéralement on passe à un faciès sableux riche en pyroxènes et ponces, à granoclassement vertical, organisé en lits obliques plans (faciès Sp) passant à des rides ascendantes puis à des petites rides entrecroisées incurvées mises en valeur par la ségrégation minéraux sombres volcaniques - ponces (faciès Sr) (photo 6). Dans une carrière voisine, les comptages pétrographiques montrent que la proportion d'éléments grossiers volcaniques présents dans les conglomérats est loin d'être négligeable, variant de 10 à 40% selon les lits. A Martello ($x = 37,15$; $y = 74,9$), le dépôt conglomératique présente une matrice fortement chargée en minéraux volcaniques, scories et ponces et contient des niveaux lenticulaires de ponces (retombées ponceuses remaniées ?).

Ces caractères (faciès, succession de faciès et éléments d'architecture fluviale) correspondent à des environnements sédimentaires de type rivière à larges méandres et forte charge grossière (Reineck, Singh 1980; Collinson 1986; Miall 1992).

La présence de blocs de lave claire et de ponces dans les dépôts conglomératiques inférieurs puis la forte charge en minéraux volcaniques, scories et ponces de la matrice sableuse des termes supérieurs, indiquent sans ambiguïté que la mise en place de ces alluvions est contemporaine des manifestations initiales de l'activité volcanique. La même observation a été faite pour les alluvions basales du bassin d'Atella (La Volpe, Principe 1994). Ainsi, la distinction entre alluvions *prévolcaniques* et *volcaniques* à la base du remplissage (Piccarreta, Ricchetti 1970; Neboit 1975; Segre 1978) ne peut plus être retenue.

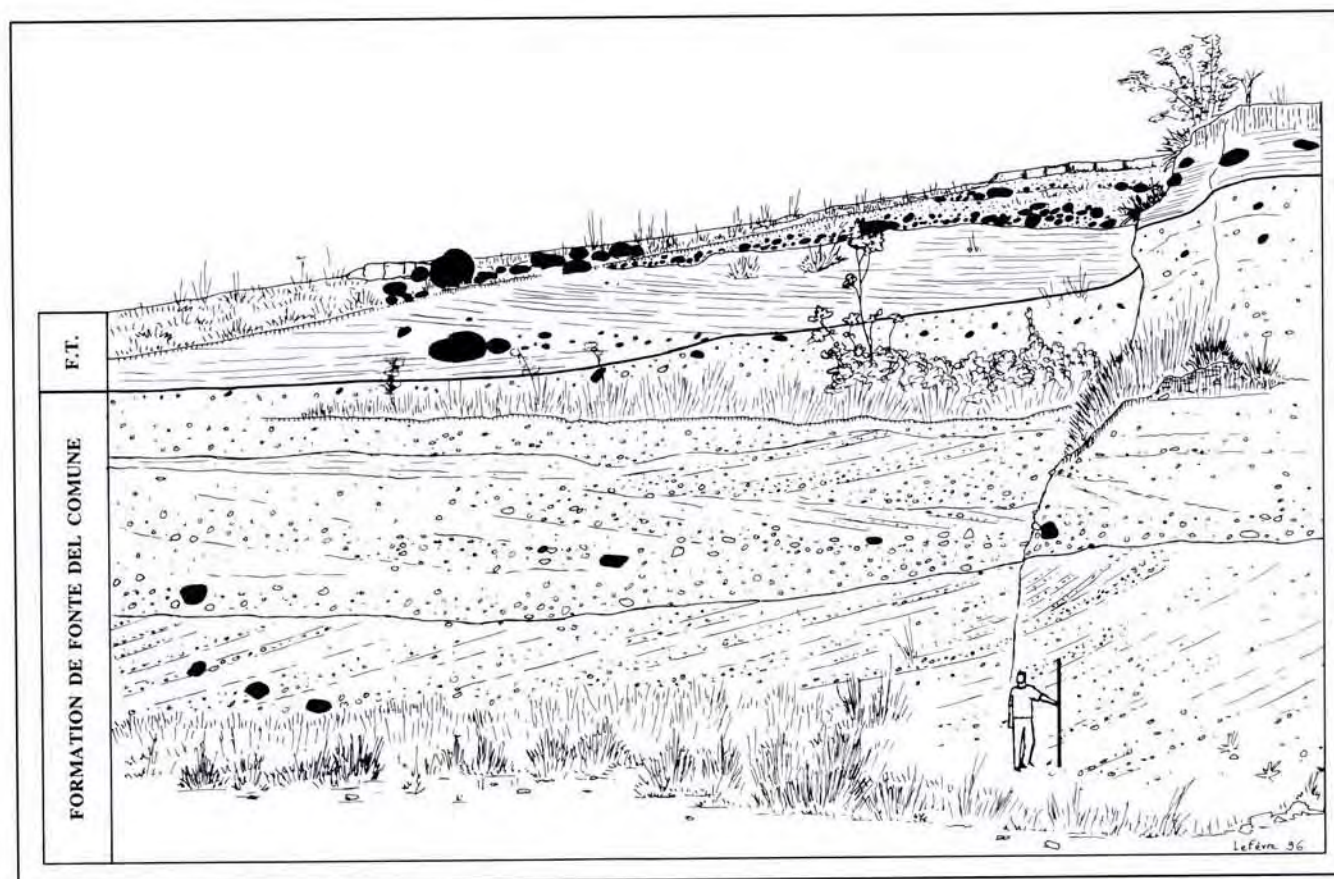


Fig. 8. Lithostratigraphie de l'affleurement de Fonte del Comune. Légende des figures cf figures 9 et 10. F.T: *Formation de Tufarelle*. L'échelle est donnée par le jalon de 2 mètres tenu par le personnage. La coupe regarde vers le Sud-Ouest.



Photo 2. Conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* à Fonte del Comune.



3



4 (fig. 23, f.t.)



5

Photo 3. Bloc de lave claire dans les conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune*.

Photo 4. Dépôts volcano-sédimentaires reposant sur le paléosol rouge affectant les conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* dans le Vallone del Reale, à proximité de Venosa-Stazione.

Photo 5. Localité de Tufarelle. De bas en haut, *Formation de Fonte del Comune*, banc de pouces de la *Formation de Piano Regio*, Membre A de la *Formation de Tufarelle*.

Photo 6. Localité de Tufarelle. Fin de séquence sableuse dans la *Formation de Fonte del Comune*.



6

3.2.2. La Formation de Piano Regio

Entre la vallée de l'Archidiaconata à l'Ouest et Venosa à l'Est, au-dessus des conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* ou de formations de versants, on observe une superposition de faciès volcaniques qui n'avaient jusqu'à présent jamais été décrits (figure 9): coulées pyroclastiques à ponces, paléosols, retombées pliniennes ponceuses, dépôts phréatomagmatiques à lapillis accrétiés ou à tufs vésiculés (Vernet *et al.*, ce volume).

Nous regroupons ces faciès au sein d'une unité lithostratigraphique formelle que nous nommons *Formation de Piano Regio*. Les affleurements visibles sur les versants de la Valle della Spada, dans la région de Piano Regio en représentent le stratotype.

Sur la rive droite de la Valle della Spada ($x = 37,6$; $y = 61,6$) (figure 9), au-dessus du sol brun-rouge qui altère les dépôts silteux de fin de séquence de la *Formation de Fonte del Comune*, on observe sur une quinzaine de mètres d'épaisseur la superposition de trois coulées pyroclastiques à ponces, séparées par deux paléosols bruns et localement par des rills et des chenaux métriques à section en U ou en V remplis de silts ou de galets. La coulée pyroclastique supérieure forme des méga-chenaux de dimension plurimétrique (photo 7). Une retombée plinienne à ponces blanches surmonte ces dépôts.

Plus en amont, sur la rive gauche de la vallée, à la localité de Piani di Forno ($x = 35,82$; $y = 66$) (figure 9), au-dessus d'une coulée pyroclastique à ponces, on observe en superposition une retombée plinienne à ponces, un niveau phréatomagmatique à lapillis accrétiés et des épicastites (photo 8).

La caractérisation de la *Formation de Piano Regio* peut être complétée à partir des affleurements visibles dans le bassin plus à l'Est (Vallone del Reale, Fontana dei Lazzari), au Nord de la Fiumara (Grotte di Porcinella) ou à l'Ouest (Vallone del Cerro) (figure 9).

Une succession analogue à celle de Piani di Forno – coulée pyroclastique à ponces, retombée plinienne à ponces blanches, niveau phréatomagmatique à lapillis accrétiés – est observée plus à l'Est, à Fontana dei Lazzari, dans un vallon affluent de rive gauche de la Fiumara di Venosa ($x = 37,2$; $y = 69,85$).

Les affleurements des carrières localisées de part et d'autre du Vallone del Reale (figure 9, $x = 36,55$; $y = 70,5$ et $x = 36,7$; $y = 70,9$) montrent, au-dessus des conglomérats de base et du sol brun-rouge, une succession de neuf coulées pyroclastiques à ponces (photo 4). La coulée basale ravine les conglomérats. Sont interstratifiés dans cette succession: trois retombées pliniennes à ponces blanches, une retombée à scories grises, des épicastites à litage oblique incurvé (faciès St) et des conglomérats en bancs lenticulaires, en pavages ou comblant des chenaux en auges évasées et peu creusées, de largeur métrique.

L'affleurement de Grotte di Porcinella ($x = 39,7$; $y = 69,9$), localisé dans un vallon affluent de rive droite de la Fiumara di Venosa, montre des faciès analogues: coulées pyroclastiques à ponces, retombées pliniennes à ponces blanches, niveaux phréatomagmatiques à tufs vésiculés, épicastites et bancs conglomératiques en lentilles ou lits (photo 9).

Sur le versant ouest du Vallone del Cerro ($x = 38,15$; $y = 61,65$) on observe la superposition de trois unités associant des coulées pyroclastiques à ponces, des retombées pliniennes à ponces et des niveaux phréatomagmatiques à lapillis accrétiés. Cet ensemble, de plus de quinze mètres d'épaisseur, repose sur un complexe de versant à éléments grossiers calcaires pris dans une matrice fine dans lequel se trouve interstratifiée une retombée plinienne à ponces blanches.

Plus à l'Ouest, les formations du bassin passent aux unités volcanostratigraphiques décrites sur le Vulture. A Albero in Piano ($x = 38,5$; $y = 59,8$), au-dessus des alluvions de la *Formation de Fonte del Comune*, on observe des bancs métriques de ponces: ce sont les ignimbrites précédemment décrites par Crisci *et al.* (1983), caractéristiques de l'*Unità di Fara d'Olivo* (La Volpe, Principe 1989, 1994); ces faciès se retrouvent à l'entrée du bassin, au pied du Toppo Daguzzo. Les retombées pliniennes ponceuses rencontrées dans les formations de versant à la base de l'affleurement de Vallone del Cerro, ou au-dessus des conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* en divers endroits du bassin et en particulier au Nord de Piano Regio, sur le versant de rive gauche de la Fiumara, sont en position stratigraphique analogue: elles représentent sans doute la même période éruptive du Vulture et appartiennent donc bien à la base de la *Formation de Piano Regio*.

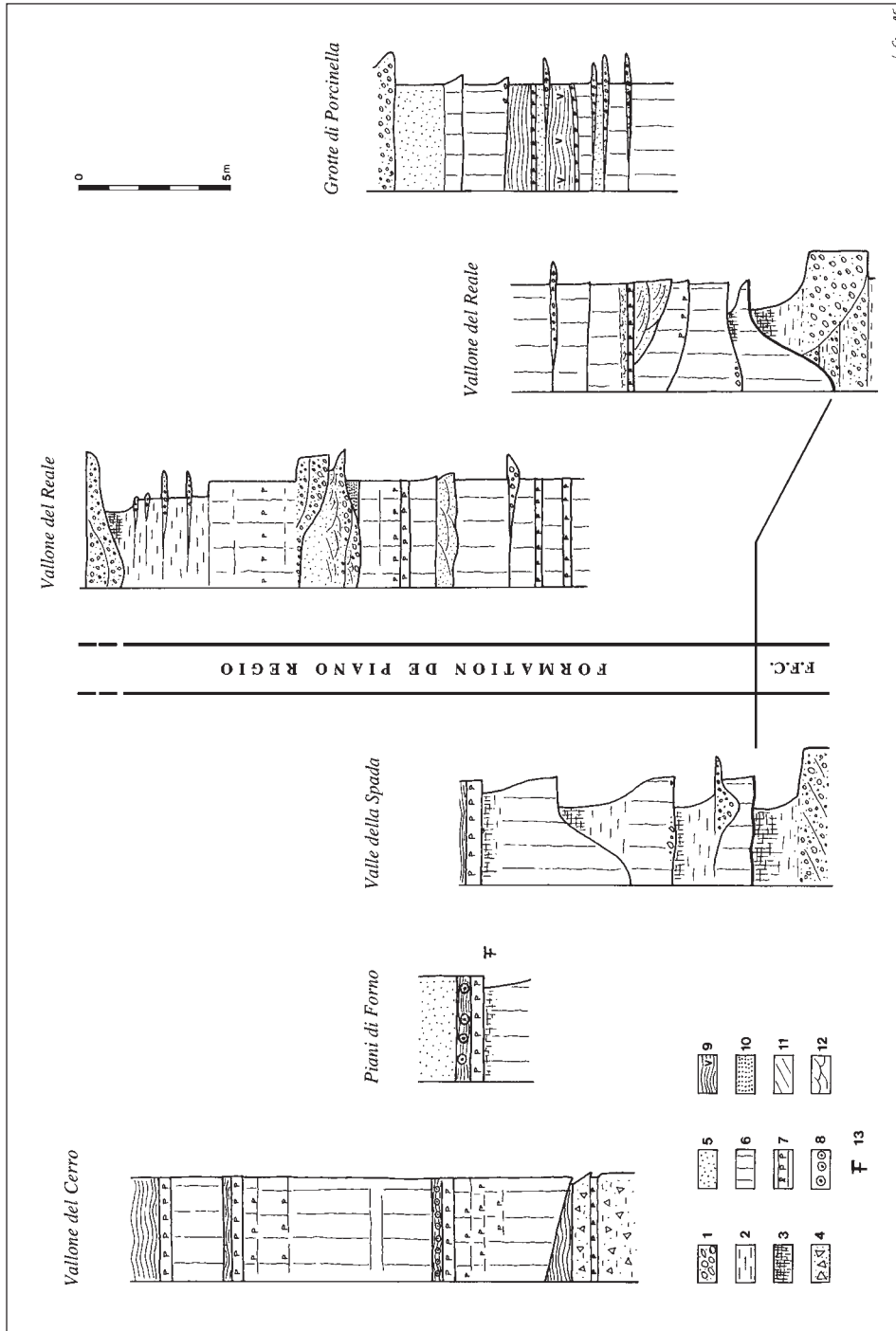


Fig. 9. *Formazione di Piano Regio*. Logs synthétiques des principaux affleurements. 1: conglomérats. 2: silts. 3: paléosols. 4: dépôts de versant. 5: sables, épilastites. 6: coulées pyroclastiques ponçueuses. 7: retombée plinienne ponçueuse. 8: lapillis accrétonnés. 9: tufs vésiculés. 10: retombée scoriacée à large dispersion. 11: litage planaire. 12: litage oblique incurvé. 13: niveau fossilifère. F.F.C.: *Formazione di Fonte del Comune*.



7 (fig. 24, f.t.)



8 (fig. 25, f.t.)



9

Photo 7. Faciès distaux des écoulements pyroclastiques dans la Valle della Spada.

Photo 8. Coulée pyroclastique, retombée plinienne ponceuse et déferlantes à lapillis accréionnés à Piani di Forno.

Photo 9. Retombées pliniennes ponceuses, déferlantes à tufs vésiculés et coulées pyroclastiques à Grotte di Porcinella.

Nous rapportons également à la *Formation de Piano Regio* les bancs ponceux à structure massive ou à litage planaire, conservés de façon lenticulaire au toit de la *Formation de Fonte del Comune* sous la *Formation de Tufarelle* à Tufarelle ou à Martello, en position plus distale par rapport au volcan (figure 10, photo 5).

A Notarchirico, des faciès très distaux de coulées pyroclastiques reconnus par sondage carotté (Vn 88-2) et des retombées directes cinéritiques (*Téphra de Notarchirico*) interstratifiées dans les niveaux inférieurs du site acheuléen sont rapportés à la *Formation de Piano Regio* (Raynal *et al.* et Vernet *et al.*, ce volume).

3.2.3. La Formation de Tufarelle

Les nombreux affleurements naturels qui forment les corniches des versants de la vallée de la Fiumara di Venosa montrent une succession de faciès volcaniques et sédimentaires antérieurement présentée comme caractéristique du remplissage du bassin (Piccarreta, Ricchetti 1970; Neboit 1975; Segre 1978). Nous avons retenu comme stratotype de cette formation la localité de Tufarelle (Lefèvre *et al.* 1994), déjà décrite antérieurement.

La *Formation de Tufarelle* est emboîtée dans la *Formation de Piano Regio*. A Albergo in Piano, au Toppo del Monaco et au Toppo Daguzzo, la *Formation de Piano Regio* est ravinée par les épilahars de la base de la *Formation de Tufarelle*. Le recouvrement partiel de la *Formation de Piano Regio* par celle de Tufarelle est en outre attesté en plusieurs points du bassin (Valle della Spada, Venosa-Fornace).

Son extension se limite, dans la région de Venosa, à un étroit couloir, facilement identifiable grâce au modelé des versants. En effet, les versants des vallées qui l'entaillent présentent des corniches ou des pentes très abruptes au niveau des bancs calcaires et livrent vers le bas de gros blocs de lave claire issus des lahars. En revanche, les versants des vallées entaillés dans la *Formation de Piano Regio* présentent un profil convexo-concave régulier. Cette différence de modelé des versants se marque bien, en particulier le long de la Valle della Spada.

La *Formation de Tufarelle* a été principalement décrite à partir des affleurements de Tufarelle situés le long de la route de Montemilone ($x= 36,95; y= 72,85$) et dans une carrière adjacente ($x= 37,1; y= 72,6$) (figure 10). Les affleurements de Martello ($x= 37,15; y= 74,9$) et de Fonte del Comune ($x= 38,6; y= 61,8$) ont permis de préciser la description des faciès de base (figures 8, 10).

A l'affleurement, nous la subdivisons en trois membres:

- *Membre A*: au-dessus des conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* et, localement, des bancs ponceux de la *Formation de Piano Regio*, le premier terme de la *Formation de Tufarelle* est constitué de bancs de conglomérats fortement hétérométriques, non ou peu classés, à éléments grossiers flottant dans une matrice sableuse (faciès Gms) (photo 10), ou de sables grossiers à litage planaire horizontal (faciès Sh) ou entrecroisé (faciès Sp) dans lesquels flottent des blocs épars de dimension métrique (photo 5). A Martello, le banc inférieur forme des chenaux remplis de blocs flottant dans une matrice sableuse. A Fonte del Comune, alternent sur plus de huit mètres d'épaisseur, des bancs à blocs métriques et des bancs sableux de faciès Sh à Sp, d'épaisseur plurimétrique. Ces blocs sont principalement constitués de trachytes phonolitiques, mais on note aussi la présence de fragments de coulées pyroclastiques de la *Formation de Piano Regio* (photo 11); des ignimbrites remaniées de l'*Unità di Fara d'Olivo* sont visibles au pied du Toppo Daguzzo, associées à des bois minéralisés et des restes fauniques de grands mammifères. Ces bancs ont été mis en place par des écoulements hyper-concentrés de type lahar *sensu lato* (Pierson, Scott 1985). Ils se retrouvent à des dizaines de kilomètres vers le Sud-Est jusqu'à Piano Cardone dans la région d'Irsina (Neboit 1975; Segre 1978) et attestent d'une organisation du paléo-drainage vers le Bradano (De Lorenzo 1898a, b; Neboit 1967). Jusqu'à nos travaux, ils avaient toujours été considérés comme les témoins du début de l'activité volcanique enregistrée dans le bassin, ce qui n'est manifestement pas le cas.
- *Membre B*: il succède verticalement au précédent et se compose, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, d'une alternance de téphras remaniées et de bancs calcaires horizontaux, témoins d'environnements sédimentaires lacustres (photos 12, 13-14). A Tufarelle, deux retombées à scories grises sont intercalées dans cet ensemble (photo 15).

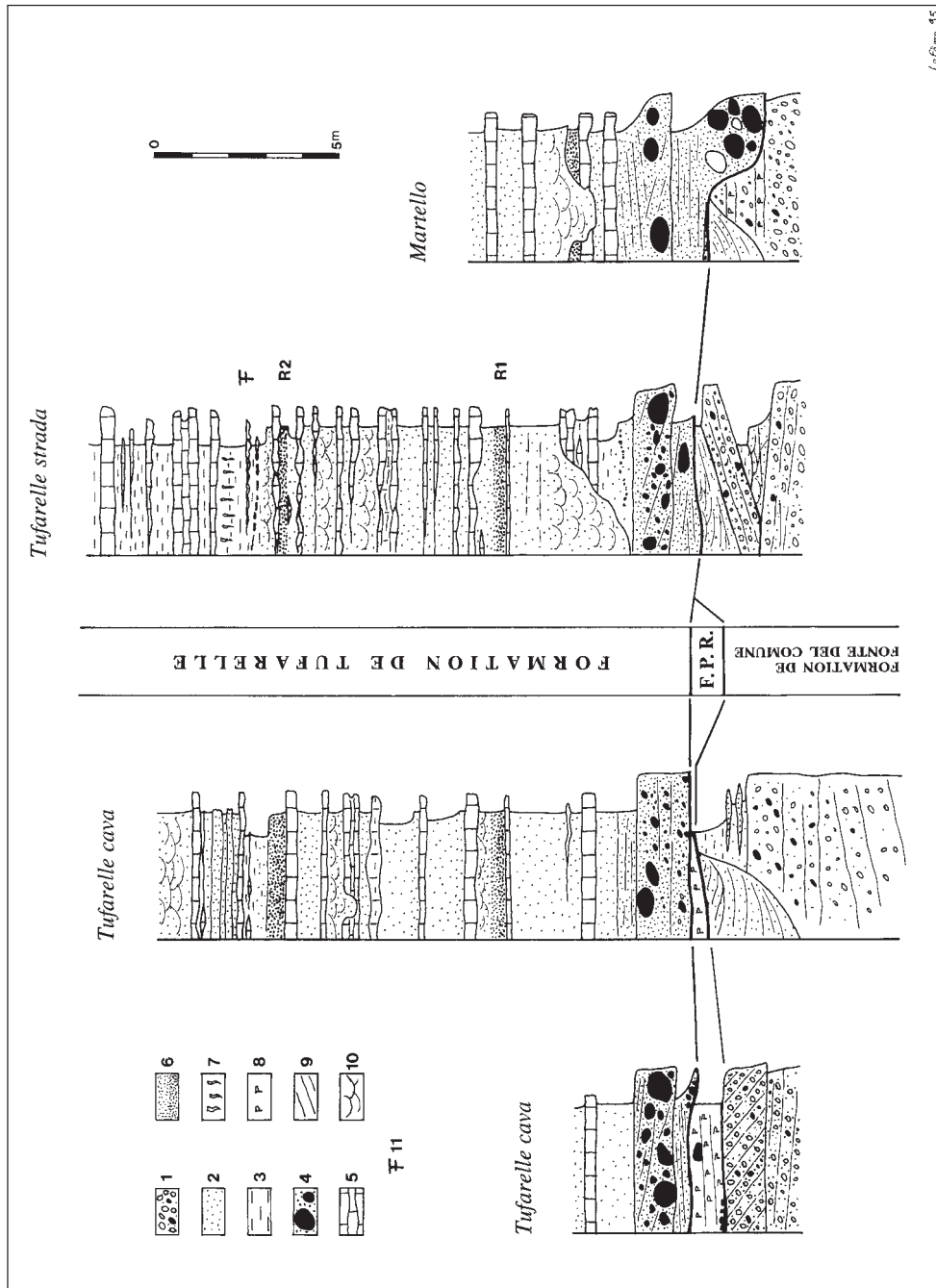


Fig. 10. *Formation de Tufarelle*. logs synthétiques des principaux affleurements. 1: conglomérats; en noir, éléments d'origine volcanique. 2: sables, épicastrites. 3: silt. 4: conglomérats ou sables à blocs. 5: bancs calcaires. 6: retombées scoriacées à large dispersion. 7: concrétions carbonatées. 8: ponces. 9: litage planaire. 10: litage oblique incurvé. 11: faunes et industrie lithique. F.F.C.: *Formation de Fonte del Comune*. F.P.R.: *Formation de Piano Regio*.

- *Membre C ou Membre de Loreto*: en montant, la série devient de moins en moins épicastique dans un environnement de type lacustre *sensu lato*: bancs de calcaires épais, limons jaunes tachetés, paléosols hydromorphes et surfaces d'émersion durcies et encroutées (photo 16). A Tufarelle et au Toppo Daguzzo, les surfaces d'émersion de la base du Membre C, en position stratigraphique "de type Loreto A", contiennent des ossements et de l'industrie lithique.

La partie supérieure du remplissage du bassin ne peut être observée directement à l'affleurement en raison de sa nature lithologique qui induit un modelé de haut de versant convexe.

La *Formation de Tufarelle* est particulièrement bien visible à l'affleurement sur le site préhistorique de Loreto dont Baïssas (1980) a donné une description détaillée. Un sondage carotté, Vn 88-1, réalisé en 1988 à partir du sommet de la colline de Loreto ($x=36,3$; $y=74,85$), a traversé la totalité des dépôts de la *Formation de Tufarelle*, puis les conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* et atteint les sables plio-pléistocènes. Les 40 mètres de cette carotte, nous ont permis d'observer une succession résumée comme suit, de bas en haut (figure 11):

- *Substrat*:

40,00-36,50 m: sables argileux jaunes. Ce faciès appartient au remplissage plio-pléistocène de l'avant-fosse adriatique, observable à peu de distance sur la route de Martello.

- *Formation de Fonte del Comune*:

36,50-33,40 m: conglomérat à galets de calcaire dominant et quartzites dans une matrice argilo-carbonatée, entrecoupé d'un banc calcaire, de niveaux de silts calcaires à graviers ou à éléments calcaires anguleux à sub-anguleux (apports latéraux).

33,40-31,20 m: galets calcaires et volcaniques dans une matrice sableuse parfois argileuse ou très carbonatée.

- *Formation de Tufarelle - Membre A*:

31,20-26,70 m: galets calcaires et volcaniques (phonolite) flottant dans une matrice de sables grossiers riches en minéraux volcaniques; ce faciès correspond à celui des épilahars de la base de la formation décrite à Tufarelle. Localement présence de scories grises et ponces grossières; à la partie supérieure, retombée à scories grises remaniées.

- *Formation de Tufarelle - Membre B*:

26,70-26,00 m: banc calcaire.

26,00-15,00 m: alternance de lits calcaires d'épaisseur le plus souvent pluricentimétrique, de sables gris riches en minéraux volcaniques et scories et de projections peu remaniées; présence des deux retombées repères à scories grises (R1 et R2 de la localité de Tufarelle) à 23,60-23,00 m et 17,85-17,55 m.

- *Formation de Tufarelle - Membre C*:

15,00-12,30 m: bancs argilo-carbonatés gris (plus ou moins riches en sables volcaniques) à jaunâtres/verdâtres de caractère hydromorphe avec nombreuses bioturbations (gastéropodes) et traces de végétaux, surmontés d'un banc calcaire massif (12,50 à 12,30 m). La base de cette unité est l'équivalent latéral du niveau A du site archéologique de Loreto.

- *Formation de Tufarelle - Membre D*:

12,30-0,00 m: bancs argilo-carbonatés gris (plus ou moins riches en sables volcaniques), parfois rosés (cendres fines), entrecoupés de lits de sables grossiers noirs riches en clinopyroxènes (10,80 à 10,70 m et 7,50 à 7,40 m), surmontés de faciès argileux généralement vert-brun, compact, à nodules carbonatés, pisolithes ferrugineux avec présence de lits plus riches en minéraux volcaniques (téphras remaniés).

Exceptées ces données obtenues en sondage carotté, les faciès supérieurs du remplissage du bassin (Membre D), qui contiennent des gisements rapportés à l'Acheuléen supérieur, sont difficiles à caractériser en raison de l'absence d'affleurement induite par leur texture fine et la disparition des bancs carbonatés. Cependant les rares données obtenues dans les sondages archéologiques montrent une organisation de ces dépôts fins en larges chenaux évasés emboîtés les uns dans les autres (Barral, Simone 1984). A la partie supérieure de l'affleurement du Vallone del Reale (figure 9), les éléments grossiers mis en place dans un paléo-réseau de rills et chenaux ravinant la *Formation de Piano Regio* représentent peut être des faciès latéraux des membres supérieurs de la *Formation de Tufarelle*.



10



11 (fig. 26, f.t.)



12

Photo 10. Membre A de la *Formation de Tufarelle*.

Photo 11. Bloc de coulée pyroclastique de la *Formation de Piano Regio* repris dans les écoulements du Membre A de la *Formation de Tufarelle*.

Photo 12. Vue générale Membre B de la *Formation de Tufarelle*.



Photo 13. Alternance typique de retombées distales et de calcaires lacustres du Membre B (fig. 27, f.t.).



Photo 14. Ball and pillow structures dans les dépôts du Membre B.



Photo 15. Retombée repère R1 à scories grises du Membre B.



Photo 16. Dépôts palustres, surfaces d'émergence et banc de calcaire lacustre du Membre C.

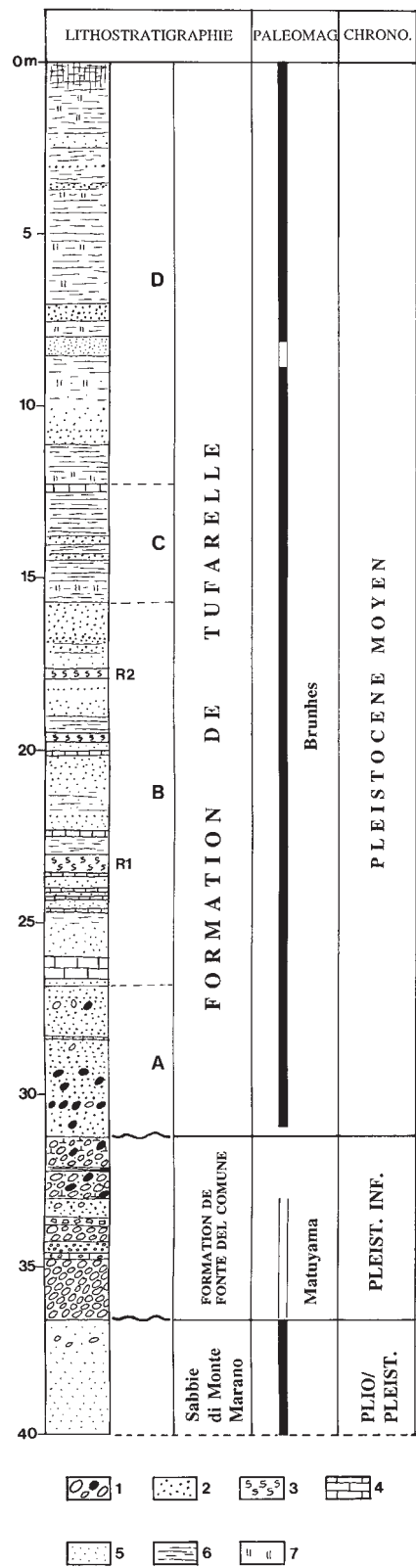


Fig. 11. *Formation de Tufarelle*. Sondage carotté Vn 88-1 de Loreto (levé des auteurs). Lithostratigraphie: 1: conglomérat. 2: sables, épicastites. 3: scories. 4: bancs calcaires. 5: cinérites. 6: silts. 7: concrétions, nodules. Paléomagnétisme d'après Gagnepain (1996).

La *Formation de Tufarelle* résulte de dynamiques dont la signification en terme de durée est très variable: des événements catastrophiques responsables de la mise en place des faciès du membre A, des apports téphriques répétitifs en milieu lacustre entrecoupés de stases à sédimentation carbonatée dans le Membre B, une sédimentation palustre avec émergences fréquentes pour le Membre C et des écoulements de bas régime dans le Membre D.

3.3. Tectonique

L'activité tectonique en relation avec la surrection de l'ensemble Appennino-avant-fosse adriatique se traduit par des déformations des surfaces et des décalages entre compartiments, qui ont contrôlé l'installation du réseau hydrographique et la géométrie du bassin (Audoux *et al.* 1987).

L'organisation de ce réseau dans la région de Venosa présente plusieurs particularités:

- le bassin-versant de la Fiumarella di Venosa est très dissymétrique de part et d'autre d'un axe ONO-ESE. Au Sud de cet axe, le réseau, issu de la bordure de l'Appennino, est très développé et ramifié. En revanche, au Nord, il est inexistant et la Fiumarella coule le plus souvent au pied du versant du plateau de Lavello-Spinazzola;
- les tracés présentent d'importants changements de direction. Entre Venosa et Palazzo San Gervasio, le cours amont des affluents de rive gauche qui drainent les plateaux est dirigé vers le Nord-Ouest, globalement conforme au premier système de pente des plateaux. Ce drainage amont est limité à l'Est par le drain de direction méridienne de la Fiumara. Dès son entrée dans le bassin, la Fiumara prend une direction presque orthogonale, dans le prolongement de celle du Basentello, mais avec un écoulement de sens opposé. Cette direction est perpendiculaire à celle du Torrente Olivento-Archidiaconata dans lequel elle se jette et qui limite le bassin à l'Ouest. De même, à leur entrée dans le bassin, les affluents de rive gauche forment des coudes (Valle della Spada...) et prennent des directions orthogonales vers le NNO avant de se jeter dans la Fiumara.

Si le réseau amont de la Fiumarella et de ses affluents est conforme à l'organisation du drainage du bassin-versant du Bradano-Basentello et en relation avec les déformations post-calabriennes et l'acquisition du volume montagneux, en revanche, une néotectonique récente et active en relation avec des mouvements de basculement de blocs et les accidents qui affectent les séries pliocènes et le substrat de la fosse (failles normales du horst médiobradanique) explique:

- le changement de direction du drainage dans le bassin de Venosa, conforme avec le second système de pentes régional et avec la pente générale de la surface du bassin inclinée vers l'ONO;
- le décalage vers le Nord du drain principal qui entraîne la dissymétrie du réseau, le long d'un axe matérialisé par le rebord rectiligne du plateau de Lavello-Spinazzola et l'alignement des deux cours d'eau de sens d'écoulement opposé (Fiumarella et Basentello);
- les décalages altimétriques entre les surfaces de plateaux de part et d'autre de cet axe.

Le remplissage du bassin est également affecté par des déformations post-sédimentaires:

- un basculement d'ensemble: la surface, initialement inclinée vers le Sud-Est, direction qui correspond encore au sens d'écoulement lorsque les épilahars de la base de la *Formation de Tufarelle* empruntent la paléo-vallée, présente actuellement une pente en direction du Nord-Ouest: la base des épilahars est signalée par Piccarreta et Ricchetti (1970) à 365 m à Piano Cardone au Sud-Est, 315 m à Tufarelle et moins de 300 m au Toppo del Monaco au Nord-Ouest;
- des failles, comme celles qui affectent la *Formation de Piano Regio* à proximité de la Stazione di Venosa-Maschito (photo 17).

La géométrie et l'extrême jeunesse du réseau hydrographique de la Fiumara di Venosa, dont la mise en place est postérieure aux dépôts du bassin, montrent la persistance tardive du jeu des accidents de direction apenninique et anti-apenninique.



Photo 17. Exemple de néotectonique, faille affectant la *Formation de Piano Regio* et le substrat Pliocène (fig. 28, f.t.).

3.4. Chronostratigraphie

La géométrie et la nature même de ces dépôts, dont la mise en place est contrôlée par des événements tecto-volcaniques locaux et régionaux, interdit de mettre en relation chaque unité ou discontinuité enregistrée dans le bassin avec des phases d'érosion ou d'accumulation généralisées à l'ensemble de l'Italie comme cela a été récemment proposé (Bonadonna *et al.* 1993).

En revanche, la mise en corrélation de chacune des unités lithostratigraphiques avec les phases d'activité datées du Monte Vulture (tableau 1) et les données paléomagnétiques disponibles permettent d'intégrer cet enregistrement dans un cadre chronostratigraphique.

3.4.1 - La Formation de Fonte del Comune

La présence de minéraux volcaniques, de scories et de ponces à la partie supérieure des dépôts et de galets ou de blocs de laves épars et de ponces dans les unités inférieures montre que la mise en place des corps sédimentaires conglomératiques de la *Formation de Fonte del Comune* est contemporaine des premières phases d'activité volcanique régionale.

Les données radiométriques situent le début de l'activité volcanique du Vulture avant 740 ka (Laurenzi *et al.* 1993). Dans le sondage de Loreto, les dépôts que nous attribuons à cette formation présentent une polarité magnétique inverse rapportée à la Chronozone de Matuyama (Gagnepain 1996). Ces différents éléments permettent de situer la mise en place de la *Formation de Fonte del Comune* vers la fin du Pléistocène inférieur.

La présence d'un sol brun-rouge au toit de la formation témoigne de l'existence d'une période de biostasie de rang majeur dont la durée est difficile à estimer et qu'il est impossible, dans l'état actuel de nos travaux, de rapporter à une des oscillations de la commande climatique globale.

MONTE VULTURE *	BASSIN DE VENOSA
Unità di Laghi di Monticchio 132 ± 12 ka	
Unità di Casa Lopes e Masseria Granata 484 ± 08 ka	Formation de Tufarelle ** (Membres A, B, C)
Unità di Vulture - San Michele 601 ± 07 ka 624 ± 30 ka 630 ± 06 ka	
Unità di Rionero - Barile, M12 612 ± 20 ka	
Marker M8 Unità di Masseria Boccaglie 654 ± 11 ka 655 ± 25 ka ≤ 660 ka	
Unità di Fara d'Olivo 674 ± 07 ka 741 ± 39 ka	Complexe de Notarchirico Tephra de Notarchirico
Unità di Fara d'Olivo 674 ± 07 ka 741 ± 39 ka	Formation de Piano Regio **
Activité volcanique initiale ?	Formation de Fonte del Comune
* Brocchini <i>et al.</i> 1994; La Volpe, Principe 1989, 1994	** Lefèvre <i>et al.</i> 1994

Tab. 1. Corrélations stratigraphiques bassin-volcan.

3.4.2 - La Formation de Piano Regio

Elle est plus récente que la *Formation de Fonte del Comune*. Par ses faciès volcaniques et les relations géométriques observées à l'Ouest du bassin, elle peut être mise en corrélation (Vernet *et al.*, ce volume) avec les unités volcano-stratigraphiques de *Fara d'Olivo* (ignimbrites A et B) et de *Masseria Boccaglie* identifiées sur le Vulture et datées entre 741 et 654 ka (La Volpe, Principe 1989, 1994; Brocchini *et al.* 1994) (tableau 1).

Toutefois, les dépôts de la *Formation de Piano Regio* reconnus du Vallone del Cerro à Notarchirico suggèrent une mise en place rapide, pendant une phase de biostase qui se traduit par le développement de sols peu évolués sur chaque arrivée de matériel pyroclastique. Il est difficile de dire s'il s'agit de la même phase que celle responsable du développement du sol brun-rouge qui affecte le toit de la *Formation de Fonte del Comune*. Une situation identique a été décrite sur le Vulture dans l'unité volcano-stratigraphique de *Masseria Boccaglie*, datée de 655 à 660 ka environ (La Volpe, Principe 1989).

Aucune donnée paléomagnétique n'est actuellement disponible pour cette formation que nous situons donc dans le Pléistocène moyen ancien.

3.4.3 - La Formation de Tufarelle

Plusieurs marqueurs à valeur chronologique (laves, téphras, faunes, paléomagnétisme) permettent d'en préciser l'âge.

Les blocs isolés de trachy-phonolites présents dans le membre A sont comparables à ceux issus de laves datées vers 670 ka et rapportées à la phase d'activité ayant conduit à la mise en place du dôme du Toppo San Paolo (646 ka) près de Melfi (La Volpe, Principe 1994).

Les caractères téphrologiques (Vernet *et al.*, ce volume) des retombées et épichelastites du Membre B autorisent une mise en corrélation avec les unités volcano-stratigraphiques récentes de *Rionero-Barile* et *Vulture-San Michele* identifiées sur le Vulture et datées entre 630 et 600 ka environ, voire pour le Membre C avec celles de *Casa Lopes/Masseria Granata* datées vers 484 ka (La Volpe, Principe 1989, 1994; Brocchini *et al.* 1994).

Les caractères sédimentologiques et dynamiques des dépôts lacustres et palustres du Membre C peuvent être mis en relation avec la phase de biostase représentée sur le Vulture par le paléosol M18 (La Volpe, Principe 1989), développé aux dépens de l'unité volcano-stratigraphique de *Vulture-San Michele* entre 557 et 484 ka.

Les indications biochronologiques proviennent essentiellement des faunes récoltées dans le niveau A du site de Loreto, à la base du membre C de la *Formation de Tufarelle*. Les conclusions des auteurs indiquent dans l'ensemble un âge Pléistocène moyen ancien: association d'espèces villafranchiennes et pléistocènes dont certaines disparaissent précocement, d'âge "Günz-Mindel" à début "Mindel" (Bonifay 1977; Caloi, Palombo 1979a, b, 1980); faune à "cachet cromérien" (Angelelli *et al.* 1978); association d'équidés du début du Pléistocène moyen (Alberdi *et al.* 1988).

Les données paléomagnétiques produites pour le site de Loreto (Baïssas 1980; Gagnepain 1996; Gagnepain *et al.* 1996a, b) appellent à discussion. En premier lieu, elles admettent que la succession observée représente un enregistrement continu: notre étude lithostratigraphique montre qu'il n'en est rien, en particulier pour le sondage carotté Vn 88-1 (figure 11) qui, outre la *Formation de Tufarelle*, traverse également la *Formation de Fonte del Comune* et atteint le substrat plio-pléistocène. En second lieu, elles ne s'accordent pas sur la position de la limite Brunhes-Matuyama que les auteurs pensent avoir identifiée: localisée par Baïssas (1980) dans son niveau 37, elle est située par Gagnepain (1996) à -32,00 m dans la carotte Vn 88-1, soit 5,50 m en-dessous de l'équivalent stratigraphique du niveau 37 que nous retrouvons à -26,50 m dans le sondage. Nous acceptons les résultats de Gagnepain (1996), mais, sachant que la succession observée à Loreto présente d'importantes lacunes, nous en proposons une autre lecture (figure 11):

- l'inversion de polarité relevée entre les échantillons 35 et 34 de Gagnepain (1996) ne correspond pas à une limite magnétostratigraphique mais à la discontinuité sédimentaire relevée à -31,20 m entre deux unités lithostratigraphiques. Elle résulte de l'érosion de la totalité de la *Formation de Piano Regio* dans cette partie axiale du bassin qui fait reposer directement la *Formation de Tufarelle* sur la *Formation de Fonte del Comune*. Elle ne peut donc constituer la limite entre les magnétozones de Matuyama et de Brunhes;
- de même, le changement de polarité identifié entre les échantillons 37 et 38 à 37 m (Gagnepain 1996) et interprété comme la limite Jaramillo/Matuyama, correspond en réalité à la discontinuité sédimentaire entre la *Formation de Fonte del Comune* et les sables sommitaux du remplissage de l'avant-fosse adriatique d'âge plio-pléistocène.

En conséquence, la *Formation de Tufarelle*, qui débute dans le sondage de Loreto à 31,20 m par ses faciès classiques de base, est entièrement comprise dans la Chronozone de polarité normale de Brunhes et pour l'essentiel (membres A à C), contemporaine des phases récentes de l'activité principale du Vulture, entre 630 et 480 ka environ (tableau 1).

La reconnaissance de l'évènement Blake II (114 ka) à la partie supérieure du sondage à -8,50 m (Gagnepain 1996), soit dans le Membre D de la *Formation de Tufarelle*, si elle est confirmée, implique:

- la poursuite du remplissage du bassin pendant tout le Pléistocène moyen jusqu'au début du Pléistocène supérieur;
- l'installation du réseau hydrographique de la Fiumara di Venosa et l'incision de sa vallée au cours du Pléistocène supérieur, soit un creusement d'environ 75 m en 100 ka. Cette valeur, certes importante mais qui reste à confirmer, n'est pas en contradiction avec l'extrême jeunesse du modelé d'incision.

4. CONCLUSIONS

Le remplissage pléistocène du bassin de Venosa est constitué de trois unités lithostratigraphiques: une unité basale, la *Formation de Fonte del Comune*, surmontée de deux unités volcano-sédimentaires emboîtées, la *Formation de Piano Regio* et la *Formation de Tufarelle* (figure 12).

Les données acquises dans le bassin, comparées à celles connues sur le Vulture (tableau 2), montrent que:

- la base du remplissage – *Formation de Fonte del Comune* – de polarité magnétique inverse et contemporaine des phases initiales de l'activité volcanique est d'âge Pléistocène inférieur terminal;
- les Formations de *Piano Regio* et de *Tufarelle* (Membres A à B) sont contemporaines des phases majeures de l'activité volcanique du Vulture, d'âge Pléistocène moyen ancien (avant 560 ka environ);

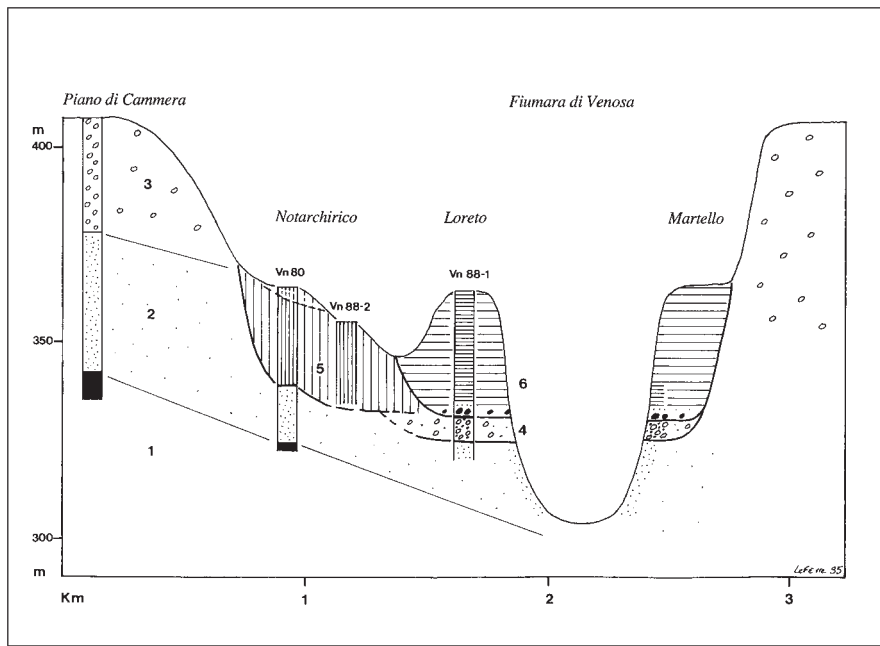


Fig. 12. Relations stratigraphiques entre formations dans le secteur de Notarchirico-Loreto. Avant-fosse adriatique: 1, argiles bleues cf *Argille di Gravina*. 2, sables jaunes cf *Sabbie di Monte Marano*. 3, *Conglomerato d'Irsina*. Bassin de Venosa: 4, *Formation de Fonte del Comune*. 5, *Formation de Piano Regio*. 6, *Formation de Tufarelle*. La coupe est orientée Sud-Nord.

CHRONOSTRATIGRAPHIE		PALEOMAG*	LITHOSTRATIGRAPHIE	
Ma		- +	BACINO DI VENOSA	MONTE VULTURE**
PLEISTOCENE SUPERIEUR	0.1		?	Unità di Laghi di Monticchio
récents	0.2		D	
	0.3			Unità di Casa Lopes e Masseria Granata
	0.4			Unità di Vulture-San Michele Unità di Rionero-Barile
PLEISTOCENE MOYEN	0.5		C	Unità di Masseria Boccaglie
ancien	0.6		I Loreto A I	Unità di Fara d'Olivo
	0.7		A,B	Notarchirico
	0.8		Formation de Tufarelle	
PLEISTOCENE INFÉRIEUR	0.9	■	Formation de Piano Regio	Activité volcanique initiale
	1 Ma	■	Formation de Fonte del Comune	
	> 1 Ma	■	Incision de la paléo-vallée	
	?	■	Conglomerato d'Irsina	
			Sabbie CF Sabbie di Monte Marano	
			Argille CF Argille di Gravina	

* Gagnepain, 1996 et Brückner, 1982
 ** Brocchini *et al.*, 1994
 La Volpe, Principe, 1989, 1994

© Leftere *et al.* 1996

Tab. 2. Synthèse lithostratigraphique et chronologique.

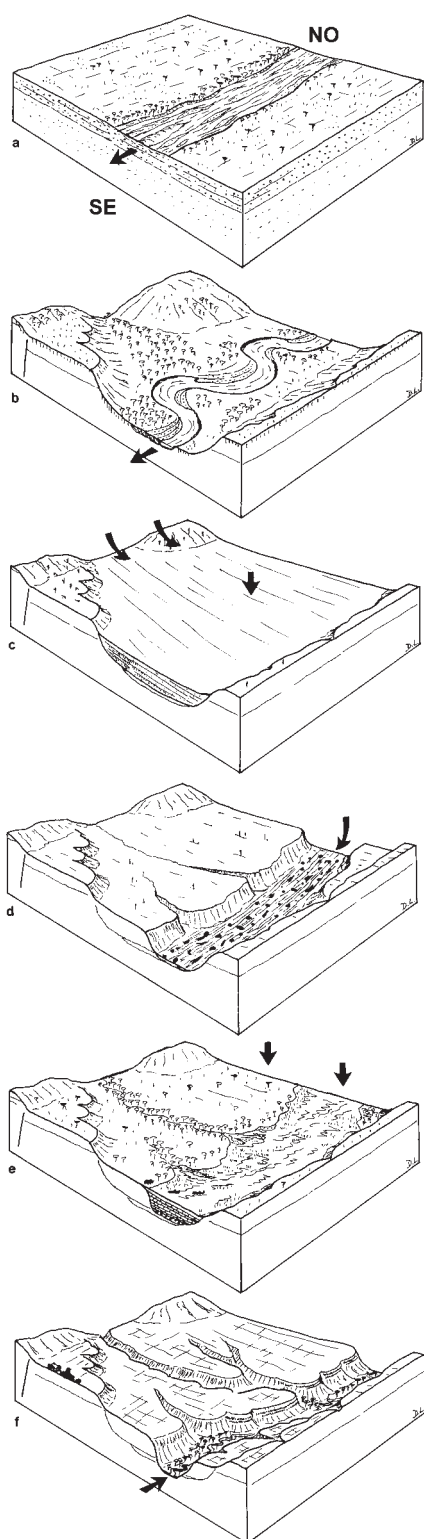


Fig. 13. Evolution du bassin.

- le remplissage du bassin se poursuit peut-être localement jusqu'au début du Pléistocène supérieur.

Le signal climatique est faible (rares paléosols, transferts de carbonates) dans ces dépôts dont la mise en place relève essentiellement de la commande tecto-volcanique régionale. Il est par conséquent difficile de mettre en corrélation cet enregistrement avec les oscillations de la commande climatique globale, par ailleurs fort complexe dans le Pléistocène moyen ancien (Turner 1996).

L'histoire du bassin de Venosa peut être provisoirement résumée comme suit (figure 13).

Sur la surface de remblaiement construite progressivement au cours du Pléistocène inférieur en relation avec le déplacement du littoral vers le Sud-Est, un réseau hydrographique s'installe, qui s'écoule en direction du Mare Ionio (figure 13a). En réponse au soulèvement général de l'avant-fosse adriatique, ce réseau va s'engraisser et modeler, vers la fin du Pléistocène inférieur, une large paléo-vallée, parcourue par un fleuve à larges méandres dont témoignent les conglomérats de la *Formation de Fonte del Comune* (figure 13b). Les produits des premières manifestations volcaniques sont alors incorporés aux écoulements fluviaux.

Dès le début du Pléistocène moyen ancien, plusieurs éruptions pliniennes du Monte Vulture sont à l'origine de coulées pyroclastiques et de retombées ponceuses qui napent les versants ouest du bassin, dépassent son axe de drainage principal (figure 13c) et constituent la *Formation de Piano Regio*. Des apports téphriques lointains atteignent également la région et affectent les occupations humaines des niveaux inférieurs du site de Notarchirico vers 640 Ka (Raynal *et al.* et Vernet *et al.*, ce volume).

En partie comblé, du moins dans la région de Venosa, le bassin est alors soumis à une intense érosion, qui incise la *Formation de Piano Regio* et crée une paléovalée étroite dont le drainage est toujours orienté vers le Sud-Est. Ce travail est interrompu par une nouvelle période éruptive du Vulture qui déclenche des écoulements concentrés ("lahars" des auteurs) (figure 13d). L'encombrement du réseau hydrographique est attesté jusqu'à une soixantaine de kilomètres en aval de l'appareil volcanique: ces dépôts constituent la base de la *Formation de Tufarella*.

Les âges obtenus pour les différentes unités volcaniques du Monte Vulture (tableau 1) suggèrent une chronologie courte pour ces modifications profondes des environnements (740 à 600 ka environ).

Le drainage longitudinal semble ensuite désorganisé et la paléovallée évolue, dans la région de Venosa, en dépression parcourue par des écoulements de moindre énergie, plus localisés, issus probablement des versants et remaniant des pyroclastites et/ou occupée par des lacs peu profonds ou des marécages dont les rives sont fréquentées par l'Homme (Loreto, Tufarelle, Toppo Daguzzo) alors que se poursuit l'activité volcanique (figure 13e). Progressivement, le comblement de la dépression va s'achever au cours du Pléistocène moyen récent et enregistrer les traces d'occupations de l'Acheuléen supérieur (Barral, Simone 1984).

Une activité néotectonique persistante (jeu de failles, basculement de compartiments) affecte le bassin, peut-être en relation avec les phases d'activité récentes du Vulture. Elle va orienter la mise en place d'un nouveau réseau hydrographique (Fiumara de Venosa) qui s'écoule vers le Nord-Ouest, en direction de l'Ofanto, et induire, au cours du Pléistocène supérieur, une incision généralisée et importante des formations plus anciennes mettant ainsi en terrasse les formations du Pléistocène moyen (figure 13f).

Les dépôts du bassin de Venosa constituent un enregistrement exceptionnel des modifications des paysages sous contrôle volcano-tectonique, principalement au Pléistocène moyen ancien, et représentent donc un potentiel considérable pour la connaissance des premiers peuplements européens.

Crédit illustrations: sauf mention particulière, les levés, dessins et photographies sont des auteurs.

Remerciements: les missions de terrain et les travaux de laboratoire ont été financés par la Soprintendenza Speciale al Museo Nazionale Preistorico Etnografico "L. Pigorini" di Roma, l'Institut du Quaternaire de l'Université de Bordeaux 1 (URA 133 et UMR 9933 CNRS), le Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire de l'Université des Sciences et Technologies de Lille 1, la Région Aquitaine dans le cadre du projet *Espaces volcaniques préhistoriques* et le GDR 1122 CNRS *Hommes et Volcans avant l'Histoire*.

SUMMARY

Pleistocene record from the Venosa basin

The Venosa Basin represents an exceptional volcano-sedimentary record. It results from regional tectonic and volcanic activity, and is famous for well preserved palaeontological and prehistoric deposits dated to the Middle Pleistocene.

1. The setting

The Venosa region belongs to the Adriatic Foredeep or Fossa Bradanica, and is flanked by two structural units, the Apulian Foreland to the East and the Apennine Chain to the West (Figs. 1, 2).

The Adriatic Foredeep extends across several basins, from the Adriatic Sea to the Ionian Sea, on a NW-SE line. Among the basins, the Lucanian Basin includes the Venosa region further discussed in this book (Figs. 1, 2). The filling of the foredeep is composed of a thick series of clayed siltstone, mostly turbidites – Argille subappennine or Argille di Gravina –, of the Middle Pliocene to Lower Pleistocene age. On the western side of the foredeep, allochthonous flysch nappes, sometimes quite thick, are inserted in the clayey series (Fig. 3). Later shelly coastal sands – Sabbie di Monte Marano – followed by conglomerates with interbedded sands – Conglomerato d'Irsina – were deposited either in a coastal environment or in an epicontinental shallow sea. Their fauna belong to the Lower Pleistocene.

During the Lower Pleistocene, a general uplift raised the different structural units, the upthrust of the Apennine Chain being greater than that of the foreland. The uplift also raised the foredeep and caused deformations. Thus, the surfaces of the large plateau of the Venosa region have a double system of slopes (Fig. 4). Analysis of these surfaces reveals offsets of the land both longitudinally and transversally. The faults of apenninic direction controlled the organisation of the drainage pattern which does not fit the slope system and which is poorly integrated. Apparently, this drainage pattern developed progressively, as the Conglomerato d'Irsina was deposited in relation to the regression of the shoreline toward the South-east.

2. The Venosa basin at the foot of Monte Vulture

The Venosa Basin is a depression extending for about sixty kilometres to the region of Irsina, in a WNW-ESE direction. The volcanic complex of Monte Vulture (Fig. 4, Photo 1) is located less than ten kilometres from the western edge of the basin which it dominates.

Monte Vulture is a composite volcano which reaches 1327 metres above sea level, standing at the junction of two fault systems. It belongs to the alkali-potassic volcanism because of its location on the eastern side of the Apennines and because of its undersaturated lavas in which leucite is replaced by hauyne. The main period of activity of Monte Vulture dates from the Early Middle Pleistocene, between 0.74 My and 0.48 My.

3. The Pleistocene record in the Venosa basin

3.1. Lithostratigraphy

The morphosedimentary system of the Venosa Basin includes three lithostratigraphic units: one basal – Fonte del Comune Formation –, on which lie two fill-in-fill volcano-sedimentary units – the Piano Regio Formation and the Tufarelle Formation.

The Fonte del Comune Formation

Conglomeratic deposits occur in different parts of the basin at the bottom of the fill. Together they form a formal lithostratigraphic unit named the Fonte del Comune Formation.

Conglomeratic deposits more than twelve metres deep are exposed in a quarry near Fonte del Comune under the Tufarelle Formation (Photo 2). They are composed of several overlying sedimentary bodies (Fig. 8). The fluvial architecture elements vary from Gravel bars and bedforms (GB type of Miall) to Lateral accretion macroforms (LA type of Miall) with associated Gm to Gp facies. The petrographic association of the pebbles comprises limestone, sandstone flint and rare lypumice, in a coarse sandy matrix rich in pumiceous granules. From the base up, the deposit also contains lava cobbles (Photo 3).

In the Valle della Spada and the Vallone del Reale, conglomeratic deposits occur at the base of outcrops under the Piano Regio Formation deposits. At the top, they are weathered into a red-brown soil (Photo 4).

These characteristics (facies, succession of facies and fluvial sedimentary structures) correspond with the sedimentary environment of a coarsely loaded meandering river.

The presence of lava and pumice in the lower sedimentary body, and the heavy load of volcanic minerals, scoria and pumice in the sandy matrix of the upper sedimentary bodies clearly demonstrate that these deposits date from the first regional manifestations of volcanic activity.

The Piano Regio Formation

Superposition of volcanic facies with a previously undescribed paleosoil at the top, is observable above the deposits of the Fonte del Comune Formation (Fig. 9). It includes pyroclastic flows, pumiceous plinian fallouts, phreatomagmatic deposits with accretionary lapilli and vesiculated tuffs.

These facies are aggregated into a formal lithostratigraphic unit named the Piano Regio Formation. Exposed outcrops in the Piano Regio locality, mainly on the sides of the Valle della Spada, are the stratotype of this formation.

On the righthand side of the Valle della Spada (Fig. 9), a series of three pyroclastic flows, about fifteen metres thick, overlies the red-brown soil at the top of the Fonte del Comune Formation. These flows are separated by two brown paleosoils and one-metre wide rills or channels filled with silts or pebbles. The topmost pyroclastic flow gouged megachannels several metres wide (Photo 7). The deposits are overlain by a pumiceous plinian fallout. Further upstream, at the Piani di Forno locality (Fig. 9), a superposition of pumiceous plinian fallout, a phreatomagmatic deposit with accretionary lapilli and some epiclastites (Photo 8) can be observed above a pumiceous pyroclastic flow.

A description of the Piano Regio Formation (Fig. 9) can be completed using outcrops either farther east in the valley (Vallone del Reale, Fontana dei Lazzari), or north of the Venosa River (Grotte di Porcinella) or to the west (Vallone del Cerro).

Further west in the basin, the formations become like the volcanostratigraphic units described on Monte Vulture. At Albero in Piano, metre-thick beds of pumice can be observed above the alluvium related to the Fonte del Comune Formation. These beds are ignimbrites which are typical of the Fara d'Olivo volcanostratigraphic unit.

Lenticular beds of pumice with massive or planar stratification are preserved under the Tufarelle Formation in Tufarelle and Martello localities (Fig. 10, Photo 5). We also correlate these beds with the Piano Regio Formation. Some very distal facies of pyroclastic flows, found by core drilling (Vn 88-2), and direct cineritic fallout (Tephra de Notarchirico), interbedded in the lower beds of the Acheulian site at Notarchirico, are also associated with this formation.

The Tufarelle Formation

Numerous natural outcrops forming ledges on the slopes of the Fiumara di Venosa Valley reveal a succession of volcanic and sedimentary facies which were previously presented as typical of the basin filling. We have chosen the Tufarelle locality as the stratotype of this formation.

The Tufarelle Formation is inset into the Piano Regio Formation.

In the Venosa region, the Tufarelle Formation is limited to a narrow corridor and is easily identifiable because of the topography. The formation was described mainly from outcrops located along the Montemilone road and in an adjacent quarry in the Tufarelle locality (Figs. 7, 8). We have divided the formation into three members:

Member A consists of beds of poorly sorted conglomerates composed of matrix-supported pebbles (facies Gms), coarse sand with planar cross-beds (facies Sp), or horizontal lamination (facies Sh) in which scattered metre-size boulders of phonolitic trachytes are found. However, we also observed the presence of fragments of pyroclastic flows from the Piano Regio Formation (Photo 5), and ignimbrites of the Unità di Fara d'Olivo. Member A beds were deposited by concentrated runoff (lahar type). They are found tens of kilometres to the South-east, as far as the Piano Cardone Locality in the Irsina region. They reveal a paleodrainage system flowing towards the Bradano River. Prior to our study, they had always been considered to be the earliest evidence of volcanic activity recorded in the basin. The previously described Piano Regio Formation shows that this is clearly not the case.

Member B, about ten metres thick, overlies Member A and exhibits alternating beds of reworked tephra and horizontal limestones. These facies constitutes evidence for deposition in a lacustrine environment (Photos 12, 13, 14). At Tufarelle, two scoria fallouts are inserted in this member (Photo 15).

Member C or Loreto Member. From the base up, the series becomes less and less epiclastic and was deposited in a lacustrine environment *sensu lato*. It consists of thick beds of limestone, yellow spotted loam, hydromorphous paleosoils and cemented emersion surfaces (Photo 16). At Tufarelle and Toppo Daguzzo, the surfaces at the base of Member C, in a Loreto type A stratigraphic position, contain bones and lithic artefacts.

The Tufarelle Formation is well exposed, especially at the outcrop containing the Loreto prehistoric site. In 1988 (Vn 88-1) core drilling to forty metres depth from the top of the Loreto hill, crossed all the deposits of the Tufarelle Formation, the underlying conglomerates of the Fonte del Comune Formation, and finally reached bedrock sands (Fig. 11).

Apart from the core drill data, the upper facies of the basin filling (member D), which contain sites from the Upper Acheulian, are difficult to describe. The lack of outcrops of these facies is due to their fine texture and to the disappearance of carbonated beds.

The Tufarelle Formation is the result of numerous events of variable duration. These included catastrophic erosional events exposing pavements of the conglomerates of Member A; repeated fallouts of tephra

deposited in a lacustrine environment intercalated with stasis of carbonated sedimentation for Member B; palustrine sedimentation with frequent emergences for Member C and slower runoff for Member D.

3.2. Tectonics

Deformation of the surfaces and offsettings between compartments, which determined the drainage pattern and the basingeometry, are evidence of the tectonic activity related to the uplift of the Apennine-Adriatic foredeep area.

The basin filling was also modified by post-sedimentary deformations:

- a general tilting towards North-West of the Tufarelle Formation
- faults in the Piano Regio Formation (Photo 17), like those found near Stazione di Venosa-Maschito.

The geometry and extreme youth of the Fiumara di Venosa drainage pattern, inset into the most recent deposits of the basin, indicates recent tectonic activity.

Correlations between the volcano-sedimentary units of the basin and the dated activity phases of Monte Vulture (Tab. 1), and other available paleomagnetic and paleontological data, are integrated here into a regional chronostratigraphic framework.

3.3. Chronostratigraphy

The Fonte del Comune Formation

From pebbles and scattered cobbles of lava and pumice in the lower sedimentary units, and from volcanic minerals, scoria and pumice in the upper deposits, it can be seen that the deposition of the Fonte del Comune Formation was contemporaneous with the first phases of volcanic activity in the area.

Radiometric measurements date the beginning of the volcanic activity of Monte Vulture before 740 Ky. In the Loreto core, the deposits attributed to this formation reveal a reverse magnetic polarity linked with the Matuyama Chronozone. From these different data, the deposition of the Fonte del Comune Formation can be dated to about the end of the Lower Pleistocene.

The red-brown soil at the top of the deposits is evidence of an important period of biostasis, the length of which is difficult to estimate and which, at the present time, it is impossible to link with one of the recorded oscillations of the global climatic system.

The Piano Regio Formation

The Piano Regio Formation overlies the Fonte del Comune Formation. On the basis of the volcanic facies and the geometric

relationships observed in the western part of the basin, the formation is correlated with the volcano-stratigraphic Unità di Fara d'Olivo and Masseria Boccaglie, which have been identified on Monte Vulture and dated between 741 and 654 Ky (Tab. 1).

The deposits of the Piano Regio Formation, identified from the Vallone del Cerro to the Notarchirico site, suggest a rapid deposition during a period of biostasis, evidenced by the occurrence of paleosoils at the top of each pyroclastic bed. An identical ordering was described on Monte Vulture, in the Masseria Boccaglie unit, dated approximately between 655 and 650 Ky. Therefore, despite the lack of available paleomagnetic data, an Early Middle Pleistocene age is inferred for this formation.

The Tufarelle Formation

The age of the Tufarelle Formation can be established by means of lavas, tephrae, fauna and paleomagnetism.

The trachy-phonolite boulders in Member A are comparable to those originating in lavas which are dated around 670 Ky and linked to the activity phase (646 Ky) which built the dome of San Paolo near Melfi.

The tephrological characters of the fallouts, and the epiclastites of Member B allow us to correlate these facies with the recent volcano-stratigraphic units of Rionero-Barile and Vulture-San Michele, identified on Monte Vulture and dated approximately between 630 and 600 Ky. Member C may be correlated with the Casa Lopes/Masseria Granata Unit, dated between 557 and 484 Ky.

The sedimentological and dynamic characters of the lacustrine and palustrine deposits of Member C can be related to the period of biostasis which is represented on Monte Vulture by the paleosoil M18. This paleosoil developed on the top of the Vulture-San Michele Unit between 557 and 484 Ky.

Biochronological data come mainly from the fauna collected in Level A of the Loreto site in the lower part of Member C. According to the authors, they date from the Early Middle Pleistocene.

The paleomagnetic data obtained from the Loreto site need to be reassessed due to the fact that the authors previously postulated that the observed succession provided continuous record. Our lithostratigraphic results show that the change in polarity, found at the depth of 32 metres in the drill core Vn 88-1 (Fig. 11), occurs at the junction between two lithostratigraphic units. This boundary is the result of the complete erosion of the Piano Regio Formation lying unconformably on the Fonte del Comune Formation. Therefore, this sedimentary unconformity cannot be taken as the boundary between the Matuyama and Brunhes Magnetozones. Similarly, the inversion of polarity observed at -37 metres corresponds with the sedimentary

unconformity between the Fonte del Comune Formation and the Plio-Pleistocene sands of the Adriatic foredeep.

The Tufarelle Formation, which begins with its common basal facies at 31.2 M in the Loreto drillhole, belongs entirely within the Brunhes Normal Polarity Chronozone and is mainly (Members A top C) contemporaneous with the recent eruptive events of Monte Vulture which occurred between approximately 630 and 480 Ky.

4. Conclusion

The Pleistocene filling of the Venosa Basin comprises three lithostratigraphic units: a lower sedimentary unit, the Fonte del Comune Formation, overlain by two fill in fill volcano-sedimentary units, the Piano Regio Formation and the Tufarelle Formation (Fig. 12). The deposition of these units was determined by local and regional tectono-volcanic events. This prevents us from correlating each unit and discontinuity recorded in the basin with phases of general erosion and accumulation recorded throughout the other regions of Italy.

Correlations between the data collected in the basin and those known about Monte Vulture (Tab. 2) show that:

- the filling at the base of the regional series – the Fonte del Comune Formation – shows reverse magnetic polarity, is contemporaneous with the initial phases of volcanic activity and dates from the final Lower Pleistocene;

- the Piano Regio Formation and the Tufarelle Formation (Members A and B) are contemporaneous with the major phases of the volcanic activity of Monte Vulture and date from the Early Middle Pleistocene (probably before 560 Ky);

- basin infill may have continued locally until the end of the Middle Pleistocene.

The climatic signal from these deposits is weak (rare paleosoils, carbonate transfers), as they mainly originate from regional tectono-volcanic processes. Therefore, it is difficult to correlate this regional record with the oscillations of the global climatic system, which is, moreover, very complex during the Early Middle Pleistocene.

The history of the Venosa Basin can be provisionally summarized as follows (Fig. 13):

- during the Lower Pleistocene, as the shoreline moved towards the South-East, the drainage pattern flow was towards the Ionian Sea. (Fig. 13a);

- as a response to the general uplift of the Adriatic Foredeep close to the end of the Lower Pleistocene, the drainage system cut into the

deposits forming a large paleovalley occupied by a wide meandering river as evidenced by the conglomerates of the Fonte del Comune Formation (Fig. 13b). Products of the first volcanic manifestations were incorporated into the fluvial sediments of this river.

- from the Early Middle Pleistocene, several plinian eruptions of Monte Vulture emitted pyroclastic flows and pumiceous fallouts which constitute the Piano Regio Formation (Fig. 13c). Distant tephric fallouts also reached the Venosa region at about 640 Ky and modified the human sites, as seen in the lower beds of the Notarchirico site.

- the basin was partially infilled at least in the area of Venosa, and then strongly eroded. The erosional phase led to the incision of the Piano Regio Formation, and to the formation of a narrow paleo-valley in which the drainage system still flowed towards the South-East. Erosional processes were interrupted by new eruptions of Monte Vulture which led to concentrated volcanic mud flows or lahars (Fig. 13d). The resulting obstruction of the hydrographic system is evident for up to sixty kilometres downstream from the volcano. These volcano-sedimentary deposits form the base of the Tufarelle Formation.

The ages obtained from the different volcanic units of Monte Vulture (Tab. 1) suggest a short timespan from 740 to 600 Ky for these drastic environmental changes;

- subsequently, the longitudinal drainage of the basin seems to have become disorganised. In the Venosa region, the paleo-valley evolved into a depression where less extensive and less powerful runoff, probably originating from the slopes, reworked the pyroclastites. The depression was also inundated by more or less extensive shallow lakes and marshes, the banks of which were visited by humans (Loreto, Tufarelle, Toppo Daguzzo). Meanwhile, volcanic activity continued (Fig. 13e). The filling of the depression was completed progressively during late Middle Pleistocene, during which time traces of upper Acheulian human occupation were included;

- a persistent neotectonic activity modified the basin (faults, offsettings). This may be related to the latest phases of the Monte Vulture activity. Neotectonic movements determined a new drainage pattern (Fiumara di Venosa), which flowed to the North-West, towards the Ofanto River. During the Upper Pleistocene, these events led to a major generalized incision of the older formations, which has exposed the Middle Pleistocene formations as terraces (Fig. 13f).

The deposits of the Venosa Basin constitute an exceptional record of landscape changes, as a result of volcano-tectonic activity, mainly during the Early Middle Pleistocene. Thus, they represent an extensive potential source of knowledge about the first European settlements.