

Università degli Studi di Napoli “Federico II”

XVI Ciclo Dottorato di Ricerca in
Scienze della Terra per il Territorio

**L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (c. 40 ka BP),
oscillazioni climatiche sub-orbitali e i cambiamenti
bioculturali dell'OIS 3 europeo**

Tesi di Dottorato

Autore
Biagio Giaccio

Tutor
prof. Francesco Fedele

Co-tutor
prof. Giovanni Orsi
dott. Andrea Sposato

INDICE

Short version – THE CAMPANIAN IGNIMBRITE ERUPTION (C. 40 KA BP), OIS 3 SUB-ORBITAL CLIMATIC OSCILLATIONS AND THE EUROPEAN LATE PLEISTOCENE BIOCULTURAL CHANGES.....	5
Riassunto	25
1. INTRODUZIONE E CONTESTO DELLA RICERCA	
1.1. UN APPROCCIO GEOARCHEOLOGICO ALLO STUDIO DEI MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO.....	27
1.2. ARTICOLAZIONE ED OBIETTIVI DELLA RICERCA.....	29
1.3. MATERIALI E METODI.....	31
2. I SOGGETTI DELLA RICERCA: QUADRO GENERALE E REVISIONE CRITICA DELLE CONOSCENZE	
2.1. L'IGNIMBRITE CAMPANA: CARATTERI LITOLOGICO- PETROLOGICI, DINAMICA ERUTTIVA ED ETÀ.....	32
2.1.1. Origine e localizzazione dell'evento eruttivo: opinioni a confronto	
2.1.2. Litostratigrafia	
2.1.3. Petrologia e dinamica eruttiva	
2.1.4. Età	
2.2. VARIABILITÀ E STRUTTURA DEL CLIMA DELL'ULTIMO GLACIALE.....	45
2.3. I MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO.....	52
3. POTENZIALE IMPATTO CLIMATICO DELL'IC E BASE DATI PER LA VALUTAZIONE DEI SUOI EFFETTI SUGLI ECOSISTEMI UMANI	
3.1. IL SISTEMA INTERATTIVO VULCANISMO-CLIMA.....	56
3.2. DISPERSIONE E VOLUMI DEI PRODOTTI DELL'IC.....	61
3.2.1. Depositi ignimbrici	
3.2.2. Ceneri distali e fall pliniano	
3.2.3. Volume totale	
3.3. STIMA DELLA QUANTITÀ DI ZOLFO EMESSO.....	74
3.4. LA POSIZIONE STRATIGRAFICA DELL'IGNIMBRITE CAMPANA.....	76
3.4.1. Problemi cronometrici e di correlazione nell'ambito dell'OIS 3	
3.4.2. Sequenze paleolitiche	
<i>Serino</i>	
<i>Grotta di Castelcivita</i>	
<i>Kostenki</i>	
<i>Temanata Cave</i>	
<i>Paglicci</i>	
3.4.3. Sequenze paleoclimatiche	
3.4.4. Record paleomagnetici e degli elementi cosmogenici	

*Escursione geomagnetica di Laschamp e picco di ¹⁰Be
Fluttuazione del radiocarbonio*

3.4.5. Carota groenlandese GISP2 e nuova stima dell'età dell'IC

3.5. L'IMPATTO CLIMATICO DELL'IC: EFFETTI
ATMOSFERICI DIRETTI E POTENZIALI PERTURBAZIONI
A LUNGO TERMINE..... 105

**4. IL FATTORE "IC-HE4": VERSO UNO SCENARIO PALEOECOLOGICO DEI
MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO**

4.1. L'IC COME MARKER UNICO PER LA VALUTAZIONE
DELL'ETÀ, RITMO E CONTESTO PALEOCLIMATICO
DEL PASSAGGIO PALEOLITICO MEDIO/PALEOLITICO
SUPERIORE..... 114

4.1.1. Introduzione

4.1.2. La sequenza di Castelvita

Litostratigrafia

Stratigrafia culturale

Il record paleoambientale dei micromammiferi

*Correlazione con la carota GISP2 ed il record di
Monticchio*

Oscillazioni climatiche dell'OIS 3 e il passaggio PM/PS

4.1.3. L'IC e l'anomalia del radiocarbonio: scale temporali e
modelli del passaggio PM/PS a confronto

Contesto della problematica

*Cambiamenti climatici e processi bioculturali del OIS 3
europeo*

Origine e diffusione del Paleolitico superiore

Tempo, ritmo e contesto climatico del cambiamento PM/PS

4.2. L'EVENTO "IC-HE4" COME FATTORE DI
ACCELERAZIONE E CATALIZZAZIONE DEI MUTAMENTI
BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO 141

Bibliografia..... 148

Al fraterno amico Francesco Allocca (1967-2003)

Ringraziamenti

I dati, i risultati e le idee contenute in questo studio sono maturate in un contesto di ricerca a forte connotazione interdisciplinare che ha visto il coinvolgimento ed i contributi di numerosi ricercatori e studiosi operanti in vari campi delle Scienze della Terra e dell'Archeologia.

A tal riguardo, di estrema rilevanza è stato il contributo di Francesco Fedele, la cui indipendenza intellettuale e l'acuto spirito critico nei confronti di certe posizioni polarizzate e dominanti nel panorama della ricerca archeologica, hanno permesso di interpretare i dati in chiave originale e di argomentare conclusioni decisamente innovative.

Fondamentali sono stati anche i contributi di Carlo Barbante, Simone Bozzato, Michael Carroll, Lucia Civetta, Cesare Corselli, Emanuele Di Canzio, Irka Hajdas, Roberto Isaia, Giovanni Orsi, Marco Peresani, Speranza Principato, Mario Rolfo e Bruno Scaillet con i quali ho condiviso opinioni e dati presentati in diversi articoli e convegni nazionali e internazionali.

Desidero infine ringraziare Nicolas Canard, Paolo Gambassini, John Grattan, John Hoffecker, Jean-Jacques Hublin, Jan Mangerud, Michael Rampino, Alan Robock, Annamaria Ronchitelli, Lucia Sarti, Andrei Sinitsyn e Giuliana Tocco per gli inviti ai convegni, l'accesso ai siti, lo scambio di opinioni, articoli e materiali, alcuni dei quali fondamentali per questo studio, nonché Marcello Serracino per il supporto tecnico alla microsonda elettronica.

Short version¹

THE CAMPANIAN IGIMBRITE ERUPTION (C. 40 KA B.P.), OIS 3 SUB-ORBITAL CLIMATIC OSCILLATIONS AND THE EUROPEAN LATE PLEISTOCENE BIOCULTURAL CHANGES

1. INTRODUCTION AND CONTEXT

The climate of the Last Glacial is known to have been highly unstable and much more sensitive to feedback mechanisms than the Holocene one (e.g. Ganopolski and Rahmstorf, 2001). However, our present knowledge of the volcanism-climate system sensitivity is mostly based on volcanic perturbations of modern climate alone, an obviously limited approach, in that the operation modes and the sensitivity of the Last Glacial volcanism-climate system could have been significantly different from those of the present (Zielinski, 2000). A further limitation is inherent in the moderate magnitude of the Holocene eruptions compared to some very large Late Pleistocene events. This has led to controversy about how the volcanism-climate system was operating during the Last Glacial, and about its effects on human ecosystems, particularly concerning the largest volcanic events known, such as the mega-eruption of Toba (Sumatra, c.74,000-71,000 yr B.P.; Oppenheimer, 2002; Rampino and Self, 1992, 1993; Zielinski, 2000).

Extensive deposits of about 40,000 yr B.P. formally named the Campanian Ignimbrite (CI) have been recognized as the product of the largest volcanic eruption in the Greater Mediterranean during the past 200,000 years (Barberi et al., 1978), but until now no systematic studies on its impact on climate and human ecosystems have been carried out. This study endeavours to show for the first time, not only that the CI eruption had a significant impact on climate, but also how this catastrophic event, together with other environmental factors, calls for a reconsideration of the processes and rhythms involved within the “Middle to Upper Palaeolithic transition”, which took place in western Eurasia just round the CI age.

There are two dimensions to this so-called transition and its inherent problems. The first is biological, as made explicit by the mention of Neandertals, one kind of skeletal anatomy (formal taxonomic names will be avoided). In this domain a change is admitted from Neandertal to ‘modern’ human anatomy based on the supposed contrast between the two, a subject of continuing investigation and controversy (see Ahern et al., 2004; Trinkaus et al., 2003a, 2003b; Zilhão and Trinkaus 2003; Sládek et al., 2000, for up-to-date anatomical accounts). The other dimension is cultural and has to do with modifications in the making and utilisation of artifacts. In this field, the perceived change is still phrased as the transition between the Middle and the Upper Palaeolithic, a notional framework last formalised by H. Breuil (1912). The present debate encompasses the nature, timing and underlying causes of both. The controversy is still mainly revolved around continuity or discontinuity (‘replacement’), the two main, polarised models by which the European Late Pleistocene shift has so far been generally understood (e.g. Klein and Edgar, 2002, Mellars, 2004, on one side; and Wolpoff et al., 2001, Clark 2002, on the other side; cfr. van Andel and Davies, 2003, for a major attempt at an objective approach, and such comments as Gowlett 2001 and Balter 2004). The replacement scenario collects at present many consensus (e.g. Hublin, 1990; Bar-Yosef, 1998; Stringer and Gamble, 1993; Mellars, 1999; Kozłowski and Otte, 2000; Bocquet-Appel and Demars, 2000), but substantial rethinking of pre-existing information, as well as new findings, provide compelling evidence for a less simplistic scenario, patently multivariate and possibly mosaic in nature. Distancing themselves from polarised opinion, several authors have consistently argued that artifacts, skeletal remains and even genetics show intriguing variation – if not continuities – between the Middle and the Upper Palaeolithic, and between Neandertals and more modern-looking humans (e.g. INQUA 2003; Trinkaus et al., 2003; Goring-Morris and Belfer-Cohen 2003; Brantingham et al., 2004; Ahern et al., 2004; Conard et al., 2004; Conard in press).

¹ Data, material and hypotheses presented in this study have been partially already treated in the papers by Fedele et al. (2003), Fedele and Giaccio (in press), Fedele et al. (in press) and Giaccio et al. (in press). Together to the present Doctoral Thesis, they should be regarded as primary bibliographic sources.

Against this background, the contribution of the CI research project is twofold, chronological and ecological. Concerning chronology, no environmental factor is better suited to correlate regionally disparate episodes than a major volcanic event. The CI provides unequalled means to correlate stratigraphic sequences across western Eurasia, and, by further correlation with regional and super-regional paleoclimatic records, including Greenland isotope stratigraphy, affords a unique opportunity to establish age and climatic context of some important European archaeological sequences. Furthermore, the CI climatic-environmental impact, one the highest ever determined among the largest known explosive eruptions of the whole global volcanic record, has obvious consequences concerning ecology. With the CI an unexpected factor, worth careful consideration, is added to the intricate picture of Late Pleistocene Europe and its transformations.

2. THE CAMPANIAN IGNIMBRITE ERUPTION: DYNAMIC, INTENSITY, MAGNITUDE AND AGE

Although the CI eruption has been intensively studied for more than a century (e.g. Scacchi, 1890; Franco, 1900) disagreements still exist about the eruptive mechanisms and the precise source location of this catastrophic event. Several studies (e.g. Rosi et al., 1996; Barberi et al., 1991; Fisher et al., 1993; Orsi et al., 1996; Ort et al., 1999; 2002; Pappalardo et al., 2002) indicate that the CI eruption occurred in the Phlegraean Fields area, immediately west of Naples in southern Italy, and was accompanied by a caldera collapse. Other authors claim instead that the CI was an eruption of fissural type and vented along the pre-existing fault system bounding the Campanian Plain (e.g. De Vivo et al., 2001; Rolandi et al. 2003).

In the intermediate-distal area, i.e. Campanian Plain and surrounding areas (Fig. 1), the CI sequence includes a basal plinian fallout deposits (CI Basal Pumices), with highly vesiculated pumices, overlies by pyroclastic-flow units. These represent the two main phases of CI eruption which begun with the formation of a ultraplinian column (e.g. Rosi et al., 1999) followed by variable dilute pyroclastic currents which, moving radially from the vent, were able to surmount high relief (above 1500 m a.s.l.) and laid down ignimbrite deposits up to distances exceeding 80 km from the source (Fisher et al., 1993). The eruption was fed by a trachytic magma chamber including two co-genetic magmatic layers separated by a compositional gap, with a more evolved and homogeneous upper magma layer, and a less evolved and zoned lower layer (Civetta et al., 1997; Rosi et al., 1999; Pappalardo et al., 2002; cfr. also Melluso et al., 1995 for the CI Lithic Breccia previously correlated to a different eruption). During the main stages of the eruption the two layers were extracted either contemporaneously or separately, generating chemically different products.

The ignimbrite units are composed by a greyish partially welded tuff (CI Grey Tuff) or a yellowish coherent tuff lithified by zeolites (CI Yellow Tuff). In proximal area the CI includes a densely-welded ignimbrite (Piperno) and lithic-rich breccia deposits (CI Lithic Breccia; e.g. Di Girolamo et al., 1984; Rosi and Sbrana, 1987; Ort et al., 1999). In the whole outcropping area both sedimentological characteristics and juvenile component features make the CI one of the most important regional stratigraphic marker.

In spite of remaining controversies on the source and dynamics of the CI, however, the eruption's very great size and extent are increasingly well established (e.g. Barberi et al., 1978; Fedele et al., 2003). The CI has turned out to be one of the largest Late Quaternary explosive events, and its products are the most widespread volcanic deposits of the Mediterranean area for the past 200,000 years. In marine sediments the CI is represented by a widespread tephra layer, labelled Y5 in the western Mediterranean (Thunnel et al., 1979) and C-13 in the Tyrrhenian and Adriatic Seas (Ton-That et al., 2001) (Fig. 1). This tephra has the same chemical composition of the most-evolved and intermediate CI magma. The chemical analyses of a tephra layer from Russian Plain also confirm the previously supposed (Melekestev et al., 1984) occurrence of CI in this region (see Fig. 3.5 and Tab. 3.2 in the extended version).

The total volume of extruded magma has been estimated by a number of authors (Thunnel et al., 1979; Cornell et al., 1983; Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997; Rolandi et al., 2003; Perrotta and Scarpati, 2003). The difference in estimates results from calculating the volume of

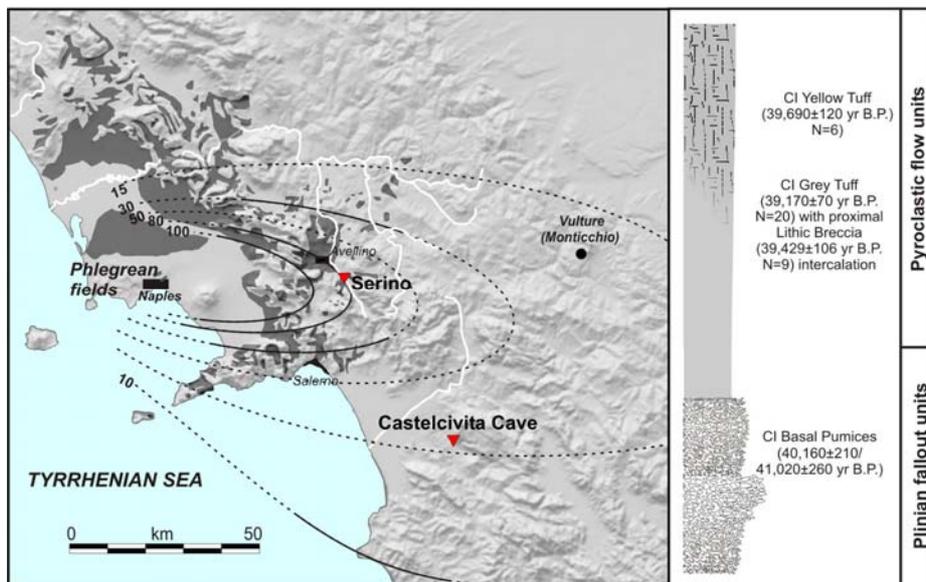
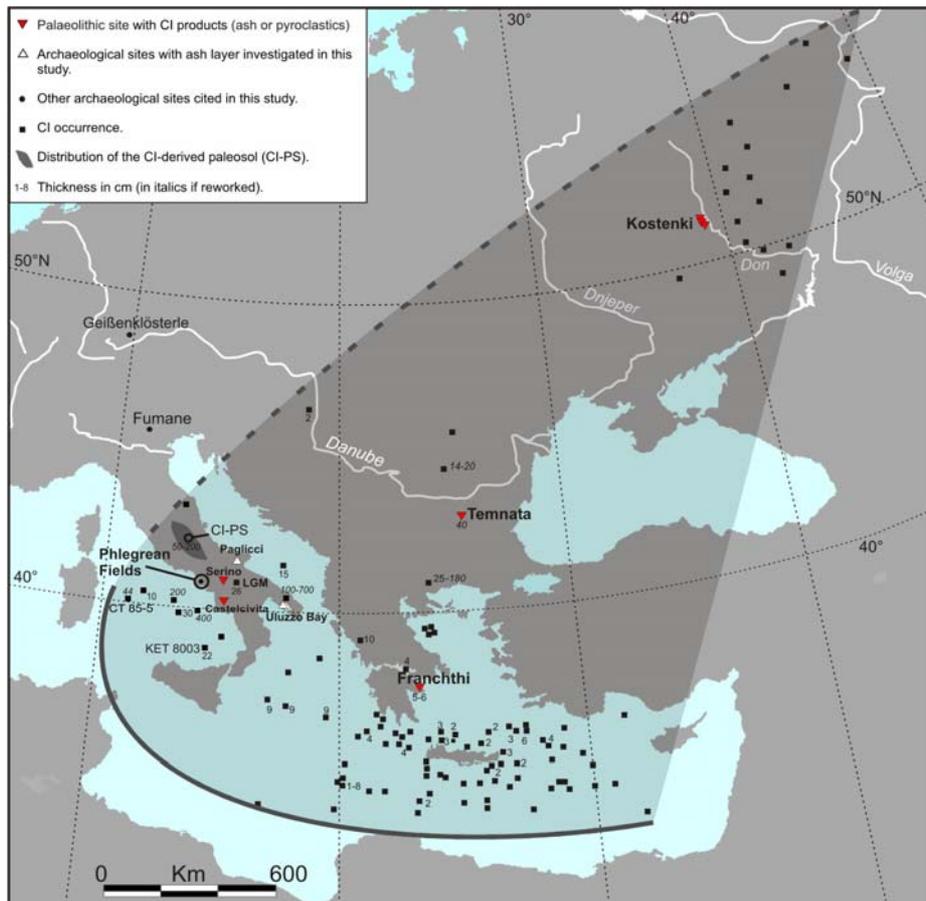


Figure 1 – Occurrence of the Campanian Ignimbrite (CI) deposits. Upper panel: geographic distribution of the CI distal tephra, including archaeological and purely geological sites mentioned in the text (for references and details see extended version). Lower panel: geological map of the CI deposits and superimposed isopachs of the CI plinian fallout (compiled from Rosi et al., 1999; Rolandi et al., 2003; Perrotta and Scarpati, 2003 plus original data derived from this study). Inset: generalized columnar section of the CI in intermediate/distal areas, with its distinctive units and the related $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age as reported by De Vivo et al. (2001).

deposits with different methods and from often considering only one phase of the eruption. Taking into account all the available data on the thickness and dispersion of the fall, ignimbrite and distal ash deposits, an estimate of 300 km³ DRE has been calculated.

The current available age estimate for the CI is based on a number of radiometric (including ¹⁴C to be discuss below) and non-radiometric determinations. The most recent and accurate radiometric dating of the CI is 39,395±51 yr B.P., as derived from about forty concordant single-crystal ⁴⁰Ar/³⁹Ar measurements, performed on twenty samples of CI rocks from the whole dispersal area and representative of all the units and subunits constituting the CI sequence (De Vivo et al., 2001). This age determination is supported by further ⁴⁰Ar/³⁹Ar measurements which give ages ranging from c. 40,000 to c. 38,000 yr B.P. (N=8; Rolandi et al., 2003) and from 37,100±75 to 39,500±62 yr B.P. (N=9; Lanphere, 2003). Other workers have previously proposed a ⁴⁰Ar/³⁹Ar age for the CI of 37,100±400 yr B.P. (Deino et al., 1994). Additional dating of the CI distal tephra also gives age determinations broadly consistent with the latter (see extended version).

3. THE STRATIGRAPHIC OCCURRENCE OF THE CAMPANIAN IGNIMBRITE

3.1. Chronometric and correlation problems concerning Oxygen Isotope Stage 3

Establishing the precise position of a large eruption within the best environmental and archaeological records is obviously essential for any further assessment of its effects on land and biomes. The information-rich, high-resolution environmental sequences containing the CI tephra – or its chemical signal – provide the optimal available database, insofar as they allow an examination of whatever environmental modifications occurred across the CI event. Environmental-cultural stratigraphies on land may be just slightly less useful. It must be pointed out that any stratigraphic placement of the CI on the sheer basis of chronometric dates is flawed at the moment, as it is severely limited by problems inherent in chronometric methods (radiocarbon time scale, ice-core age models, and the CI age itself).

For instance, by employing two different dating of the CI marine tephra at c. 34,000 and c. 41,000 yr B.P., Zielinski et al. (1996a) and Ton-That et al. (2001), respectively, indicated as possible putative CI signal two different large SO₄²⁻ peaks in GISP2, located at c. 34,000 and c. 40,000 yr B.P. (Zielinski et al., 1996a). Timescale problems apart, these attempts show that assuming an age-based correlation between large volcanogenic signals and large volcanic eruptions may lead to "floating" results, unless there has been independent verification. Any age-based correlation of CI signal and climate would be similarly questionable, due to the well known, high instability of the Late Pleistocene climate (e.g. Dansgaard et al., 1993). The study of several southern European sequences containing the CI tephra, in conjunction with a critical examination of the Late Pleistocene high-resolution stratigraphy, allows the CI position in Greenland isotope stratigraphy to be now reasonably defined. The main results are reported in the following sections.

Even greater are problems in the ¹⁴C-dated sequences, the radiocarbon timescale is in fact severely altered precisely round the CI time-interval, producing huge ambiguity in chronology. The evidence of an impressive peak of radiocarbon flux near CI event and its implication for dating the archaeological sequences spanning the Middle/Upper transition are presented below.

3.2. Palaeolithic sequences

3.2.1. General context

In western Eurasia the CI tephra has been identified at least in four archaeological sites, or cluster of sites, where it represents a stratigraphic marker of prime importance. These include the Serino open-air site and Castelcivita Cave, both in Campania, Kostenki-Borshchevo complex, in Russia Plain, and Temnata Cave in Bulgaria (Fig. 1). At all these sites, the CI tephra seals cultural layers containing several regional variants of Aurignacian-like industries which are commonly affiliated to the "Earliest" Upper Palaeolithic assemblages (e.g. Gamble, 1999; Bar-Yosef and Pilbeam, 2000; Bolus and Conard, 2001; Hoffecker et al., 2002) (Fig. 2). This terms hinting at the beginning of a major new stage in cultural evolution and a clearcut distinction from the earlier archaeological record. Such a concept, however, is increasingly being called into question as it

does not completely fit any longer the available archaeological data (e.g. Riel-Salvatore and Clark, 2001, with comments; Clark and Riel-Salvatore, 2003; Fedele et al., 2003; Goring-Morris

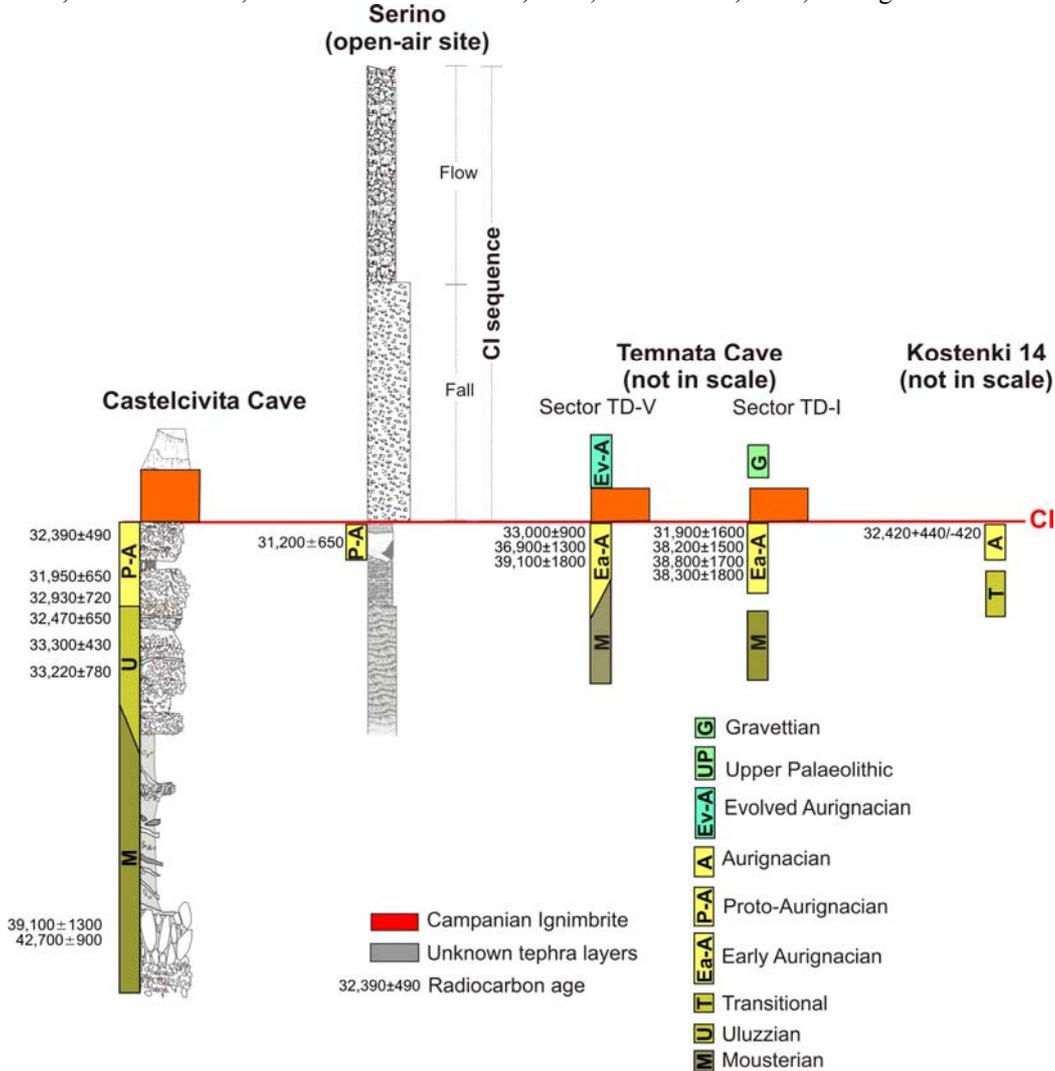


Figure 2 – Etnostratigraphic position of the Campanian Ignimbrite (for the location of the sites see Fig. 1; for references and details see extended version).

and Belfer-Cohen, 2003). As pointed by Fedele et al. (2003; in press), in need of a vocabulary as neutral as possible, this industrial mosaic here is termed the Middle/Upper Palaeolithic (MUP) spectrum, with the proviso that the only aim of this label is clearing the ground of preconceived partitions.

On the contrary, the layers above CI tephra, where are not culturally sterile, contain later and unquestionably defined Upper Palaeolithic industries, as often represented by the Late Aurignacian and Gravettian (Fig. 2).

In addition to the four abovementioned sites, there are several other Palaeolithic sequences in peninsular southern Italy which span the CI time interval and containing one or more tephra layers. In the Apulia region of south-eastern Italy, for instance, notable sites include Paglicci Cave (Palma di Cesnola, 1991; 1993), Cavallo Cave (Palma di Cesnola, 1963; 1964), Uluzzo C Cave, Uluzzo Cave and Bernardini Cave (Borzatti von Löwenstem, 1963; 1964; 1970). At all these caves an ash deposit occurs in a consistent, distinctive stratigraphic position, systematically sealing the last documented industries of the MUP spectrum, and separating those levels through a sterile layer from the Gravettian or later industries (i.e. Upper Palaeolithic proper). On the basis of the well established ethnostratigraphic position at Serino, Castelcivita, Kostenki and Temnata and

available archaeological ^{14}C dates, this particular ash was tentatively equated with the CI (e.g. Fedele et al., 2003). However, the present inaccessibility of many of these sites did not allow to verify through further investigations the validity of the proposed correlation. Worthy to be mentioned is the case of Paglicci Cave tephra, the analyses of which indicate that the volcanic layer include two chemically and morphologically different pumice fragments end/or glass shards; one consistent with CI while the second surely correlates to a different, possibly later eruption (see extended version).

3.2.2. Serino open-air site

A key site for assessing the ethnostratigraphic (i.e. cultural-stratigraphic) position of the CI is represented by Serino, a Palaeolithic open-air occupation in central Campania (Fig. 1). A thick pyroclastic sequence, showing a basal pumice fallout overlain by grey ash and tuff deposits, c. 1.5 and 1.3 m thick respectively, effectively seals a suite of silty sediments including at their top an undisturbed cultural layer (Fig. 2). This occupation composed of some hearths and other features indicates a short-lived campsite which yield a date of $31,200 \pm 650$ ^{14}C yr B.P (Accorsi et al., 1979). The lithic assemblage includes several marginally backed bladelets (*lamelles Dufour*) and other stone-tool types which are commonly thought to be typical of the so-called “Proto-Aurignacian” (Accorsi et al., 1979).

The Serino site is located 50 km east of the Phlegrean Fields, within the dispersion area of both CI fall (Rosi et al., 1999) and flow deposits (e.g. Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993) (Fig. 1 lower panel). Although the Palaeolithic site itself is presently buried under buildings, field observations at several outcrops close to the archaeological site have now confirmed the occurrence of an undisputed, complete sequence of CI deposits, comprising fallout and flow units. A comparison of these records with the description in Accorsi et al. (1979) leaves no doubt about the identification of the pyroclastic succession overlying the Palaeolithic horizon with the CI. No other known Phlegrean or Vesuvian volcanic product, older or younger than the CI, has the peculiar lithostratigraphic characteristics of the CI that result from the description in the publication of the site (Accorsi et al., 1979).

3.2.3. Castelcivita Cave

The Castelcivita Cave in a limestone district of central Campania offers one of the most complete instances of the MUP Spectrum in southern Italy, with its stratified Mousterian, Uluzzian and Proto-Aurignacian cultural layers (Gambassini, 1997). The deposits at the entrance of the cave are mostly composed of clastic sediments belonging to the lower part of a debris cone from the hillside. A thick tephra layer occurs at the top of the succession and seals the whole cultural sequence, without any archaeological traces either within or above the tephra. It overlies the uppermost “Proto-Aurignacian” levels, dated at c. 33,000-32,000 ^{14}C yr B.P (Fig. 2). The tephra comprises a layer of pumices overlain by fine grey ash including abundant accretionary lapilli. The pumices are grey or white and angular, with diameters ranging from 1 cm to several millimetres, highly vesiculated with both elongated and spherical bubbles. Both main layers show variable thickness, from 10-15 cm to several decimetres, indicating redeposition of the primary volcanic materials. In spite of being reworked, the tephra clearly shows the typical CI sequence, including the basal plinian fallout overlain by the flow unit, represented in this case by fine co-ignimbritic ash fallout. The correlation of these deposits to the CI is also corroborated by major element concentrations detected in the pumice fragments (see extended version).

The well preserved original features of both pumice fragments and accretionary lapilli indicate that both units were redeposited shortly after their respective emplacement; hence, in tephrochronological terms, the tephra deposition must be considered coeval with the eruption. A different scenario is unrealistic, because if the volcanic materials had been redeposited after a certain amount of time the tephra layer at the cave would not show the characteristic sequence of the undisturbed proximal deposits of the CI. Noteworthy, the “Proto-Aurignacian” assemblage directly overlain by the tephra is virtually identical to the lithic component overlain by the complete CI sequence at Serino.

3.2.4. Additional sites from eastern Europe

In south-eastern Europe, the physical occurrence of the CI has been established at Temnata Cave (Bulgaria) and in the Kostenki-Borshchevo area (Russia Plain) by complementary use of stratigraphy, radiocarbon and TL dating, and chemical analysis (e.g. Melekestev et al., 1984; Bluszcz et al., 1992; Paterne, 1992). Additional evidence now supports the earlier claims. Detailed chemical analyses of the tephra layer found in several archaeological sequences of the Kostenki-Borshchevo Palaeolithic complex, as well as in the surrounding region, have now definitively confirmed its identification (Pyle, 2004). The chemical and morphological analyses of the glasses of the tephra from Borshchevo 5 – courteously sampled and sent by John F. Hoffecker – also support the correlation to the CI. Of particular interest is the ongoing excavation of the Kostenki 14/‘Markina gora’ site, where a short-lived Palaeolithic camp – regarded as Aurignacian by the authors – dated to $32,420 \pm 440/420$ ^{14}C yr BP³ is directly buried below the CI ash (Sinityn, 2003b; Haesaerts et al., 2004). The assemblage is rich in bone artifacts and idiosyncratic in lithics; other contemporary assemblages in the Kostenki group either present Middle or ‘full-fledged’ Upper Palaeolithic affinities (Vishnyatsky and Nehoroshev, 2004).

3.3. Non-cultural sequences

3.3.1. Mediterranean record

The close stratigraphic proximity of the CI eruption to several environmental and geophysical events makes the CI a unique marker for temporally assessing a series of significant phenomena belonging to the second half of the Interpleniglacial, or OIS 3. Space prevents me here from a thorough discussion of this important and delicate topic, but the main points are summarized below (Fig. 3).

The events connected to the CI tephra include the onset of Heinrich Event 4 (HE4, one of the sudden cooling events connected to Arctic ice discharge), the Laschamp Geomagnetic Excursion, and a distinct peak of ^{10}Be and other cosmogenic nuclides, ^{14}C included (cfr. Fedele et al., 2003; Giaccio et al., in press; Hajdas et al., submitted-b). In rather looser coincidence one can add the shift from the ‘Middle’ to the ‘Early Upper Palaeolithic’ in Europe. The relationships have been established on the basis of actual stratigraphic evidence from sequential records of the Mediterranean area, where the CI products and each of these environmental and geophysical events have been physically, repeatedly detected. The uncertainties previously clouding both the CI age and the chronology of OIS 3 have been thus overcome.

The pollen record of the lacustrine sequence from Lago Grande di Monticchio, southern Italy, and the palaeoclimatic data of the Tyrrhenian Sea core KET 8003 both show that the CI tephra coincided with the onset of a cold dry episode corresponding to HE4 (e.g. Watts et al., 1996; Paterne et al., 1999; Ton-That et al., 2001). Obviously Monticchio and KET 8003 cannot contain the typical stratigraphic indicators of Heinrich events commonly found in the North Atlantic, such as layers of ice-rafted debris. However, in the light of sufficient evidence indicating a close in-phase relationship of the suborbital climatic oscillations of high-latitude regions with those of the Mediterranean area (e.g. Watts et al., 1996; Cacho et al., 1999; Paterne et al., 1999; Sánchez Goñi et al., 2000, 2002; Moreno et al., 2002; Combourieu Nebout et al., 2002), the concurrence of the CI eruption and HE4 onset can be accepted.

The close coincidence of the CI tephra with the Laschamp Excursion – a marked minimum in geomagnetic field intensity – and the cosmogenic nuclide peak is shown in Figure 3, which summarises the Mediterranean palaeomagnetic, cosmogenic and palaeoclimatic records containing the CI tephra. Laschamp and the nuclide peak are global events, causally interconnected and near-synchronous worldwide (e.g. Yiou et al., 1997; Baumgartner et al., 1998; Wagner et al., 2000; Voelker et al., 2000; Channell et al., 2000; Beer et al., 2002), and therefore different from the HE4 signal whose temporal distribution is a debated issue. However, independently of the Mediterranean climatic record and the general debate about the timing of abrupt climatic changes (synchronicity vs time-transgression), Laschamp and the nuclide peak can be shown to have occurred near or across the HE4 onset (Fig. 3). Transitively, the concurrence of the CI, Laschamp and ^{10}Be peak provides supporting evidence for the correlation of the CI eruption to the onset of HE4.

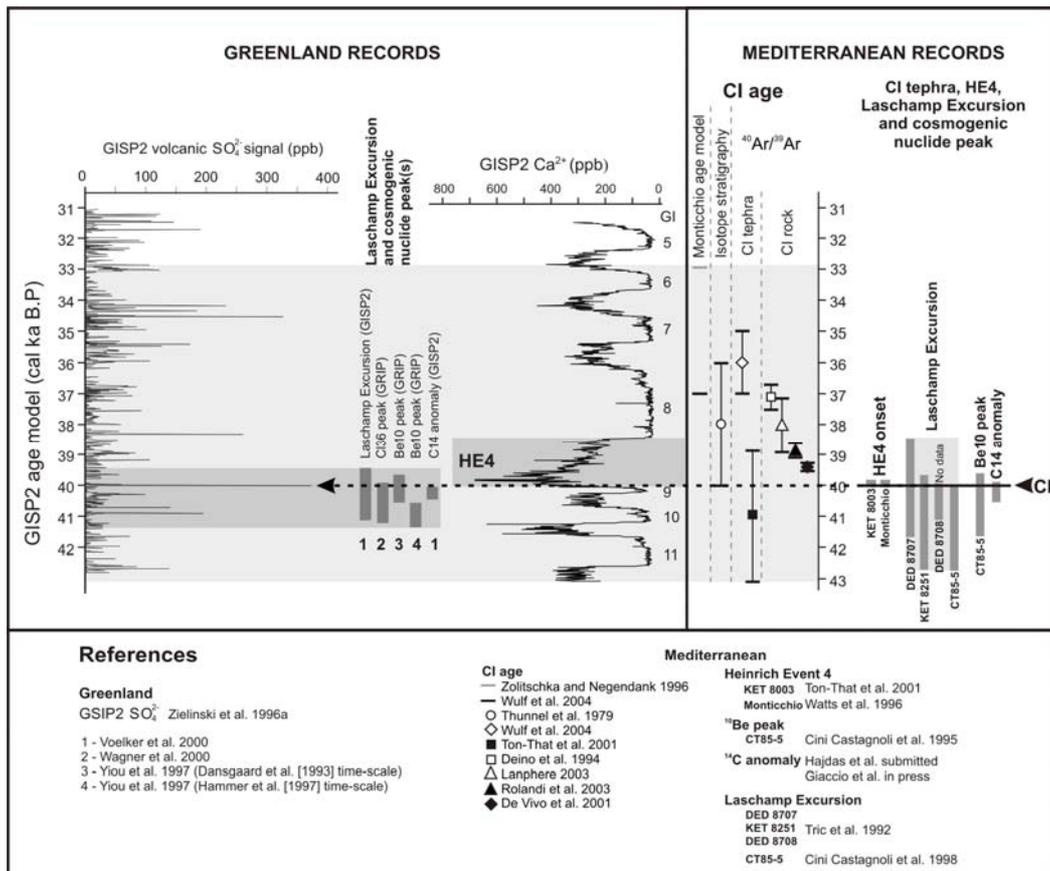


Figure 3 – The Campanian Ignimbrite and the OIS 3 stratigraphic events (details and references in extended version). The identification of the putative CI peak within the volcanogenic record of the GISP2 ice-core is derived from the precise placement of the CI tephra in the Mediterranean palaeoclimatic, palaeomagnetic and cosmogenic flux records.

The occurrence of a large ^{14}C fluctuation, and of the consequent strong alteration of the radiocarbon timescale across Laschamp or near HE4 – i.e. near CI event – has been clearly recognised in Lake Lisan (Hajdas et al., submitted-a), in the Nordic Sea (Voelker et al., 1998;2000) and possibly in western Mediterranean (Combourieu Nebout et al., 2002).

These evidence of a large ^{14}C fluctuation round the time of the CI event are now confirmed by the new, detailed ^{14}C record of the Tyrrhenian core CT85-5 (Giaccio et al., in press; Hajdas et al., submitted-b), where previous studies had already shown the occurrence of a pronounced geomagnetic and ^{10}Be excursion near the CI tephra (Cini Castagnoli et al., 1995; 1998) (Fig. 3).

The ^{14}C record of this marine core shows an extraordinary excursion of radiocarbon age across the CI layer. Dates jump from about 35,000 ^{14}C yr B.P. for the sediments at the base of CI to about 25,000-20,000 ^{14}C yr B.P. within and at the top of CI, to go back to about 33,000-32,000 ^{14}C yr B.P. a few centimetres above the CI layer (Fig. 4). By considering the close stratigraphic relationship between the CI tephra and Laschamp Excursion / ^{10}Be peak, such a phenomenon may be interpreted as effective fluctuation in the ^{14}C production related, at least in part, to the marked low intensity of the geomagnetic field intensity (Figs. 3 and 4).

This dramatic radiocarbon excursion now provides a plausible, conclusive explanation of the “anomalous” ^{14}C determination of charcoal and carbonized wood embedded or below the CI pyroclastics which are scattered between 42,000 and 18,000 ^{14}C years B.P. (e.g. Scanone et al., 1991). These chronometric results have until recently misled scholars, to the point of interpreting the CI date scatter as the result of multiple eruptive events (e.g. Scanone et al., 1991; the “CI series” of Paterne et al., 1988; the “Breccia Museo Unit” a proximal faces of the CI correlated by Lirer et al., 1991 to a different, later eruption), a hypothesis which has become hardly tenable in the light of the significant consistency of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measurements of all units composing the CI.

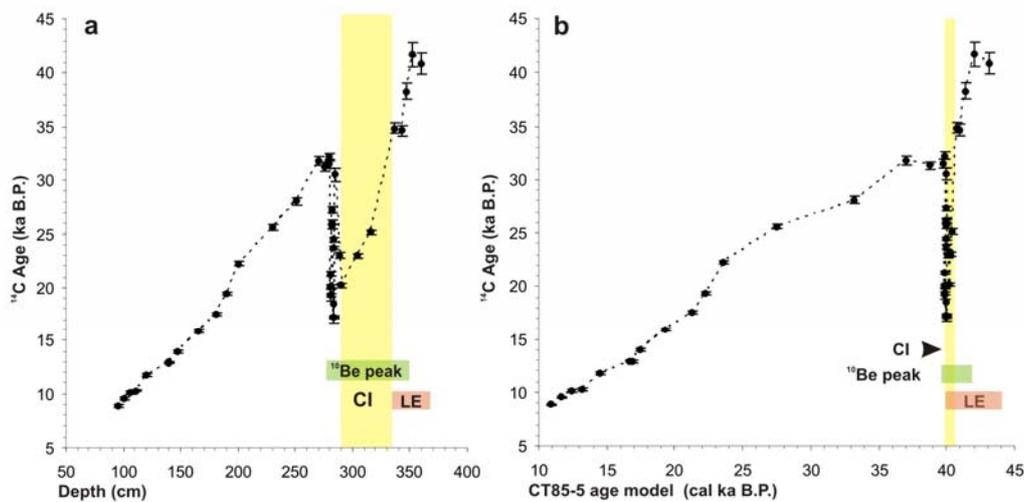


Figure 4 – Chronology of the CT85-5 core (Hajdas et al., submitted-b). a) ^{14}C age versus depth graph, showing the positions of the Campanian Ignimbrite ash layer, ^{10}Be peak and Laschamp Excursion, as reported by Cini Castagnoli et al. (1995; 1998). b) ^{14}C age versus $\delta^{18}\text{O}$ based calendar age.

Analogously, the phenomena explains the anomalous “young” ^{14}C ages which regularly occur in the archaeological or purely geological layers directly overlain by the CI in the whole dispersal area of its distal tephra, as documented by numerous sequences from southern Italy to Russian Plain (Fig. 2; see section 3.2. in extended version). A critical reassessment of the European MUP radiocarbon chronology in the light of this large ^{14}C fluctuation is given in section 5.2.

3.3.2. GISP2 ice-core and new age estimation of the CI

The GISP2 ice-core preserves one of the most continuous and complete records of Late Pleistocene explosive volcanic history (Zielinski et al., 1996a; Zielinski, 2000), in which eruptions are essentially indicated by acid sulfate (SO_4^{2-}) volcanogenic peaks; visible ash layers are only occasionally found and commonly derived from Icelandic eruptions (e.g. Grönvold et al., 1995; Zielinski et al., 1997). Due to a lack of required chronological precision, identifying the volcanic signal of a given eruption in GISP2 is still a problem. In our case, at least 25 sulfate peaks appear to be consistent with the available age of the CI (Fig. 3). However, when the above mentioned stratigraphic position of the CI in the Mediterranean records is considered (its relations to HE4 and the nuclide peak included), this number of peaks can be drastically reduced to a few, or possibly just one.

The position of Heinrich Events in Greenland isotopic stratigraphy has been unambiguously determined by correlation with the marine records in which they had been defined (e.g. Bond et al., 1993; Bond and Lotti, 1995), as well as on the basis of inference from the palaeoatmospheric curves of the GISP2 ice-core itself (Mayewski et al., 1994; 1997). The onset of HE4 coincides with the Greenland Interstadial 9/ Stadial 9 boundary (GI9/GS9, sensu Walker et al., 1999). As for the position of the Laschamp Event and the related nuclide peak, both direct measurements on ice-cores (Baumgartner et al., 1997, 1998; Wagner et al., 2000; Beer et al., 2002; Yiou et al., 1997) and a correlation with the marine records (Kissel et al., 1999; Voelker et al., 2000) show that they occurred between GS9 and GI10 (Fig. 3).

Going back now to the GISP2 volcanogenic record, there are several signals occurred during or near the cosmogenic peak and/or the Laschamp excursion, but only one fulfils the CI’s stratigraphic constraints, precisely occurring at the GI9/GS9 transition: the SO_4^{2-} peak of 375 ppb (Fig. 3). This single volcanic signal in GISP2, on one hand, and the CI tephra in the Mediterranean records, occupy the same relative position to HE4, the Laschamp excursion, and the ^{10}Be peak, thus allowing to correlate this volcanogenic signal with the CI eruption. Independently from the amplitude of the selected signal, we argue that stratigraphic correlation is

consistent enough to support our proposed identification. This particular signal, precisely falling at the boundary between the GI9 and GS9, provides for the CI a new age estimate of 40,012 GISP2 yr B.P.

Although around 40,000 yr B.P. the uncertainties of the GISP2 chronology may be on the order of ± 5000 years (Meese et al., 1997), here we accept for the CI the age of 40,012 deriving from its position in GISP2. This age expression, “40,012 GISP2 yr B.P.”, is crucial for the tephrostratigraphic purpose of this paper, as likewise are “37,400 GRIPss09 yr B.P.” or “40,100 GRIPss09sea yr B.P.” – i.e. the ages of the GI9/GS9 transition according to two of the available age models for the GRIP ice-core (Dansgaard et al., 1993; Hammer et al., 1997; Johnsen et al., 2001). Pinpointing the precise position of the CI within the Greenland records on the basis of stratigraphic information prevents a misleading placement of the CI on simple chronological correlation, the latter being unsurmountably conditioned by the number of combinations of CI ages and Greenland age models.

4. POTENTIAL CLIMATIC IMPACT OF THE CI ERUPTION

4.1. Background: Last Glacial climate and super-eruptions

To a great extent, the interactions between very large eruptions and climate instability during the last glacial period have so far been argued on the basis of the Toba mega-eruption (see section 1). Rampino and Self (1992, 1993) suggested that this catastrophic event, apparently synchronous with the OIS 5a/OIS 4 boundary, triggered a series of positive feedback mechanisms capable to accelerate climatic processes and thus favour a rapid shift from an interglacial (OIS 5a) to a glacial (OIS 4) condition. This hypothesis may have been partially invalidated by high-resolution palaeoclimate analysis from both the GISP2 ice-core (Zielinski et al., 1996b; Zielinski, 2000) and some sea-cores (Huang et al., 2001; Schulz et al., 2002), showing that the Toba event occurred at the beginning of a 1000-year-long cooling episode, GS20, 3000 years at least before the actual onset of the Last Glacial at the GI19/GS19 transition.

This evidence would indeed limit the Toba impact on ecosystems as claimed by some authors (Rampino and Self, 1993; see Ambrose, 1998, on human evolution in particular). On the other hand, it raises new questions on the relationship between Toba and the centennial cooling episode apparently connected to it (GS20). No consensus yet exists as to whether the GS20 cooling should be related to the Toba eruption or not (Huang et al., 2001; Rampino and Ambrose, 2000; Schulz et al., 2002; Zielinski et al., 1996b; Zielinski, 2000), nor is generally agreed whether a Toba-like eruption can generate an ecological disaster at the global scale (Rampino, 2002). The theory of Toba’s significant impact on human evolution has been forcefully criticized by Oppenheimer (2002). This discussion only emphasizes the need for high-resolution investigations of the global climatic interference connected with the largest eruptions of the Last Glacial.

4.1. Direct atmospheric impact and the potential positive climatic feedback

The impact of the CI eruption on climate needs to be assessed on short- and long-term temporal scales. Sulphur is the principal agent in the formation of stratospheric acid aerosols which – enhancing cloud albedo – cause a lowering of the global or hemispheric temperature (e.g. Robock, 2000). Empirical data show that the cooling degree is a function of the mass of emitted sulphur (Sigurdsson, 1990).

The quantity of sulphur released to the atmosphere by the CI eruption has been estimated from the mass of magma erupted, together with analytical data concerning sulphur content of degassed matrix glass and sulphur contained in pockets of melt trapped within crystals (hence not degassed during eruption). Additional sulphur present in a pre-eruptive gas phase, existing in the magma chamber, can be calculated from thermodynamic models using experimentally determined estimates of magma oxidation state and water activity (e.g. Scaillet and Pichavant, 2003). Experiments on melt-vapour partitioning of sulphur in CI trachytes (Carroll and Scaillet, unpublished data) suggest melt-vapour partition coefficients of about 100, similar to those proposed for dacitic to andesitic magmas (see Scaillet et al., 2003 for details). Taken together, these data suggest that the CI eruption injected $2.1 \pm 0.8 \cdot 10^{15}$ g of sulphur into the atmosphere,

according to the above reported estimate of 300 cubic km of erupted magma. A slightly smaller value of $c. 10^{15}$ g was previously calculated by Scaillet et al. (2003) on the basis of the conservative estimate of 150 cubic km of erupted magma. This result makes the CI one of the most sulphur-rich eruptions ever identified in the geological record (Scaillet et al., 2003). The calculated mass of sulphur emitted is closely comparable to those of super-eruptions such as Toba and Bishop Tuff.

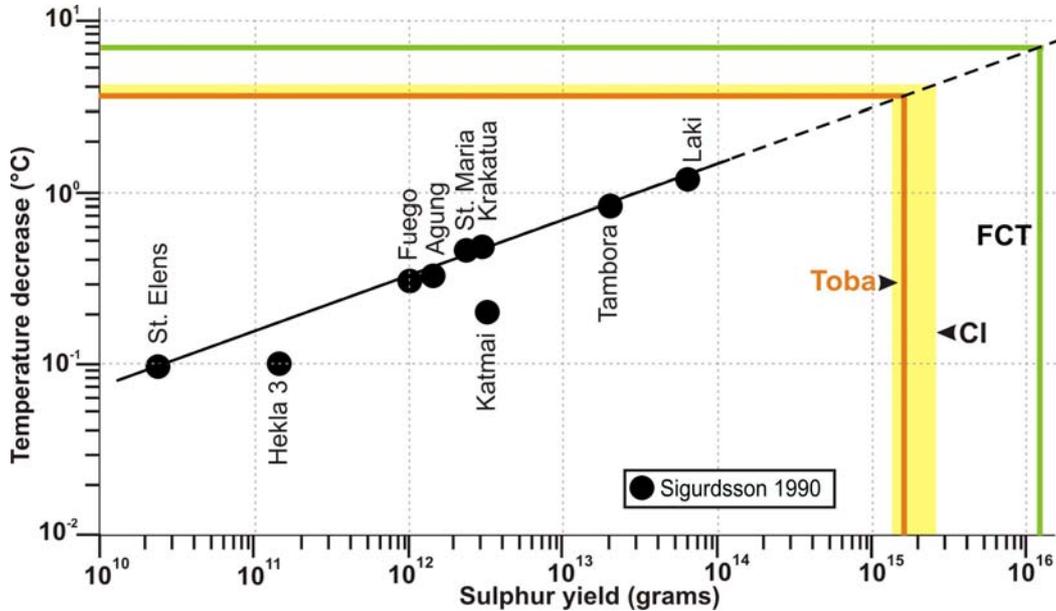


Figure 5 – Surface temperature decrease versus estimated mass of released sulphur inferred from the observed climatic effects of nine historic eruptions (from Sigurdsson, 1990). The predicted decreases in temperature induced by the Campanian Ignimbrite (CI), Fish Canyon Tuff (FCT) and Toba eruptions are shown. Sulphur estimate for Toba and FCT according to Scaillett et al. (2003).

Direct historical observations are not available for such large quantity of sulphur, but the extrapolation of the empirical curve of Sigurdsson suggests that the expected global cooling induced by the CI eruption should have been on the order of 3-4 °C (Fig. 5) for at least two-three years. This, again, is the same value predicted for Toba, Sumatra, the largest known Late Quaternary volcanic eruption (c 74,000-71,000 yr B.P.), for which major effects on global climate (Rampino and Self, 1992, 1993; Zielinski et al., 1996b; Huang et al., 2001) and living systems (Ambrose, 1998; Rampino and Ambrose, 2000; Rampino, 2002) have been claimed. Although pertinent criticism has been levelled at Ambrose's theory of Toba's impact on hominin evolution (Oppenheimer 2002), the size of the climatic impact can hardly be disputed.

The CI short-term cooling would have been enough to cause severe ecosystem alteration even in an interglacial climate such as the present one (Rampino, 2002). Its interaction with the Last Glacial climate, which was highly unstable and led by extremely sensitive threshold mechanisms, was necessarily different, however. The CI is expected to have interacted in a much more effective way, possibly prolonging the 'volcanic winter' on a decennial if not centennial timespan. In fact, according to Rampino and Self (1992, 1993) volcanoes and climate form a sensitive binary system, led by positive feedback during the interstadial-stadial transitions and by negative feedback during the stadial-interstadial transitions. The resulting impact of an eruption would thus depend not only on its eruptive style and the amount of sulphur injected into the stratosphere, but also on the specific climate trend at the time of eruption. The coincidence of the CI eruption with a marked interstadial to stadial change (i.e. the onset of HE4) therefore deserves attention.

The Heinrich Events are brief but drastic cooling episodes associated with quasi-periodic discharges of European and Laurentide ice into the North Atlantic, which affected the oceanic and atmospheric circulation (Broecker, 1994; Mayewski et al., 1994; Cortijo et al., 1997; Vidal et al.,

1997; Paillet and Bard, 2002). They are defined by an abundance of ice-rafted debris (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992) and of *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) in the sediments, $\delta^{18}\text{O}$ depletion (Bond et al., 1993, Bond and Lotti, 1995), and a sharp decrease in sea surface temperature, as also recorded in the Mediterranean basin (Paterne et al., 1999; Cacho et al., 1999). These events mark the termination of the long-term cooling cycles known as Bond cycles (Bond et al., 1993), and recent studies show that they correspond to climatic changes which significantly affected the marine and terrestrial ecosystems throughout the Northern Hemisphere (e.g. Thouveny et al., 1994; Watts et al., 1996; Chen et al., 1997; Schulz et al., 1998; Li et al., 2001; Prokopenko et al., 2001; see also Voelker, 2002, for a global database).

The quasi-periodic rhythm of the Heinrich Events could render the co-occurrence of the CI and the HE4 onset a case of simple, meaningless coincidence. On the other hand, several lines of evidence suggest that the climatic conditions reflected in HE4 were extreme compared to the other Heinrich Events. Some palaeoclimatic records showing a marked and anomalous climatic signal for HE4 are shown in Figure 5 and summarized below.

According to Cortijo et al. (1997), HE4 is the only such event to be always recognisable in a series of 25 sequences from North Atlantic coring sites located between 40°-67°N and 60°-0°W. These cores show that during HE4 the subpolar front dropped to about 45°N, with its maximum southward shift of 20° located in the eastern part of the North Atlantic. The summer sea surface temperature decreased by c. 2-3 °C everywhere, and up to 6 °C along the European margin. The palaeotemperature record from a sea-core near the Iberian margin (MD 95-2042) (Paillet and Bard, 2002) shows that during HE4 the sea surface temperatures were at least 2-3 °C lower than in the other Heinrich Events, with a much greater temperature excursion: 4,7 °C (10,1-14,8 °C) compared to 2-3 °C. The geochemical record from a North Atlantic core shows that the highest and indeed extreme values of the Si/Al and Zr/Al ratios, indicating loess input, coincided with HE4 (Hinrichs et al., 2001) (Fig. 5).

The palaeoclimatic proxies from an Alborán Sea core, in the westernmost Mediterranean, not only show that the maximum drop in sea-surface temperature occurred in the HE4 interval (4,8 °C compared to c. 3,5 °C during the other Heinrich Events), but also that HE4 alone was marked by a significant abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral), with values above 20% (Fig. 5). Palynology from the same core offers a detailed reconstruction of the terrestrial climatic conditions in southeastern Iberia at the time (Sánchez Goñi et al., 2002). During the HE4 the Iberian Peninsula experienced extremes of aridity and cooling, values of mean temperature of the coldest month between -8 and -14 °C, or 5-10 °C lower than the temperatures associated with the other stadials (Fig. 5). Additional stratigraphic evidence for an unusually large palaeoclimatic imprint related to HE4 is offered by other studies (e.g. Chapman and Shackleton, 1998; Labreiro et al., 1996; Roucoux et al., 2001; Thouveny et al., 2000; Vidal et al., 1997; Voelker et al., 2000). No evidence of particularly extreme conditions during HE4 is detectable in Greenland paleotemperature record, but a significant peak in several ions, indicating an increasing in aeolian input (e.g. Mayewski et al., 1997), is evident (Fig. 3).

Among the numerous sequences containing the CI tephra, the Tyrrhenian Sea core studied by Paterne et al. (1999) records that the lowest temperature of the Last Glacial immediately occurs after the CI deposition. In the Monticchio lacustrine sequence (Allen et al., 1999), aridity and cooling were already in progress during the centuries before the CI eruption, but indicators display a sudden acceleration after the CI event (Fig. 5); the CI deposition itself coincides with the largest minerogenic flux peak (Dray Density in Fig. 5). High values of this latter parameter indicate sparse vegetation cover and enhanced erosion in the lake catchment, both consistent with cold and/or arid conditions (Ramrath et al., 1999; Brauer et al., 2000). The CI event is immediately followed by a sharp decrease of arboreal pollen (from c. 30% to c. 10%) and a concurrent rise in Arctic-Alpine dwarf shrubs or herbs, as well as *Artemisia* and Chenopodiaceae, with values only comparable with those of the Last Glacial Maximum (Fig. 5); HE4 is indeed characterised by a significant abundance of cold steppe and/or cold desert ecotypes (Allen et al., 2000).

From the indication that the CI eruption was contemporaneous with the onset of HE4, the HE4 'anomaly' can be justifiably and parsimoniously explained in terms of a positive climatic feedback, triggered by the concurrence of the volcanic and climatic factors.

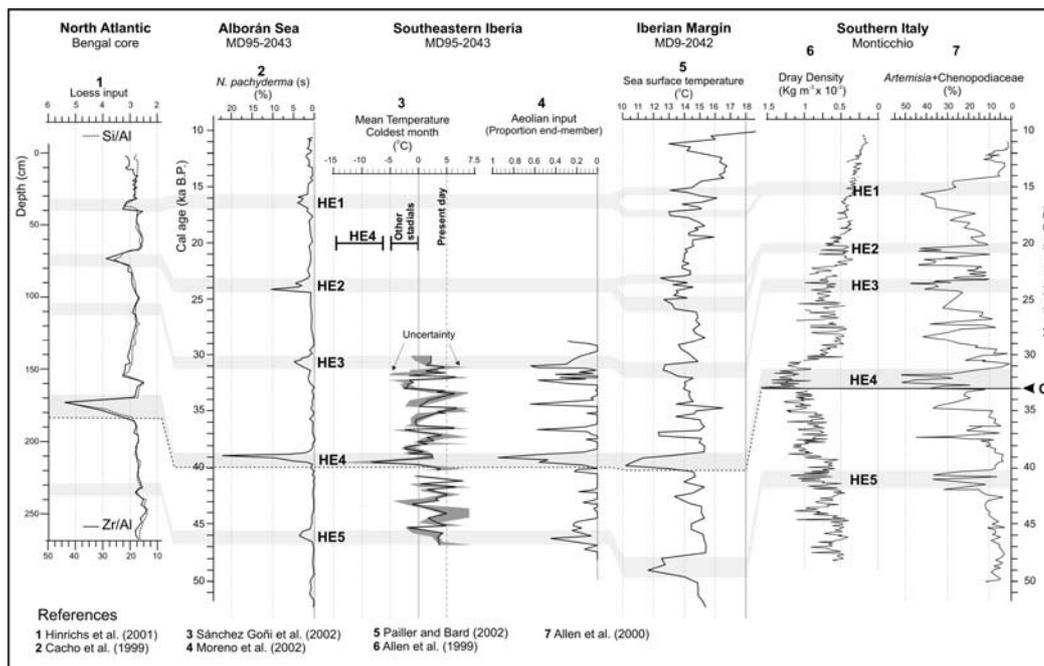


Figure 5 – Selected palaeoclimatic records displaying the large, anomalous climatic signal associated with HE4. The CI eruption coincided with the onset of HE4 releasing a large amount of sulphur into the atmosphere; the marked cold-arid conditions of HE4, significantly more severe than those associated with other Heinrich events, would suggest a possible amplification of climatic conditions led by positive feedback mechanisms of the climate-volcanism system (see main text). The timescale to the right, displaying significant chronological discrepancies, exclusively refers to the varve-supported age model for Lago Grande di Monticchio, presently under revision (Wulf et al., 2004).

The hypothesis is argued on the basis of known Interpleniglacial climate trends and the physics, dynamics and size of the CI eruption. The CI would have contributed an additional factor of cooling precisely at the abrupt onset of a markedly cold climatic episode, and that would have shifted the ocean-atmosphere system towards extreme conditions by way of reinforcing circuits or ‘multiplier effect’ (this term after Renfrew, 1972).

A plausible example of such feedback mechanisms is the following, in very simplified form:

Slowdown of thermohaline circulation induced by HE4, with consequent cooling of the boreal regions ↔ Further global cooling of 3-4°C and possibly >15°C at very high latitudes induced by the CI eruption ↔ Increased and summer-persisting land/ocean snow/ice cover ↔ Enhanced snow/ice albedo with consequent further cooling ↔ Further cooling of the ocean surface and changes in ocean circulation ↔ ... ↔ severe, prolonged ‘volcanic winter’.

Feedback circuits of that kind are well suited to explain the peculiar climatic conditions of HE4, which all reliable archives show to have been the coldest and driest of the whole Late Pleistocene (Fig. 5). Although we are currently unable to quantify the environmental effects of this sudden, possibly amplified and prolonged global cooling at the beginning of a marked stadial phase, the impact on living systems could have been severe. Particularly so it must have been at higher latitudes, where the volcanic-induced cooling was probably amplified by a factor of 4 to 7. The potential impact of this sudden and severe semi-global cooling on human ecosystems is discussed in the last section.

5. THE CI-HE4 FACTOR: TOWARD A PALEOECOLOGICAL SCENARIO OF THE MIDDLE TO UPPER PALAEO-LITHIC TRANSITION

5.1. The CI as an unique marker for assessing the timing, dynamic and the palaeoclimatic context of the MUP transition

5.1.2. General background

During the last decade, the large and continuously growing dataset of radiocarbon dates available for European archaeological sequences spanning the MUP spectrum has encouraged scholars to re-address the problem of the Middle/Upper Palaeolithic biocultural shift. A number of specialists, assuming as a standpoint that anatomically “modern” humans as a valid taxon can easily be distinguished from OIS3 Neandertals, have suggested possible pathways for the entry of “modern” humans into the continent, often resting their claim on the basis of a single given method or approach (e.g. Bar-Yosef 1996; 1998; Conard and Bolus, 2003; Djindjian, 1993; D’Errico et al., 1998; Kozłowski and Otte, 2000; Jöris et al., 2003; Mellars, 1998; Zilhão and D’Errico, 1999; 2003a; 2003b). More recently, the problem has been addressed through statistical analysis of ^{14}C dates (e.g. Bocquet-Appel and Demars, 2000; d’Errico and Sánchez Goñi, 2003; Jöris et al., 2003) and, most notably, within the framework of a time-anchored, comprehensive modelling of man-landscape relationships at the European scale (van Andel, 2003; van Andel and Davies, 2003).

This approach assumes that the spatial pattern of the available dates is representative of the different regional and temporal distributions of the cultural entities involved, and the putatively associated hominins. Although in principle such an assumption is worth sharing, the evidence of an extraordinary ^{14}C excursion during the critical time interval calls for a fundamental reassessment of this procedure. Through tephrostratigraphic correlations of the stratified sequences containing the CI, I am able to show that this extraordinary fluctuation in ^{14}C production markedly biased the radiocarbon timescale during the earlier part of the MUP “transition”, severely altering the chronology of the “transition” itself. Some examples of ^{14}C -based scenarios for the MUP “transition” are tested and discussed in the following sections.

5.1.2. Abrupt climatic changes and the biocultural processes in OIS 3 Europe

The exceptional climatic variability of the Last Glacial period, well attested to by the Greenland and North Atlantic records (e.g. Bond et al., 1992; Dansgaard et al., 1993), is known to have almost synchronously affected the entire western Eurasia at least (e.g. Watts et al., 1996; Allen et al., 1999; Cacho et al., 1999; Paterne et al., 1999; Roucoux et al., 2001; Moreno et al., 2002; 2004; Sánchez Goñi et al., 2000; 2002; Combourieu Nebout et al., 2002). Crucial for assessing the role eventually played by this exceptional climatic variability in determining or re-directing biological and/or cultural processes is a precise correlation of the archaeological successions with regional and/or super-regional high-resolution palaeoclimatic records. The most valuable such record is the Greenland isotope stratigraphy which, at the moment, provides one of the best frameworks for the Late Pleistocene in Europe, in terms of both chronology and climatic inference.

As already mentioned, a specific research programme, the Stage 3 Project, has recently attempted to quantify and model the interplay between cultural and/or biological processes and the OIS 3 climatic changes (van Andel and Davies, 2003; cfr. van Andel, 2002). Within this project the archaeological ^{14}C dates were converted into calendar years using the software CALPAL (Jöris and Weninger 1998, 2000; van Andel et al., 2003) which would enable a direct comparison to be established between the archaeological data and the GISP2 record, this latter taken as the chronological and paleoclimatic reference.

Through CALPAL we have performed a test calibration of the set of twelve ^{14}C dates available for the “Aurignacian” layers underlying the CI tephra. The resulting calendar age distribution spans the HE4-HE3 interval with a modal, prominent peak roughly centred on the GI8 (Fig. 6). Such a chronological and paleoclimatic result is in marked disagreement with our tephrostratigraphic-based correlation. Furthermore, independently from the CI-correlation, the CALPAL results are in strong disagreement also with the paleoenvironmental evidence from each individual site, which uniformly indicates cold and arid conditions, inconsistent with the mild conditions to be expected during the pronounced and long-lasting GI8 phase, environmentally well documented throughout Europe (e.g. Dansgaard et al., 1993; Mangerud et al., 2003).

By extensive use of the ^{14}C evidence, d’Errico and Sánchez Goñi (2003) have recently claimed a significant archaeological discontinuity in the Iberian Peninsula coinciding with HE4, which, according to the authors, involved both the cultural and biological spheres, i.e. the MUP “transition” and the physical replacement of Neandertals by anatomically “modern” humans. Such

a result is founded on a chronological comparison of the cultural data with a pollen record from the Alborán Sea (western Mediterranean), the former based on radiocarbon dating while the latter has been linked to a calendar timescale. In order to compare the two records the authors convert the age model of the Alborán record in a ^{14}C -based timescale and adopt for HE5, HE4 and HE3 the radiocarbon ages that these events have in marine sediments. According to d'Errico and Sánchez Goñi (2003), the comparison would show an actual, interesting coincidence between the decline in Neandertal population density, the first appearance of “modern” humans in southwestern France and northern Iberia, and the onset of HE4 (c. 35,000-34,000 ^{14}C yr B.P., according to the authors), this latter a period which according to the Alborán record was characterized by extremely cold and arid conditions (Sánchez Goñi et al., 2000; 2002).

The main conclusions are based on this dating of the onset of HE4 round 35,000 ^{14}C yr B.P. and on the assumption that radiocarbon ages younger than 35,000-34,000 ^{14}C yr B.P. effectively postdate HE4. However, in the light of the large ^{14}C fluctuation shortly preceding HE4, that statement is now hardly tenable. In fact, the above reported evidence as a whole demonstrates that radiocarbon dates much younger than 35,000-34,000 ^{14}C yr B.P., or even <30,000 ^{14}C yr B.P., may indeed predate HE4. The anomaly cannot be regarded as a statistically improbable extreme, negligible for the purpose of historically assessing the biocultural processes, because in every single archaeological sequence containing the CI – from Italy to Russia – the archaeological units directly below the CI, and thus preceding the HE4 onset, systematically show radiocarbon ages much younger than 35,000-34,000 ^{14}C yr B.P (Fig. 2).

5.1.3. Timing and rhythm of the Middle/Upper Palaeolithic changes

The geographical dispersion and the conspicuous diachrony of the ^{14}C dates concerning the oldest “Aurignacoid” industries have been commonly interpreted as evidence of a slow colonization of Europe by anatomically “modern” humans. Such terms as “Danubian Corridor”, “Kulturpumpe”, “Ebro Frontier”, “Po Frontier”, and the like, directly hint at some popular models of Upper Palaeolithic irradiation, currently subjected to very active debate (e.g. Conard and Bolus, 2003; Kozłowski, 1993; Zilhão, 2000; van Andel and Davies, 2003; Kuhn and Bietti, 2000).

For instance, according to some studies (Bocquet-Appel and Demars, 2000), after a first and very sparse appearance of the Upper Palaeolithic in the Carpathian and Danube regions round 40,000 ^{14}C yr B.P., the massive immigration wave of “modern” humans into temperate Europe would have begun round 37,000 ^{14}C yr B.P. Moving from these areas the colonisation would have been almost completed at about 30,000 ^{14}C yr B.P. In other words, it would have taken “modern” humans – assumed to be the makers of the earliest Aurignacian – about 7000 radiocarbon years to settle the whole Europe.

In this scenario peninsular Italy represents one of the southernmost peripheries of the alleged “modern” human invasion, together with the Iberian Peninsula, and therefore it should be among the last regions to be occupied by the newcomers (e.g. Mussi, 2001; Kuhn and Bietti, 2000). Although dates of c. 33,000-32,000 ^{14}C yr B.P. for the “Proto-Aurignacian” in southern Italy seem consistent with this model, the tephrostratigraphic evidence clearly indicates that the industry is older than c. 40,000 GISP2 yr B.P.; moreover, it probably emerged in the region one or two millennia at least before the CI eruption, round 42,000-41,000 cal B.P. At the same time, due to the relatively low ^{14}C levels before c. 41,000 cal B.P., the calendar age of the “oldest Aurignacoid” industry dated at c. 37,000 ^{14}C yr B.P. can be estimated as not older than 42,000 cal B.P. (Fig. 6).

Paradoxically this would mean that the beginning and end of the expansion of “modern” humans – if that was indeed coincident with the appearance of Aurignacian-like assemblages – are almost indistinguishable in age. Leaving anatomic correlations aside, what at last emerges is that a model which would link the appearance of “Aurignacoid” industries to a dispersion westward and southward from a region of origin in eastern (e.g. Kozłowski, 1992), central (Conard and Bolus, 2003) or southwestern Europe (Jöris and Weninger, 2003) is unwarranted on current evidence.

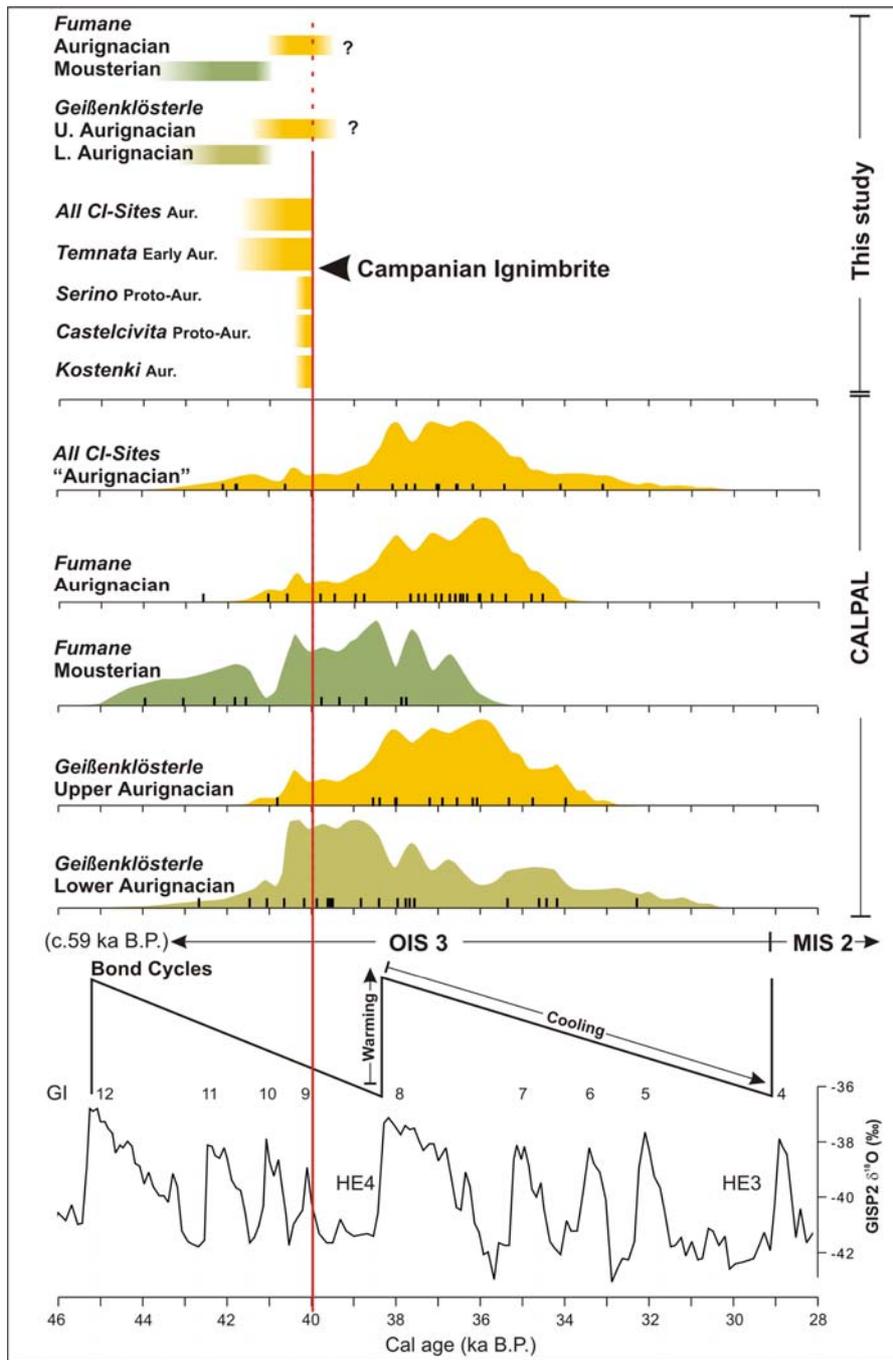


Figure 6 – Calendar age distribution (above) and paleoclimatic context (below) of Middle/Upper Palaeolithic (MUP) industries in Europe. Two calendar-age chronologies are compared – the ‘CI’, derived from the CI-GISP2 correlation (this paper), and the CalPal calibration (Jöris and Weninger 1998, 2000; cfr. van Andel et al. 2003). Both chronologies are here applied to sites containing the CI tephra (‘CI-sites’) and to two key sites without the CI (Fumane and Geißenklösterle; cfr. Figure 1); the CI-GISP2 dating of these latter sites is based on tephrostratigraphic correlation. The paleoenvironmental evidence from all sites in this diagram shows that the M/UP industries belong to a marked cooling trend to be identified with the penultimate Bond cycle of the Interpleniglacial (OIS 3); in particular, the MUP assemblages underlying the CI event should be correlated to the last 1000-2000 years before the CI and the sharp climate worsening of HE4. This chronological placement is in contrast to the CalPal calibration, whose results are untenable on ecological evidence. The diagram incidentally shows the dramatic effect of the CI eruption even outside the direct-impact region. Data for Fumane after Broglio and Dalmeri (in press), Cremaschi et al. (in press); for Geißenklösterle after Conard and Bolus (2003); additional information and details in Giaccio et al. (in press).

In fact, an entirely local development for the earliest lithic complexes traditionally affiliated with the “Aurignacian” technocomplex (cfr. Kozłowski and Otte, 2000) cannot be completely ruled out. Following the recent re-dating of the Vogelherd skeletal remains of the Swabian Jura, it has been aptly remarked that “these results create the possibility that the figurative art found [in south-western Germany] was produced by Neanderthals” (Conard et al., 2004, 200).

At several European locations, such as the key sites of Fumane and Geißenklösterle, the dates for the MUP Spectrum range from c. 38,000 to c. 31,000 ^{14}C yr B.P. According to CALPAL, at both these sites the MUP occupation was as long as 8000-7000 years, roughly between 41,000 and 34,000 GISP2 yr B.P. (Fig. 6). However, again, the climatic conditions of this period suggested by the CALPAL-based correlation with GISP2 contradicts those documented for the MUP layers at archaeological sites. For this time interval in the GISP2 record two considerably different climatic phases can be distinguished: an earlier phase dominated by the marked stadial conditions of HE4, followed by the long-lasting and significantly milder GI8 interstadial, correlated with the Mousterian and Aurignacian occupation, respectively (Fig. 6). This correlation conflicts with the evidence from archaeological sites that indicate an opposite climatic trend, i.e. a progressive increase in aridity from the base (=Late Mousterian) to the top (=Aurignacian) of the MUP layers (e.g. Bartolomei et al., 1992; Richter et al., 2000). It is worth noting that such a climatic trend characterises the interval of the MUP Spectrum at all sites containing the CI tephra, and in particular the Castelcivita sequence (see Fig. 7). At least for the later sites, this progressive shift towards more arid and cold conditions is correlated with the last millennium of the long-term cooling cycle that occurred between the GI12 and HE4, the penultimate of the so called Bond cycles of the OIS 3. In other words, the apparently long MUP occupation from 40,000 to 31,000 ^{14}C yr B.P. at Fumane and Geißenklösterle would represent a much shorter interval, likely between the GI11/10 boundary and the HE4 onset; i.e. roughly the same time interval spanned by the MUP Spectrum at the sites containing the CI tephra (Fig. 6).

5.1.4. Conclusive remark

The temporal concurrence of the CI eruption with an extraordinary ^{14}C excursion, on one hand, and the close stratigraphic relationships between the CI tephra and the layers containing notable instances of the Middle/Upper Palaeolithic Spectrum, on the other, show that this impressive anomaly of the radiocarbon timescale occurred within the earlier part of the Late Pleistocene biocultural shift which affected Europe and western Eurasia in general. Without increased reliability in time control, the radiocarbon chronology itself is thus entirely incapable of providing the requisite temporal dimension for not only the appearance of the Upper Palaeolithic, regardless its definition, and/or the supposed influx of anatomically “modern” humans, but also – and more importantly – the actual timing and dynamics of the Late Pleistocene biocultural shift. As shown by ^{14}C dating of carbonized wood and foraminifera shells within the CI, the spread of ^{14}C dates over several millennia is entirely misleading in the light of the ^{14}C flux anomaly; actual calendar ages in fact point to a much shorter, almost point-like timespan.

Even a conversion to calendar age which only takes into account the ^{14}C anomaly is inadequate for the archaeological purposes, in that it would create a bimodal pattern in the temporal distribution of a given cultural unit, which inevitably compromises any subsequent archaeological and/or palaeobiological interpretation. However, such a temporal distortion can often be removed by evaluating the consistency of the ^{14}C chronology with the site evidence as a whole, i.e. taking in due account any additional temporal clue directly provided by the local stratigraphic context. Detailed paleoenvironmental reconstruction, paleomagnetic records, and additional radiometric and non-radiometric dating, in conjunction with ^{14}C data, may help outline a much more realistic chronological framework.

From the above, and the awareness of the dramatic ^{14}C fluctuations round 40,000 cal yr B.P. in particular, we are drawn to conclude that models and theories regarding the Late Pleistocene biocultural shift in western Eurasia (diffusion *vs.* multiregional origin of the Upper Palaeolithic, continuity *vs.* discontinuity between Neandertals and “modern” humans, and related but less extremistic views), cannot be formulated exclusively on the basis of a mere statistical analysis of the ^{14}C dating distribution.

5.2. The CI-HE4 event as an additional selective and accelerating factor of the Late Pleistocene biocultural changes

The peculiar cultural phase during which the CI eruption took place is characterized in Eurasia by a mosaic of variously named stone-tool industries, commonly regarded as innovative in respect of the ‘classical’ Mousterian technocomplex of the Middle Palaeolithic, or else Mousterian-looking and ‘intermediate’. The MUP mosaic includes at least two dozen stone-tool configurations, or named regional groupings (e.g. Gamble, 1999); that makes for a great deal of variety in the cultural backdrop to the CI eruption. The picture gets more complicated if one considers the Near East, Anatolia, and central and northeastern Asia as well (e.g. Brantingham et al., 2004).

Such a proliferation of archaeological entities has several reasons, including the fact that ‘most of Palaeolithic archaeology still operates within a techno-cultural taxonomy that was initially developed in Europe over a century ago during the heyday of unilineal evolutionism’ (Wynn, 2003: 120; see Clark and Willermet, 1997 for a critical review of conceptual assumptions). What interests us here, with regard to our model of the CI impact, is that the proliferation of labels describes to some extent historical reality, namely, a development of regional variants. Not only a ‘regionalisation’, in fact, but also the frequent appearance of evolutionary trends within the Mousterian. Until recently there has been a tendency to play down the range of variation – material and cognitive – within the later Mousterian. Variation in tool making round and after 40,000 B.P. appears to be the culmination of a much longer phase of artifactual instability and exploration. Some long-term trends were perhaps set in motion as early as 55,000-60,000 yr B.P. (e.g. Kozłowski, 1990; Gamble, 1999). By artifactual ‘instability’ we refer to a component of variation, cognitively and socially connected with flexibility and experiment (Fedele et al., 2003). The CI volcanic event inserted itself, more or less dramatically, into this fluctuating spectrum of Palaeolithic developments, and especially the mid-Interpleniglacial mosaic here provisionally termed the MUP.

A model or scenario of CI-HE4² impact needs to be formulated within an human ecosystem framework, i.e. in terms of human adaptive responses to the rapid and severe environmental modifications induced by the CI-HE4 event, whose great extent has been discussed in the section 4.2.

Strong evidence of a potential, substantial response to the CI-HE4 event can be detected directly from the archaeological records contain its signal. Over a sizeable area of the Greater Mediterranean the CI coincides with an interruption of occupation several millennia long. From this point of view the CI marks a behavioural watershed, as long series of Mousterian *and* MUP occupations, implying a certain persistence in circulation habits and regional population, are capped by overlying CI volcanics and immediately followed by site abandonment and prolonged human absence. Archaeological sites disappear all over the direct-impact zone and its immediate surroundings. Sometimes the tephra actually embedded freshly abandoned remains (e.g. Serino and Kostenki 14). When human presence is eventually re-established, occupation generally displays different patterns of land use, if not an altogether novel cultural entity (e.g. the Gravettian). Occupation here is used in its broad meaning of deposit formation from abandonment of cultural residue at a site. Discontinuity of occupation at an archaeological site provides a fundamental indicator of change in man-land interactions, thus within a human ecosystem at large. Conversely, persistence of occupation on the same site is an indicator that human behaviour across the landscape followed constants through time, whatever the variation in other subsystems of culture.

In an human ecosystem prospective, the low temperatures and even the extreme aridity associated to the CI-HE4 may not have been limiting factors in themselves (cfr. Vrba et al., 1995): it rather was the exceptional rapidity of environmental change that would have impacted on human groups. Volcanic cooling is typically instantaneous. The predicted geo-environmental response was such that within an interval of a few years many Palaeolithic groups of western Eurasia found themselves to cope with a deeply altered environment in terms of biotic resources and water distribution. Here it is suggested that such a rapid change would have created conditions

² In this section, ‘CI-HE4’ will be often employed as a shorthand for the above climate-eruption feedback.

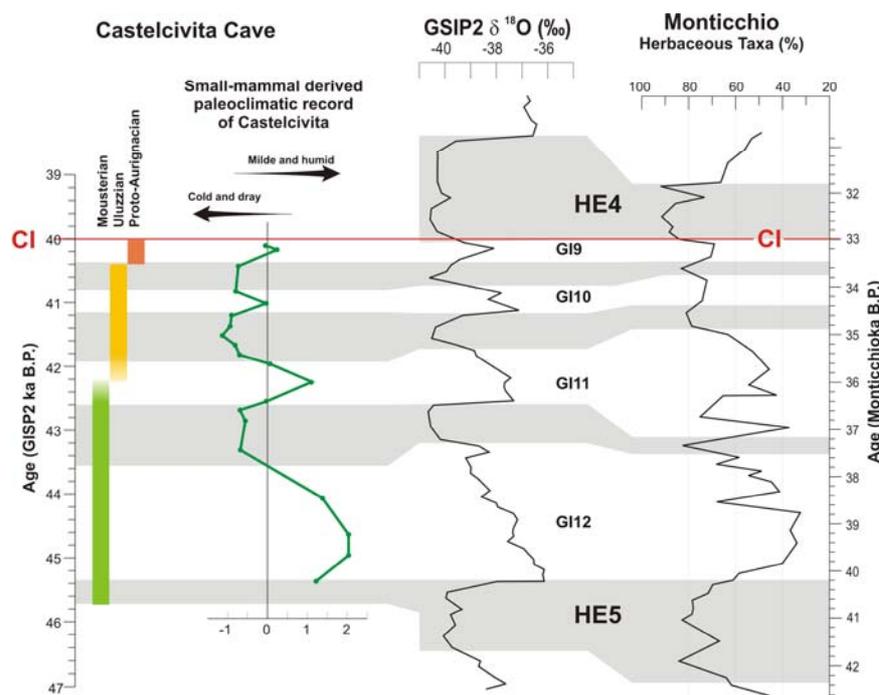


Figure 7 – Correlation between the Castelvita cultural series with the GISP2 and Monticchio records. It is based on the combination of tephrostratigraphic and cosmogenic/paleomagnetic correlation as well as on the synchronization of an independent micromammal-derived paleoenvironmental curve showing oscillations at millennial/sub-millennial scale comparable to the Dansgaard/Oeschger cycles (for references and details see extended version).

for adaptively, selectively transforming the human circulation patterns and subsistence strategies. Not every eruption of equal magnitude has the same effects. We posit that the abrupt HE4 event, and the eruption jointly acted as a forceful ‘catalyst’ on selected human processes which were already in motion prior to 40,000 B.P. as a potential human adaptive response the substantial climatic instability and the general cooling trend of the Bond cycle preceding the CI-HE4 event (Fig. 6).

With this respect, it is important to note that the abovementioned processes of innovations in tool making progressively accelerated in the course of some millennial before the CI eruption; i.e. during the penultimate Bond cycle of the OIS 3 which marks the onset of the most unstable climatic phase of the whole Last Glacial period. This marked environmental instability, together with CI-HE4, is a keyword in this still qualitative paleoecological model of the MUP transition. Particular interesting is the case of the Mousterian/Uluzzian/Proto-Aurignacian cultural sequence of Castelvita Cave whose comparison with the local, regional and super-regional paleoclimatic records provides evidence of an intriguing parallelism between the changes within the cultural domain and the climate processes of this OIS 3 interval, characterized by an exceptional instability and by progressive trend toward colder and arider conditions (Fig. 7). Although at present I am not able to correlate the other CI-sites with GISP2 record as much precisely as for the Castelvita case, there is no doubts, however, that the cultural layers below CI span the same interval of the OIS 3 (Figs. 2 and 6). This suggest that the cultural changes recorded at all the CI-sites in the layer below the ash occurred roughly in the same Bond long-term-cooling cycle, and hence would reveal a similar potential causal link with climatic-environmental stress.

In fact, the cultural changes, i.e. changes in tool-kits, together with other human prerogative, have inevitably to do with subsistence strategies and raw-material economy. All the CI-archaeological records, but more broadly the whole Palaeolithic technology of the Eurasian mid-OIS 3, display an oscillating reliance on blade-based manufacture and/or miniaturisation of tool-kits, locally supplemented by innovations in hafting and related tool retouch and form. In a human ecosystem perspective, they likely represent an expression of adaptive devices to cope with

landscape variation, be it in the way of stress or opportunity, especially if several types were developed out of a need for more efficient composite tools (e.g. Kuhn 1995; Shea 1997; Bar-Yosef and Kuhn 1999). A common denominator to all these devices is standardisation of shape, which may have acted as a cost-efficient strategy. Technology becomes more specialised when maximum resources have to be procured in a short period of time (Torrence, 2001). A concurrent kind of response is the shift in raw material procurement or exchange, which shows maximum local variation during the 'Early Aurignacian'.

These European developments indeed do not represent an unique "event" in the Old World prehistory, in terms neither of space nor of time. Similar processes occurred at other times and places (Near East, Kenya, South Africa etc.). Most notably in South Africa, where at the onset of the Last Glacial appeared the Howieson's Poort industry (c. 75,000 yr B.P.; Volman, 1984; Watts, 1999) characterized by blades, miniaturized and standardized geometric tools. These formed a functional package, and there is a definite possibility that the tool-kit was a response to new demands and opportunities brought about by rapidly expanding, open, cold-dry habitats (i.e. environmental 'deterioration'). Specific ecological conditions, and flexibility of strategy in coping with an unpredictable, less diverse and/or sparse food base, may explain the greatly expanded use of microblades during the 'Early Aurignacian'.

In conclusion, we suggest that the CI-related feedback interfered with pre-existing conditions and processes in the western Eurasian Palaeolithic, acting on them in various possible ways – arresting, disrupting, or reorienting them as a catalytic agent, according to situations and regions. It possibly forced natural and social selection; both catalysis and selection are relevant in this provisional model. Cultural 'bottlenecks' caused by widespread ecosystemic adjustment would have accelerated and filtered developments that were already under way. Over a certain area, the CI-HE4 may have constituted a single overwhelming blow, but in general it is suggested that sociocultural factors and ecological conditions interplayed with the event in such a way as to render change the only viable option – i.e. 'inevitable'.

Contrary to an "event" scenario of the replacement theories, both cultural and biological, the picture seems to be one of accelerated "process" change within the evolving Mousterian, hence one in which both change and a fundamental continuity are significant (cfr. Brantingham et al., 2004). This is the sense we are inclined to attribute to the perceived 'transition'. We predict that the CI-HE4 critical role is best seen as precipitating conditions for change in evolving, highly multivariate human ecosystems.

Riassunto

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC) di c. 40 cal ka B.P. è da tempo riconosciuta come uno dei maggiori eventi esplosivi della storia vulcanica mediterranea degli ultimi 200 ka, nessuno studio tuttavia ha mai affrontato prima d'ora la valutazione del suo impatto sul clima e gli ecosistemi umani. Questo studio tenta di mostrare per la prima volta, non solo che l'eruzione dell'IC ebbe un notevole impatto climatico, ma anche come questo catastrofico evento, insieme con altri fattori paleoambientali, ponga le basi per una radicale riconsiderazione dei processi e del ritmo coinvolti nel cosiddetto "passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore" che si verificò nell'Eurasia occidentale proprio intorno all'età dell'IC.

L'intervallo 45-35 cal ka B.P. ha visto infatti, nell'Europa temperata e nella regione mediterranea, una serie di significative trasformazioni che coinvolsero processi sia nell'ambito della sfera culturale come di quella biologica. Le tradizioni di manufatti litici del Paleolitico superiore vennero a sostituire quelle del cosiddetto Paleolitico medio. In approssimativa coincidenza temporale, nell'ambito delle popolazioni biologiche, il tipo fisico "non moderno" di Neandertal (si preferisce qui evitare una designazione tassonomica formale) sembra essere stato sostituito da sapiens di "anatomia moderna". Quanto ai processi implicati, sia quelli culturali che quelli biologici, è argomento di acceso dibattito se le trasformazioni osservate siano da spiegare mediante sostituzione di popolazioni o non invece mediante evoluzione regionale, sia pure rapida.

Nell'ambito di questo controverso soggetto di studio, il contributo del progetto di ricerca sull'IC è duplice: cronologico ed ecologico.

Sul piano della dimensione temporale, lo studio ha evidenziato una valenza formidabile dell'IC come marker unico per la valutazione del tempo, ritmo e contesto paleoclimatico del passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore (Pm/Ps). L'esame di numerose sequenze stratigrafiche del mediterraneo contenenti il tefra dell'IC indica infatti che l'eruzione si verificò in stretta coincidenza temporale con alcuni importanti eventi dello Stadio Isotopico 3 (OIS 3) i cui segnali stratigrafici sono considerati sincroni alla scala globale o semi-globale. Questi includono l'inizio dell'Heinrich Event 4 (HE4) – uno dei brevi ma marcati episodi di raffreddamento dell'Ultimo Glaciale associati al periodico collasso delle calotte glaciali boreali – un minimo dell'intensità del campo magnetico terrestre noto come Escursione di Laschamp, e un distinto, marcato picco di elementi cosmogenici (^{10}Be , ^{36}Cl e ^{14}C) connesso all'evento geomagnetico. In base alle peculiari relazioni stratigrafiche tra IC e ognuno di questi eventi, è stato possibile identificare, in maniera estremamente convincente e indipendentemente dai problemi cronometrici, il segnale dell'IC nell'ambito del record vulcanogenico della carota groenlandese GISP2. Questa fornisce per l'IC una nuova stima di età pari a 40.012 anni GISP2 anni B.P., ma soprattutto una precisa posizione dell'eruzione nell'ambito del record isotopico groenlandese, da molti ormai ritenuta come stratigrafia *master* del Pleistocene recente.

Nell'ambito delle sequenze archeologiche, il tefra dell'IC è stato identificato in quattro importati siti, o gruppi di siti, tre dei quali tra i più notevoli esempi europei di serie contenenti il passaggio Pm/Ps. Questi comprendono il sito all'aperto di Serino, la Grotta di Castelcivita, in Campania, Temnata Cave, in Bulgaria, e diversi siti del complesso archeologico di Kostenki-Borshchevo, in Russia. In tutte queste sequenze l'IC copre sempre industrie tradizionalmente attribuite alle fasi più antiche dell'Aurignaziano, al quale viene attribuito il significato di inizio del nuovo stadio culturale del Paleolitico superiore; un concetto formulato, e rimasto pressoché inalterato, da quasi un secolo. In queste stesse sequenze l'IC marca un'interruzione nella locale frequentazione umana, mentre le eventuali tracce della successiva occupazione sono testimoniate da industrie di un Paleolitico superiore più evoluto, generalmente rappresentate dal Gravettiano o tecnocomplessi affini.

La precisa definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC in questi siti, da un lato, e l'individuazione del suo segnale nella carota GISP2, dall'altro, ha permesso di correlare, con notevole affidabilità ed elevato dettaglio stratigrafico, queste importanti serie archeologiche europee direttamente alla stratigrafia isotopica groenlandese. Ciò ha permesso non solo di ridefinire l'età delle serie, ma soprattutto di valutare i cambiamenti culturali alla luce del quadro paleoclimatico fornito dal record ad altissima risoluzione della carota GISP2. Questo studio mostra un suggestivo parallelismo tra cambiamenti culturali e processi climatici in atto, caratterizzati da

una marcata instabilità e da una progressiva tendenza al raffreddamento ed inaridimento, suggerendo un possibile legame tra i due fenomeni.

L'analisi delle sequenze contenenti il tefra dell'IC ha inoltre evidenziato che l'eruzione coincise con un marcato picco di ^{14}C responsabile di una drammatica alterazione della scala del radiocarbonio. Questo fenomeno, oltre a fornire una definitiva spiegazione dell'enorme dispersione delle datazioni ^{14}C dell'IC (c. 40-18 ^{14}C ka B.P.), ha permesso di rivalutare criticamente gli attuali modelli sul passaggio Pm/Ps europeo formulati esclusivamente in base ad elaborazioni di misure radiocarbonio; scenari che, alla luce delle pesanti distorsioni della scala del radiocarbonio intorno a 40 cal ka B.P., dovrebbero essere radicalmente rivisti.

Sul piano dell'impatto climatico-ambientale, in base alla stima di zolfo emesso nel corso dell'eruzione dell'IC (c. 2×10^{15} g), comparabile a quello delle più grandi eruzioni dell'intero record vulcanico globale (es. Toba e Bishop Tuff), è possibile valutare in circa 3-4 °C l'abbassamento della temperatura globale o semiglobale indotto dall'evento vulcanico. Sebbene un simile "inverno vulcanico", della durata di alcuni anni, sarebbe di per se sufficiente ad indurre drastiche alterazioni degli ecosistemi persino in una fase interglaciale, i peculiari processi climatici in atto al tempo dell'eruzione probabilmente ne amplificarono e prolungarono l'impatto. Numerose sequenze paleoambientali, dal Mediterraneo alla regione nord atlantica, indicano infatti che le condizioni climatiche dell'HE4, furono marcatamente più fredde e aride di quelle associate agli altri HEs. Considerando quindi la coincidenza dell'eruzione dell'IC con l'inizio dell'HE4, le anomale condizioni climatiche associate a questo evento possono essere interpretate in termini di meccanismi di *feedback* positivi innescati dall'interazione del fattore di raffreddamento accidentale dell'IC con gli altri processi di riorganizzazione del sistema climatico connessi all'HE4. Questa ipotesi è argomentata sulla base delle tendenze e dei processi climatici dell'OIS 3 in prossimità dell'evento dell'IC, nonché sulla fisica, dinamica ed altri parametri vulcanologici – principalmente la massa di zolfo rilasciata – dell'eruzione dell'IC. L'evento dell'IC avrebbe contribuito come ulteriore fattore di raffreddamento, di almeno 3 °C, esattamente alcuni decenni dopo il brusco attacco di uno degli HEs, gli episodi climatici freddi connessi ai più drastici processi di riorganizzazione oceanica ed atmosferica dell'Ultimo Glaciale.

Lo scenario di impatto dell'IC sui gruppi paleolitici è stato formulato nell'ambito di un modello di ecosistema umano nel quale i siti archeologici ed i contesti culturali costituiscono le evidenze di adattamenti e modificazioni dei sistemi umani. Il quadro vulcanologico, paleoambientale e archeologico che emerge (dinamica dell'eruzione, enorme massa di zolfo, tendenze climatiche e culturali in atto, anomalia dell'HE4, abbandono dei siti) suggerirebbe che l'evento IC-HE4 – qui inteso come evento combinato – si inserì nelle dinamiche interattive uomo-ambiente come potenziale agente in grado di accelerare e/o catalizzare i processi di adattamento umano già innescati nei millenni precedenti in risposta all'eccezionale instabilità ed imprevedibilità ambientale della seconda metà dell'OIS 3. L'IC-HE4 agì probabilmente su questi processi con differenti modalità, arrestandone taluni e favorendo altri, in relazione alle locali capacità ed opportunità di adattamento; un agente catalitico e selettivo probabilmente molto più efficace degli ordinari fattori ambientali.

Contrariamente ai modelli dominanti, il passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore qui è quindi inteso non come "evento", più o meno traumatico di sostituzione bioculturale degli indigeni europei, ma come "processo" di cambiamento multiregionale, accelerato e selettivo i cui stadi iniziali coinvolsero le popolazioni neandertaliane europee a partire dalle prime fasi di marcata instabilità climatica dello Stadio Isotopico 3. In questo quadro di sostanziale continuità sia l'instabilità climatico-ambientale che l'evento IC-HE4 sono visti come efficaci agenti, in grado di innescare profondi cambiamenti nei comportamenti e nelle strategie di sussistenza umana. Sebbene la transizione Pm/Ps costituisca un processo troppo complesso per essere ipotizzato solamente alla luce dell'evento dell'IC-H4 e di altri fattori climatico-ambientali, i dati stratigrafici disponibili per alcuni millenni prima e dopo l'IC forniscono un inedito e dettagliato quadro archeologico, cronologico e paleoclimatico per una rivalutazione dei processi e dei tempi coinvolti in questo importante avvicendamento culturale.

INTRODUZIONE E CONTESTO DELLA RICERCA

1.1. UN APPROCCIO GEOARCHEOLOGICO ALLO STUDIO DEI MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO

Nella sua più neutra e schematica accezione, la geoarcheologia è lo studio delle testimonianze archeologiche con i metodi delle Scienze della Terra. L'oggetto principale, ma non esclusivo, dell'indagine geoarcheologica è dunque il contesto archeologico inteso come archivio di storia naturale e culturale, o meglio ancora come archivio della storia del rapporto uomo-ambiente. Per sua natura la geoarcheologia è quindi spiccatamente interdisciplinare e richiede competenze maturate in diversi ambiti delle Scienze della Terra e della archeologia.

Tuttavia, nella prassi più diffusa, la geoarcheologia, ponendosi come strumento ambivalente e integrativo per entrambe le sfere di interesse geologico e archeologico, spesso assume connotazioni decisamente ambigue. Essa infatti, in relazione ai principali scopi ed al tipo di prospettiva che muove la ricerca, è in grado di utilizzare dati acquisiti con metodologie della geologia (es. analisi mineralogico-petrografiche di manufatti) come elementi a sostegno di interpretazioni storico-archeologiche (es. ricostruzione di reti di scambi e comunicazioni) o viceversa, può avvalersi di dati archeologici (es. evidenze di crolli sincroni in contesti archeologici, dislocazione topografica e temporale di siti) finalizzati a scopi geologici (es. sismologia, paleogeografia).

Nell'ambito della ricerca geoarcheologia e bioarcheologia si possono quindi individuare distinte sfere di interesse che affrontano lo studio dei contesti archeologici con diversi approcci ed obiettivi, codificati con varie etichette (es. archeometria, archeosismologia, geoarcheologia ambientale, zooarcheologia, paleobotanica, ...) il cui significato non è sempre univocamente inteso. È tuttavia innegabile che la geoarcheologia esprime a pieno la sua potenzialità euristica, valorizzando al massimo i dati di entrambe le discipline, quando esiste un effettivo flusso di dati ed una forte interazione tra i due ambiti disciplinari. Al di là delle etichette quindi, lo studio del sistema uomo-ambiente in termini processuali ed ecosistemici è ciò che verosimilmente meglio definisce e distingue il dominio proprio della ricerca geoarcheologica. In termini più esplicativi, una geoarcheologia così intesa analizza in sinergia ed in modo complementare gruppi di dati derivanti da indagini di entrambe le discipline, ponendo in luce potenziali relazioni di interdipendenza fra processi geo-ambientali e storico-culturali, altrimenti non deducibili attraverso l'uso delle evidenze geologiche o archeologiche considerate singolarmente.

In questo quadro teorico si colloca ciò che da alcuni anni diversi studiosi definiscono geoarcheologia ambientale, intendendo con questa l'analisi delle interazioni tra processi geologico-ambientali e i sistemi culturali umani antichi, ovvero lo studio di antichi ecosistemi umani intesi nelle loro componenti abiotiche (clima e paesaggio) e culturali. Il

suo principale scopo è la ricostruzione delle modificazione geoambientali, siano esse dovute a processi catastrofici (eruzioni vulcaniche, terremoti, frane, ...) che graduali (climatiche) e la valutazione dei loro potenziali effetti sul popolamento umano antico. Sebbene il termine geoarcheologia ambientale sia ormai invalso nella letteratura scientifica, il suo significato è in effetti ampiamente espresso nella nozione di paleoecologia umana (Fedele, 1976). Tuttavia, mentre la paleoecologia umana studia l'interazione dei sistemi umani con tutti gli elementi di un ecosistema, Fauna, Flora, Clima e Paesaggio la geoarcheologia è principalmente focalizzata su i due elementi abiotici dell'ecosistema, cioè Clima e Paesaggio. In altri termini potremmo dire che la geoarcheologia ambientale, così come la zooarcheologia e la paleobotanica, sono divisioni specialistiche della paleoecologia umana.

In questa prospettiva di ricerca geoarcheologica, nel corso del programma di dottorato, con approcci innovativi e a forte connotazione interdisciplinare, è stato affrontato il problema del "passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore" di circa 45-35 cal ky BP, una delle più marcate variazioni nella storia evolutiva umana recente del Vecchio Mondo. Intorno a questo soggetto, fra i più discussi e controversi dell'intera preistoria europea, le ricerche sono state focalizzate sulle potenziali interazioni tra l'eruzione dell'Ignimbrite Campana, la ciclicità climatica ad alta frequenza dello Stadio Isotopico 3 (OIS 3) e i processi di modificazione bioculturale del Pleistocene recente europeo.

Nel corso dello studio sono inoltre emersi importanti spunti riguardanti il problema della cronologia e datazione delle sequenze archeologiche contenenti il "passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore", nonché della loro correlazione con sequenze paleoclimatiche di valenza regionale e super-regionale. Anche questi aspetti di correlazione tephrostratigrafica e paleoambientale tra successioni etnostratigrafiche e paleoclimatiche sono quindi trattati nella tesi.

1.2. ARTICOLAZIONE ED OBIETTIVI DELLA RICERCA

Lo studio riguardante l'Ignimbrite Campana si è sviluppato nell'ambito di un progetto FIRB triennale (RBAU01HTPA_002; Coordinatore prof. G. Orsi) inizialmente proposto su iniziativa dello scrivente e del prof. F. Fedele. L'obiettivo generale del progetto, ormai prossimo alla conclusione, è la valutazione degli effetti indotti dall'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Campi Flegrei, ca. 39,3 ky B.P.) sugli ecosistemi delle regioni direttamente o indirettamente colpite (area Mediterranea ed Europa sudorientale), intendendo l'ecosistema nei suoi componenti abiotici (clima e paesaggio), biotici (fauna e flora) e culturali (sistemi umani). Il programma di ricerca interdisciplinare si è sviluppato attraverso i contributi di cinque unità di ricerca che hanno lavorato sui seguenti obiettivi specifici:

Obiettivi	Unità di Ricerca coinvolte
1) miglioramento delle attuali conoscenze su: distribuzione areale dei depositi dell'IC sia in aree continentali che marine; parametri fisici dell'eruzione; volumi di magma e tephra emessi; fenomeni "geologici" sin- e post-eruttivi che hanno contribuito alle modificazioni del territorio;	INGV-OV (Responsabile G. Orsi); UNINA (Responsabile F. Fedele)
2) miglioramento delle attuali conoscenze su: struttura della camera magmatica e processi in essa operanti prima e durante l'eruzione dell'IC; chemostratigrafia dei prodotti eruttati; correlazioni su base composizionale fra depositi prossimali e distali e identificazione di questi ultimi;	INGV-OV (Responsabile G. Orsi); UNINA (Responsabile F. Fedele)
3) determinazione del contenuto delle specie volatili in condizioni pre-eruttive e ricostruzione dei processi di degassamento pre e sin-eruttivi del magma dell'IC;	UNICH (Responsabile M. Carrol)
4) individuazione, ricostruzione stratigrafica, caratterizzazione sedimentologica e definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC in sequenze di siti Paleolitici contenenti tephra del Pleistocene Recente; correlazione tephrostratigrafica e rideterminazione cronologica della successione etnostratigrafica sud europea;	UNINA (Responsabile F. Fedele); INGV-OV (Responsabile G. Orsi)
5) valutazione dell'impatto ambientale di metalli ed elementi in traccia emessi durante l'eruzione dell'IC;	UNIPI (Responsabile S. Sbrana)
6) identificazione della posizione del segnale dell'IC nelle principali curve paleoclimatiche (carote di ghiaccio e spettri pollinici) e ricostruzione delle condizioni climatico-ambientali precedenti e successive l'eruzione dell'IC;	UNINA (Responsabile F. Fedele)
7) ricostruzione delle condizioni paleoecologiche marine prima e dopo l'eruzione dell'IC.	UNIMI (Responsabile C. Corselli)
8) simulazione climatica degli effetti indotti dall'eruzione dell'IC a scala globale e per distinte fasce latitudinali dell'Europa;	INGV-OV (Responsabile G. Orsi)
9) analisi delle occupazioni umane in relazione alla deposizione dei tephra del Pleistocene Recente, e in particolare dell'IC.	UNINA (Responsabile F. Fedele)

I principali contributi al progetto forniti dallo scrivente nel corso del programma di dottorato riguardano gli obiettivi 1, 2, 4, 6 e 9.

Gli aspetti del programma di dottorato riguardanti la ciclicità climatica ad alta frequenza dell'OIS 3, sebbene strettamente connessi allo studio sull'IC, sono stati invece sviluppati nell'ambito di un progetto di ricerca dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del CNR (Roma), il cui scopo è lo studio della ciclicità climatica ad alta frequenza del Pleistocene recente-Olocene e dei suoi effetti sugli ambienti subaerei e gli ecosistemi umani dell'area mediterranea.

I risultati presentati in questa tesi sono in parte frutto di ricerche interdisciplinari svolte in collaborazione con studiosi coinvolti in entrambi i progetti FIRB ed IGAG. Nel corso del ciclo di dottorato, alcuni di questi studi sono stati oggetto di pubblicazioni scientifiche (Fedele et al., 2002; Fedele et al. 2003; Galadini et al., 2003; Giaccio et al., 2004; Fedele et al. in press; Fedele & Giaccio, in press, Giaccio et al., in press) e di presentazioni, anche ad invito, a convegni nazionali ed internazionali (es. Fedele et al., 2002a; Giaccio & Isaia 2002; Fedele et al., 2003a; 2003b; Fedele et al., 2004a; 2004b; Giaccio et al., 2004a).

1.3. MATERIALI E METODI

L'attività di ricerca si è svolta sia sul terreno che in laboratorio.

Nel corso del programma di lavoro sul terreno sono state esaminate numerose sequenze archeologiche e “non culturali” di cavità e di alcuni sistemi subaerei (ambienti di versante, di conoide alluvionale e costieri) con applicazione delle metodologie della stratigrafia fisica (analisi di facies lito-pedostratigrafiche). Le indagini hanno interessato sequenze di diversi bacini intermontani dell'Italia centrale (Tirino, Sulmona e Colfiorito), le sequenze di cavità della Grotta di Castelcivita (Campania), di Paglicci e del Cavallo (Puglia) e successioni costiere o interne dislocate in varie località dell'Italia meridionale (Cilento, Irpinia, Gargano e Murge). Nel corso del dottorato è stato inoltre scoperto ed indagato un nuovo sito paleolitico all'aperto (Colfiorito, Marche-Umbria).

L'attività di laboratorio ha riguardato principalmente la preparazione e lo studio al microscopio ed alla microsonda elettronica dei numerosi livelli di tefra rinvenuti e direttamente campionati nel corso delle indagini sul terreno. A questi va aggiunto un campione di tefra proveniente dal complesso di siti paleolitici di Kostenki (Russia), gentilmente prelevato e spedito dal Prof. John F. Hoffecker (Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado). Le analisi dei vetri dei tephra sono state effettuate presso i laboratori dell'IGAG-CNR con la microsonda elettronica Cameca SX50. Altre attività di laboratorio hanno riguardato l'analisi tecno-tipologica delle industrie litiche di due nuovi siti scoperti nell'ambito del dottorato, nonché il riesame dell'associazione faunistica e di alcuni aspetti dell'industria della Grotta di Castelcivita e di altre sequenze paleolitiche europee.

Parallelamente alle attività di terreno e laboratorio, nel corso dell'intero ciclo di dottorato è stata condotta un'estesa esplorazione e revisione critica di dati derivanti dalla letteratura scientifica sia archeologica che di numerosi ambiti delle Scienze della Terra, quali: geologia del Quaternario, paleoclimatologia, vulcanologia, petrologia, tepfrostratigrafia dell'area mediterranea, geocronologia del Quaternario recente, paleomagnetismo, geochimica dei nuclidi cosmogenici (incluso radiocarbonio). La revisione critica e spiccatamente interdisciplinare della letteratura, oltre a fornire elementi formativi e garantire un rigoroso inquadramento dei dati raccolti nel panorama delle conoscenze più generali, ha permesso di reinterpretare in chiave originale una serie di dati che hanno condotto a nuovi risultati e contribuito al miglioramento delle conoscenze riguardanti aspetti di ampio interesse scientifico (es. affidabilità e limiti della scala del radiocarbonio; individuazione del segnale dell'IC nella stratigrafia di riferimento del Quaternario recente europeo delle carote groenlandesi; nuova stima dell'età dell'IC).

I SOGGETTI DELLA RICERCA: QUADRO GENERALE E REVISIONE CRITICA DELLE CONOSCENZE

2.1. L'IGNIMBRITE CAMPANA: CARATTERI LITOLOGICO-PETROLOGICI, DINAMICA ERUTTIVA ED ETÀ

2.1.1. Origine e localizzazione dell'evento eruttivo: opinioni a confronto

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC) è da tempo riconosciuta come una delle maggiori dell'intera area mediterranea (Barberi et al., 1978). Sebbene questo catastrofico evento si è oggetto di studi da oltre un secolo (e.g. Scacchi, 1890; Franco, 1900), sussistono ancora significativi disaccordi circa i meccanismi eruttivi e la precisa localizzazione del punto o dei punti di emissione. Diversi studi litostratigrafici, granulometrici e delle caratteristiche composizionali dei depositi di caduta e di flusso prossimali, intermedi e distali, nonché la direzione dei flussi ricostruita in base a misure dell'anisotropia di suscettibilità magnetica (Rosi & Sbrana, 1987; Barberi et al., 1991; Fisher et al., 1993; Orsi et al., 1996; Rosi et al., 1996; 1999; Civetta et al., 1997; Ort et al., 1999; 2003; Pappalardo et al., 2002) indicherebbero che l'eruzione si verificò nei Campi Flegrei come eruzione pliniana seguita dall'emissione di flussi piroclastici connessa ad un collasso di caldera. La stima della superficie dell'area collassata è di c. 230 km² ed include l'attuale area dei Campi Flegrei, la città di Napoli, il golfo di Pozzuoli ed il settore nord-occidentale del golfo di Napoli (Orsi et al., 1996) (Fig. 2.1.).

Altri autori hanno localizzato l'area di emissione dell'IC ad alcuni km a nord dei Campi Flegrei, proponendo un meccanismo eruttivo lungo fratture (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Di Girolamo et al., 1984; Lirer et al., 1987) o nella depressione strutturale detta di Acerra a 15 km a nord-est di Napoli (Scandone et al., 1991). Recentemente, in base ad evidenze litostratigrafiche e granulometriche – principalmente la distribuzione di depositi di breccie prossimali – altri studiosi hanno suggerito che l'eruzione dell'IC fu di tipo fissurale, con emissione lungo il preesistente sistema di faglie bordanti la Piana Campana (De Vivo et al., 2001; Rolandi et al. 2003; cfr. anche Di Girolamo, 1968). Per questa area a diffusa attività vulcanica è stata inoltre proposta la definizione di "Campanian Volcanic Zone" (CVZ; Rolandi et al., 2003) (Fig. 2.2.).

Le opinioni degli studiosi si dividono anche sull'interpretazione del livello di pomice che si rinviene alla base delle unità di flusso (si veda sezione successiva). Alcuni autori infatti attribuiscono il deposito ad una fase iniziale di tipo pliniano dell'eruzione dell'IC (es. Fisher et al., 1993; Rosi et al., 1999; Signorelli et al., 1999) altri invece ritengono che esso rappresenti un evento precursore (c. 41-40 cal ka B.P.) leggermente più antico dell'IC (c. 39 cal ka B.P.) la cui sorgente sarebbe localizzata nell'area della città di Napoli (Vulcano di Chiaia?) (Rolandi et al., 2003; cfr. Di Girolamo, 1973). Una breve

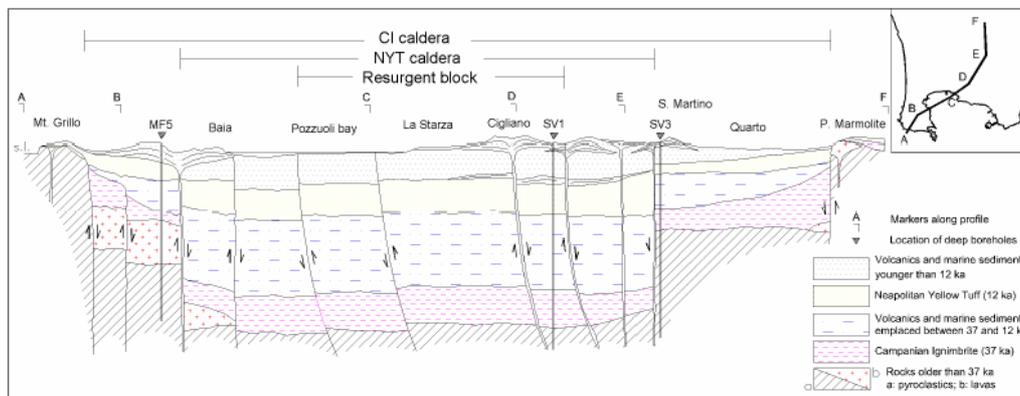
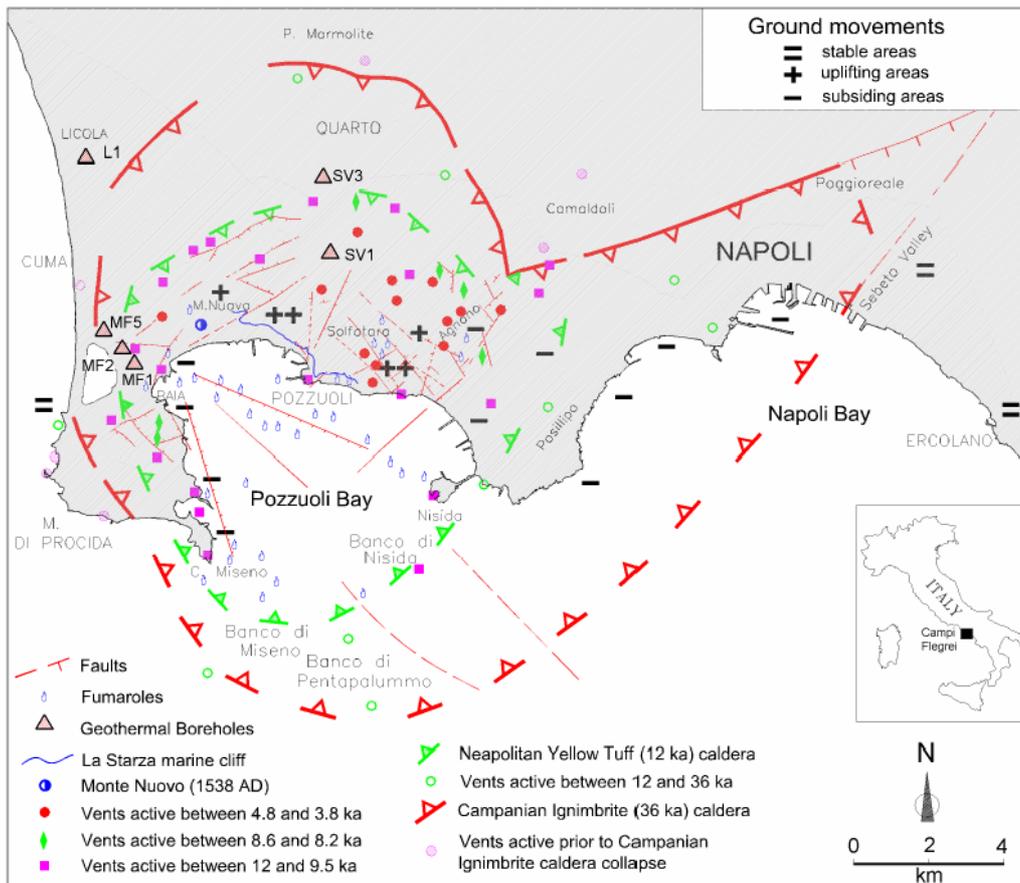


Fig 2.1. – Schema strutturale e sezione geologica dei Campi Flegrei (da Wohletz et al., 1999)

discussione su questo controverso aspetto, fondamentale ai fini della ricostruzione della dinamica eruttiva dell'IC e della localizzazione dell'area o delle aree di emissione, è affrontata alla fine della sezione 2.1.3.

Un'altro soggetto che fino a poco tempo fa ha alimentato una certa discussione, riguarda la correlazione all'IC di alcune formazioni di depositi di breccie prossimali affioranti nel settore occidentale dei Campi Flegrei. Un breve resoconto su questa controversia e la sua pressoché definitiva conclusione è anch'esso fornito nella sezione

che segue. Più in generale, nelle sezioni che seguono verranno a più riprese riesaminati e ridiscussi i principali punti oggetto di controversia, con l'esplicita intenzione di fornire un quadro completo e neutro delle conoscenze, nonché, laddove sia possibile, di valutare la congruenza delle ipotesi alternative alla luce dei dati ed evidenze disponibili.

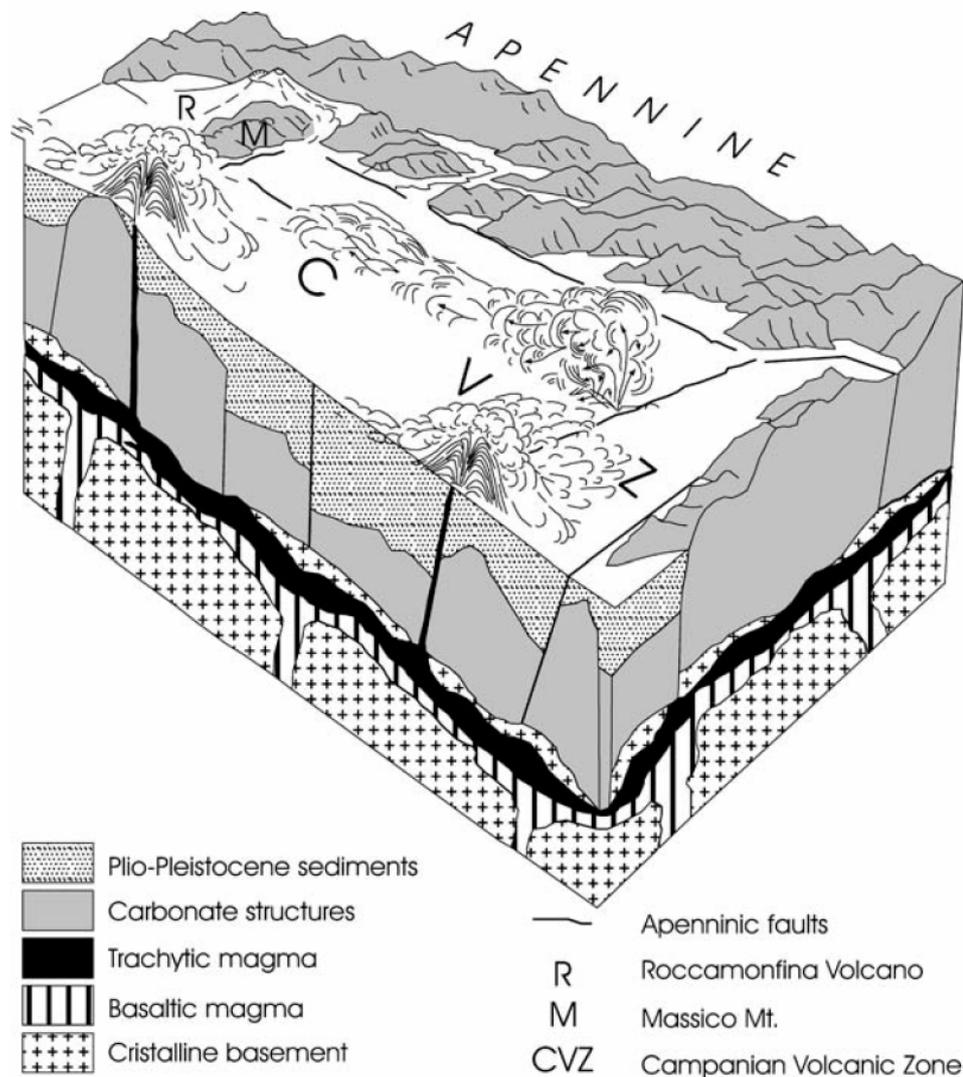


Fig. 2.2. – Modello dell'eruzione fissurale dell'Ignimbrite Campana secondo Rolandi et al. (2003).

2.1.2. Litostratigrafia

I depositi intermedi e distali dell'IC, coprenti una superficie di circa 30.000 km², comprendono un livello di pomici di caduta pliniano (Di Girolamo 1970) sormontato da unità di flusso piroclastico (Tufo Grigio Campano di Di Girolamo, 1968) (Fig. 2.3) che nelle aree prossimali passano a breccie litiche ed ignimbriti a tessitura eutattica (Breccia Museo e Piperno; es. Di Girolamo et al., 1984, *cum biblio*).

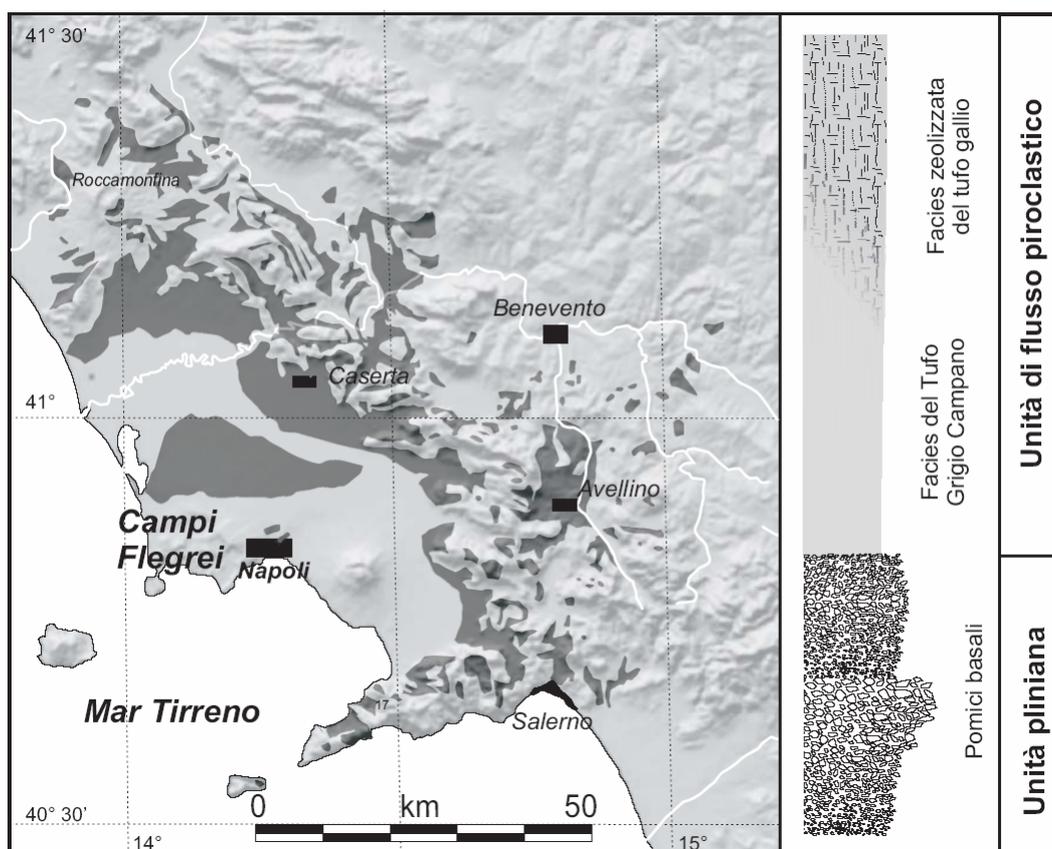


Figura 2.3 – Distribuzione e colonna stratigrafica schematica dei depositi piroclastici intermedi dell'IC (modificato da Signorelli et al., 1999).

Il deposito di caduta pliniano dell'IC risulta costituito da una parte basale di pomici ben classate a gradazione inversa (lower fall unit [LFU] di Rosi et al., 1999 o unità A-B di Perrotta & Scarpati, 2003) seguita da una parte più alta con pomici massive e classazione da discreta a scarsa (upper fall unit; [UFU] di Rosi et al., 1999 o unità C-E di Perrotta & Scarpati, 2003) (Fig. 2.4). Lo studio di Rosi et al. (1999) ha evidenziato una leggera divergenza degli assi di dispersione delle due porzioni, ma nel complesso il deposito risulta disperso verso est con un andamento delle isopache che, in accordo con altri studi (Di Girolamo, 1970; Perrotta & Scarpati, 2003; Rolandi et al., 2003), individuano una area sorgente dentro o in prossimità dei Campi Flegrei (Fig. 2.5).

Secondo Fisher et al. (1993) i depositi di flusso piroclastico mostrano in tutta l'area di dispersione intermedia e distale (da circa 10 a 80 ka dai Campi Flegrei) caratteri sedimentologici piuttosto omogenei. Dal basso essi distinguono un sottile livello discontinuo con scarsa matrice ed ad abbondanti litici (*ground layer* o Livello 1 dello schema ideale delle ignimbriti) sormontato dai corpi ignimbrici del Livello 2, suddiviso in una parte basale più sottile (Livello 2a) ed un Livello 2b rappresentante la componente più voluminosa del deposito. Questi si presentano da parzialmente saldati a parzialmente sciolti, sebbene essi possono essere litificati ed apparire di colore giallo a seguito di

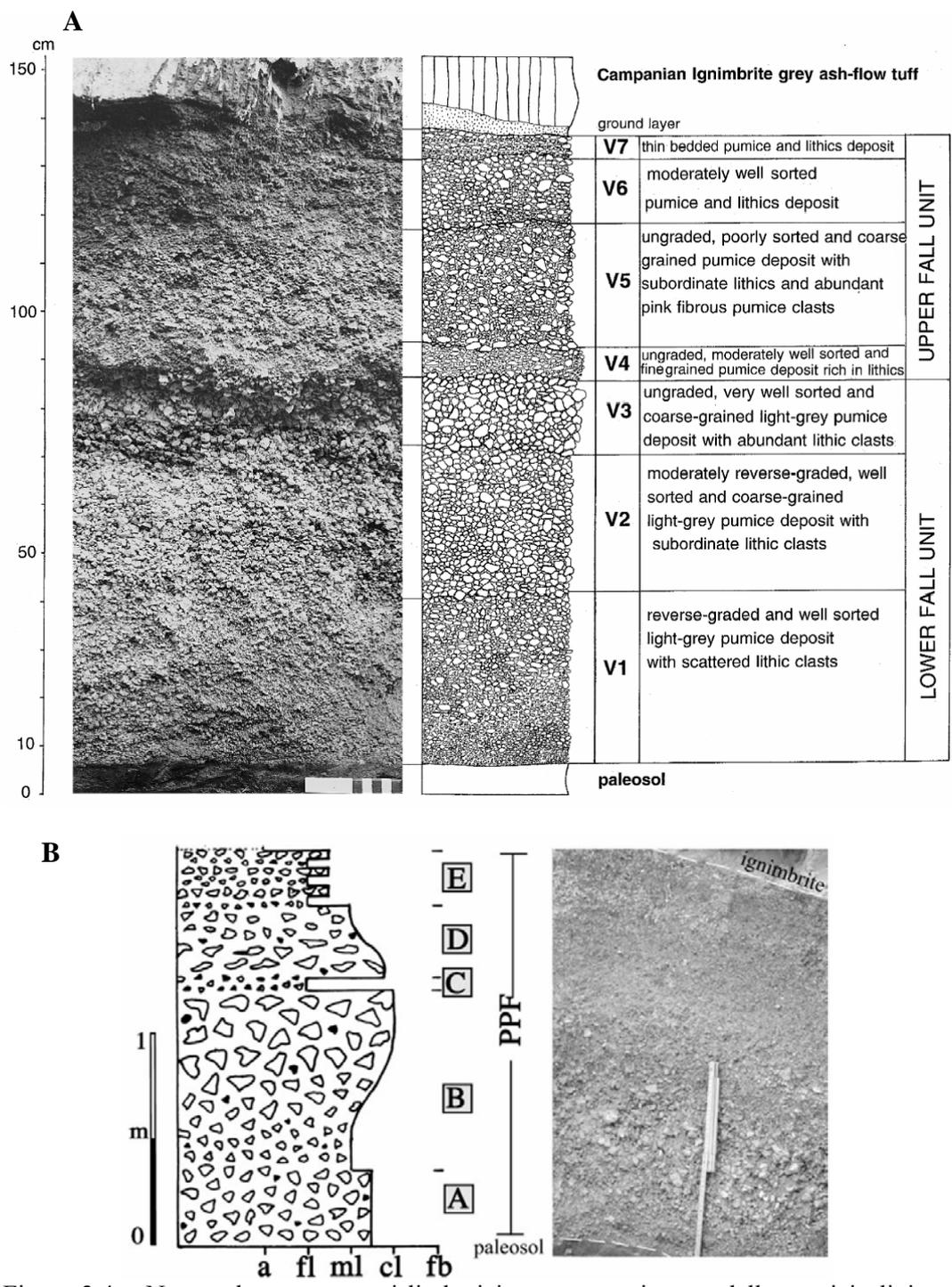


Figura 2.4 – Nomenclatura, caratteri litologici e sequenza interna delle pomici pliniane dell'IC secondo Rosi et al., 1999 (A) e Perrotta & Scarpati, 2003 (B).

processi di zeolitizzazione. I componenti juvenili, predominanti nei depositi dell'IC, sono costituiti da ceneri e pomice grigie ben vescicolate con scarsi fenocristalli (mediamente 3-5 % in peso) rappresentati prevalentemente da K-feldspato e subordinatamente plagioclasio, clinopirosseno, biotite magnetite ed altre fasi in tracce. I frammenti vetrosi,

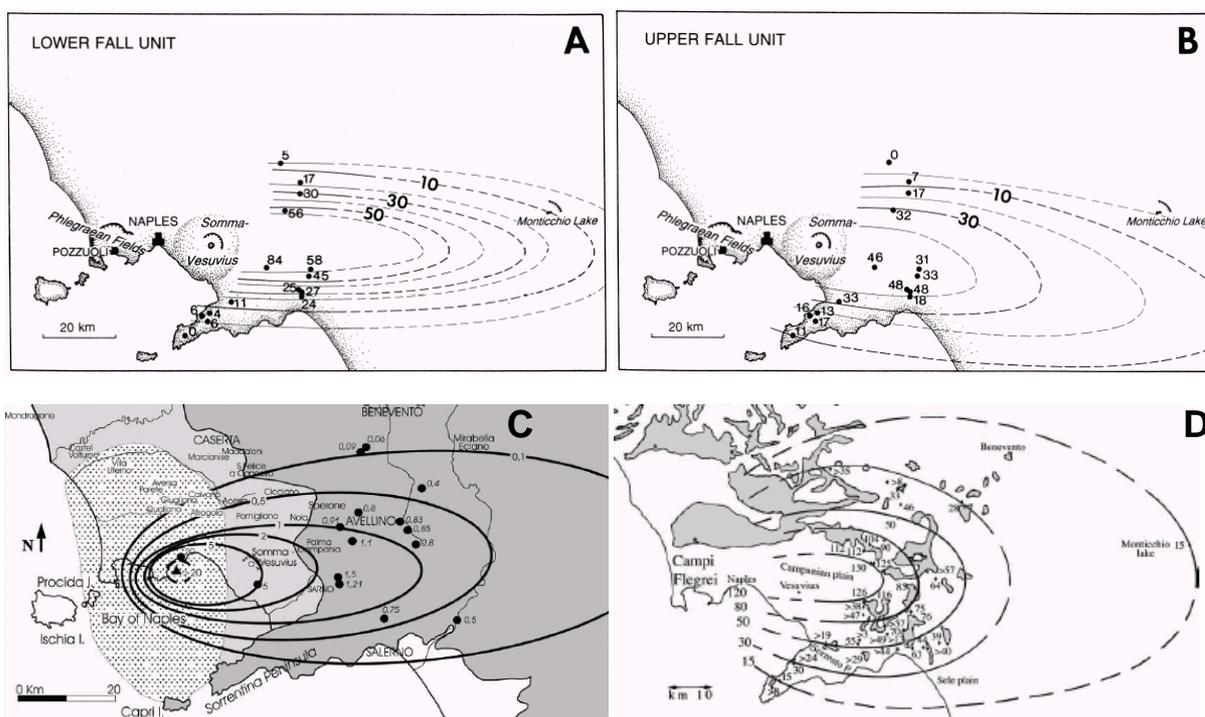


Figura 2.5 – Mappe delle isopache dei prodotti pliniani dell’Ignimbrite Campana (A e B, Rosi et al., 1999; C, Rolandi et al., 2003; D, Perrotta & Scarpati, 2003).

con peculiari forme appiattite, dritte o leggermente ricurve, indicano una provenienza da un magma altamente vescicolato con bolle centimetriche fortemente allungate.

In questa medesima area, con esclusione di quella più distale (>40 km), Rolandi et al. (2003) distinguono invece nell’ambito dell’IC due unità costituite da depositi con porzioni alte molto simili nei caratteri a quelli descritti da Fisher et al. (1993), ma che presentano alla base depositi grossolani interpretati come una diffusa facies prossimale.

Nell’area circostante ai Campi Flegrei, l’IC è rappresentata da formazioni di breccie litiche e di depositi ignimbratici densamente saldati con caratteristiche scorie nere schiacciate (“fiamme”) noti in letteratura come Breccia Museo e Piperno (es. Di Girolamo et al. 1984; Rosi e Sbrana, 1987; Rosi et al., 1996). Di Girolamo et al. (1984) attribuiscono comunque all’IC solo le formazioni affioranti nel settore orientale dei Campi Flegrei, mentre i depositi della Breccia Museo ai margini occidentali dei Campi Flegrei, in base a datazioni radiocarbonio furono attribuiti ad una differente eruzione, di diversi millenni successiva all’IC (Lirer et al., 1991). I caratteri petrologici e vulcanologici di questa unità (Melluso et al., 1995) ed dell’IC (Civetta et al., 1997; Pappalardo et al., 2002) mostrano tuttavia straordinarie analogie sia in termini di variabilità composizionale del magma, sia in termini di meccanismi eruttivi inferiti. Inoltre, la recente datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ della Breccia Museo affiorante nel settore occidentale (De Vivo et al., 2001) ha definitivamente confermato la sua attribuzione all’IC. La correlazione è infine supportata anche dallo studio della magnetizzazione

rimanente dei depositi prossimali dei Campi Flegrei (Piperno e Breccia Museo) e distali dell'IC che evidenzia valori di declinazione e inclinazione paleomagnetica del tutto analoghi (Ort et al., 1999; cfr. Ort et al., 2003).

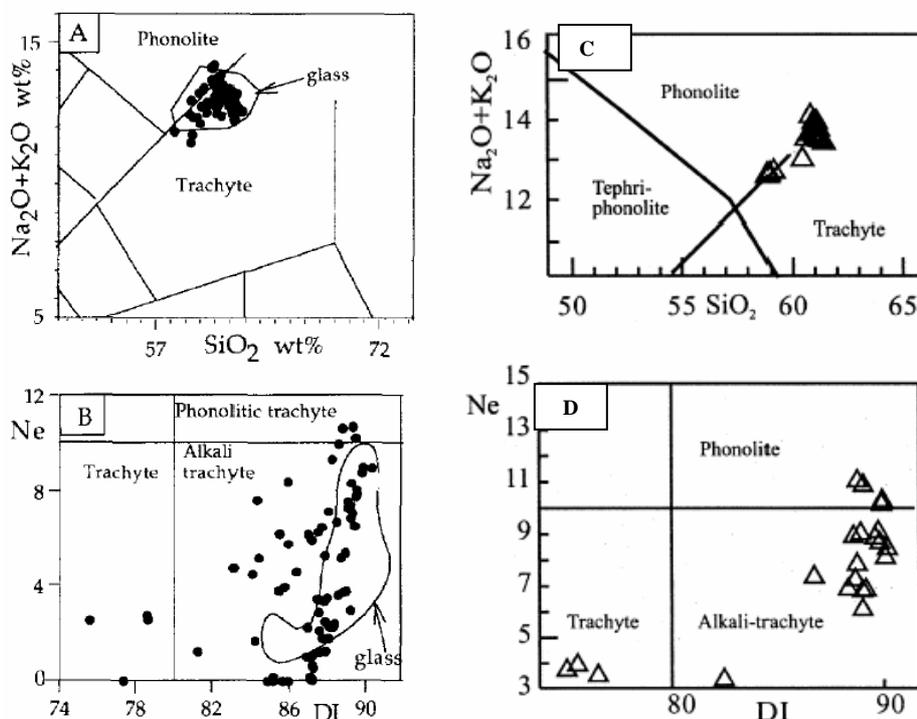


Figura 2.6 – Alcuni diagrammi di classificazione dell’Ignimbrite Campana da Civetta et al., 1997 (A e B) e Pappalardo et al., 2002 (C e D).

2.1.3. Petrologia e dinamica eruttiva

Numerosi studi indicano una composizione chimica variabile dell’IC da trachitica a trachitico-fonolitica (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Civetta et al., 1997; Signorelli et al., 1991; Pappalardo et al., 2002; cfr. Melluso et al., 1995 per la “Breccia Museo”) (Fig 2.6).

Di Girolamo (1970) riconobbe una variabilità chimica laterale, con i prodotti più differenziati nei settori più distali, attribuendola alla presenza di una magma zonato per processi di frazionamento per cristallizzazione pre-eruttivi. Barberi et al. (1978) riconobbero invece una variabilità chimica verticale interpretandola come risultato di alterazioni postdeposizionali.

Civetta et al. (1997) descrivono tre principali raggruppamenti composizionali non sistematicamente organizzati stratigraficamente, ma distinti in funzione della distribuzione areale. I termini meno evoluti, con un indice di differenziazione (DI) pari a 75-83, caratterizzano i depositi del settore centrale della Piana Campana fino a c. 30 km dal Golfo di Pozzuoli, mentre i prodotti più differenziati (DI=88-90) costituiscono le pomice del fall basale e l’ignimbrite della fascia bordiera appenninica fino a 50 km dalla

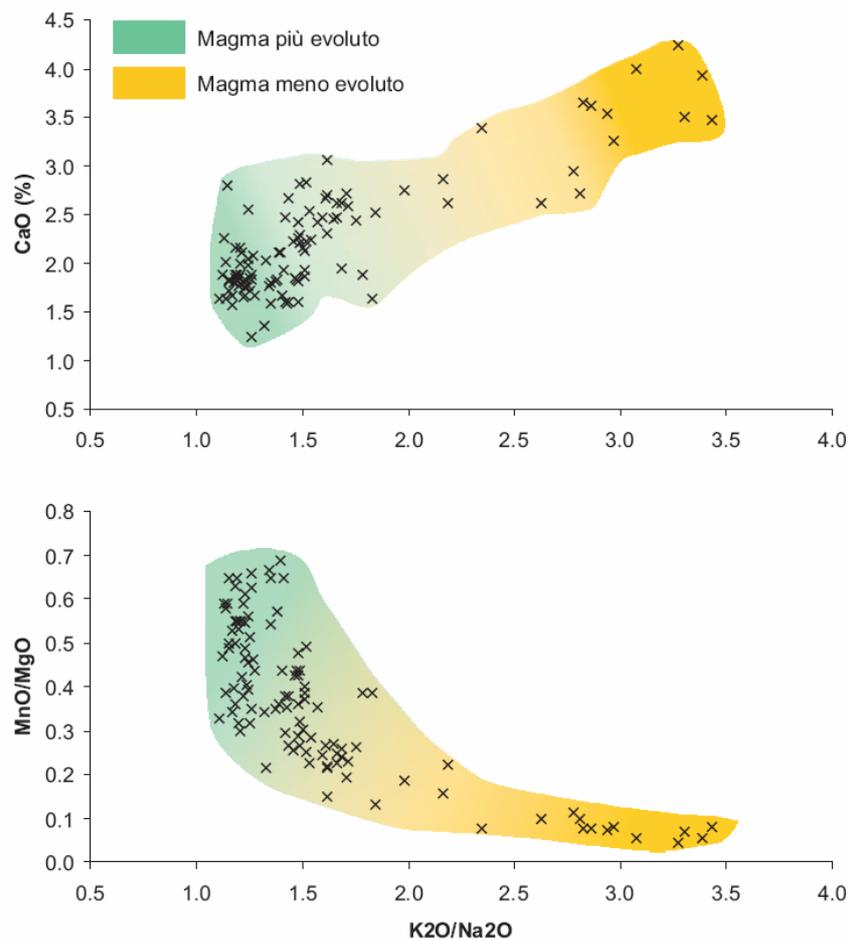


Figura 2.7 – Alcuni diagrammi di variazione degli elementi maggiori di vetri e pomici dell’Ignimbrite Campana elaborati in base ai dati di Civetta et al. (1997).

sorgente. In questa area e nei settori più interni dell’Appennino sono presenti anche depositi con composizione intermedia (DI=84-87). In termini di composizione degli elementi maggiori, i tre magmi si distinguono soprattutto per il rapporto K_2O/Na_2O e per le quantità di CaO, Fe_2O_3 , MgO e MnO. In particolare il magma meno evoluto presenta sempre un rapporto $K_2O/Na_2O > 2$, $CaO=3,5-4,5\%$, $Fe_2O_3=4-5,5\%$, $MgO=1-1,55\%$ e $MnO=0,06-0,15\%$, mentre quello più evoluto $K_2O/Na_2O > 1-1,35\%$, $CaO=1,6-1,95\%$, $Fe_2O_3 \sim 3,5\%$, $MgO=0,3-0,45\%$ e $MnO=0,15-0,25\%$ (Tab. 2.1). Il magma intermedio presenta valori di rapporti e di percentuali di questi elementi intermedi rispetto ai valori estremi del magma meno evoluto e più evoluto (Fig 2.7). Secondo Civetta et al. (1997) la variabilità composizionale indicherebbe che il sistema magmatico dell’IC comprenda due distinti magmi con una parte alta più differenziata ed omogenea una parte basale meno evoluta e leggermente zonata. Essa è attribuita sia al frazionamento pre-eruttivo sia ad altri possibili processi magmatici sin-eruttivi (mescolamento dei due livelli). Secondo gli autori, nel corso di tre distinte fasi eruttive i due magmi furono estratti simultaneamente o singolarmente generando prodotti con pomici a differente composizione chimica.

	Fall-IC (Voscone)				Flussi-IC (Ponti Rossi)					
	LFU		UFU		Unità III		Unità II			
SiO₂	61.02	61.22	60.40	61.20	61.55	61.71	60.10	60.37	61.06	61.14
TiO₂	0.40	0.50	0.42	0.31	0.40	0.41	0.40	0.45	0.44	0.42
Al₂O₃	19.06	18.82	18.71	19.03	18.55	18.62	18.75	18.64	18.65	18.70
FeO	3.25	2.98	3.84	3.50	2.98	3.11	4.06	3.93	3.70	3.62
MnO	0.24	0.25	0.10	0.00	0.26	0.23	0.14	0.21	0.20	0.20
MgO	0.36	0.48	0.79	0.77	0.36	0.37	0.77	0.59	0.40	0.40
CaO	1.61	1.84	2.79	2.73	1.70	1.78	2.98	2.26	1.92	2.01
Na₂O	5.34	5.34	2.25	3.09	6.10	5.75	4.11	5.23	5.75	5.77
K₂O	7.61	7.65	9.92	8.74	7.22	7.06	8.52	8.21	7.79	7.75
F	0.03	0.06	0.20	0.15	0.05	0.03	0.15	0.11	0.09	0.09
Cl	0.27	0.26	0.15	0.12	0.00	0.00				
P₂O₅	0.80	0.52	0.35	0.33	0.79	0.84				
K₂O/Na₂O	1.42	1.43	4.41	2.83	1.18	1.23	2.07	1.57	1.35	1.34
MnO/MgO	0.67	0.52	0.13	0.00	0.72	0.62	0.18	0.36	0.50	0.50

Tabella 2.1 – Analisi chimiche rappresentative (wt. % normalizzato al 100%) di pomici e vetri del fall (Signorelli et., 1999) e dei flussi (Pappalardo et al., 2002) dell'Ignimbrite Campana mostranti la tipica variabilità composizionale del suo sistema magmatico. La designazione delle unità dell'IC segue la nomenclatura proposta dai rispettivi autori.

Lo studio di Signorelli et al. (1999) sui vetri della matrice e sulle inclusioni vetrose delle pomici del fall pliniano indica una analoga variabilità composizionale del sistema magmatico dell'IC (Tab. 1; Fig. 2.7), che gli autori attribuiscono ad una zonazione della camera magmatica sia verticale che laterale, quest'ultima addebitata ad una possibile iniezione di magma profondo primitivo.

Le analisi della Breccia Museo (Melluso et al., 1995) hanno permesso di riconoscere una variabilità composizionale verticale, con i termini più evoluti verso il basso e quelli meno evoluti nella parte alta della sequenza che gli autori attribuiscono ad un progressivo svuotamento della camera magmatica dall'alto verso il basso nel corso dell'eruzione.

Una simile variabilità verticale è stata in seguito riconosciuta anche in un'altra sequenza prossimale dell'IC recuperata in carotaggio al margine orientale della caldera in località Ponti Rossi (Pappalardo et al. 2002) (Tab. 2.1). In particolare, Pappalardo et al. (2002) in base allo studio stratigrafico e composizionale di questa sequenza, comprendente quattro unità di flusso in successione, e tenendo conto di precedenti studi (Fischer et al., 1993; Orsi et al., 1996; Civetta et al., 1997; Rosi et al., 1999) hanno proposto una dettagliata ricostruzione dei processi magmatici e vulcanologici coinvolti nell'erezione dell'IC. Secondo gli autori l'eruzione iniziò probabilmente con un esplosione freatomagmatica, seguita dalla formazione di una colonna sostenuta pliniana alta fino a 44 km (LFU di Rosi et al., 1999) ed alimentata dalla simultanea estrazione di entrambi i livelli di magma (Fig. 2.8a). Nel corso degli stadi successivi, a causa della migrazione verso l'alto della superficie di frammentazione, della riduzione del tasso di emissione e/o dell'attivazione di fratture, si formò una colonna pulsante alimentata solo

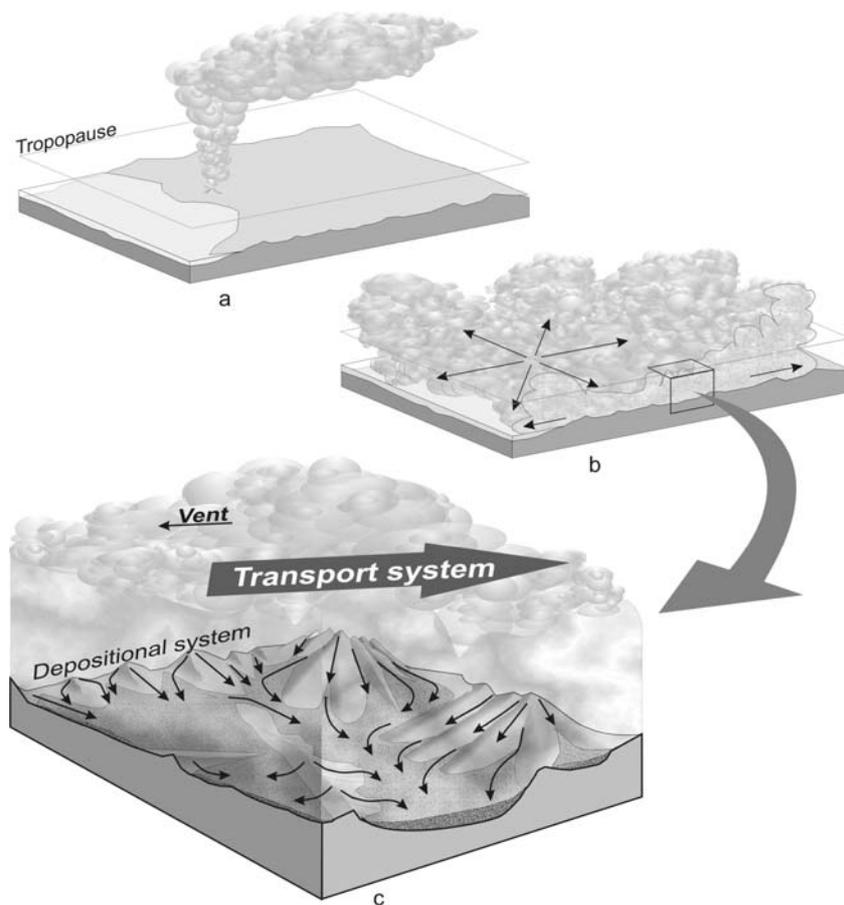


Figura 2.8 – Principali fasi dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana secondo il modello di Fisher et al. (1993). a) Colonna pliniana sostenuta; b) correnti piroclastiche espanse; c) sistema di trasporto in regime di correnti turbolente e diluite e di deposizione dei flussi gravitativi controllata dalle locali condizioni morfologiche.

dal magma più evoluto che raggiunse un'altezza massima di 40 km (UFU). La fase pliniana fu seguita dall'inizio del collasso della caldera accompagnato dalla formazione di correnti piroclastiche molto espanse alimentate dal livello di magma più superficiale. Queste correnti si spostarono verso nord e verso sud depositando materiali sui rilievi del Roccamonfina e della penisola sorrentina. Durante la fase più significativa del collasso della caldera fu raggiunto il massimo tasso di emissione con l'estrazione di entrambi i livelli di magma parzialmente miscelati tra loro. Questa fase fu accompagnata dalla formazione di ulteriori correnti piroclastiche che si spostarono radialmente dal bordo della caldera depositando l'ignimbrite a composizione intermedia fino a 80 km di distanza. Seguendo il modello proposto da Woods & Wohletz (1991) sulla dinamica delle nubi co-ignimbritiche ed adottando una stima del tasso di emissione pari a 10^{10} - 10^{11} kg s^{-1} (Legros & Kelfoun, 2000), nonché una temperatura di circa 1000°C (Signorelli et al., 1999), è stato stimato che in questa fase la nube co-ignimbritica si elevò nell'atmosfera ad

una altezza non inferiore a 30 km (Fedele et al., 2003) (Fig. 2.8b). Nel corso della fase conclusiva dell'eruzione fu estratto solo il magma più profondo e meno evoluto con la generazione di flussi meno mobili e meno diluiti che raggiunsero brevi distanze nella Piana Campana.

Secondo Fisher et al. (1993) e Ort et al. (2003) le correnti piroclastiche che sormontarono rilievi montuosi alti fino a 1500 m e viaggiarono sulla superficie del mare possono essere descritte come un doppio sistema di trasporto e deposizione. I flussi piroclastici dell'IC sono intesi come un sistema turbolento ed espanso di gas e particelle che si muovono sulla superficie topografica come correnti diluite molto più spesse dei più alti rilievi sormontati. Questo sistema di trasporto stratifica continuamente e risulta più denso alla sua base dove si predispone il sistema di deposizione. In corrispondenza di ostacoli morfologici e/o a seguito di perdita di energia interna, il sistema di deposizione si separa da quello di trasporto generando flussi gravitativi controllati dalle locali condizioni morfologiche (Fig. 2.8c).

Completamente diverso è lo scenario proposto da Rolandi et al. (2003) secondo i quali l'eruzione dell'IC si innescò in una prima fase lungo i sistemi di faglie a nord e nord-est della Piana Campana o CVZ con la deposizione dei prodotti più differenziati dell'unità 1-2. Questa fase fu seguita dall'attivazione di faglie orientate E-W della depressione strutturale del graben di Acerra-Golfo di Napoli con emissione dei magmi meno evoluti dell'unità 2 (Fig. 2.1).

In merito a queste significative divergenze sulla dinamica eruttiva dell'IC, nonostante gli aspetti puramente vulcanologici esulino dagli scopi di questo studio, alcune brevi considerazioni conclusive meritano di essere formulate.

Il modello di Rolandi et al. (2003) implica che il deposito pliniano alla base dell'IC sia connesso ad una precedente eruzione, leggermente più antica dell'IC. Questa ipotesi, proposta sulla base delle datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, alla luce del complesso di dati lito-pedostratigrafici risulta tuttavia difficilmente sostenibile. Infatti, in tutta l'area di dispersione del fall e del flusso tra i due depositi non sono mai stati osservati livelli di alterazione pedogenetica, sia pure incipiente, né tanto meno livelli di sedimentazione epiclastica, quali testimoni dell'eventuale intervallo temporale intercorso tra la deposizione delle pomici e dei successivi flussi (es. Rosi et al., 1999). L'erosione, che effettivamente a luoghi interessa il livello di caduta (Rosi et al., 1999), da sola non è sufficiente ad indicare il trascorrere di un certo intervallo temporale, in quanto attribuibile ai processi di trasporto e deposizione dei flussi piroclastici. Inoltre le differenze cronometriche riscontrate tra il fall ed i depositi ignimbrici potrebbero essere addebitate alla presenza di xenocristalli (De Vivo et al., 2001).

Le evidenze più chiare di un'origine coeva e cogenetica del fall alla base dell'IC, possono essere ricavate dall'analisi del tefra distale dell'IC rinvenuto al Lago Grande di Monticchio (Vulture). In questa sequenza, uno dei più completi e continui record

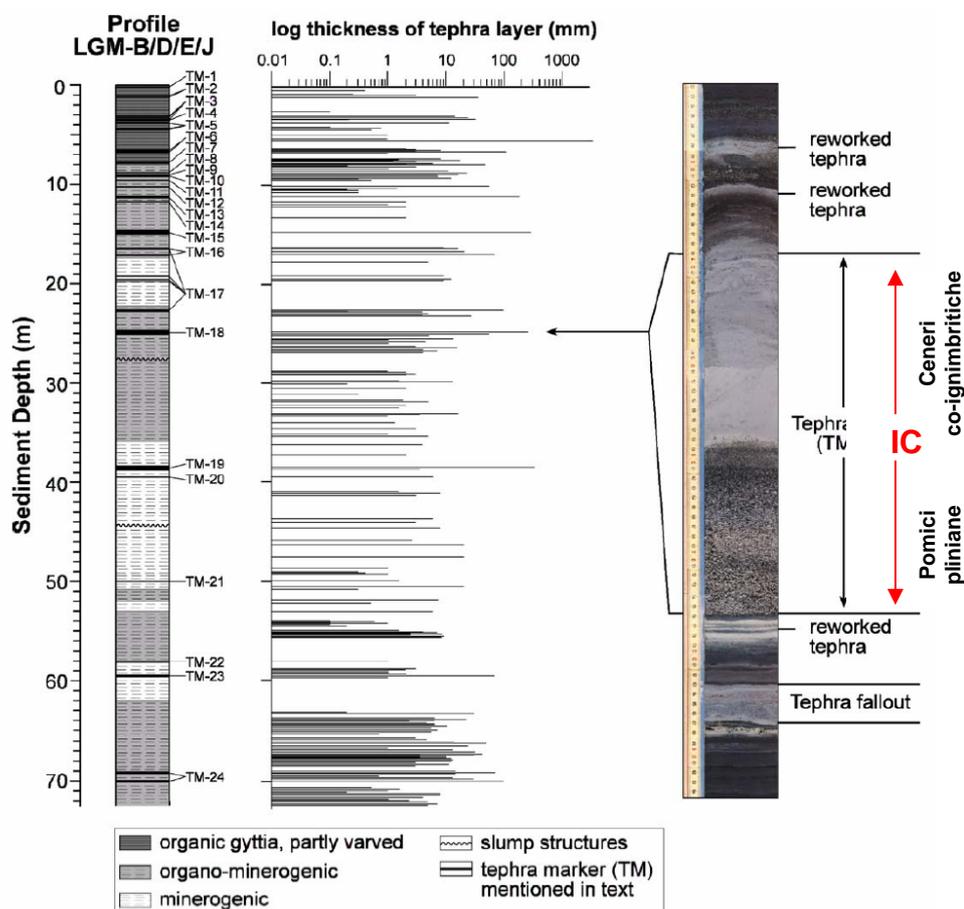


Figura 2.9 – Il tefra dell’Ignimbrite Campana nella sequenza lacustre di Monticchio. Sono chiaramente distinguibili i due livelli di pomici e ceneri a diretto contatto stratigrafico, rispettivamente correlati ai depositi pliniani e del flusso delle due principali fasi eruttive (modificato da Wulf et al., 2004).

dell’attività vulcanica del Mediterraneo centrale degli ultimi 110 ka B.P. (Wulf, 2000; Wulf et al., 2004), l’IC è rappresentata da uno deposito di 257 mm con base a 2495,2 cm di profondità. Esso mostra la stessa composizione e la stessa sequenza interna delle successioni terrestri dell’IC, ovvero un deposito di pomici pliniane alla base di circa 17 cm sormontato da ceneri sottili co-ignimbritiche rappresentanti i flussi piroclastici (Narcisi, 1996; Wulf et al., 2004) (Fig. 2.9).

In base all’età dell’IC (si veda sezione successiva) e dei prodotti di altre eruzioni note riconosciuti a Monticchio, è possibile stimare un tasso di sedimentazione, nell’intervallo temporale comprendente l’eruzione dell’IC, pari a c. 62 cm/ka (per dettagli si veda sezione 3.4.3.). Un eventuale intervallo di tempo intercorso tra la deposizione delle pomici pliniane e le ceneri co-ignimbritiche, sia pure di un solo secolo o meno, dovrebbe quindi essere documentato dalla presenza di diversi centimetri di sedimenti lacustri intercalati tra le due unità di fall e flusso. Il tefra dell’IC variamente denominato di Monticchio (L12 sensu Narcisi, 1996; MT8 sensu Allen et al., 1999; TM-18 sensu Wulf

et al., 2004) mostra al contrario una sedimentazione continua tra pomici e ceneri, suggerendo una deposizione in rapida successione delle pomici del fall pliniano e delle ceneri co-ignimbricche, e quindi un'origine sin-eruttiva delle due unità.

Queste evidenze supporterebbero dunque l'ipotesi che l'evento dell'IC iniziò nell'area dei Campi Flegrei come eruzione pliniana seguita immediatamente dall'emissione di flussi piroclastici, verosimilmente innescati da un collasso strutturale e la formazione di una caldera. D'altro canto, tuttavia, alcuni recenti rinvenimenti di prodotti prossimali attribuiti all'IC, nell'area metropolitana occidentale e centrale di Napoli (Rolandi et al., 2003), e quindi all'interno della caldera identificata da Orsi et al. (1996), solleva dubbi sulla geometria ed effettiva estensione di quest'ultima.

2.1.4. Età

Le attuali stime disponibili dell'età dell'IC comprendono numerose datazioni assolute e determinazioni cronologiche desunte su base stratigrafica (Tab. 2.2).

I primi tentativi di datazione si riferiscono a misure radiocarbonio di legni carbonizzati inglobati nei prodotti dell'IC e del paleosuolo a questi immediatamente sottostante (Alessio et al. 1971, 1973; Scandone et al., 1991). Queste fornirono età comprese tra 40-27 ^{14}C ka B.P., un intervallo che tuttavia andrebbe esteso fino a comprendere l'età c. 18 ^{14}C ka B.P. della Breccia Museo (Lirer et al., 1991). Come si vedrà più avanti nella sezione 3.4.4., queste anomalie cronometriche si inquadrano in un fenomeno più generale di fluttuazione del radiocarbonio e di alterazione della relativa scala temporale (Giaccio et al., in press). Più recentemente due misure radiocarboniche AMS, ottenute da carbone di legno carbonizzato inglobato nei depositi ignimbricchi, hanno fornito l'età di 35.600±150 e 33.200±600 ^{14}C yr B.P. (Deino et al., 1994).

Una delle più recenti ed accurate determinazioni cronologiche dirette dell'IC ha fornito un'età di 39.395±51 anni B.P. Essa deriva da circa quaranta misure $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ concordanti effettuate su singoli cristalli di sanidino prelevati da venti campioni di IC raccolti in dodici affioramenti distribuiti nell'intera area di dispersione e rappresentativi di tutte le sub-unità (compreso il fall e la Breccia Museo) dell'IC (De Vivo et al., 2001). Questa determinazione è supportata da ulteriori misure $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ che indicano età comprese tra c. 40 e c. 38 ka B.P. (N=8; Rolandi et al., 2003) e tra 37.100±75 e 39.500±62 anni B.P. (N=9; Lanphere, 2003). Precedenti misure $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fornirono un'età 37.100±400 yr B.P. (Deino et al., 1994). Tuttavia, in base ad una revisione di alcuni standard del metodo, questa età dovrebbe essere portata a circa 38.500 (Orsi, com. pers.) in notevole accordo dunque con le più recenti determinazioni.

Ulteriori stime di età diretta ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) o stratigrafica sono state effettuate sul tefra distale marino e lacustre dell'IC.

In base alla stratigrafia isotopica marina il livello del Mediterraneo orientale Y5, correlato all'IC, è stato datato a 38.000±2000 (Thunell et al., 1979), mentre cinquantuno misure $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sul suo equivalente tirrenico ed adriatico C-13(=IC) fornirono l'età

<i>⁴⁰Ar/³⁹Ar</i>			
Contesto	Età (ka B.P.)	N.	Fonte
Depositi terrestri	39,395±51 (1σ)	38	De Vivo et al., 2001
»	38,100±800	9	Lanphere, 2003
»	38,833±250	8	Rolandi et al., 2003
»	37,100±400 ^a	-	Deino et al., 1994
Tefra di Monticchio	37,000±3000	-	Watts et al., 1996
Tefra marino C-13	41,000±2100	21	Ton-That et al., 2001

<i>Metodi stratigrafici</i>			
Contesto	Metodo	Età (ka B.P.)	Fonte
Tefra di Monticchio	Tasso di sedimentazione	32,970 ^b	Zolitschka & Negendak, 1996
Y5 marine tephra	Stratigrafia δ ¹⁸ O	38,000±2000	Thunnel et al., 1979
Picco vulcanogenico GISP2 ^c	Lamine annuali	40,012	Fedele et al., 2003

Tabella 2.2 – Età dell'Ignimbrite Campana, escluse determinazioni ¹⁴C

^a Da portare a c. 38,5 ka (Orsi, com. pers.)

^b Da portare a c. 37 ka, secondo Wulf et al. (2004)

^c Per dettagli si veda sezione 3.4.5.

apparente di 25.000±70.000 e 112.000±7000 anni B.P. Tuttavia, un'ampia sub-popolazione di misure (24/51) ha definito un'isocrona di 41.000±2100 yr B.P. (Ton-That et al. 2001). Entrambe queste età appaiono in sostanziale accordo con le determinazioni ottenute sui depositi prossimali terrestri dell'IC (Tab. 2.2).

L'età di 37±3 ka B.P. determinata in base a misure ⁴⁰Ar/³⁹Ar sul tefra dell'IC (Watts et al., 1996) rinvenuto a Monticchio (Narcisi et al., 1996; Wulf et al., 2004) appare anch'essa in sostanziale accordo con le datazioni dei depositi terrestri. Ciò nonostante, secondo il modello cronologico di Monticchio – basato sul tasso di sedimentazione media desunto dal conteggio di varve annuali presenti solo in brevi e sparsi intervalli della successione (Zolitschka & Negendank, 1996) – l'età dell'IC risulterebbe sorprendentemente più recente, pari solo a 32.970 anni. Più recentemente, tuttavia, gli stessi autori (Wulf et al., 2004) hanno riconosciuto la necessità di rivedere il modello cronologico di Monticchio, almeno nell'intervallo intorno all'IC, ammettendo per questa un'età di almeno 37 ka B.P.

In conclusione, prescindendo momentaneamente dalla cronologia radiocarbonio, alla quale si dedicherà ampio spazio nella sezione 3.4.4., tutte le determinazioni cronometriche dell'IC convergono nel definire un'età tra 37 e 41 cal ka B.P. con un picco centrato intorno a 39 ka.

2.2. VARIABILITÀ E STRUTTURA DEL CLIMA DELL'ULTIMO GLACIALE

Gli anni '90 hanno segnato un'importante svolta nello sviluppo delle conoscenze e degli studi sulla variabilità climatica del Quaternario recente. Le indagini ad alta risoluzione degli isotopi stabili dell'ossigeno e di altri *proxy data* del ghiaccio groenlandese e di sedimenti marini del Nord Atlantico, hanno rivelato un'estrema instabilità del clima dell'Ultimo Glaciale (es. Bond et al., 1992; Dansgaard et al. 1993; Grootes et al., 1993; Mayewski et al., 1997). Nel corso di questo periodo, corrispondente pressappoco all'intervallo 67-11,5 ka B.P., l'area del Nord Atlantico fu punteggiata da ripetute e brusche variazioni della temperatura, con escursioni dell'ordine di oltre 15 °C sull'area groenlandese e di circa 5 °C della superficie marina (Fig. 2.10). Questi cicli sub-orbitali, noti come *Dansgaard/Oeschger (D/O) events*, tipicamente iniziano con un improvviso riscaldamento atmosferico e marino, con valori medi prossimi a quelli odierni, seguito da una più graduale fase di raffreddamento centennale che nel tempo diventa progressivamente più rapido e marcato. Il sistema climatico permane quindi per alcuni secoli stabilmente in condizioni stadiali, del tutto simili a quelle dell'Ultimo Massimo Glaciale, fino all'inizio di un nuovo ciclo di D/O marcato da un rapido aumento delle temperature.

Nei sedimenti del Nord Atlantico, le fasi stadiali sono marcate da un generale aumento delle specie di foraminiferi planctonici di ambiente artico, come *N. pachiderma s.* e *T. quiqueloba*, ed alcune di queste anche dalla presenza di livelli detritici grossolani interpretati come *ice-rafted debris (IRD)*; ovvero sedimenti terrigeni trasportati al largo da *icebergs* che indicherebbero un massiccio, periodico collasso della calotta artica (es. Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). Queste particolari fasi stadiali, note come *Heinrich Events* dal nome dello studioso che per primo ne identificò l'origine ed il significato climatico (Heinrich, 1988), hanno una ricorrenza ciclica ben precisa al termine di una serie di cicli di D/O progressivamente più brevi e freddi (Fig. 2.10). Nell'ambito dell'Ultimo Glaciale, i cicli di D/O risultano infatti strutturati in gruppi comprendenti un primo ciclo caratterizzato da una marcata e prolungata fase interstadiale seguito da uno o più cicli le cui rispettive fasi interstadiali risultano significativamente più brevi e meno marcate. Questo andamento di progressivo raffreddamento comprendente più cicli di D/O, efficacemente evidenziato dalla relativa abbondanza di *N. pachiderma s.* nei sedimenti del Nord Atlantico, dà luogo ai così detti *long-term-cooling cycles* o più brevemente *Bond cycles* (Bond et al., 1992; Bond & Lotti, 1997) (Fig. 2.10). Agli estremi di questi cicli pluri-millinari, della durata di 7-10 millenni, si collocano da un lato i cicli di D/O con le fasi interstadiali più lunghe e prolungate e dall'altro le fasi stadiali degli eventi di D/O associati agli *Heinrich Events* (HEs) (Fig. 2.10). Questa struttura asimmetrica, dal tipico andamento a dente di sega, è particolarmente evidente nella seconda metà dello Stadio Isotopico 3 (c. 58-30 GISP2 ka B.P.), nel corso del quale è possibile identificare due cicli di Bond entrambi comprendenti quattro cicli di D/O

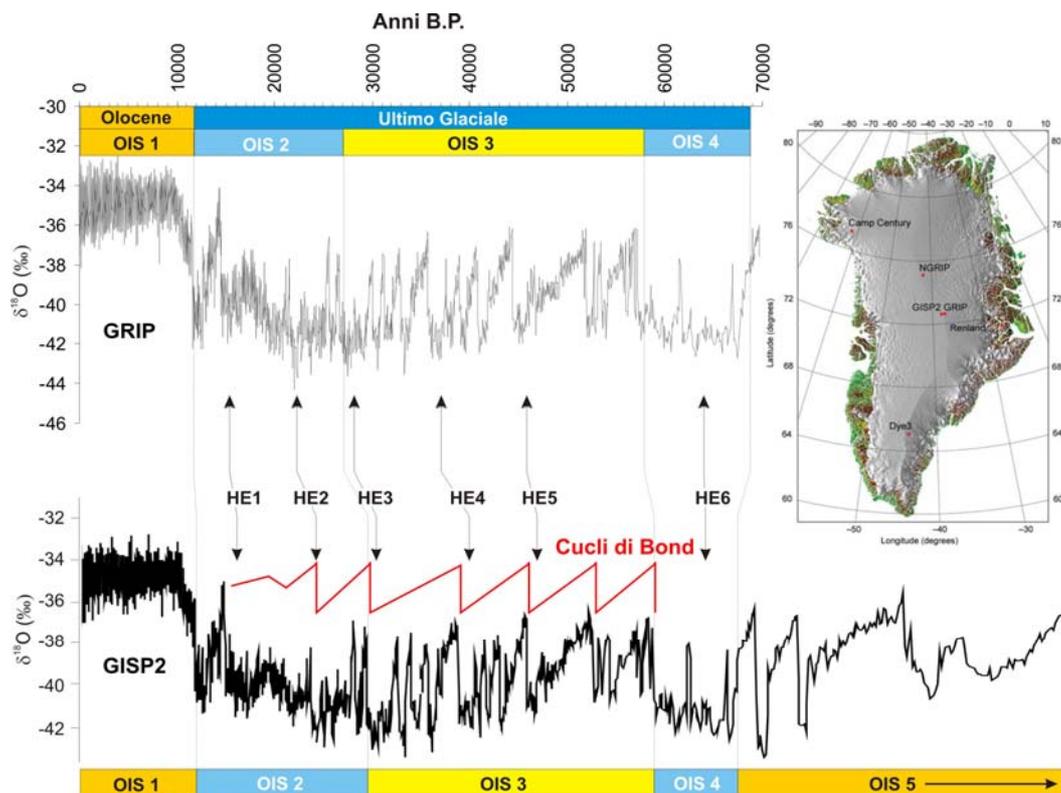


Figura 2.10 – Stratigrafia isotopica groenlandese delle carote GRIP (Dansgaard et al., 1993) e GISP2 (Grootes et al., 1993) con andamento dei cicli di Bond e posizione degli Heinrich Events (HEs).

ed occorsi rispettivamente tra il Greenland Interstadial 12 (GI12; *sensu* Walker et al., 1999) e il Greenland Stadial 9 (GS9, corrispondente all'HE4) e il GI8 e il GS5 o HE3 (Fig. 2.10).

Nel complesso questi studi evidenziano l'esistenza di una struttura fondamentale del clima dell'Ultimo Glaciale rappresentata dal ciclo asimmetrico D/O il cui periodo predominante è molto prossimo a 1500 anni o, meno frequentemente, intorno a 3000 e 4500 anni. La forma generalmente rettangolare dei cicli di D/O indicherebbe inoltre l'esistenza di due principali *status aperiendi* del clima, uno interstadiale molto simile al presente o precedenti Interglaciali e l'altro stadiale caratterizzato da condizioni analoghe all'Ultimo Massimo Glaciale. Ciò suggerirebbe che il clima dell'Ultimo Glaciale sia stato forzato da meccanismi di soglia e di isteresi molto efficaci e sensibili che non "ammettono" modalità intermedie tra i due estremi e che quindi amplificano enormemente le cause innescanti del cambiamento producendo una generale riorganizzazione sistema climatico conducendolo rapidamente da condizioni stadiali a condizioni interstadiali o viceversa, virtualmente senza passaggi intermedi (es. Ganopolski & Rahmstorf, 2001). In altri termini le oscillazioni climatiche dell'Ultimo Glaciale sarebbero molto più marcate e rapide delle cause prime all'origine dei cambiamenti.

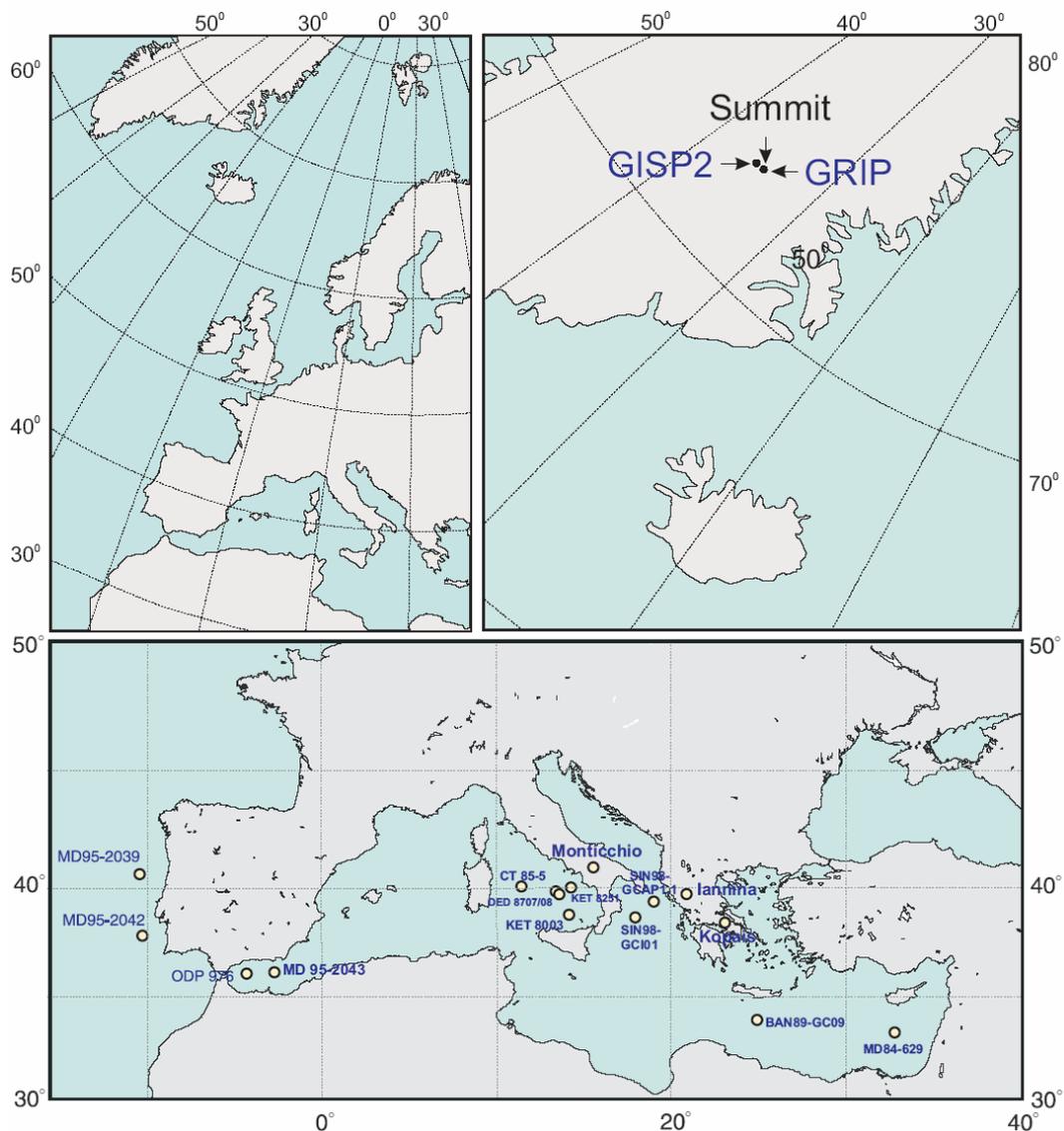


Figura 2.11 – Ubicazione delle sequenze discusse in questo studio.

Questa straordinaria variabilità del clima dell'Ultimo Glaciale, che sembrerebbe fare da contrappunto alla stabilità dell'attuale Interglaciale, per certi versi caratterizza anche il clima dell'Olocene. L'analisi delle associazioni dei foraminiferi planctonici e delle variazioni del contenuto di IRD in alcune carote prelevate nel Nord Atlantico, indicherebbero l'esistenza di una certa variabilità climatica olocenica con un periodo di 1470 ± 500 anni e con ampiezze termiche di circa 2°C (Bond et al., 1997). L'ultimo ciclo olocenico corrisponderebbe ai ben noti periodi climatici storici della Fase Calda Medioevale e della Piccola età Glaciale. Tale ciclicità risulta perfettamente confrontabile con la ricorrenza degli eventi D/O dell'ultimo glaciale e suggerirebbe la persistenza, negli

ultimi 100 ka circa, di un unico fattore forzante che varia con una frequenza vicina ai 1500 anni. Bond et al. (2001) in base ad un confronto tra le oscillazioni climatiche oloceniche e le variazioni del contenuto dei nuclidi cosmogenici ^{14}C e ^{10}Be nelle carote groenlandesi, la cui concentrazione è controllata anche dall'attività solare, hanno indicato nella variabilità della radiazione solare una delle possibili cause alla base dei cicli millenari olocenici e probabilmente anche pleistocenici.

Ciò evidenzerebbe che, a parità di fattore forzante, i meccanismi di soglia e di feedback operanti durante l'Ultimo Glaciale abbiano agito sul sistema climatico generale in maniera sensibilmente diversa da quelli agenti nel corso dell'Olocene, amplificando la perturbazione iniziale in maniera estremamente più marcata. Recenti modelli numerici, sembrerebbero corroborare l'ipotesi di una estrema sensibilità del clima dell'Ultimo Glaciale rispetto a quello olocenico, con radicali variazioni di *status* da stadiale ad interstadiale, comparabili a quelli mostrati dai record plaeoclimatici, innescati da minimi cambiamenti idrologici nell'area del Nord Atlantico (Ganopolski & Rahmstorf, 2001).

Le evidenze di questa marcata variabilità del clima dell'area nord atlantica, hanno in seguito dato impulso ad indagini paleoclimatiche ad alta risoluzione in altre aree del pianeta. Questi studi hanno chiaramente indicato che l'instabilità climatica non è un fenomeno strettamente localizzato nell'area nord atlantica, ma un elemento comune ad altre regioni del pianeta, una struttura fondamentale del clima dell'Ultimo Glaciale, almeno di una larga parte dell'emisfero boreale (cfr. Voelker, 2002 per una recente ampia sintesi internazionale). Per quanto concerne l'area mediterranea e dell'Eurasia occidentale, lo studio di sequenze polliniche e marine suggeriscono una stretta relazione di fase con le oscillazioni climatiche dell'area nord atlantica con alternanza di fasi temperato-umide a fasi freddo-aride correlate rispettivamente alle fasi interstadiali e stadiali dei cicli di D/O (es. Watts et al., 1996; Allen et al., 1999; Chaco et al., 1999; Roucoux et al., 2001; Moreno et al., 2002; Sánchez Goñi et al., 2000; 2002; Tzedakis, 2005) (Figg. 2.11, 2.12). Molti tra questi studi indicano inoltre condizioni climatiche marcatamente più aride e fredde nel corso degli HEs rispetto alle fasi climatiche associate agli altri stadiali dei D/O. Ciò è in disaccordo con la curva degli isotopi stabili dell'ossigeno groenlandese (es. Dansgaard et al., 1993) che indica per gli HEs e le altre fasi stadiali condizioni di temperatura del tutto analoghe. Tuttavia, analogamente a molte sequenze climatiche dell'Eurasia occidentale, il record paleoatmosferico groenlandese indica che durante gli HEs la cella anticiclonica artica fu estremamente più espansa che nel corso delle altre fasi stadiali (Mayewski et al., 1997).

Le straordinarie analogie temporali e strutturali tra la curva isotopica groenlandese ed i record ad alta risoluzione di una vasta regione del mediterraneo e dell'Eurasia occidentale, autorizzano ad utilizzare la prima come stratigrafia di riferimento super-regionale di un'ampia area dell'emisfero regionale, una procedura che ha recentemente

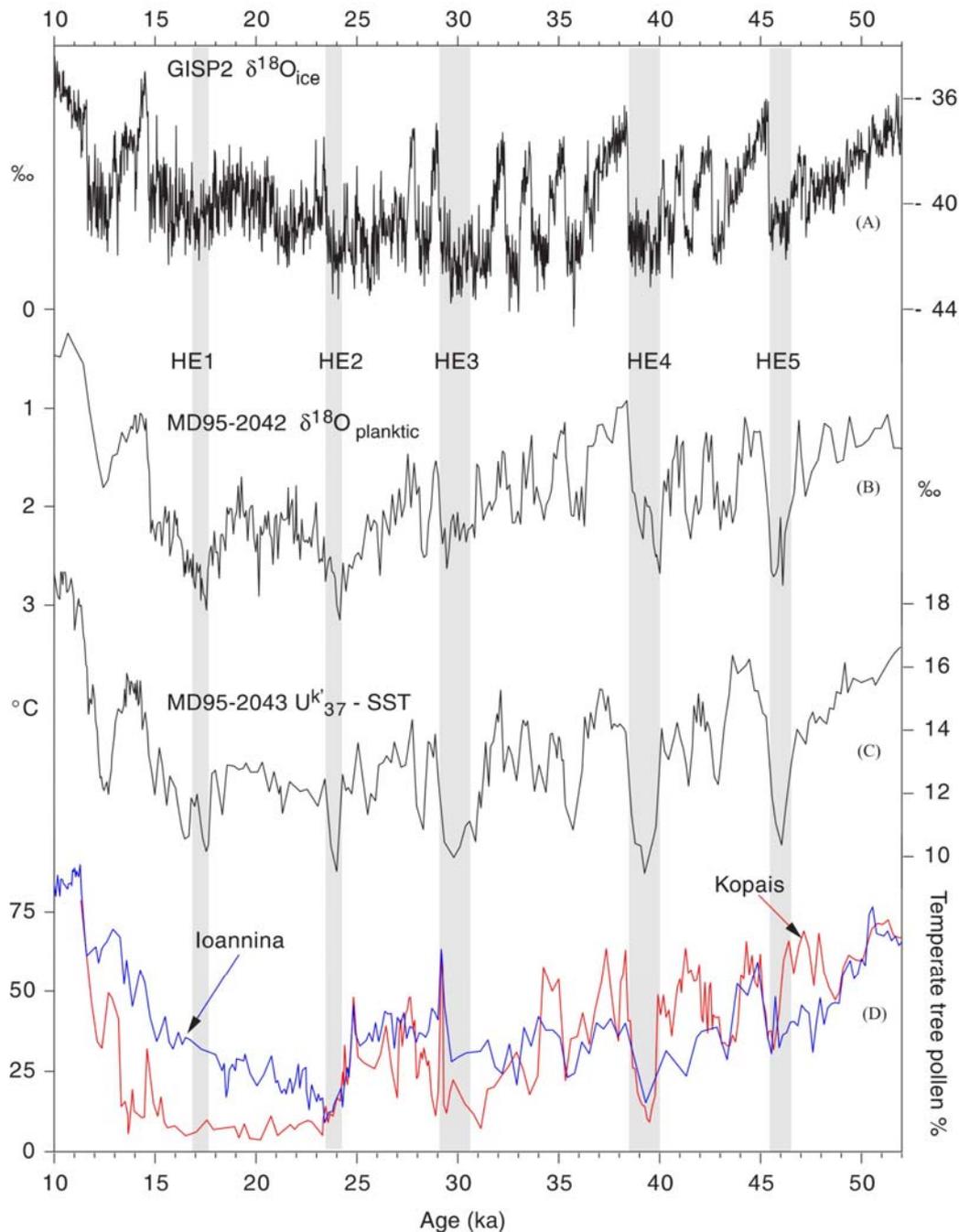


Figura 2.12 – Alcuni record paleoclimatici dell'area mediterranea e del margine iberico (ubicazioni in Fig. 2.11) correlati alla stratigrafia isotopica groenlandese (modificato da Tzedakis, 2005). (A) Record isotopico della carota GISP2; (B) variazione del $\delta^{18}O$ nei foraminiferi planctonici della carota MD95-2042 dal margine portoghese (Shackleton et al., 2000); (C) record delle paleotemperature della superficie marina della carota MD95-2043 dal Mare di Alboran (Mediterraneo occidentale) (Cacho et al., 1999); (D) abbondanza dei pollini arborei nelle sequenze lacustri della Grecia di Iannona (I-284) e Kopais (K93) (Tzedakis et al., 2004).

dato origine ad un nuovo concetto di stratigrafia del Pleistocene recente sintetizzato nella nozione di *Event Stratigraphy*, i cui elementi fisici essenziali sono rappresentati dalle oscillazioni climatiche ad alta frequenza del record isotopico groenlandese (es. Walker et al., 1999).

2.3. I MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO

La documentazione archeologica e paleontologica indica che nel corso della seconda metà dello Stadio Isotopico 3 (c. 45-30 cal ka B:P.), nell'Europa temperata e nella regione mediterranea, si verificò una delle più notevoli variazioni nella preistoria del Vecchio Mondo, che qui si denomina in modo neutro il "mutamento del Pleistocene recente europeo" ("Late Pleistocene" *sensu* Klein, 1999). Una serie di significative trasformazioni nel corso di questo intervallo coinvolse processi nell'ambito della sfera culturale come di quella biologica. Le tradizioni di manufatti litici del Paleolitico superiore vennero a sostituire quelle del cosiddetto Paleolitico medio. In approssimativa coincidenza temporale, nell'ambito delle popolazioni biologiche, il tipo fisico "non moderno" di Neandertal (si preferisce qui evitare una designazione tassonomica formale) sembra essere stato sostituito da Homo sapiens di "anatomia moderna", l'antenato biologico diretto degli Europei attuali.

Esistono dunque due dimensioni della così detta transizione Paleolitico medio/Paleolitico superiore. Una è biologica e fa esplicito riferimento all'avvicendamento Neandertal/sapiens moderni; l'altra è culturale ed è formalmente identificata nel cambiamento dei modi di fabbricazione ed utilizzazione di manufatti litici.

Nell'Eurasia occidentale, dove sono noti un significativo numero di siti datati al radiocarbonio, il cambiamento culturale comprende l'intervallo 42-32 ¹⁴C ka B.P. Nei record archeologici esso è individuato dalle ultime testimonianze di industrie musteriane del Paleolitico medio e dalla comparsa e proliferazione di una serie di industrie come il così detto Preaurignaziano, Protoaurignaziano, Aurignaziano antico, Châtelperroniano, Uluzziano, Bachokiriano, Szeletiano e altri raggruppamenti regionali. Questo mosaico di industrie è comunemente denominato come il "più antico" Paleolitico superiore o Paleolitico superiore "iniziale" (Gamble, 1999; Bar-Yosef & Pilbeam, 2000; Bolus & Conard, 2001; Hoffecker et al., 2002) (Fig. 2.13). Entrambi questi termini alludono chiaramente ad un nuovo stadio dell'evoluzione culturale e ad una netta distinzione con le tradizioni precedenti. Fino a poco tempo fa, infatti, l'ipotesi di una rapida sostituzione dei Neandertal da parte di uomini più moderni, comprendente sia la sfera biologica che quella culturale, ha rappresentato lo scenario dominante (es. Hublin 1990; Bar-Yosef, 1998; Stringer & Gamble, 1993; Mellars, 1999; Kozłowski & Otte, 2000; Bocquet-Appel & Demars, 2000).

Questa visione è stata lungamente sostenuta sulla base dell'assunzione che il Musteriano rappresenti l'espressione culturale dei Neandertal, mentre l'Aurignaziano sarebbe univocamente associato al tipo fisico moderno. Tuttavia, sebbene in tutta l'Europa gli unici resti umani associati ad industrie musteriane siano effettivamente attribuibili al Neandertal, decisamente meno fermamente provata è l'univoca associazione Aurignaziano/sapiens moderni. In particolare al momento non esiste nessuna chiara

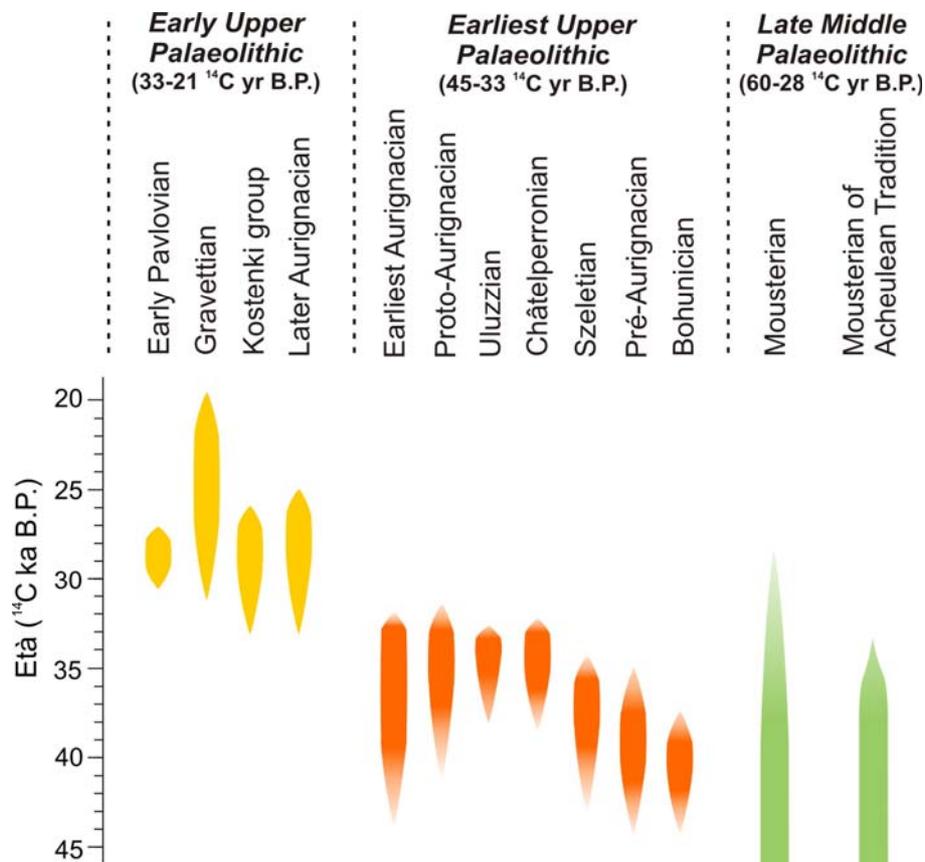


Figura 2.13 – Raggruppamento e cronologia radiocarbonio dei tecnocomplessi dell’Interpleniglaciale (OIS 3) europeo secondo Gamble (1999, *cum biblio*).

relazione tra le più antiche industrie aurignaziane (c. 40->33 14C ka B.P.) e il corrispondente tipo fisico, sia esso il sapiens di anatomia moderna, il Neandertal o entità biologiche intermedie (es. Churchill & Smith, 2000; Conard *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2005). Nonostante sussista questa significativa incertezza, l’equazione Aurignaziano=sapiens moderno, continua ad essere sostenuta persino di fronte a certe evidenze che indicherebbero al contrario una possibile associazione di queste industrie con il Neandertal (es. Ahern *et al.*, 2004). Assolutamente inquestionabile è inoltre l’associazione tra resti diagnostici neandertaliani e l’industria dello Châtelperroniano francese (Hublin *et al.*, 1996; Trinkaus *et al.*, 1999), uno dei tecnocomplessi comunemente affiliato alle fasi iniziali del Paleolitico superiore.

Anche nell’ambito dell’ambizioso progetto internazionale “The Satage 3 Project”, che ha visto impegnati numerosi autorevoli studiosi nel tentativo di ricostruire un affidabile quadro paleoclimatico-ambientale dell’Ultimo Glaciale, come robusta base per analizzare le dinamiche uomo-ambiente alla scala del continente europeo (van Andel & Davies,

2003), l'associazione Aurignaziano=sapiens moderno è stata ampiamente adottata, minando quindi alla base le inferenze ed i risultati ottenuti.

Nel panorama delle ricerche in corso su questo controverso soggetto, non mancano ovviamente opinioni marcatamente contrastanti alla visione più o meno dominante di sostituzione bioculturale del Neandertal. La revisione di dati preesistenti, nonché nuovi rinvenimenti, (es. Clark & Willermet, 1997; Karavanić & Smith, 1998; Omoto & Tobias, 1998; Duarte et al., 1999; Marean & Assefa, 1999; Churchill & Smith, 2000; Peterkin & Price, 2000; Richter et al., 2000; Wolpoff et al., 2001; Blades, 2001; Hays & Thacker, 2001; Zilhão & Trinkaus, 2003; Trinkaus et al., 2003a, 2003b; Conard & Bolus 2003; Henshilwood & Marean 2003; INQUA Congress 2003; Ahern et al., 2004; Conard et al. 2004; Finlayson, 2004; cfr. Balter, 2004) hanno fornito infatti evidenze che suggerirebbero un quadro decisamente più complesso che in alcuni casi non esclude una possibile continuità culturale e/o biologica. Anche solo in relazione agli aspetti culturali alcuni autori addirittura riconoscono la necessità di una radicale reinterpretazione del significato da attribuire alla nozione di Aurignaziano o più in generale Paleolitico superiore (es. Riel-Salvatore & Clark, 2001, con commenti; Clark & Riel-Salvatore, 2003; Fedele et al., 2003), un concetto che è utile rammentare è rimasto pressoché immutato dalla sua prima introduzione dell'inizio del secolo scorso (Breuil, 1912). In particolare l'Aurignaziano, introdotto come categoria tassonomica nel XIX secolo, viene largamente impiegato per classificare almeno mezza dozzina di varianti di industrie europee piuttosto differenti in termini di cronologia e caratteri lito-tecnologici (es. Demars & Laurent 1992 per gli aspetti tipologici). Ciò che sta emergendo da recenti revisioni critiche è difatti la mancanza di una precisa identità ed integrità dell'Aurignaziano (es. Kozłowski & Otte, 2000; Blades, 2001; Schmider, 2002; Clark & Riel-Salvatore, 2003; Straus, 2003; cfr. Stringer & Davies, 2001).

Ponendosi lontani da un'opinione polarizzata, molti di questi autori hanno convincentemente argomentato che resti scheletrici, manufatti e perfino la genetica mostrerebbero un'intrigante continuità tra Neandertal e sapiens moderno, nonché tra Paleolitico medio e Paleolitico superiore (es. Clark & Lindly, 1989, 1991; Straus, 1990; Frayer, 1993; Smith, 1994; Richter, 1996; Wall, 2000; Riel-Salvatore & Clark, 2001; Clark, 1994, 2002; cfr. Gowlett, 2001). Le modificazioni tecnologiche dei manufatti in alcune aree dell'Eurasia occidentale appaiono gradualì, con precoci comparse di innovazioni già nel Musteriano, ma che non sempre hanno conosciuto una lunga continuità nel tempo (Straus, 1994; Brantingham, et al. 2004; cfr. Sarel, 2004, Ahern et al., 2004). Ad esempio, alcune industrie del Musteriano recente italiano e polacco comprendono oltre il 30% di lame e nuclei prismatici (es. Kuhn & Bietti, 2000; Valladas et al., 2003), elementi considerati tipici del Paleolitico superiore. Per contro una certa percentuale di strumenti su scheggia, compresi raschiatoi "musteriani", caratterizzano numerosi complessi protoaurignaziani o aurignaziani antichi europei. Le dinamiche delle popolazioni umane dell'OIS 3 mostrano una grande complessità (Smith et al., 1995;

Quam & Smith, 1998); i dati bioculturali disponibili non solo presentano un intricato mosaico evolutivo, ma addirittura sembrerebbero tali da supportare un modello di assimilazione dei neandertaliani all'interno delle prime popolazioni di uomini moderni europei (Smith et al., 2003; Smith et al., 2005). Nell'ambito dello stesso progetto "The Satage 3 Project", lo studio delle preferenze e delle tolleranze umane ad una serie di variabili climatico-ecologiche (media della temperatura estiva ed invernale, "wind chill" [temperatura avvertita da un organismo umano in relazione alla temperatura effettiva e alla velocità del vento]; numero di giorni annuali con copertura nevosa e profondità della stessa) mostra sorprendenti analogie tra gruppi musteriani e aurignaziani in tutto l'intervallo di c. 44-27 cal ka B.P di sovrapposizione dei due tecnocomplessi (Davies & Gollop, 2003). Solo con il Gravettiano (c. 35-24 cal ka B.P.) si osserva una netta preferenza per gli ambienti con clima artico/subartico a scapito di aree più temperate preferite dai gruppi musteriani e arugnaziani.

Sul piano culturale, ciò che meglio sembra caratterizzare le industrie europee della seconda metà dell'OIS 3, ma più probabilmente l'intero Interpleniglaciale (c. 58-30 cal ka B.P.) - un periodo caratterizzato da una marcata instabilità climatica (si veda sezione precedente) - è quindi la proliferazione di entità spesso fortemente radicate nelle tradizioni musteriane e raggruppate in nuclei regionali, ma con elementi innovativi, incluso manufatti in osso ed espressioni "artistiche", che secondo la visione dominante ne giustificherebbero lo status di nuovo stadio culturale rappresentato dal Paleolitico superiore. La nozione di Paleolitico superiore arcaico o iniziale si rivelerebbe dunque fondata solo su una particolare enfasi data a certe novità tecno-tipologiche o artistiche che non necessariamente identificano una così radicale dicotomia chiaramente esplicita nel termine (Fedele et al., 2003; Fedele & Giaccio, in press.; Fedele et al., in press).

Alla luce di quanto precede, al fine di adottare una terminologia neutra, il mosaico di industrie contenenti elementi più o meno innovativi che seguono immediatamente le ultime testimonianze del musteriano, in questo studio verranno genericamente designati con il termine "spettro del Paleolitico medio/superiore" (spettro del PMS; Fedele et al., 2003; in press). L'uso di categorie tassonomiche più tradizionali sarà fatto solo con esplicito riferimento alle originali attribuzioni desunte dalla letteratura.

POTENZIALE IMPATTO CLIMATICO DELL'IC E BASE DATI PER LA VALUTAZIONE DEI SUI EFFETTI SUGLI ECOSISTEMI UMANI

3.1. IL SISTEMA INTERATTIVO VULCANISMO-CLIMA

Le eruzioni vulcaniche esplosive iniettano quantità variabili di particelle silicatiche insolubili (ceneri) e gas a diverse altezze e livelli dell'atmosfera. Le ceneri hanno in genere un tempo di permanenza nell'atmosfera relativamente breve, variabile in funzione della densità, diametro ed altezza alla quale sono state proiettate. Il loro impatto climatico risulta quindi limitato (es. Rampino & Self, 1982), con risentimenti significativi solo nelle aree prossime alla sorgente eruttiva. Questi effetti si traducono in generale in un riscaldamento locale legato all'interazione della radiazione infrarossa e visibile con le particelle (es. Robock & Mass, 1982; Mass & Robock, 1982). Un effetto analogo è prodotto anche dai gas serra emessi nell'atmosfera nel corso delle eruzioni (es. Sigurdsson, 1990).

Contrariamente alle ceneri, gli aerosol acidi prodotti dall'ossidazione di composti di zolfo rilasciati (SO_2 e H_2S) hanno lunghi tempi di permanenza nell'atmosfera e possono perturbare il clima per diversi anni (es. Rampino et al., 1988; Robock, 2000). La componente di aerosol che rimane nella troposfera viene tuttavia rapidamente rimossa dai processi meteorologici e quindi ha scarsi effetti climatici. Gli aerosol che si formano da gas penetrati nella stratosfera possono al contrario permanere per lunghi periodi. Essi rappresentando dunque il principale fattore di impatto climatico delle eruzioni vulcaniche (es. Rampino & Self, 1982; Rampino et al., 1985). La perturbazione climatica indotta dagli aerosol stratosferici si manifesta attraverso un generale raffreddamento della superficie terrestre dovuta alla riflessione e/o assorbimento della radiazione solare che produce un riscaldamento della stratosfera e un raffreddamento della troposfera (es. Sigurdsson, 1990).

L'impatto climatico delle eruzioni vulcaniche dipende dunque principalmente dalla quantità di zolfo emesso nell'atmosfera o, più precisamente, dalla quantità di solfati che raggiungono la stratosfera. Ciò suggerirebbe che le grandi esplosioni pliniane, in grado di sollevare colonne di ceneri e gas ben oltre la tropopausa, costituiscano gli eventi eruttivi più significativi in termini di potenziale impatto. Lo studio comparato dell'impatto di eventi vulcanici caratterizzati da parametri energetici e stili eruttivi molto differenti, indica tuttavia che eruzioni relativamente modeste, vulcaniane o sub-pliniane, ma con magmi ricchi in zolfo (es. eruzione dell'Agung del 1963; c. 1 km^3 di prodotti piroclastici) possono indurre perturbazioni climatiche comparabili a quelle indotte da grandi eruzioni pliniane associate a fasi ignimbriche (es. Krakatau, 1883; $>10 \text{ km}^3$) (Rampino & Self, 1982).

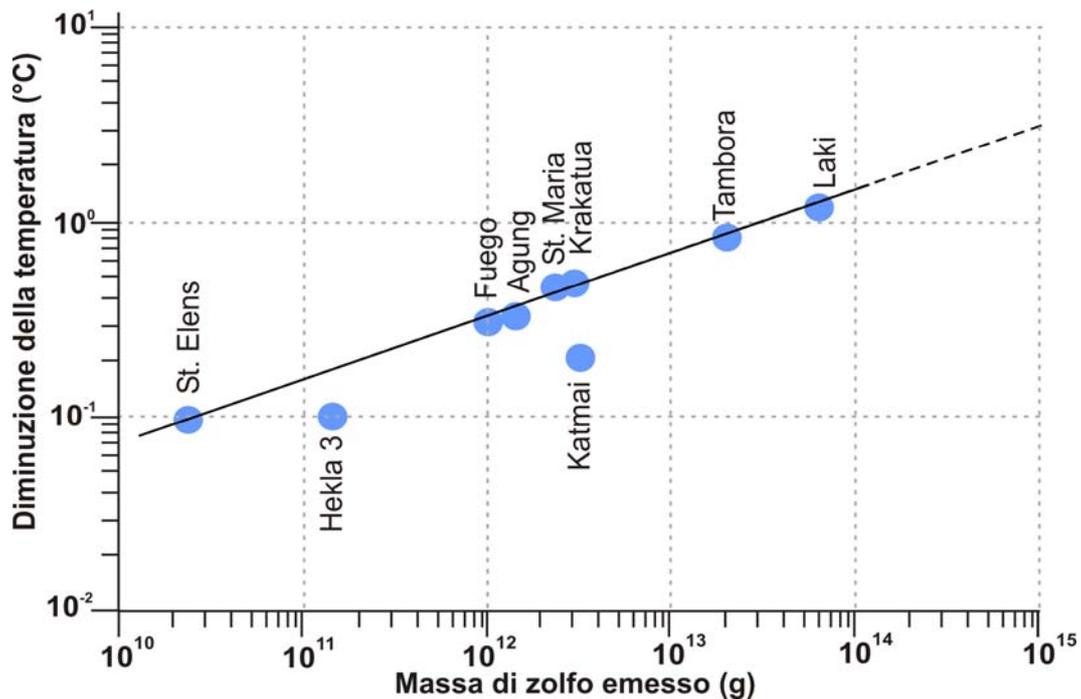


Figura 3.1 – Relazione empirica tra quantità di zolfo emesso e diminuzione della temperatura osservata per alcune eruzioni storiche (modificato da Sigurdsson, 1990).

Le informazioni sugli effetti climatici indotti dalle eruzioni vulcaniche storiche recenti si ricavano ordinariamente attraverso l'analisi delle registrazioni strumentali storiche (es. Angell & Korschover, 1985) o, più recentemente, mediante tecniche satellitari (es. Bluth et al., 1993). Questi dati hanno permesso di evidenziare una relazione diretta tra quantità di zolfo emessa ed i valori di abbassamento della temperatura globale o semiglobale (Fig. 3.1). Per le eruzioni vulcaniche più antiche di alcuni secoli le informazioni possono invece essere solo desunte attraverso lo studio combinato e interdisciplinare di diversi dati vulcanologici e di archivi naturali come le carote di ghiaccio, gli anelli di accrescimento degli alberi ed altre sequenze paloclimatocologico-ambientali (Zielinski, 2000).

La vulcanologia fornisce molte delle informazioni critiche necessarie alla valutazione dell'impatto climatico. Queste includono alcuni parametri fisici come la stima del volume ed il tipo di magma eruttato, lo stile ed i meccanismi eruttivi, l'altezza della colonna e/o della nube co-ignimbratica (nel caso delle eruzioni pliniane-ignimbratiche), la direzione di dispersione delle ceneri, l'età radiometrica nonché, fra i più importanti dati, la stima dello zolfo emesso (es. Scaillet et al., 2003).

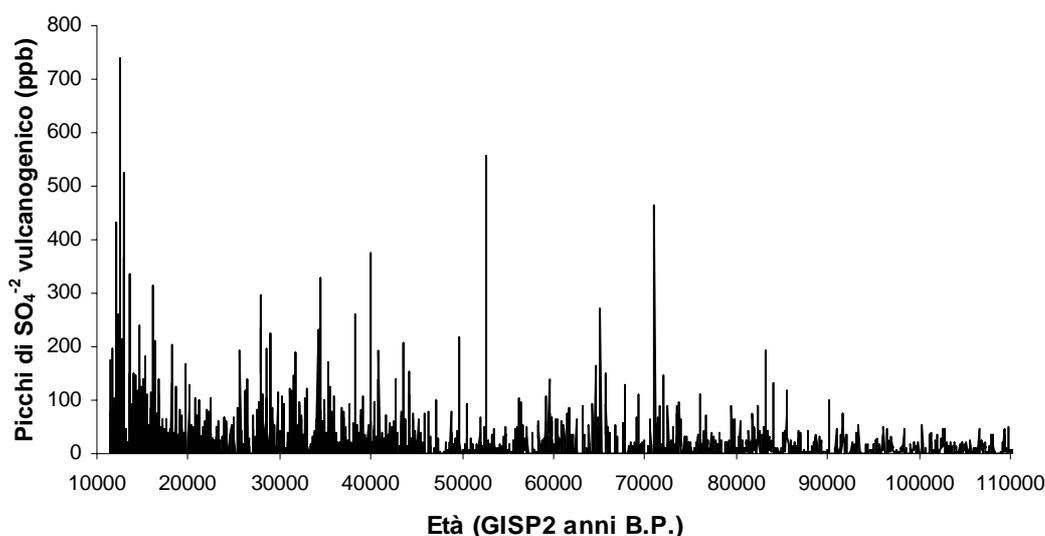


Figura 3.2 – Record pleistocenico dei segnali chimici vulcanogenici della carota GISP2 (Zielinski et al., 1996a).

Le carote di ghiaccio estratte dalle calotte polari artica ed antartica, rappresentano uno dei più completi e continui record dell'attività vulcanica esplosiva del Pleistocene recente-Olocene (es. Zielinski et al., 1996a; Zielinski, 2000). I singoli eventi vulcanici sono marcati da picchi di solfato vulcanogenico i cui valori quantitativi permettono di stimare direttamente il carico atmosferico di H_2SO_4 e quindi l'impatto sul clima (es. Zielinski et al., 1994; Zielinski, 1995) (Fig. 3.2). È importante sottolineare che queste stime, almeno nel caso di eruzioni di vulcani significativamente lontani dal sito di estrazione delle carote, si riferiscono alla componente di H_2SO_4 stratosferico, ovvero alla porzione di aerosol che ha effettivo impatto sul clima. Ciò offre un notevole vantaggio rispetto ai metodi di determinazione petrologica che deve tener conto di una serie di potenziali incertezze legate alle difficoltà di calcolo del volume di magma eruttato, alla ricostruzione dello stile eruttivo ed alla corretta valutazione delle quantità di gas ripartite tra troposfera e stratosfera (Scaillet et al., 2003). Tuttavia nelle carote di ghiaccio livelli o tracce di ceneri associate ai picchi vulcanogenici si rinvenivano solo occasionalmente e in genere queste risultano derivare da apparati vulcanici prossimi al sito di estrazione delle carote (es. Grönvold et al., 1995; Zielinski et al., 1997). Ciò, unitamente ai limiti della cronologia di entrambi i record glaciochimico e vulcanico, rende significativamente problematica l'identificazione del segnale vulcanico associato ad una data eruzione. Queste difficoltà, che diventano critiche via via che si procede indietro nel tempo, finiscono per limitare fortemente le importanti informazioni vulcanologiche e paleoclimatiche di questi formidabili record (si veda sez. 3.4.5.).

Infine gli archivi paleoclimatici, se dotati di un'adeguata risoluzione, possono fornire importanti informazioni indirette sull'impatto climatico delle eruzioni vulcaniche attraverso la valutazione delle modificazioni registrate in corrispondenza di eventi

vulcanici di età nota. Uno dei metodi di largo impiego in questo ambito, consiste nello studio degli anelli di accrescimento degli alberi dai quale si ricavano curve di paleotemperatura a risoluzione annuale (es. Jones et al., 1995; Jacoby et al., 1999). L'applicazione di questo metodo è comunque limitata allo studio di eruzioni non più antiche di qualche secolo o al massimo di alcuni millenni la cui età deve essere nota con un approssimazione annuale. Per le eruzioni più antiche è necessario dunque esaminare record molto più estesi, come le sequenze lacustri e marine (es. Huang et al., 2001).

Nel complesso, il quadro generale delle conoscenze sui meccanismi che governano il sistema vulcanismo-clima si basa in larga misura sullo studio delle perturbazioni indotte da eventi vulcanici storici, per i quali sono disponibili dati satellitari, registrazioni strumentali, serie dendrocronologiche e/o cronache storiche. Ciò costituisce un'ovvia limitazione sia per la limitata magnitudo delle eruzioni storiche comparata con quella di alcuni grandi eventi del Pleistocene recente, sia perché il clima dell'attuale Interglaciale differisce radicalmente in termini di meccanismi di feedback e di soglia rispetto a quello dell'Ultimo Glaciale (si veda sex. 2.2.). Ciò ha alimentato accese discussioni circa il modo di operare del sistema vulcanismo-clima durante le fasi di elevata instabilità del clima dell'Ultimo Glaciale, ed in particolare rispetto agli eventi di eccezionale magnitudo, come ad esempio l'evento di Toba (Sumatra) di c. 71-74 ka B.P. (Rampino & Self, 1992; 1993; Zielinski, 2000; Oppenheimer, 2002).

L'evento di Toba è al momento il più noto caso di studio dell'interazione tra grandi eruzioni vulcaniche ed instabilità climatica dell'Ultimo Glaciale. Rampino & Self (1992; 1993) suggerirono che questo catastrofico evento, apparentemente coincidente con il limite Ultimo Interglaciale/Ultimo Glaciale (OIS 5a/OIS 4), innescò una serie di meccanismi di feedback positivi in grado di accelerare i processi climatici di raffreddamento in atto e quindi favorire un rapido cambiamento dalle condizioni interglaciali dell'OIS 5a alle condizioni glaciali dell'OIS 4. Questa ipotesi è stata parzialmente invalidata da successivi studi di record a più alta risoluzione della carota groenlandese GISP2 (Zielinski et al., 1996b; Zielinski, 2000) e di alcune sequenze marine del Pacifico (Huang et al., 2001) e del Mare Arabico (Schulz et al., 2002). Questi studi mostrano infatti che l'evento di Toba si verificò certamente all'inizio di un evento di raffreddamento millenario (Greenland Stadial 20), ma almeno 3000 anni prima dell'inizio dell'Ultimo Glaciale coincidente con la transizione Greenland Interstadial 19/Greenland Stadial 19 (GI19/GS19).

Queste evidenze ridimensionerebbero le ipotesi di enorme impatto climatico ed ecologico indotto dall'eruzione di Toba invocato da alcuni autori (Rampino & Self, 1993; si veda Ambrose, 1998, sull'evoluzione umana in particolare). D'altro conto esse hanno sollevato nuovi interrogativi circa le relazioni tra l'evento di Toba e l'episodio di significativo raffreddamento (GS20) che indubbiamente è ad esso associato. Al momento non esiste ancora un'univoca interpretazione del significato di questo evento di raffreddamento, se esso in altri termini rappresenti in qualche misura l'espressione

dell'impatto climatico dell'eruzione di Toba (Huang et al., 2001; Rampino & Ambrose, 2000; Zielinski et al., 1996b; Zielinski, 2000) oppure, indipendentemente dall'evento di Toba, non sia parte integrante, in tutta la sua escursione e durata, dei meccanismi del sistema climatico (Schulz et al., 2002). Nel dibattito sull'evento di Toba, e più in generale sulle grandi eruzioni vulcaniche come poderosi fattori di perturbazione climatica, si fronteggiano posizioni significativamente contrastanti, che da un lato tendono a ridimensionarne l'importanza (Oppenheimer, 2002), mentre dall'altro questi eventi sono visti come tra i principali potenziali fattori di minaccia delle civiltà umana planetaria (Rampino, 2002).

In questo dibattito, che sottolinea l'importanza nonché la necessità di ulteriori indagini sulle dinamiche interattive del sistema climatico e le grandi eruzioni dell'Ultimo Glaciale, si inserisce lo studio sull'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC). Alcuni dei parametri e delle informazioni generali sull'eruzione dell'IC necessarie alla valutazione dell'impatto climatico dell'IC sono stati presentati nei capitoli precedenti (sez. 2.1.) sotto forma di dati raccolti e rielaborati da fonti bibliografiche. Ulteriori parametri, ricavati da dati di letteratura e/o prodotti nell'ambito del programma di dottorato e più in generale nell'ambito del progetto FIRB, sono presentati nelle sezioni che seguono. Queste informazioni costituiscono la base dati anche per ulteriori argomentazioni di carattere tefrostratigrafico, riguardanti soprattutto il problema della cronologia e datazione delle sequenze archeologiche contenenti il "passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore", nonché della loro correlazione con sequenze paleoclimatiche di valenza regionale e super-regionale.

3.2. DISPERSIONE E VOLUMI DEI PRODOTTI DELL'IC

3.2.1. Depositi ignimbrici

Il calcolo o la stima del volume totale di magma emesso nel corso dell'eruzione dell'IC è un parametro fondamentale per la valutazione della quantità di zolfo emesso (es. Sallet et al., 2003). La sua precisa determinazione, tuttavia, è resa quanto mai problematica dalla complessa geometria dei corpi ignimbrici e da una serie di incertezze sulla conoscenza dell'effettiva distribuzione e spessore dei depositi, sia nei settori prossimali che distali.

Assumendo una semplice geometria conica centrata sui Campi Flegrei, con altezza di 100 m e diametro di 100 km, Fisher et al. (1993) stimano in c. 500 km³ il volume di roccia dell'IC. Più recentemente, Rolandi et al. (2003), in base a dati diretti di spessore dell'IC in affioramento e in sondaggio, nonché sulla base di dati sismici (Mila, 1999) hanno stimato in c. 180 km³ il volume dei prodotti dell'IC nella CVZ e nell'adiacente area appenninica. Quest'ultima stima risulta sicuramente minima in quanto, con l'esclusione della zona del Golfo di Napoli, non tiene conto dei volumi di ignimbrite potenzialmente distribuiti sul margine tirrenico attualmente sotto il livello del mare. Lo studio di McCoy & Cornell (1990) indica infatti la presenza di importanti corpi di colate di detrito vulcanoclastico correlati all'IC sulla piana batiale tirrenica che, ad oltre 100 km dai Campi Flegrei, presentano spessori ragguardevoli di 2-4 m. Ceneri dell'IC in facies di torbidite vulcanoclastica e spessore pluridecimetrico sono stati rinvenuti nel Tirreno fino a 250 km ad ovest dei Campi Flegrei (carota CT85-5; Fig. 2.11). Questi corpi suggerirebbero la presenza di notevoli volumi di roccia dell'IC dispersi tra il margine tirrenico e la piana batiale, dei quali tuttavia non è ancora dato conoscerne i particolari sui caratteri litologici, spessore ed effettiva distribuzione.

Nell'area appenninica ad est e nord dei Campi Flegrei i depositi ignimbrici più distali si rinvengono ad oltre 75 km dal centro della presunta caldera con spessori di diversi metri (Fisher et al., 1993). Considerando il significativo spessore ed i processi di erosione, che inevitabilmente hanno asportato significative porzioni dei depositi più distali meno competenti, il limite massimo raggiunto dai flussi piroclastici può essere quindi ragionevolmente fissato a c. 100 km (cfr. Fisher et al., 1993).

Nei settori meno distali della Piana Campana, l'IC mostra spessori di oltre 20 m fino a 50 km di distanza dai Campi Flegrei, c. 30-50 m tra 15 e 30 km e di oltre 50 m in un'ampia area prossimale comprendente il Golfo di Napoli dove sono ipotizzati oltre 150 m di depositi (Rolandi et al., 2003).

Alla luce di quanto precede, ammettendo una dispersione radiale rispetto ai Campi Flegrei proposta da Fisher et al. (1993), ed assumendo una forma troncoconica complessa con superficie concava e con altezze variabili pari a: 70 m fino a 10 km dal centro, 50 m a 20 km, 20 m a 45 km e 0 m a 100 km, è possibile stimare in c. 385 km³ il volume

approssimativo di roccia dell'IC. Questa stima è in discreto accordo rispetto a quella proposta da Fisher et al. (1993), ma risulta più del doppio del volume calcolato da Rolandi et al. (2003). Tuttavia se si accetta l'ipotesi che l'IC sia ugualmente ripartita tra l'area continentale e quella marina (180x2) le due stime risulterebbero molto concordi.

3.2.2. Ceneri distali e fall pliniano

Nelle successioni marine l'IC è rappresentato da un diffuso tefra denominato Y5 nel Mediterraneo orientale (Thunell et al., 1979; Cornell et al., 1983; McCoy & Cornell, 1990) e C-13 nel Tirreno ed Adriatico (Ton-That et al., 2001) (Fig. 3.4). Entrambi questi livelli, i più diffusi dell'area Mediterranea (Narcisi & Vezzoli, 1999), risultano costituiti in larga misura da ceneri con la composizione del magma più evoluto ed intermedio dell'IC ma con una certa presenza di vetri con chimismo del magma meno evoluto. In alcune carote del Mediterraneo orientale Thunell et al. (1979) e Sparks & Huang (1980), hanno inoltre riconosciuto che il livello Y5 risulta costituito da una parte basale più grossolana della porzione più alta. Gli autori attribuiscono questa ripartizione granulometrica alle due fasi eruttive dell'IC, con la parte basale corrispondente alle ceneri della colonna pliniana, mentre la parte sommitale più fine rappresenterebbe la componente di ceneri associate alla nube co-ignimbratica. In termini di spessori, e quindi volumi delle due componenti, il contributo delle ceneri co-ignimbratiche risulta significativamente superiore a quello delle ceneri ascrivibili al fall, con un rapporto pari a circa 5:1 (cfr. Perrotta & Scarpati, 2003). Una simile ripartizione è stata riconosciuta in altri livelli marini distali associati a grandi eruzioni esplosive caratterizzate da una fase pliniana seguita da flussi piroclastici (es. Kamata et al., 1997).

A terra, livelli vulcanici con composizione chimica ed età compatibile con l'IC sono stati identificati in Grecia (Seymour & Christanis, 1995; Seymour et al., 2004), Ucraina e Russia (Melekestzev et al., 1984; Upton et al., 2002; Pyle et al., 2004) (Fig. 3.4).

Sulle rive del Don, nell'area archeologica di Kostenki-Borshchevo della regione di Voronezh, e nelle aree più ad est sono presenti almeno 80 sezioni contenenti il tefra attribuito all'IC, con spessori compresi da 1 a diversi centimetri (Sinitsyn, 2005; com. pers.). L'analisi di un campione di questo livello vulcanico, proveniente dal sito Borshchevo 5 dove il tefra presenta spessori fino a 15 cm, ha confermato la sua attribuzione all'IC. Il livello risulta costituito quasi esclusivamente da vetri finissimi molto allungati e dalle tipiche forme ad Y associato a raro K-feldspato; sono presenti inoltre minime quantità di quarzo fortemente arrotondato che suggerisce una rielaborazione eolica e/o colluviale delle ceneri. Le analisi chimiche alla microsonda rivelano che circa il 68% dei vetri ha la composizione del magma più evoluto, il 16% quella del magma intermedio ed il rimanente 16% del magma meno evoluto (Tab 3.1; 3.2 Fig. 3.5). La correlazione all'IC è corroborata anche da evidenze stratigrafiche e cronologiche (si veda per dettagli sez. 3.4.2.).

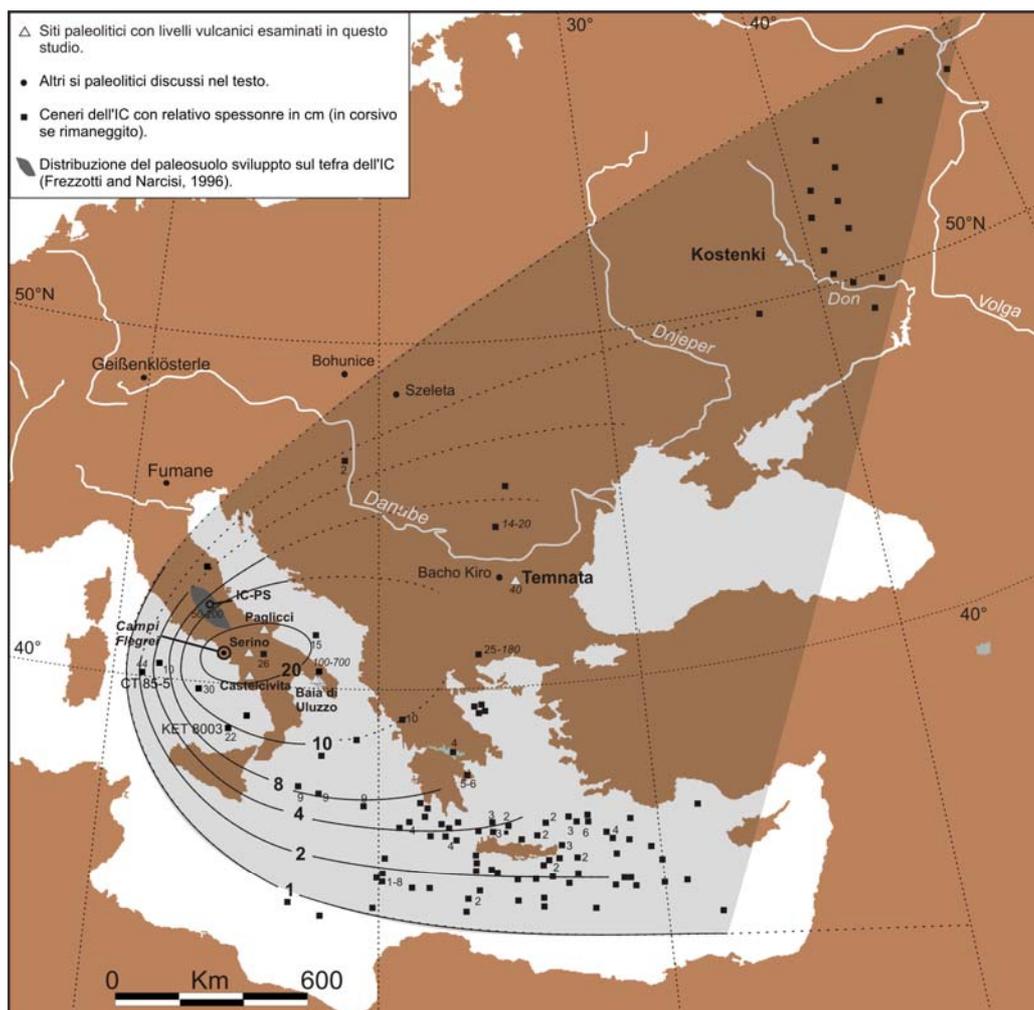


Figura 3.4 – Distribuzione del tefra distale dell’Ignimbrite Campana (dati compilati da Cini Castagnoli et al., 1995; Cornell et al., 1983; McCoy & Cornell, 1990; Paterne et al., 1986; Ton-That et al., 2001; Melekestzev et al., 1984; Narcisi & Vezzoli, 1999; Seymour & Christianis, 1995; Seymour et al., 2004; Upton et al., 2002).

Nelle sequenze di cavità del complesso carsico di Karlukovo (Romania), comprendente l’importante sequenza paleolitica di Temnata Cave (si veda sez. 3.4.2.), è stato identificato un livello vulcanico non attribuito con certezza all’IC (Paterne, 1992). Sebbene questo livello mostri, analogamente all’IC, due gruppi di vetri con distinta composizione chimica trachitica marcata principalmente da differenti rapporti K_2O/Na_2O , l’autrice attribuisce questi caratteri ad un possibile mescolamento di ceneri di due distinti eventi eruttivi sub-contemporanei di Ischia ($K_2O/Na_2O < 1,5$) e dei Campi Flegrei ($K_2O/Na_2O > 1,5$). In alternativa l’autrice propone la correlazione con uno dei livelli marini dell’Adriatico (C-13=IC, C-14, C-16 e C-17) che mostrano una simile variabilità composizionale. Tuttavia, considerando il contesto della stratigrafia culturale e l’età radiocarbonio dei sedimenti al letto del tefra di Temnata Cave (c. 32-33 ^{14}C ka B.P., si

Kostenki - Borshevo 5

SiO ₂	62.29	61.46	61.99	61.02	60.77	61.43	61.46	60.65	61.83	61.94	60.83	60.96
TiO ₂	0.35	0.38	0.49	0.41	0.40	0.36	0.40	0.47	0.39	0.37	0.43	0.36
Al ₂ O ₃	18.16	18.41	18.86	18.50	18.33	18.43	18.36	18.48	18.48	18.31	18.39	18.42
FeO	3.27	3.21	2.95	3.18	3.08	3.21	2.92	3.24	2.91	2.99	3.17	3.17
MnO	0.10	0.24	0.23	0.22	0.34	0.24	0.34	0.29	0.19	0.24	0.31	0.23
MgO	0.69	0.32	0.31	0.33	0.35	0.34	0.33	0.34	0.38	0.35	0.31	0.33
CaO	2.49	1.76	1.73	1.82	1.96	1.83	1.79	1.94	1.79	1.84	1.68	1.82
Na ₂ O	5.10	6.11	5.82	6.37	6.39	5.86	5.75	5.67	5.72	5.44	6.44	5.98
K ₂ O	6.99	6.99	6.64	7.10	7.19	7.29	7.52	7.76	7.26	7.62	7.08	7.49
F	0.17	0.29	0.16	0.26	0.40	0.13	0.29	0.26	0.33	0.17	0.41	0.39
Cl	0.29	0.81	0.78	0.79	0.80	0.87	0.83	0.78	0.69	0.67	0.83	0.72
P ₂ O ₅	0.10	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	0.05	0.11	0.12
Totale	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
K ₂ O/Na ₂ O	1.37	1.14	1.14	1.12	1.13	1.24	1.31	1.37	1.27	1.40	1.10	1.25
MnO/MgO	0.14	0.75	0.75	0.66	0.98	0.73	1.05	0.85	0.51	0.68	1.01	0.72

Kostenki - Borshevo 5

SiO ₂	60.82	60.57	60.99	60.82	62.40	62.22	61.85	61.90	61.02	62.32	61.08	61.86
TiO ₂	0.40	0.44	0.43	0.42	0.37	0.37	0.36	0.35	0.32	0.45	0.38	0.30
Al ₂ O ₃	18.38	18.47	18.58	18.52	18.24	18.08	18.38	18.53	18.54	18.65	18.23	18.28
FeO	3.00	3.28	3.11	3.17	3.01	3.02	3.07	3.10	3.54	3.57	3.65	3.25
MnO	0.27	0.27	0.26	0.30	0.15	0.14	0.19	0.12	0.13	0.16	0.12	0.17
MgO	0.34	0.31	0.33	0.35	0.44	0.52	0.49	0.59	0.73	0.65	0.75	0.58
CaO	1.79	1.87	1.78	1.72	1.93	2.13	2.05	2.30	2.56	2.64	2.58	2.32
Na ₂ O	6.29	6.38	6.45	5.73	4.94	4.97	4.97	4.82	3.18	3.73	2.79	3.85
K ₂ O	7.50	7.18	7.13	7.87	7.91	7.93	7.82	7.74	9.42	7.21	9.90	8.90
F	0.38	0.42	0.14	0.28	0.15	0.10	0.25	0.13	0.07	0.00	0.00	0.09
Cl	0.74	0.73	0.77	0.72	0.44	0.41	0.47	0.33	0.37	0.48	0.33	0.40
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.05	0.11	0.02	0.10	0.10	0.08	0.12	0.13	0.20	0.00
Totale	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
K ₂ O/Na ₂ O	1.19	1.13	1.10	1.38	1.60	1.59	1.57	1.60	2.96	1.93	3.54	2.31
MnO/MgO	0.79	0.87	0.78	0.85	0.34	0.27	0.39	0.20	0.18	0.24	0.16	0.29

Tabella 3.1 – Elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) dei vetri del livello vulcanico Kostenki - Borshevo 5.

veda sez. 3.4.2.) è possibile escludere sicuramente il livello C-16 e C-17, datati rispettivamente a 51 e 55,4 ka B.P. La composizione chimica del livello C-14, con un'età compatibile al contesto stratigrafico del tefra di Temanta (41,8 ka B.P.), in base ad una successiva ridefinizione (cfr. Paternè & Guichard, 1993), risulterebbe sensibilmente diversa da quella del livello C-13(=IC), soprattutto in relazione al basso rapporto K₂O/Na₂O pari a 0,85. In sintesi, tra i quattro possibili livelli indicati dall'autrice come potenziali equivalenti marini del tefra di Temnata Cave, solo il livello C-13, ovvero l'IC, risulta effettivamente compatibile con la correlazione.

	Kostenki 14/Markina				Fall-IC (Voscone)				Flussi-IC (Ponti Rossi)							
	KOS 1	$\sigma(16)$	KOS 2	$\sigma(4)$	KOS 3	$\sigma(4)$	LFU		UFU		Unità III		Unità II			
SiO ₂	61.24	0.15	62.09	0.26	61.57	0.63	61.02	61.22	60.40	61.20	61.55	61.71	60.10	60.37	61.06	61.14
TiO ₂	0.41	0.03	0.36	0.01	0.36	0.07	0.40	0.50	0.42	0.31	0.40	0.41	0.40	0.45	0.44	0.42
Al ₂ O ₃	18.44	0.08	18.31	0.19	18.43	0.20	19.06	18.82	18.71	19.03	18.55	18.62	18.75	18.64	18.65	18.70
FeO	3.12	0.09	3.05	0.04	3.50	0.18	3.25	2.98	3.84	3.50	2.98	3.11	4.06	3.93	3.70	3.62
MnO	0.26	0.03	0.15	0.03	0.14	0.02	0.24	0.25	0.10	0.00	0.26	0.23	0.14	0.21	0.20	0.20
MgO	0.36	0.02	0.51	0.06	0.68	0.08	0.36	0.48	0.79	0.77	0.36	0.37	0.77	0.59	0.40	0.40
CaO	1.85	0.07	2.10	0.16	2.52	0.14	1.61	1.84	2.79	2.73	1.70	1.78	2.98	2.26	1.92	2.01
Na ₂ O	5.97	0.29	4.92	0.07	3.39	0.49	5.34	5.34	2.25	3.09	6.10	5.75	4.11	5.23	5.75	5.77
K ₂ O	7.29	0.31	7.85	0.09	8.86	1.17	7.61	7.65	9.92	8.74	7.22	7.06	8.52	8.21	7.79	7.75
F	0.28	0.11	0.16	0.07	0.04	0.05	0.03	0.06	0.20	0.15	0.05	0.03	0.15	0.11	0.09	0.09
Cl	0.74	0.04	0.41	0.06	0.40	0.06	0.27	0.26	0.15	0.12	0.00	0.00				
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.08	0.04	0.11	0.08	0.80	0.52	0.35	0.33	0.79	0.84				
Totale	100		100		100		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
K ₂ O/Na ₂ O	1.23	0.11	1.59	0.01	2.69	0.71	1.42	1.43	4.41	2.83	1.18	1.23	2.07	1.57	1.35	1.34
MnO/MgO	0.76	0.10	0.30	0.08	0.22	0.06	0.67	0.52	0.13	0.00	0.72	0.62	0.18	0.36	0.50	0.50

Tabella 3.2 – Valori medi della composizione in elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) delle tre popolazioni di vetri del livello di Kostenki - Borshchevo 5 (Tab. 3.1) comparati con analisi rappresentative di pomici/vetri del fall (Signorelli et., 1999) e dei flussi (Pappalardo et al., 2002) dell'Ignimbrite Campana. La designazione delle unità dell'IC segue la nomenclatura proposta dai rispettivi autori.

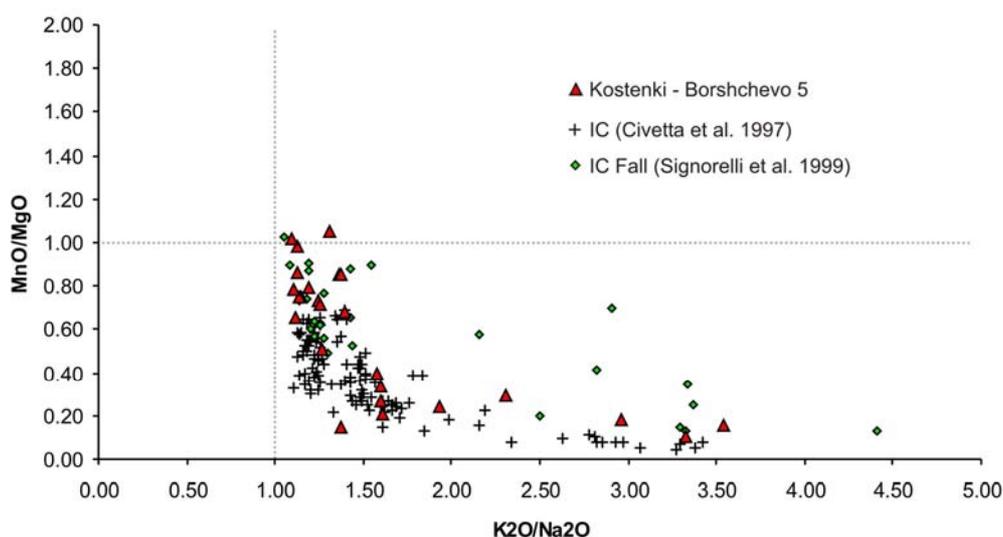


Figura 3.5 – Diagramma di variazione K₂O/Na₂O vs. MnO/MgO dei vetri livello di Kostenki - Borshchevo 5 (Tab. 3.1) e dei prodotti (fall e flussi) dell'Ignimbrite Campana (IC). Il campione copre l'intera area di dispersione dell'IC con una predominanza di vetri con una composizione del magma più evoluto.

Livelli vulcanici con età comparabile a quella dell'IC sono stati rinvenuti nelle successioni di conoide alluvionale e di versante dell'Italia centrale (Frezzotti & Narcisi, 1996). Questo tefra costituisce il *parent material* di un diffuso paleosuolo la cui età (c. 30-33 14C ka B.P.) suggerirebbe una correlazione delle ceneri all'IC (Pedomarker A di Frezzotti & Narcisi, 1996) (Fig. 3.4).

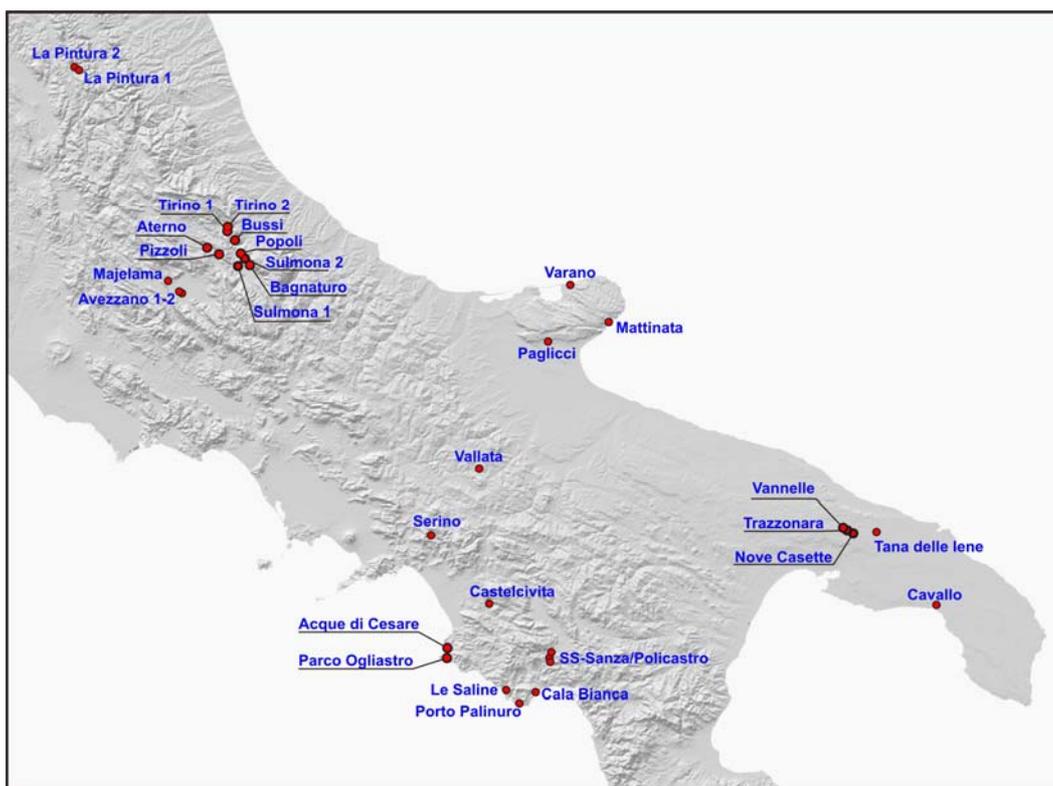


Figura 3.6 – Ubicazioni delle sequenze stratigrafiche italiane contenenti livelli di tefra indagate in questo studio.

Alcune nuove sequenze stratigrafiche contenenti il pedomarker appenninico sono state esaminate nel corso del programma di dottorato. In tutti i casi indagati le ceneri sono risultate troppo alterate per una determinazione della composizione chimica mediante analisi alla microsonda. L'eventuale correlazione delle ceneri all'IC è dunque esclusivamente basata su indizi cronologici e stratigrafici. Alcune delle nuove misure radiocarbonio, effettuate sia sul pedomarker che sul paleosuolo al letto delle ceneri, corroborano la correlazione proposta da Narcisi e Frezzotti (1996) (es. Moro et al., 2002), altre datazioni ^{14}C hanno invece fornito età troppo antiche ($42 > 39$ ^{14}C ka B.P.) per una correlazione all'IC. Ciò suggerirebbe la presenza di almeno due paleosuoli con caratteristiche pedostratigrafiche molto simili tra loro, ma sviluppati su ceneri derivanti da due distinti eventi vulcanici, il più recente dei quali potrebbe essere effettivamente correlato all'IC¹.

In base ad indizi raccolti da fonti bibliografiche (es. Lirer et al. 1967; Antonioli et al., 1994; Cinque et al., 1994; Kieffer et al., 2000) ed attraverso ricognizioni sul terreno, sono state rivenute ed esaminate o riesaminate numerose altre sequenze continentali contenenti livelli di tefra possibilmente attribuibili all'IC (Fig. 3.6). Il contesto lito-pedostratigrafico generale, i caratteri morfologici e la composizione chimica dei vetri confermano

¹ Per una esaustiva trattazione sugli aspetti lito-pedostratigrafici di queste sequenze e del loro significato paleoclimatico-ambientale si rimanda ad un futuro lavoro.

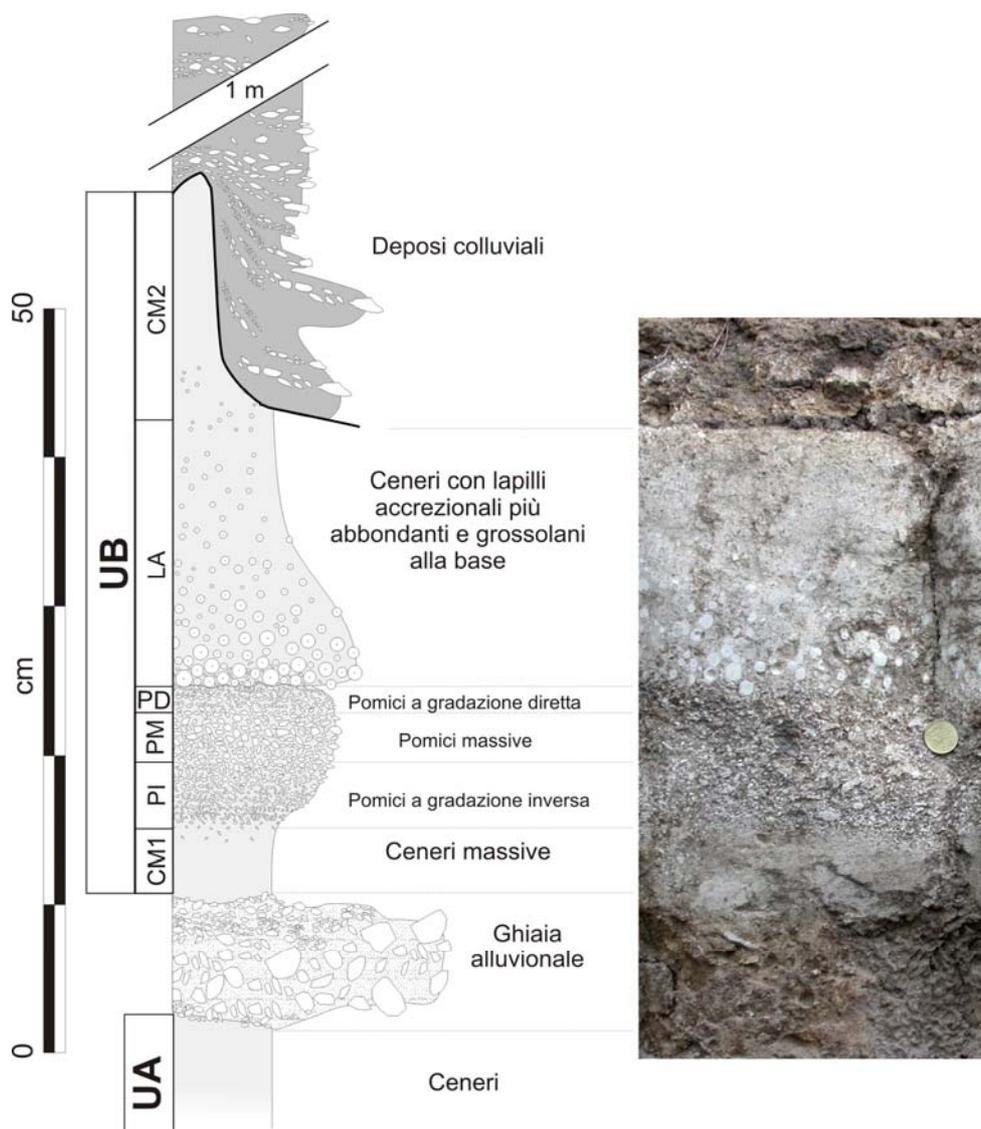


Figura 3.7 – Caratteri litologici e sequenza interna del deposito piroclastico di Parco Ogliastro (per l'ubicazione si veda Fig. 3.6).

tuttavia l'attribuzione all'IC solo dei livelli Parco Ogliastro, Grotta di Castelcivita, Serino e, dubitativamente, di Acque di Cesare² (Scheda 1). Tra questi, inoltre, solo agli affioramenti di Serino e Parco Ogliastro i depositi dell'IC appaiono chiaramente in giacitura primaria indisturbata.

La sezione di Parco Ogliastro cade all'interno di un'ampia area della costa del

² In tutte le altre sequenze (Fig. 3.6), lo studio stratigrafico, l'analisi dei componenti e la caratterizzazione morfologica e chimica dei vetri dei livelli vulcanici ha permesso di riconoscerne la provenienza e in alcuni casi di attribuirli ad eruzioni note dei Campi Flegrei, Vesuvio, Ischia, Colli Albani, Eolie e Etna. Questi risultati, sebbene di un certo rilievo per gli interessi più generali degli studi tefrostratigrafici, non hanno fornito dati utili per lo scopo di questo studio. Per una loro presentazione e trattazione esaustiva si rimanda quindi ad un futuro lavoro.

La sezione, segnalata da Cinque et al. (1994), è ubicata a 2 km a nord-est da Punta Licosa, lungo l'attuale falesia che orla il terrazzo marino di +8 s.l.m. a sua volta tagliato da una ripida incisione torrentizia (Fig. S1). La sequenza esordisce con alcuni decimetri di conglomerato e ghiaie ad elementi molto arrotondati che poggiano sul terrazzo di abrasione marina ed al quale sono probabilmente correlati. Sulle ghiaie poggia un deposito di circa 80 cm di ceneri giallastre massive (Livello Piroclastico A) pedogenizzato al tetto. Un campione di questo paleosuolo datato al ^{14}C ha fornito un'età di 24.200 ± 180 .

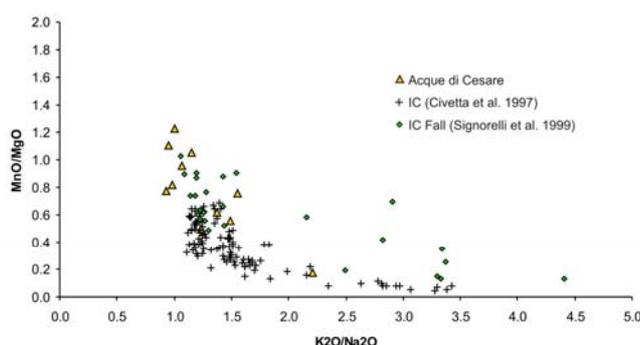
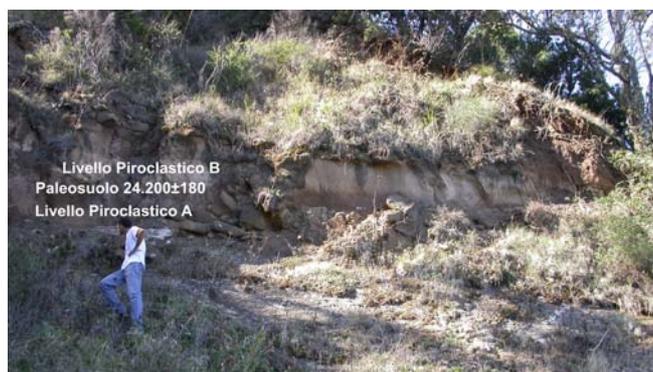


Figura S1 – Acque di Cesare: A) sequenza stratigrafica; B) diagramma di variazione $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. MnO/MgO dei vetri del livello piroclastico B dei prodotti (fall e flussi) dell'Ignimbrite Campana.

Al paleosuolo e/o al colluvio che lo ricopre, seguono circa 60 cm di ceneri massive rosa-grigiastre (Livello Piroclastico B) con pomice anche centimetriche sia bianche che grigie, con vescicole stirate e tondeggianti. Il deposito contiene inoltre litici millimetrici e cristalli di feldspato, pirosseno, mica. La sequenza piroclastica e/o vulcanoclastica mostra spessori crescenti e forti indizi di risedimentazione indicati da intercalazioni di livelli di ghiaie di versante.

I vetri del livello A sono risultati troppo alterati per una caratterizzazione chimica. Le analisi dei vetri del livello B permettono invece di attribuire presumibilmente questa seconda unità all'IC (Fig. S1).

La sequenza mostra, almeno da un punto di vista stratigrafico e delle caratteristiche dei costituenti, discrete analogie con l'affioramento di Parco Ogliastro, anche qui si riconoscono infatti due unità eruttive sovrapposte e separate l'una dall'altra correlabili rispettivamente all'UA e UB=IC (Fig. 3.7). Le significative differenze sedimentologiche riscontrate tra i due affioramenti, in particolare per l'UB=IC, sono pertanto addebitabili ai processi di rideposizione che verosimilmente hanno interessato i prodotti dell'IC al sito di Acque di Cesare.

Scheda 1 – Sequenza stratigrafica di Acque di Cesare (ubicazione in Fig. 3.6).

	Pomici (livello PM)								Ceneri (livello LA)							
	61.76	61.99	61.27	61.17	59.97	62.11	61.42	61.60	60.84	60.80	60.88	61.12	60.91	61.08	60.47	
SiO ₂	0.43	0.45	0.45	0.40	0.44	0.42	0.44	0.40	0.50	0.37	0.41	0.38	0.42	0.36	0.39	
TiO ₂	19.16	19.13	18.97	18.84	19.80	19.06	19.14	18.90	18.65	18.55	18.97	18.95	18.53	18.55	18.32	
Al ₂ O ₃	2.98	3.01	2.91	3.11	3.06	2.97	3.06	3.05	3.08	2.96	2.93	2.98	2.98	3.28	3.78	
FeO	0.24	0.24	0.30	0.20	0.10	0.19	0.20	0.25	0.23	0.25	0.17	0.24	0.30	0.16	0.12	
MnO	0.35	0.34	0.33	0.37	0.38	0.29	0.37	0.34	0.34	0.33	0.35	0.34	0.36	0.66	0.78	
MgO	1.71	1.84	1.67	1.70	2.11	1.67	1.78	1.81	1.72	1.70	1.69	1.72	1.72	2.40	2.69	
CaO	5.16	4.99	5.99	5.99	5.77	4.77	4.99	5.18	6.07	6.39	5.96	5.73	6.35	3.30	3.01	
Na ₂ O	6.98	7.07	6.90	7.02	6.88	7.14	7.27	7.12	7.40	7.26	7.19	7.13	7.21	9.53	9.80	
K ₂ O	0.42	0.11	0.39	0.44	0.49	0.55	0.40	0.40	0.37	0.51	0.59	0.48	0.36	0.12	0.12	
F	0.73	0.75	0.77	0.71	0.71	0.77	0.84	0.82	0.77	0.82	0.83	0.89	0.80	0.39	0.34	
Cl	0.08	0.08	0.06	0.05	0.29	0.05	0.10	0.15	0.04	0.05	0.05	0.04	0.08	0.15	0.18	
P ₂ O ₅	<hr/>															
Totale	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
K ₂ O/Na ₂ O	1.35	1.42	1.15	1.17	1.19	1.50	1.46	1.37	1.22	1.14	1.21	1.24	1.13	2.89	3.26	

Tabella 3.3 – Elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) dei vetri delle pomici e delle ceneri del deposito piroclastico di Parco Ogliastro (UB).

	Parco Ogliastro				Fall-IC (Voscone)						Flussi-IC (Ponti Rossi)			
	N=13	σ	N=2	σ	LFU			UFU			Unità III		Unità II	
SiO ₂	61.22	0.58	60.78	0.43	61.02	61.22	60.40	61.20	61.55	61.71	60.10	60.37	61.06	61.14
TiO ₂	0.42	0.03	0.38	0.02	0.40	0.50	0.42	0.31	0.40	0.41	0.40	0.45	0.44	0.42
Al ₂ O ₃	18.97	0.33	18.43	0.16	19.06	18.82	18.71	19.03	18.55	18.62	18.75	18.64	18.65	18.70
FeO	3.01	0.06	3.53	0.35	3.25	2.98	3.84	3.50	2.98	3.11	4.06	3.93	3.70	3.62
MnO	0.22	0.05	0.14	0.03	0.24	0.25	0.10	0.00	0.26	0.23	0.14	0.21	0.20	0.20
MgO	0.35	0.02	0.72	0.09	0.36	0.48	0.79	0.77	0.36	0.37	0.77	0.59	0.40	0.40
CaO	1.76	0.12	2.55	0.21	1.61	1.84	2.79	2.73	1.70	1.78	2.98	2.26	1.92	2.01
Na ₂ O	5.64	0.55	3.15	0.21	5.34	5.34	2.25	3.09	6.10	5.75	4.11	5.23	5.75	5.77
K ₂ O	7.12	0.15	9.66	0.18	7.61	7.65	9.92	8.74	7.22	7.06	8.52	8.21	7.79	7.75
F	0.42	0.12	0.12	0.00	0.03	0.06	0.20	0.15	0.05	0.03	0.15	0.11	0.09	0.09
Cl	0.78	0.05	0.36	0.03	0.27	0.26	0.15	0.12	0.00	0.00				
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.16	0.02	0.80	0.52	0.35	0.33	0.79	0.84				
Totale	100.00		100.00		100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.98	100.00	100.00	100.10
K ₂ O/Na ₂ O	1.27	0.13	3.07	0.26	1.42	1.43	4.41	2.83	1.18	1.23	2.07	1.57	1.35	1.34

Tabella 3.4 – Valori medi della composizione in elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) delle due popolazioni di vetri del deposito piroclastico di Parco Ogliastro (Tab. 3.3) comparati con analisi rappresentative di pomici/vetri del fall (Signorelli et al., 1999) e dei flussi (Pappalardo et al., 2002) dell'Ignimbrite Campana. La designazione delle unità dell'IC segue la nomenclatura proposta dai rispettivi autori.

Cilento in cui Lirer et al. (1967) e successivamente altri autori (es. Antonioli et al., 1994; Cinque et al., 1994; Kieffer et al., 2000) segnalano numerosi affioramenti di depositi del Pleistocene recente contenenti un livello piroclastico che costituisce un importante marker stratigrafico locale.

L'affioramento, non segnalato nei precedenti lavori, è ubicato a pochi chilometri ad ovest dell'abitato di Ogliastro Marina (Fig. 3.6), in un tratto costiero caratterizzato dalla presenza di un ampio terrazzo marino a +8-10 m s.l.m. attribuito allo stazionamento dello OIS 5 (Cinque et al., 1994). La sequenza affiora in corrispondenza di un piccolo torrente che taglia i depositi continentali per una profondità di circa 2 m e mostra due distinti

livelli piroclastici (unità A e B) separati da depositi alluvionali (Fig. 3.7). L'unità A (UA) consiste in una cenere fine massiva giallastra costituita in larga misura da vetro alterato. L'unità eruttiva B (UB) mostra invece un'articolata sequenza interna che permette di differenziare dal basso i seguenti livelli (Fig. 3.7): 6-8 cm di ceneri fini massive grigie con rare pomici bianche millimetriche (livello CM1) che passano gradualmente ad un deposito di pomici (livello P, circa 8-9 cm) caratterizzato da una base a gradazione inversa (livello PI), una parte centrale più massiva e grossolana (livello PM) ed una parte alta a gradazione diretta (livello PD). Le pomici hanno diametro mediamente millimetrico ma con esemplari anche di 2-3 cm, in particolare nel livello PM. Queste mostrano un elevato grado di vescicolazione con forme sia allungate che sferiche. Al livello P segue uno strato con tetto eroso di almeno 30-35 cm di ceneri e lapilli accrezionali, più numerosi e grossolani nella parte basale, dove raggiungono il diametro massimo di 2 cm (livello LA), e più sporadici e fini verso il top (livello CM2).

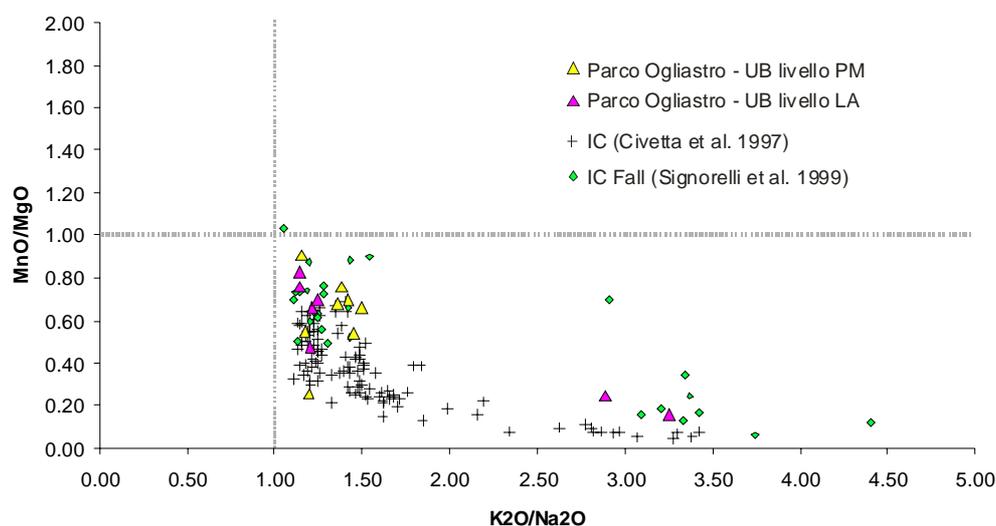


Figura 3.8 – Diagramma di variazione K_2O/Na_2O vs. MnO/MgO dei vetri dell'unità B (UB) del Parco Ogliastro e dei prodotti (fall e flussi) dell'Ignimbrite Campana. Il campione del livello PM mostra esclusivamente la composizione del magma più evoluto dell'IC, mentre il livello LA presenta anche vetri del magma meno evoluto.

I vetri dell'UA sono risultati troppo alterati per una caratterizzazione chimica. Le analisi dei vetri dei frammenti di pomici del livello PM e delle ceneri del livello LA permettono invece di attribuire all'IC la sequenza dell'UB (Tabb. 3.3; 3.4; Fig. 3.8). Questi risultati indicano in particolare per i vetri delle pomici del livello PM la composizione del magma più evoluto dell'IC, mentre i vetri delle ceneri del livello LA risultano costituite da vetri con la composizione sia del magma più evoluto che del magma meno evoluto o intermedio.

In base ai caratteri litologici, sedimentologici e dei componenti è possibile correlare i

livelli di ceneri e pomici basali CM1 e P alla fase pliniana dell'eruzione dell'IC mentre i livelli LA e CM2 rappresenterebbero i depositi di caduta della nube co-ignimbratica. Con il suo spessore totale di c. 50 cm l'affioramento di Parco Ogliaastro rappresenta al momento il deposito più distale, sicuramente indisturbato, mai rinvenuto a terra che presenti ancora la tipica sequenza interna relativa alle due fasi eruttive dell'IC. In termini di volumi del fall pliniano, considerando la distanza e la posizione dell'affioramento, quasi ortogonale all'asse di dispersione, l'estrapolazione del suo dato di spessore (c. 13 cm) porterebbe a raddoppiare la stima di 4 km³ determinata da Perrotta & Scarpati (2003) assumendo un'isopaca minima di 15 cm chiusa a Monticchio, a c. 125 km ad est lungo l'asse di dispersione (Fig. 2.5). Inserendo questa nuova sezione su una carta comprendente tutti i dati di spessore del fall dell'IC disponibili in letteratura (Rosi et al., 1999; Perrotta & Scarpati, 2003; Rolandi et al., 2003) è possibile quindi proporre una versione aggiornata della mappa delle isopache (Fig. 3.9). In base a questa rielaborazione è possibile stimare in almeno 10 km³ il volume totale del fall. Questo valore risulta intermedio rispetto alle precedenti stime di 16 e 4 km³, determinate rispettivamente da Rosi et al. (1999) e Perrotta e Scarpati (2003).

Per quanto concerne le ceneri distali, associate sia alla fase pliniana che ai flussi, il complesso dei dati disponibili indica una generale dispersione verso est, grossomodo concorde con l'asse di dispersione delle pomici del fall pliniano (Fig. 3.9). Inoltre, l'involuppo dei punti identifica una generica forma ellittica troncata verso est in corrispondenza dell'attuale limite dei rinvenimenti più distali del Mediterraneo orientale e della Russia. Sebbene le analisi del livello vulcanico proveniente da Kostenki ha evidenziato che le ceneri dell'IC risultino rielaborate in ambiente eolico, la sua significativa presenza in questa area, con spessori consistenti fino a 15 cm, permette di stimare almeno in un centimetro lo spessore minimo originario.

Utilizzando questa stima ed estrapolando le isopache del Mediterraneo orientale, tracciabili grazie al significativo numero di carote con spessori noti dell'IC, è possibile costruire una mappa della dispersione dell'IC con andamenti ipotetici delle isopache anche nel settore dell'Europa orientale dove sono presenti solo pochi e dispersi punti (Fig. 3.4). Va tuttavia sottolineato che la valenza della mappa illustrata in Figura 3.4 è puramente indicativa, non solo per la significativa estrapolazione dei dati di spessori, ma anche perché, a differenza dei depositi puramente pliniani, spinti alla sorgente virtualmente puntuale direttamente nella stratosfera, la dispersione di ceneri associate alle nubi co-ignimbratiche - nel caso dell'IC sviluppata dalla superficie fino ad oltre 30 km di altezza - è influenzata sia da venti stratosferici che da correnti più basse. Ciò determina una geometria dell'area di dispersione molto più complessa delle forme genericamente ellittiche associate alle colonne pliniane (cfr. Fedele et al., 2003).

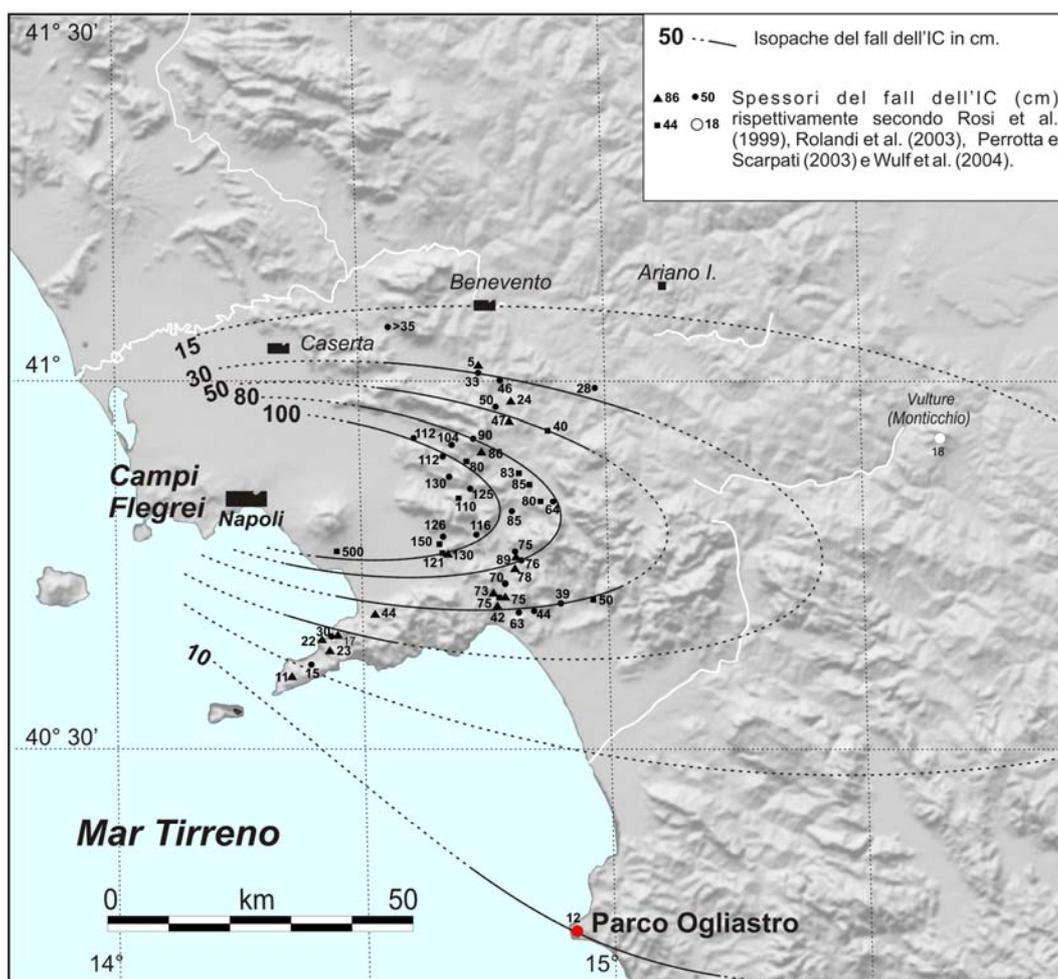


Figura 3.9 – Mappa delle isopache del fall pliniano dell'Ignimbrite Campana (IC) ricostruita in base ai dati di letteratura (Rosi et al., 1999; Perrotta & Scarpati, 2003; Rolandi et al., 2003; Wulf et al., 2004) ed alla misura della sezione distale di Parco Ogliastro.

Con tutti i limiti riconosciuti, la carta illustrata in figura 3.4 permette in ogni caso di stimare, sia pure in termini indicativi ed approssimativi, il volume delle ceneri distali dell'IC e l'area della superficie potenzialmente investita dalla loro caduta, pari rispettivamente a c. 180 km^3 e c. $5.000.000 \text{ di km}^2$. Nella loro approssimazione, queste stime sono comunque conservative in quanto entrambe non tengono conto dell'area ad est dell'attuale limite dei rinvenimenti, che, in base all'andamento teorico delle curve delle isopache tracciate (Fig. 3.4), risulterebbe almeno pari se non superiore quella nota. Ad esempio, secondo Rolandi et al. (2003) la superficie coperta dalle ceneri distali dell'IC comprenderebbe tutto il territorio dell'Asia centro settentrionale, con un'area totale di oltre $30.000.000 \text{ di km}^2$. Pochi millimetri di ceneri distribuiti in questa area ammonterebbero a diverse decine di km^3 in eccesso rispetto alla stima proposta.

3.2.3. Volume totale di magma eruttato

Il volume totale di roccia dell'IC ammonta a c. 575 km^3 , ripartito in 385 km^3 di

ignimbrite, 10 km³ di pomici del fall e 180 km³ di ceneri distali, queste ultime comprendenti sia la componente del fall che dei flussi. Questa stima è molto prossima a quella desumibile sommando il volume di 500 km³ di ignimbrite proposto da Fisher et al. (1993), ai 120 km³ determinati da Perrotta & Scarpati (2003) per le ceneri distali dell'IC, comprendenti sia la componente del fall pliniano (c. 20 km³) che quella della nube co-ignimbratica (c. 100 km³).

La densità di ognuno di questi componenti è per ovvie ragioni significativamente diversa. Una stima di densità effettuata su un campione di ignimbrite distale, prelevato nell'area appenninica a c. 80 km dai Campi Flefrei ha fornito il valore di 1,3 g/cm³. Nei settori più prossimali questo valore tende ad aumentare in funzione del maggiore grado di *welding* e *sintering* fino a superare valori 2 g/cm³ per le facies più litoidi del Piperno e della Breccia Museo. Assumendo quindi per l'ignimbrite una stima media conservativa di 1,4 g/cm³ e di 2,5 g/cm³ per le rocce trachitiche dense, si ottiene un valore di 215 km³ di magma equivalente.

Per le ceneri distali, adottando una densità di 1,2 g/cm³ determinata sul campione delle ceneri di Kostenki, è possibile stimare in 86 km³ il volume di magma equivalente. Infine, adottando per le pomici una densità di 0,8 g/cm³, il volume di magma equivalente del fall pliniano ammonterebbe a poco più di 3 km³. Il volume totale di magma emesso nel corso dell'eruzione dell'IC equivarrebbe quindi a c. 300 km³.

3.3. STIMA DELLA QUANTITÀ DI ZOLFO EMESSE

La quantità di zolfo emessa dalle eruzioni vulcaniche viene comunemente stimata in base alla massa di magma eruttato combinata con altri dati analitici riguardanti i contenuti di zolfo nelle inclusioni vetrose delle fasi cristalline e nel vetro della matrice, ritenuti rispettivamente come rappresentativi delle quantità di zolfo del magma originario in condizioni pre-eruttive e di quello degassato nel corso dell'eruzione. La differenza tra i due valori è quindi indicativa della quantità di zolfo liberata nell'atmosfera (es. Devine et al., 1984).

Per l'Ignimbrite Campana sono disponibili in letteratura alcuni dati relativi ad entrambi i valori del contenuto di zolfo presente nel magma in condizioni pre-eruttive e nei vetri degassati della matrice (Palais & Sigurdsson, 1989; Signorelli et al., 1999). Questi studi riportano valori di zolfo pari a 576-313 ppm nelle inclusioni vetrose dei cristalli dei flussi (Palais & Sigurdsson, 1989) e di 680-360 ppm nelle inclusioni dei pirosseni zonati (diopside-salite) del fall pliniano (Signorelli et al., 1999). Per lo zolfo presente nei vetri della matrice Palais & Sigurdsson (1989) riportano quantità di c. 380 ppm, mentre Signorelli et al. (1999) valori compresi tra 330 e 110 ppm. Ulteriori determinazioni possono essere ricavate dalle analisi effettuate sul tefra di Castelcivita che indica per la matrice degassata valori medi di circa 300 ppm (Tab. 3.3.).

Assumendo come indicativi del magma non degassato i valori tendenzialmente più alti di zolfo nelle inclusioni, è possibile stimare in c. 600 ± 50 ppm il suo contenuto iniziale. Per il magma degassato si può invece considerare un valore medio di 300 ± 100 ppm. L'aliquota di zolfo rilasciato durante l'eruzione risulta quindi pari a 300 ± 150 ppm, equivalente a $2,2 \pm 1,1 \times 10^{14}$ g di S totale iniettato nell'atmosfera dall'evento esplosivo dell'IC assumendo per questo un volume totale di magma pari a 300 km^3 (sez. 3.2.).

Secondo recenti studi (Scaillet & Pichavant, 2003; Scaillet et al., 2003) questo valore, di per se già significativamente alto, potrebbe risultare sottostimato anche di più di un ordine di grandezza. Questa stima infatti non tiene conto del contenuto pre-eruttivo di zolfo presente nel magma non come quantità dissolta nel fuso silicatico, ma come fase gassosa separata. In base a studi di petrologia sperimentale con modelli termodinamici, Scaillet e Pichavant (2003) e Scaillet et al. (2003) hanno dimostrato che la ripartizione del contenuto di zolfo tra fase gassosa e fuso silicatico varia, a parità di altri parametri, in funzione del chimismo del magma, assumendo valori pari a 1000 nei magmi riolitici, 100 in quelli intermedi (c. 60% di SiO_2) e 10 nei magmi basaltici. Esperimenti termodinamici condotti nell'ambito del progetto FIRB sui prodotti dell'IC (Carroll e Scaillet, dati inediti) confermano per questa un coefficiente di ripartizione $S \text{ in gas}/S \text{ in fuso}$ simile a quello proposto da Scaillet et al. (2003) per i magmi intermedi (c. 100). Seguendo il "metodo petrologico migliorato" (*improved petrological method*) proposto da questi autori si può, inoltre, assumere per tutte le eruzioni alimentate da magmi non-basaltici, e quindi anche per l'IC, un contenuto di gas nella camera magmatica pari al 5% della massa

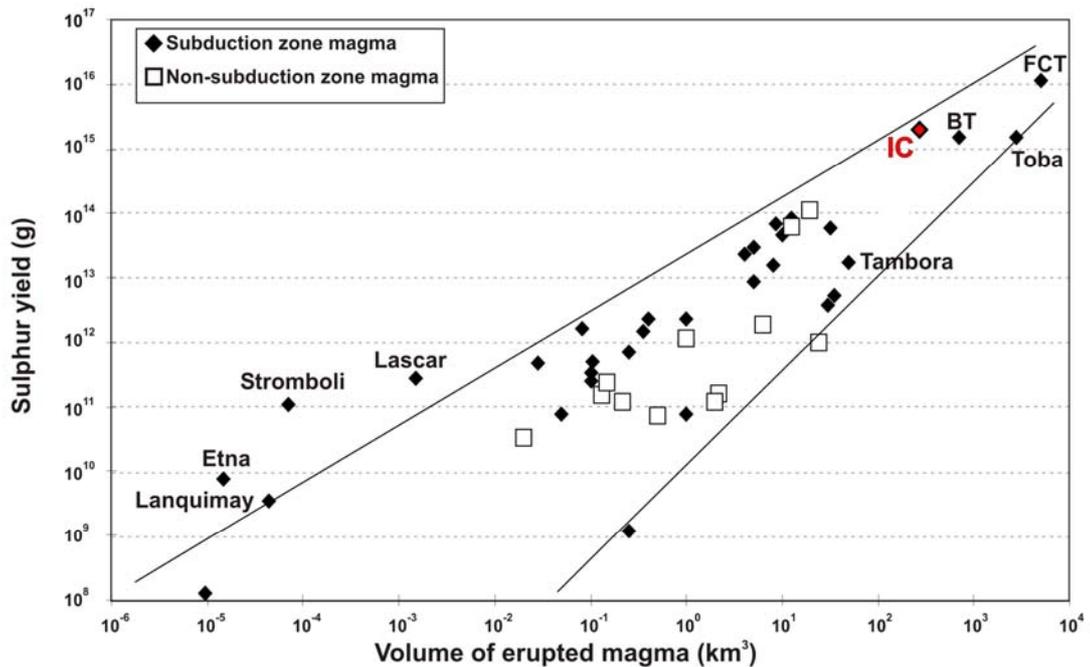


Figura 3.10 – Volume di magma eruttato vs. massa di zolfo rilasciato per una serie di eruzioni cenozoiche e quaternarie (modificato da Scaillet et al. 2003). I valore di massa di zolfo stimato per l’Ignimbrite Campana (IC) è dello stesso ordine di grandezza della super-eruzione di Toba (1.46×10^{15} g) e del Bishop Tuff (BT; 1.37×10^{15} g). Il più alto valore di zolfo rilasciato calcolato da Scaillet et al. (2003) è pari a c. 10^{16} g e corrisponde all’immensa eruzione oligocenica del Fish Canyon Tuff (FCT).

totale del magma. In base a queste assunzioni ed utilizzando il *range* completo del contenuto di zolfo nelle inclusioni vetrose (680-313 ppm), la quantità di zolfo presente come fase gassosa nella camera magmatica dell’IC sarebbe pari a c. $1,86 \pm 0,7 \times 10^{15}$ g. La stima della massa totale di zolfo iniettata nell’atmosfera nel corso dell’eruzione dell’IC è quindi pari a c. $2,1 \pm 0,8 \times 10^{15}$. Questo valore pone l’IC tra le eruzioni con la più alta massa di zolfo mai calcolata nell’ambito dell’intero record vulcanico globale (Fig. 3.10).

3.4. LA POSIZIONE STRATIGRAFICA DELL'IGNIMBRITE CAMPANA

3.4.1. Problemi cronometrici e di correlazione nell'ambito dello Stadio Isotopico 3

Al fine di valutare gli effetti climatico-ambientali dell'eruzione dell'IC, dalla scala regionale a quella globale, ed i loro potenziali effetti sugli ecosistemi umani, è fondamentale definire con elevato dettaglio stratigrafico la posizione occupata dall'IC sia nelle sequenze paleoclimatiche che in quelle archeologiche. Ovviamente i migliori risultati si ottengono qualora si disponga di serie stratigrafiche continue contenenti i prodotti dell'eruzione dell'IC, siano essi il tephra o altro segnale vulcanologico. È probabilmente questa l'unica configurazione stratigrafica che permette di esaminare le effettive condizioni presenti immediatamente prima e dopo l'eruzione dell'IC. In effetti una semplice definizione della posizione dell'IC basata sulla sola cronologia può, per diversi aspetti, rivelarsi del tutto inadeguata.

Il problema principale risiede nei differenti metodi di datazione adottati per le sequenze archeologiche, i record paleoclimatici e per prodotti vulcanici.

L'attuale cronologia delle sequenze paleolitiche europee si basa in larga misura su datazioni ^{14}C che, come è noto, per essere comparate alla cronologia in anni "siderali" richiedono una calibrazione, ovvero una conversione dell'età radiocarbonio in età calendario (per maggiori dettagli si veda sez. 3.4.4.). Tuttavia, la calibrazione delle età radiocarboniche oltre l'attuale limite di 20,000 anni ^{14}C yr B.P. (Stuiver & Reimer, 1993; Stuiver et al., 1998; Reimer et al., 2005) è ancora largamente incerta. I recenti tentativi di estendere la calibrazione oltre questo limite mostrano infatti risultati molto controversi (Mazaund et al., 1991; Laj et al., 1996; Bard, 1998; Kitagawa & van der Plicht, 1998; Vogel & Kronfeld, 1997; Voelker et al., 1998; Schramm et al., 2000; Voelker et al., 2000; Beck et al., 2001; Laj et al., 2002; Hughen et al., 2004; Fairbanks 2005; Giaccio et al., in press). Alcuni fra questi studi indicano inoltre significative fluttuazione del flusso di carbonio cosmogenico con un breve ma marcato picco nella seconda metà dello Stadio Isotopico 3 (OIS 3) nell'intervallo 45-35 cal ka B.P. Questo improvviso aumento del flusso di ^{14}C rende particolarmente critica la calibrazione delle sequenze archeologiche proprio nell'intervallo cronologico in cui cade l'IC e lo spettro delle industrie del Paleolitico medio/superiore (si veda per dettagli sez. 3.4.4.).

Ovviamente questi problemi sussistono anche per le sequenze paleoclimatiche la cui cronometria si basa sul radiocarbonio, con un aggravante in più per i record marini ai quali si aggiunge un'ulteriore incertezza legata alla variazione del valore del così detto "effetto serbatoio di età marina" (ocean reservoir age) (es. Voelker et al., 2000; Beck et al., 2001).

Infine, per quanto riguarda la cronometria del record groenlandese, ormai invalsa come stratigrafia di riferimento del Pleistocene recente europeo, le carote GISP2 (Meese et al., 1997) e GRIP (Dansgaard et al., 1993) – nonostante l'eccellente analogia tra le rispettive stratigrafie isotopiche (Grootes et al., 1993) – mostrano le più ampie

discrepanze, ancora una volta, proprio nell'intervallo dell'OIS 3 comprendente l'età dell'IC.

Considerando queste incertezze e l'esistenza di significative variazioni climatiche a frequenza millenaria/sub-millenaria (sez. 2.2.), risulterebbe del tutto arbitraria una definizione della posizione dell'IC nell'ambito della stratigrafia dell'OIS 3, basata esclusivamente sulla cronologia. Se infatti si considera l'attuale stima di età più conservativa dell'IC, compresa tra 37 e 41 cal ka B.P. (sez. 2.1.4.), questa abbraccerebbe un intervallo della stratigrafia isotopica groenlandese comprendente almeno due cicli completi di *Dansgaard/Oeschger*, con due fasi interstadiali e due stadiali.

Ancora più critici ed arbitrari risulterebbero inoltre i tentativi di identificare per via cronologica il segnale vulcanogenico dell'IC nell'ambito del record groenlandese, che, come si è visto (sez. 3.1.) può fornire dati fondamentali per la valutazione dell'impatto climatico delle eruzioni vulcaniche. Recentemente, ad esempio, sulla base della datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del tephra tirrenico dell'IC a $41,100 \pm 2100$ yr B.P., Ton-That et al. (2001) hanno proposto di correlare l'eruzione dell'IC ad un ampio segnale di solfato vulcanogenico presente nella carota GISP2 a circa 40 ka B.P. Precedentemente, Zielinski et al. (1996a), sempre sulla base di un'indicazione cronologia di circa 34 ka, fornita per l'IC da Castagnoli et al. (1995), avevano indicato un altro ampio picco di SO_4^{2-} (327 ppb) a 34,564 GISP2 anni B.P. come corrispondente all'eruzione dell'IC. Entrambe questi tentativi di individuazione del segnale dell'IC adottano inoltre, come principio implicito, l'assunto che alle più grandi eruzioni note debbano necessariamente corrispondere i più ampi picchi vulcanogenici, assunto che Oppenheimer (2002) ha fondatamente criticato.

Nell'ambito del dottorato è stato quindi affrontato il problema di definire la posizione dell'IC nella stratigrafia dell'OIS 3, incluso il record groenlandese, non solo su una generica corrispondenza cronologica, ma soprattutto sulla base di efficaci marker fisici e vincoli forniti dalla stratigrafia ad alta frequenza del Pleistocene recente. Nelle sezioni che seguono vengono sintetizzati i principali risultati di questo studio.

3.4.2. Sequenze paleolitiche

La sistematica esplorazione della letteratura archeologica ha permesso di compilare una lunga lista di sequenze paleolitiche dell'Italia peninsulare e dell'Europa orientale abbraccianti l'intervallo cronologico in cui cade l'IC e contenenti uno o più livelli di tefra potenzialmente ad essa correlabili. L'elenco comprende Serino (Accorsi et al., 1979), Grotta di Castelcivita (Gambassini, 1996), Grotta Grande di Scario e di Porto Infreschi (Kieffer et al., 2000) in Campania; Grotta del Cavallo (Palma di Cesnola, 1963; 1964), Grotta di Paglicci (Palma di Cesnola, 1990; 1993), Sorgenti di Irchio (Mancini e Palma di Cesnola, 1963), Grotta Spagnoli (Guerri, 1977), Grotta dell'Uluzzo, Uluzzo C e Bernardini (Borzatti von Löwenstern, 1963; 1964; 1970) in Puglia; Temnata Cave (Kozłowski, 1998) in Bulgaria; Franchithi Cave (Farrand, 1977) in Grecia; Caverna

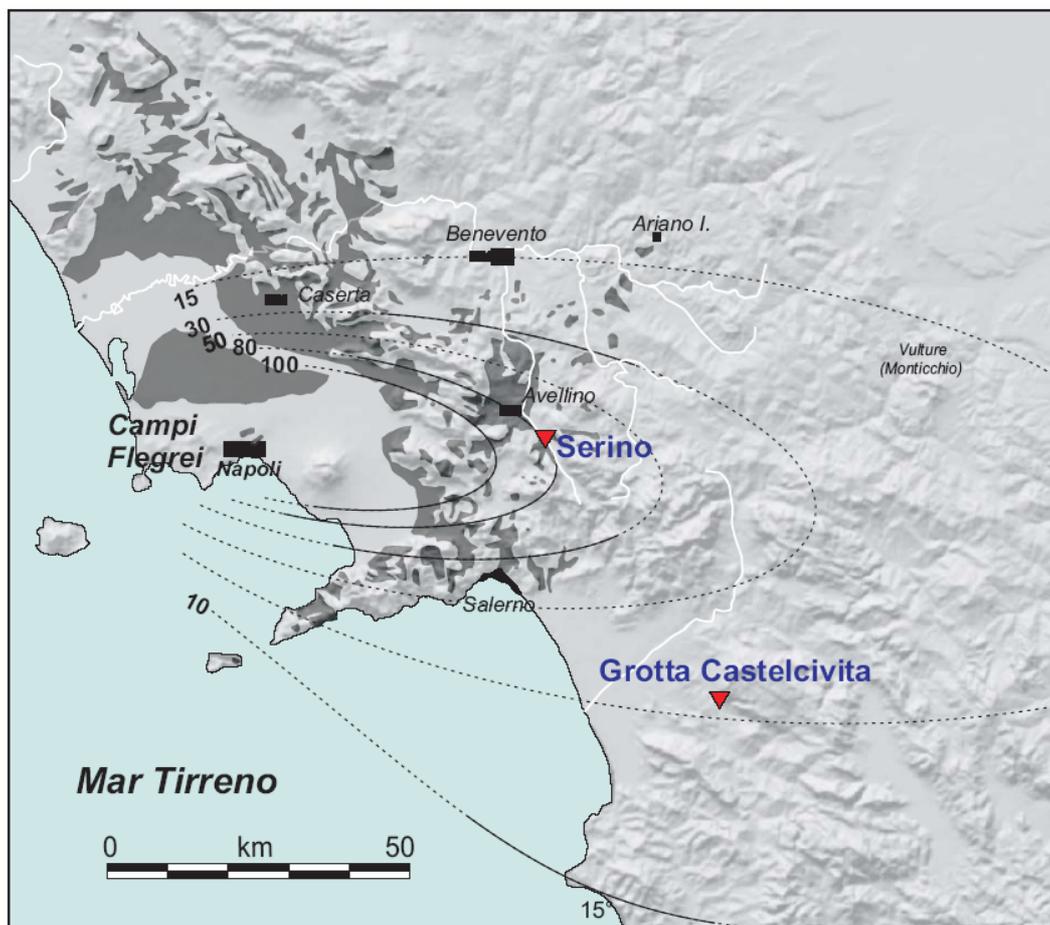


Figura 3.11 – Ubicazione dei siti paleolitici all’aperto di Serino e di cavità della Grotta di Castelcivita in rapporto alla dispersione dei prodotti pliniani (isopache in cm) e dei flussi piroclastici (aree in grigio) dell’Ignimbrite Campana.

Stijena (Kozlowski, 1998) in Montenegro e Kostenki (Amirkhanov et al., 1993; Hoffecker et al., 2002) in Russia.

Molte di queste sequenze si riferiscono a scavi o segnalazioni di diversi decenni fa, al momento delle indagini non più accessibili. Altre ancora sono state scartate nel corso dell’avanzamento dello studio, perché, in base ai primi dati acquisiti, i livelli vulcanici in esse contenute risultavano in termini di stratigrafia culturale ed età incompatibili con l’IC. Le indagini di revisione stratigrafica sul terreno e/o di analisi dei livelli vulcanici sono state quindi focalizzate principalmente sulle sequenze dei siti all’aperto Serino (Campania), Sorgenti di Irchio (Garagano) e Kostenki (Russia) e di cavità di Castelcivita (Campania), Paglicci (Gargano), Cavallo (Salento) e Temnata (Bulgaria) (Figg. 3.4. e 3.6). Tra queste, le indagini di campagna e di laboratorio hanno confermato la presenza dell’IC solo a Serino, Grotta Castelcivita, Temnata Cave e Kostenki, queste ultime due già parzialmente trattate nella sez. 3.2.2. Le sezioni che seguono sono quindi dedicate esclusivamente alle summenzionate quattro sequenze, o gruppi di sequenze, le uniche

effettivamente utili alla definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC (Fig. 3.12). Un caso particolare è rappresentato da Paglicci che, sebbene non abbia fornito dati validi per la definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC, per alcuni particolari aspetti merita comunque di essere descritta.

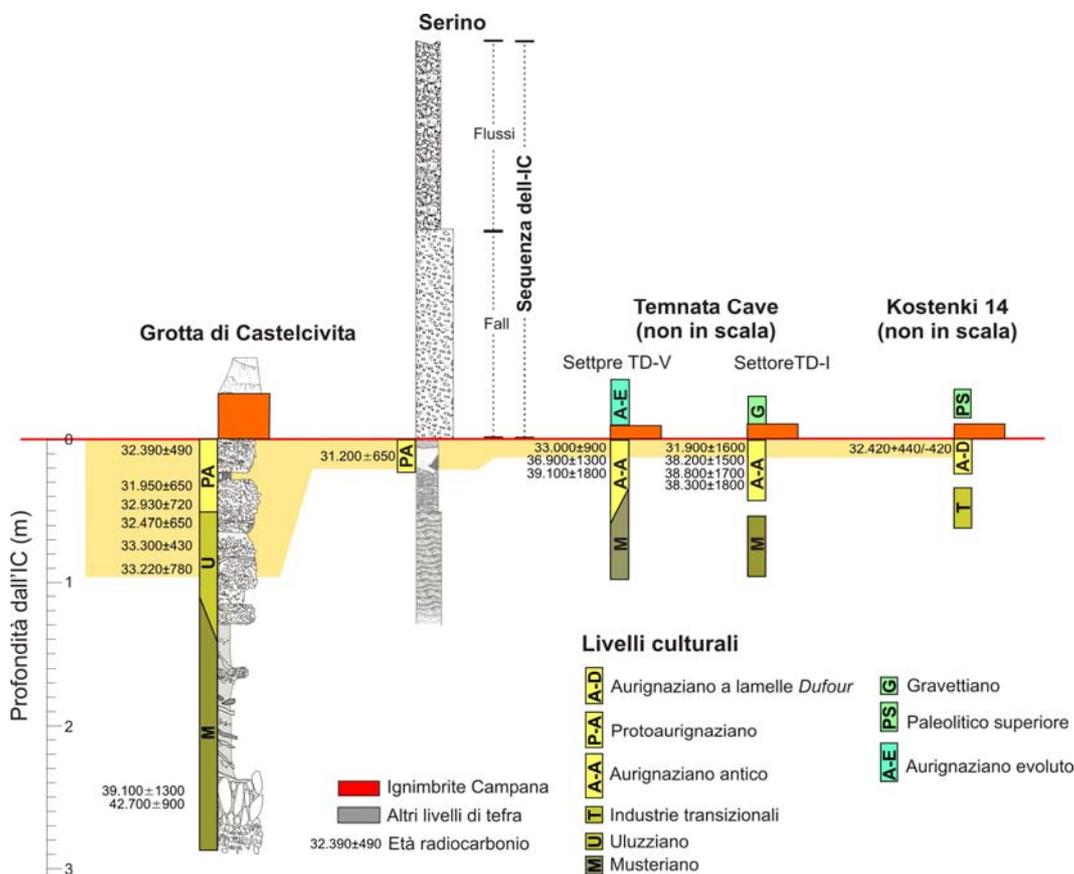


Figura 3.12 – Correlazione tefrostratigrafica dei siti archeologici sepolti o contenenti il tefra dell'IC. I livelli archeologici immediatamente ricoperti dall'IC contengono tutti industrie riferite a diverse varianti dell'Aurignaziano antico. Le industrie nei livelli sovrastanti l'IC, quando presenti, appartengono invece ad un gruppo "più evoluto" del Paleolitico superiore.

Serino – Uno dei siti chiave per la definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC nelle sequenze paleolitiche dell'Italia meridionale, è senza dubbio rappresentato dal sito all'aperto di Serino (Figg. 3.11; 3.13). Lo studio di questo sito ha evidenziato infatti in termini molto convincenti e chiari il contesto culturale associato all'IC, permettendo di orientare selettivamente ed efficacemente le ricerche su altri giacimenti archeologici potenzialmente contenenti l'IC.

Il sito è stato indagato da Accorsi et al. (1979) i quali descrivono una successione piroclastica di quasi tre metri di spessore, costituita da uno strato di pomice sormontate da

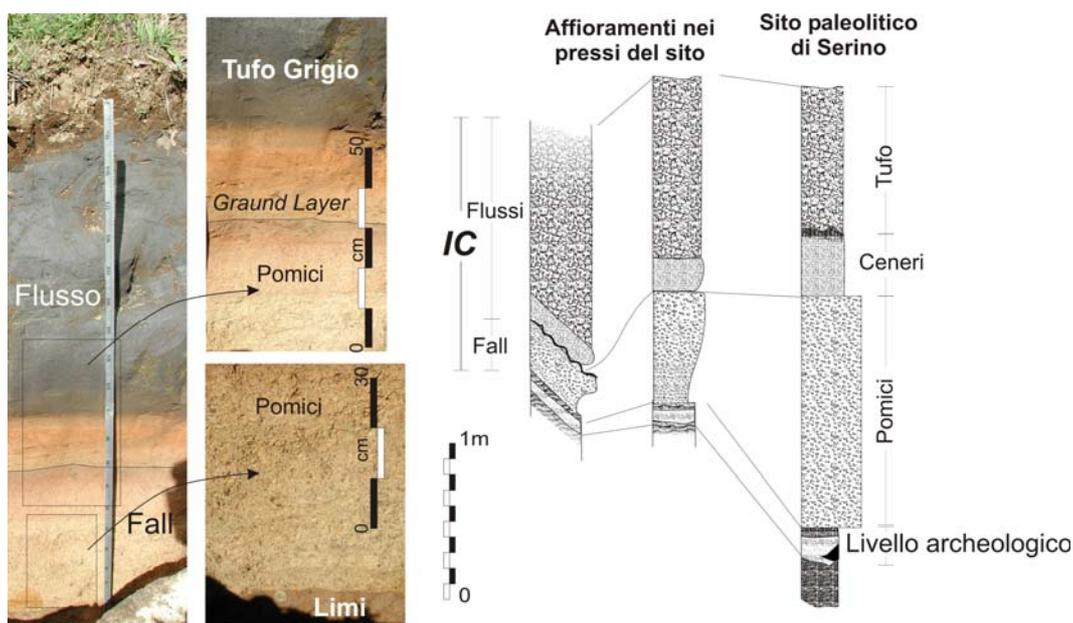


Figura 3.13 – Serino: particolari fotografici e sezioni schematiche di alcuni affioramenti di Ignimbrite Campana rinvenuti nei pressi del sito Paleolitico comparate con la sequenza piroclastica coprente il livello archeologico descritta da Accorsi et al. (1979).

un banco di ceneri e tufo grigio, il tutto ricoprente depositi limosi includenti al top un unico livello archeologico paleolitico. La presenza di un focolare ed altri caratteri dello strato archeologico permettono di interpretare il sito come un accampamento paleolitico datato a 31.200 ± 650 ^{14}C anni B.P., probabilmente un singolo episodio di frequentazione umana ben preservato nei sedimenti limosi e sigillato dalla spessa sequenza piroclastica. L'insieme litico comprende diverse lemelle a dorso marginale (*lamelles Dufour*) ed altri tipologie comunemente considerate tipiche del Protoaurignaziano (Accorsi et al., 1979), uno dei tecnocomplessi affiliati al Paleolitico superiore arcaico che qui si include nello spettro di industrie del MUP.

Il sito è ubicato a 50 km ad est dei Campi Flegrei e cade all'interno dell'area di dispersione del fall (Rosi et al., 1999; Perrotta & Scarpati, 2003) e del flusso dell'IC (es. Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993) (Fig. 3.11). Sebbene il punto esatto del sito sia attualmente coperto da un edificio, le osservazioni sul terreno hanno permesso di riconoscere la sequenza completa dell'IC, comprendente fall e flussi, in diversi affioramenti e in uno scavo effettuato in prossimità del sito (Fig. 3.13). La comparazione delle successioni rinvenute in questa area con la descrizione dei depositi fornita da Accorsi et al. (1979) non lascia alcun dubbio circa l'attribuzione della successione piroclastica sovrastante l'orizzonte Paleolitico all'IC. Nessun altro prodotto noto dei vulcani campani, sia esso più antico o recente dell'IC, ha le peculiari caratteristiche litostratigrafiche dell'IC chiaramente riscontrabili nella descrizione della sequenza stratigrafica del sito.

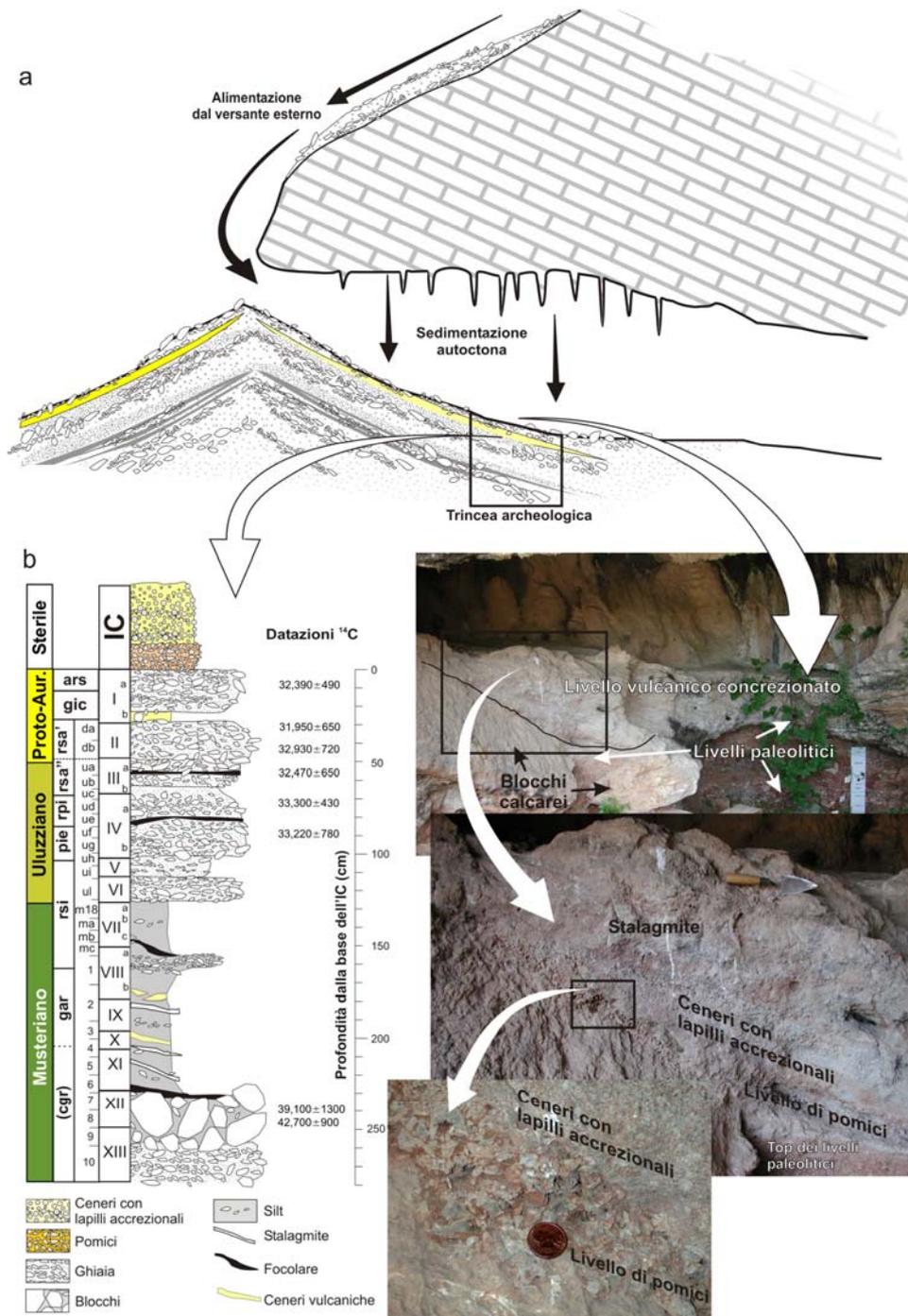


Figura 3.14 – Grotta di Castelcivita. a) Ricostruzione geomorfologica e stratigrafica (non in scala) con ubicazione della trincea di scavo archeologico alla base di un cono detritico alimentato dal versante esterno; b) sequenza stratigrafica dei depositi interni mostrante la posizione e i caratteri litologici del livello vulcanico correlato all'Ignimbrite Campana (IC). Stratigrafia culturale, nomenclatura dei livelli e datazioni ^{14}C secondo Gambassini (1997) e Fumanal (1997).

Grotta di Castelcivita – La Grotta di Castelcivita, nel massiccio calcareo dei monti Alburni in Cilento, con una successione di livelli musteriani, uluzziani e protoaurignaziani (Gambassini, 1997), rappresenta uno dei più completi esempi di spettro del Paleolitico medio/superiore dell'Italia. Alcuni notevoli risultati emersi nel corso dello studio di questo importante giacimento, oggetto di numerosi anni di indagini stratigrafiche multidisciplinari (Gambassini, 1997), sono presentati e discussi in una sezione interamente dedicata al sito (sez. 4.1.2.); qui di seguito è riportata la descrizione dettagliata dei depositi vulcanici accompagnata da una breve sintesi sul contesto stratigrafico.

La serie stratigrafica è in larga misura composta da sedimenti clastici derivanti da un cono detritico sviluppato all'ingresso della cavità carsica. Questa presenta al tetto una spessa sequenza piroclastica, fortemente cementata da concrezioni calcaree di ambiente carsico, che sigilla l'intera serie di livelli culturali. Il deposito piroclastico ricopre il più alto livello archeologico documentato nella serie datato a c. 33.000-32.000 anni ^{14}C B.P. e contenente l'industria del "Protoaurignaziano a punte di Castelcivita" (Gambassini, 1997) (Fig. 3.14), un complesso litico molto simile a quello che a Serino giace sotto all'IC.

Il tefra è composto da un livello di pomice angolose grigie sub-afiriche con diametro variabile da un 1 cm a diversi mm, altamente vescicolate, con bolle sia sferiche che allungate. Le pomice sono sormontate da un banco di ceneri grigie massive includenti abbondanti lapilli accrezionali con diametro medio di alcuni mm e massimo di circa 1 cm. Entrambi i livelli mostrano spessore variabile, da 10-15 cm fino a diversi decimetri, indicante una rielaborazione del materiale vulcanico originario. La natura post-deposizionale del materiale vulcanico è chiaramente indicata anche dalla posizione all'interno della cavità che ovviamente esclude una sua deposizione primaria come materiale di caduta. Verosimilmente, quindi, il tefra, originariamente deposto all'esterno come materiale di caduta, è stato successivamente introdotto all'interno ad opera di altri processi di trasporto e deposizione.

La correlazione di questo livello all'IC è supportata sia dai caratteri litostratigrafici sia dalla composizione chimica dei vetri. Il tefra di Castelcivita mostra infatti, a dispetto dei disturbi post-deposizionali, gli stessi caratteri osservati nella sequenza distale dell'IC di Ogliastro (sez. 3.2.2.; Fig. 3.7), ovvero un livello di pomice sormontato da ceneri con lapilli accrezionali, rispettivamente attribuiti alle due differenti fasi dell'eruzione. In termini di composizione chimica, l'analisi alla microsonda degli elementi maggiori dei vetri sia delle pomice che delle ceneri con lapilli, rivela la tipica variabilità composizionale dell'IC, con una larga percentuale di vetri con la composizione del magma più evoluto e una minore presenza di frammenti derivanti dal magma intermedio e meno evoluto (Tabb. 3.3; 3.4 Fig. 3.15). Un'ulteriore analisi degli elementi maggiori ed in traccia delle pomice alla base, ottenuta mediante ICP, supporta anch'essa la correlazione, sia pure con un'anomalia del CaO, verosimilmente addebitabile alle incrostazioni calcaree che rivestono il deposito (Civetta, com. pers. 2005).

	Pomici					Ceneri con lapilli accrezionali								
SiO2	60.86	61.76	60.91	61.09	61.86	60.92	60.93	60.92	61.06	61.54	61.62	61.42	61.80	60.60
TiO2	0.44	0.39	0.49	0.42	0.37	0.41	0.34	0.44	0.37	0.42	0.37	0.38	0.31	0.49
Al2O3	18.62	18.71	18.66	18.45	18.33	18.62	18.53	18.56	18.64	18.61	18.35	18.34	18.36	18.28
FeO	2.86	2.59	3.02	2.95	2.77	2.96	3.04	2.94	2.78	2.90	3.01	2.87	2.93	3.57
MnO	0.26	0.26	0.31	0.25	0.25	0.28	0.23	0.26	0.33	0.21	0.12	0.22	0.13	0.12
MgO	0.31	0.26	0.34	0.37	0.39	0.36	0.36	0.33	0.36	0.34	0.67	0.51	0.61	0.84
CaO	1.76	1.76	1.79	1.85	1.77	1.77	1.81	1.83	1.78	1.78	2.56	2.06	2.39	2.76
Na2O	6.15	6.04	5.88	5.70	5.74	5.95	6.19	6.16	5.84	5.43	4.68	4.93	4.58	3.69
K2O	7.50	7.50	7.64	7.82	7.62	7.75	7.55	7.60	7.80	7.77	7.87	8.31	8.16	8.94
F	0.30	0.08	0.12	0.15	0.15	0.07	0.15	0.06	0.00	0.00	0.19	0.26	0.17	0.13
Cl	0.80	0.62	0.72	0.76	0.63	0.78	0.76	0.79	0.83	0.75	0.38	0.47	0.35	0.31
P2O5	0.03	0.03	0.00	0.11	0.08	0.01	0.02	0.01	0.09	0.04	0.06	0.11	0.08	0.20
SO3	0.08	0.01	0.11	0.07	0.06	0.12	0.09	0.09	0.12	0.22	0.12	0.13	0.12	0.08
Totale	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
K2O/Na2O	1.22	1.24	1.30	1.37	1.33	1.30	1.22	1.23	1.34	1.43	1.68	1.68	1.78	2.42

Tabella 3.3 – Elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) dei vetri delle pomici e delle ceneri con lapilli accrezionali del deposito piroclastico alt op della sequenza archeologica di Grotta di Castelcivita.

	Pomici		Ceneri - a		Ceneri - b	
	σ (4)		σ (6)		σ (4)	
SiO2	61.16	0.42	61.20	0.40	61.36	0.53
TiO2	0.44	0.04	0.39	0.04	0.39	0.08
Al2O3	18.61	0.11	18.55	0.11	18.33	0.04
FeO	2.85	0.19	2.90	0.11	3.10	0.32
MnO	0.27	0.03	0.26	0.04	0.15	0.05
MgO	0.32	0.05	0.36	0.02	0.66	0.14
CaO	1.79	0.04	1.79	0.03	2.44	0.30
Na2O	5.94	0.20	5.89	0.28	4.47	0.54
K2O	7.62	0.15	7.68	0.10	8.32	0.45
F	0.16	0.10	0.07	0.07	0.18	0.05
Cl	0.72	0.08	0.76	0.07	0.38	0.07
P2O5	0.04	0.05	0.04	0.04	0.11	0.06
SO3	0.07	0.04	0.11	0.06	0.11	0.02
Totale	100		100		100	0.00
K2O/Na2O	1.28	0.07	1.31	0.08	1.89	0.36
MnO/MgO	0.87	0.14	0.72	0.12	0.24	0.13

Tabella 3.4 - Valori medi della composizione in elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) delle pomici e delle due popolazioni di vetri delle ceneri con lapilli accrezionali del livello vulcanico di Grotta di Castelcivita (Tab. 3.3). Per una comparazione con i prodotti dell'Ignimbrite Campana si veda Tab. 3.2 e Tab. 2.1.

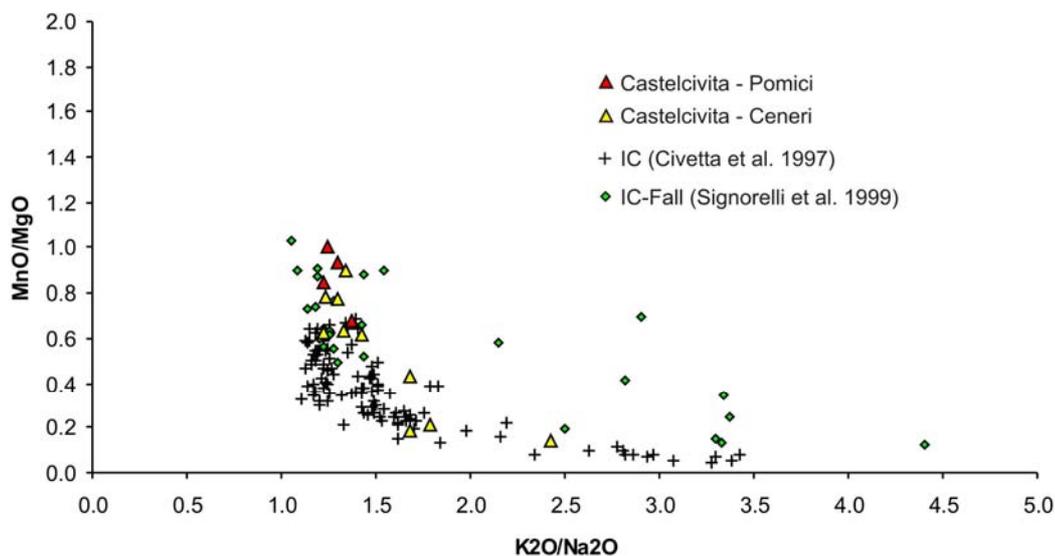


Figura 3.15 – Diagramma di variazione K_2O/Na_2O vs. MnO/MgO delle pomici e dei vetri delle ceneri con lapilli del livello di Castelcivita e dei prodotti (fall e flussi) dell’Ignimbrite Campana (IC). Come nel caso del livello di Parco Ogliastro (Fig. 3.8), il campione delle pomici mostra esclusivamente la composizione del magma più evoluto dell’IC, mentre il livello con lapilli accrezionali presenta anche vetri del magma meno evoluto.

La conservazione dell’originaria sovrapposizione stratigrafica del livello di cenere e lapilli co-ignimbrítico sulla base di pomici del fall pliniano, indicano che entrambe le unità sono state rielaborate immediatamente dopo la loro rispettiva deposizione all’esterno della cavità. Scenari alternativi risultano poco plausibili, se non addirittura inverosimili, in quanto un’eventuale rielaborazione successiva alla messa in posto di entrambi i livelli primari avrebbe generato un deposito caotico, con ceneri e pomici amalgamate tra loro, o addirittura con una stratificazione inversa rispetto alla sovrapposizione originaria. Ammettendo un simile processo di rielaborazione sin-eruttiva, in termini tefrocronologici il livello di Castelcivita può quindi essere considerato virtualmente primario.

Kostenki – Il complesso archeologico di Kostenki-Borshchevo comprende oltre venti siti paleolitici all’aperto, tutti piuttosto concentrati sulla riva destra del Don (Figg. 3.4; 3.16). Sette di questi, Kostenki 6, 11, 12, 14 o Markina gora, 17 e Borshchevo 5 includono un livello vulcanico discontinuo, in passato attribuito ad un eruzione nel Caucaso (Klein, 1969), ma che lavori più recenti (Melekestzev et al., 1984; Pyle et al., 2004) incluso questo studio (sez. 3.2.2.) hanno dimostrato corrispondere alle ceneri distali dell’IC.

In questo segmento della valle del Don si riconoscono almeno tre ordini di terrazzi ubicati rispettivamente a 8-10, 15-20 e 35-40 m sull’attuale fondo valle (es. Klein, 1969; Haesaerts et al., 2004). La successione lito-pedostratigrafica del terrazzo di secondo

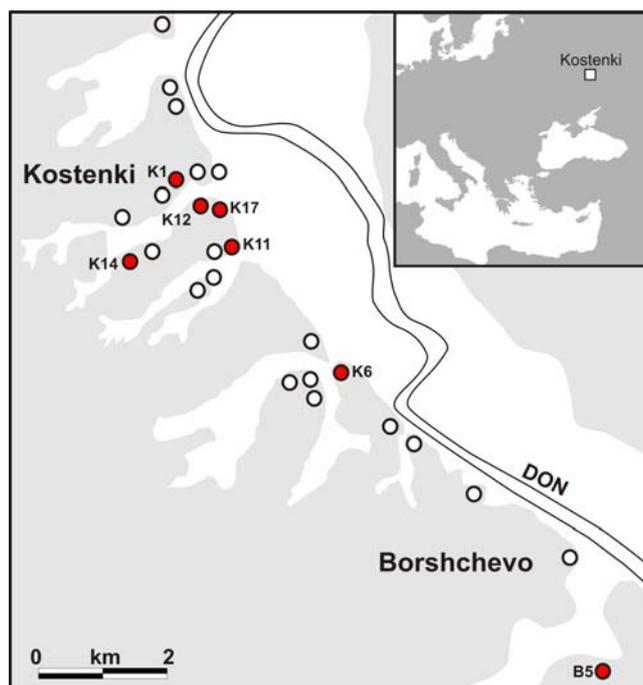


Figura 3.16 – Complesso dei siti paleolitici di Kostenki/Borshchevo con ubicazioni delle sequenze contenenti il tefra dell'Ignimbrite Campana (cerchi in rosso) (modificato da Sinitsyn, 2003a).

ordine abbraccia almeno gli ultimi 50 ka e generalmente comprende quattro principali unità (es. Klein, 1969; Haesaerts et al., 2004); dal basso si distinguono: uno o più livelli di colluvio di loess pedogenizzati (*lower humic horizons*); un livello di loess colluviato contenente le ceneri dell'IC (*whitish loam with volcanic ash*); uno o più livelli di colluvio di loess pedogenizzato (*upper humic horizons*) ed infine un altro strato di loess colluviato con al tetto il suolo attuale (*cover loam*) (Fig. 3.17).

In termini di stratigrafia culturale, il complesso di Kostenki-Borshchevo è caratterizzato da numerosi livelli di occupazioni paleolitiche anche con strutture di abitati nell'ambito dei quali è possibile distinguere due principali tecnocomplessi associati rispettivamente al *lower* e all'*upper humic horizons*. L'*upper humic horizons* contiene esclusivamente industrie del Paleolitico superiore datate tra 31 e 22 ¹⁴C ka B.P., mentre il *lower humic horizons*, datato tra c. 33 e 37 ¹⁴C ka B.P. è caratterizzato da una certa varietà di insiemi litici, meno omogenei e di difficile interpretazione in termini tassonomici tradizionali. Questi includono lo Streletskian, un'industria a punte bifacciali affiliato ai tecnocomplessi "transizionali"; lo Spitsymian di Kostenki 12, variamente inquadrato nell'ambito delle industrie del "Paleolitico superiore antico" o medio (Sinitsyn, 2003a, *cum biblio*); il livello VI di Markina gora anch'esso attribuito al "Paleolitico superiore antico" (Sinitsyn, 2003a, *cum biblio*). Infine c'è da segnalare l'Aurignaziano a lamelle *Dufour* rinvenuto a Markina gora in un livello di un'occupazione umana datato a c. 32

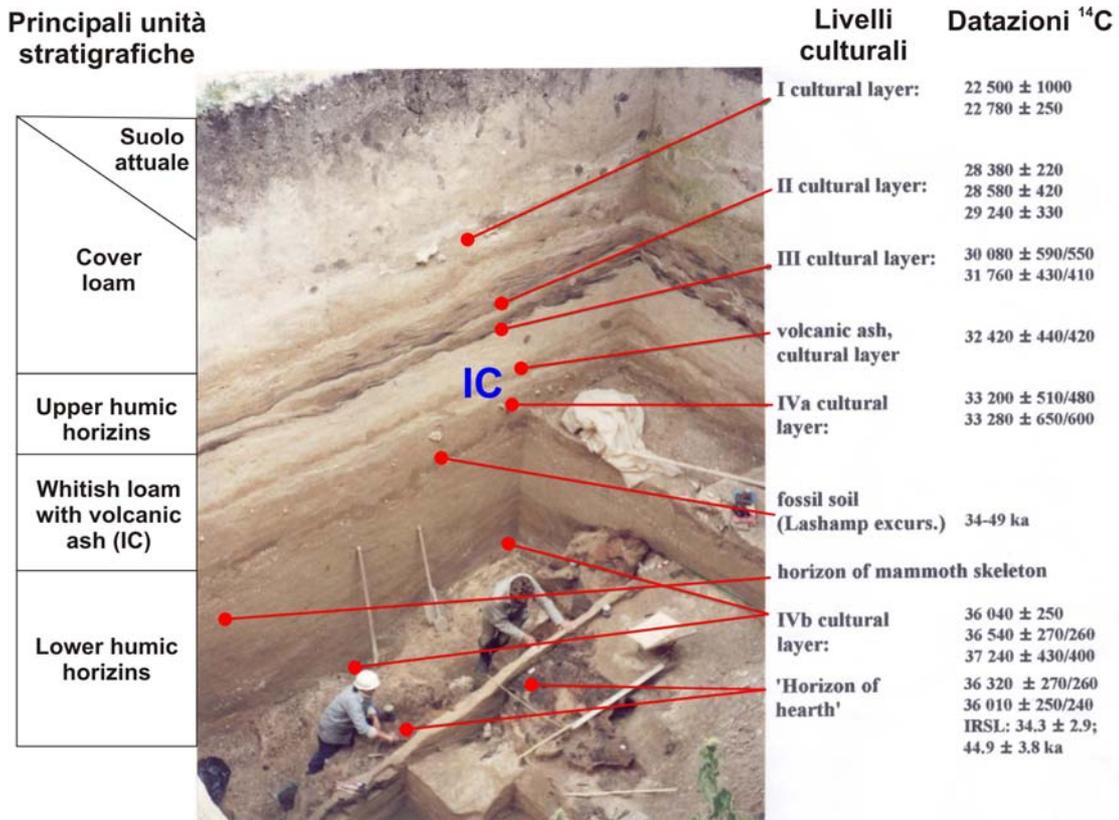


Figura 3.17 – Posizione dell’Ignimbrite Campana (IC) nella stratigrafia generale del sito Kostenki 14/Markina gora. Le principali unità stratigrafiche (Haesaerts et al., 2004) sono rappresentative dell’intero complesso di siti. Foto, cortesia di A. Sinitsyn (2005).

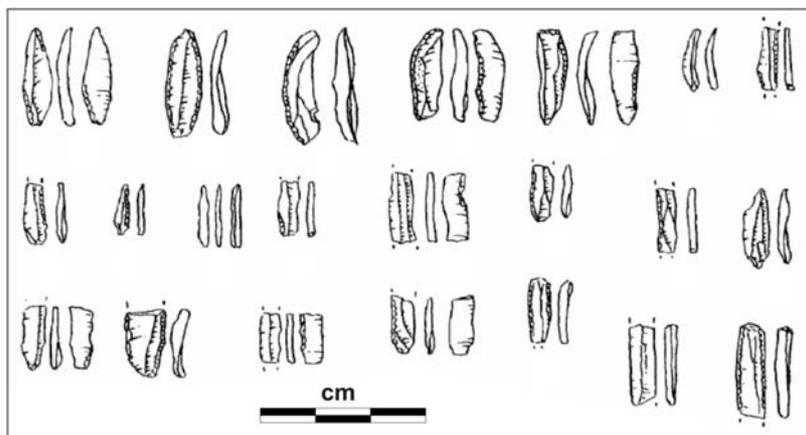


Figura 3.18 – Armature litiche (lamelle *Dufour* e simili) dal livello archeologico sepolto dalle ceneri dell’Ignimbrite Campana di Kostenki 14 (modificato da Sinitsyn, 2004).

¹⁴C ka B.P. immediatamente sepolto del tefra dell’IC, con i resti dell’accampamento a diretto contatto con le ceneri (Sinitsyn, 2003b) (Figg. 3.16; 3.18).

Analogamente al caso di Serino e Castelvita, anche a Kostenki il livello culturale stratigraficamente e cronologicamente più prossimo all’eruzione dell’IC è quindi

rappresentato da un'industria caratterizzata da una certa presenza di lammelle a dorso marginale considerati manufatti tipici dell'“Aurignaziano”.

Temnata Cave – Temnata Cave, una delle numerose cavità del complesso carsico di Prohodna-Temnata nei pressi dell'abitato Karlukovo in Bulgaria, rappresenta una tra le più importanti sequenze europee contenenti tracce di ripetute frequentazioni umane del Paleolitico Medio, superiore e delle fasi intermedie (es. Kozłowski, 1998). Più precisamente, secondo Gingter e Kozłowski (1992) si possono distinguere quattro principali fasi di occupazioni:

- (i) il Paleolitico medio datato tra 105 e 67 ka B.P.;
- (ii) una fase detta dell'*Early Upper Palaeolithic* a sua volta suddivisa in *Initial Upper Palaeolithic* datata a >38 ¹⁴C ka B.P. con elementi sia musteriani che del Paleolitico Superiore, un *Early Aurignacian* datato tra 46 ka B.P. e 32 ¹⁴C ka B.P. e una fase genericamente definita del Paleolitico superiore o *Late Aurignacian* (Kozłowski, 1998) datata tra 32 e 28 ¹⁴C ka B.P.;
- (iii) il Gravettino datato tra 29 e 20 ¹⁴C ka B.P.;
- (iv) l'Epigravettiano datato tra 20 e 13 ¹⁴C ka B.P.

Il livello di cenere correlato all'IC (sez. 3.2.2), rinvenuto in diverse trincee di scavo archeologico, si colloca stratigraficamente tra l'*Early Aurignacian* e il generico Paleolitico superiore o *Late Aurignacian* (settore TD-V), tra l'*Early Aurignacian* e Gravettiano nel settore di scavo TD-I oppure tra il livello con industrie dell'*Initial Upper Palaeolithic* e i sedimenti sterili del settore TD-II (Fig. 3.12; Tab. 3.5). In base ai dati stratigrafici e cronologici disponibili risulta evidente la presenza di una significativa lacuna stratigrafica nella sequenza del settore TD-II (Tab. 3.5).

Anche nel caso di Temnata Cave, le sequenze più continue e complete indicano che l'IC ricopre tecnocomplessi aurignacoidi affiliate al Paleolitico superiore antico separandole da livelli contenenti industrie litiche del Gravettiano o di un Paleolitico superiore più recente. Tuttavia, sebbene questi siano classificati con la medesima etichetta di “Aurignaziano”, l'*Early Aurignacian* di Temnata Cave in termini tipologici si distingue sensibilmente dall'Aurignaziano che a Castelcivita, Serino e Kostenki si rinviene subito sotto all'IC. Le tipiche lamelle *Dufour* sono del tutto assenti, è invece presente una significativa percentuale di strumenti su lama, soprattutto grattatoi carenoidi e lame con un particolare tipo di ritocco molto invadente, ritenuti anch'essi tipici dell'Aurignaziano (Drobniewicz et al., 2000). Ciò illustra solo in parte il limite dell'Aurignaziano come categoria tassonomica e la mancanza di integrità che questa può celare sotto un'unica etichetta (cfr. sez. 2.3.).

Settore TD-I			Settore TD-V			Settore TD-II			
Unità	Cultura	Età ¹⁴ C	Unità	Cultura	Età ¹⁴ C	Unità	Cultura	Età ¹⁴ C	
3f	Gravettiano	28.900±1400	Hiatus			Hiatus			
Hiatus			3g	Paleolitico superiore	>33.100				
			3h		>32.200				
V (IC)			V (IC)			V (IC)			
Hiatus			3i	Aurignaziano		Hiatus			
			3j						
4		31.900±1600	4o1						33.000±900
			4						
4og	Aurignaziano	38.200±1500	4o2		36.900±1300	Hiatus			
					39.100±1800				
4		38.300±1800	4						
4c			Hiatus						
5			5pg/4/3	Elementi aurignazini e musterioriani		VI	“Industrie transizionali”	>38.700	
Hiatus			5pg	Musteriano					
			5pg8						
6	Musteriano		6						

Tabella 3.5 – Posizione stratigrafico-culturale dell’Ignimbrite Campana (IC) nei tre settori di scavo del complesso carsico Temnata Cave (modificato da Ferrier, 2000 e Ginter e Kozlowski, 1992).

Paglicci – Nel panorama archeologico italiano, la sequenza di Paglicci è probabilmente la più completa e rappresentativa del Paleolitico superiore medio e recente comprendente tutte le fasi del Gravettiano e Epigravettiano (Palma di Cesnola, 2001). Scavi più recenti hanno portato in luce anche i livelli sottostanti il più antico Gravettiano della serie, contenenti lamelle e piccole punte a dorso marginale nonché lame e grattatoi, manufatti anche essi inquadrati nell’ambito delle industrie aurignaziane (Palma di Cesnola, 1990; 1993).

Il tefra di Paglicci corrisponde al livello 23C2. Esso si colloca al top degli strati contenenti l’industria aurignaziana suddivisi nei livelli 24C, 24B e 24A, questi ultimi due datati rispettivamente c. 34 e 29 ¹⁴C ka B.P., e alla base del livello 23C1 contenente tracce di frequentazione di iena, ma nessuna traccia di presenza umana. Evidenze archeologiche significative riprendono solo a partire dal livello 23B costituente la base della serie gravettiana datata tra 28 e 26 ¹⁴C ka B.P. (Fig. 3.19).

La posizione stratigrafica del tefra di Paglicci e le datazioni radiocarbonio disponibili individuano un contesto cronologico e etnostratigrafico virtualmente identico a quello associato all’IC nelle successioni di Serino, Castelcivita, Kostenki e Temnata Cave. Ciò ha indotto a ritenere come estremamente confidente la correlazione di questo tefra con l’IC (es. Fedele et al., 2002; 2003). Tuttavia, nonostante questa straordinaria corrispondenza cronologica e stratigrafica, le analisi del tefra di Paglicci non ha confermato in pieno le iniziali aspettative.

Il tefra risulta infatti composto in larga misura da ceneri grige costituite da piccole scorie scarsamente vescicolate e contenenti cristalli di leucite; caratteri che hanno escluso immediatamente la sua attribuzione all’IC. Il tefra presenta, tuttavia, tracce di frammenti di pomici chiare molto vescicolate con bolle molto allungate. Le analisi alla microsonda

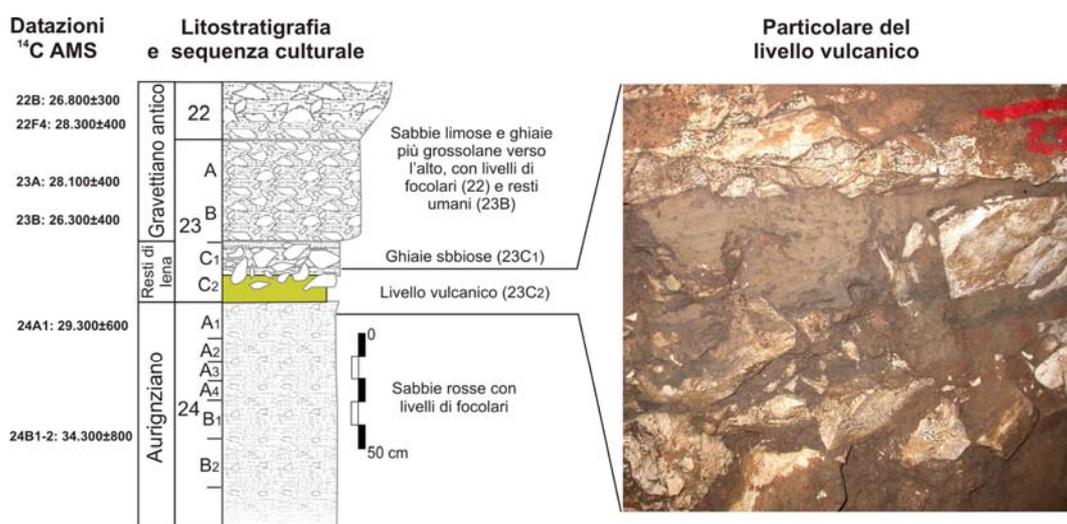


Figura 3.19 – Stratigrafia della base della sequenza di Paglicci con particolare fotografico del livello vulcanico al tetto degli strati con industria aurignaziana (dati rielaborati da Palma di Cesnola, 1990; 1993).

	Paglicci				IC (Ponti Rossi)		TM-17e			
	N=2	σ	N=3	σ	N=16	σ	Unità IV	Unità I	N=12	σ
SiO₂	57.16	<i>0.70</i>	61.78	<i>0.10</i>	51.17	<i>1.57</i>	57.66	61.06	51.26	<i>0.11</i>
TiO₂	0.68	<i>0.15</i>	0.38	<i>0.00</i>	0.82	<i>0.15</i>	0.46	0.44	0.86	<i>0.04</i>
Al₂O₃	19.05	<i>0.55</i>	18.66	<i>0.07</i>	19.24	<i>1.02</i>	18.07	18.65	18.84	<i>0.22</i>
FeO	6.07	<i>1.04</i>	2.95	<i>0.05</i>	6.98	<i>0.03</i>	5.00	3.70	6.96	<i>0.07</i>
MnO	0.12	<i>0.05</i>	0.26	<i>0.01</i>	0.18	<i>0.87</i>	0.08	0.20	0.15	<i>0.03</i>
MgO	0.87	<i>0.26</i>	0.33	<i>0.01</i>	2.06	<i>0.83</i>	1.45	0.40	3.42	<i>0.08</i>
CaO	4.65	<i>0.37</i>	1.74	<i>0.06</i>	8.54	<i>1.64</i>	4.39	1.92	8.75	<i>0.12</i>
Na₂O	2.72	<i>0.39</i>	5.98	<i>0.14</i>	3.34	<i>0.49</i>	2.78	5.75	2.62	<i>0.05</i>
K₂O	8.27	<i>0.74</i>	7.09	<i>0.06</i>	6.42	<i>0.96</i>	9.19	7.79	5.93	<i>0.11</i>
F	0.07	<i>0.00</i>	0.04	<i>0.01</i>	0.29	<i>0.10</i>	0.29	0.09	0.00	<i>0.02</i>
Cl	0.09	<i>0.10</i>	0.74	<i>0.01</i>	0.53	<i>0.16</i>			0.48	<i>0.00</i>
P₂O₅	0.26	<i>0.03</i>	0.04	<i>0.00</i>	0.41	<i>0.14</i>			0.73	<i>0.04</i>
Totale	100		100		100				100	

Tabella 3.6 – Valori medi della composizione in elementi maggiori (wt. % normalizzato al 100%) delle tre popolazioni di vetri del livello vulcanico di Paglicci comparati con analisi rappresentative dell'Ignimbrite Campana (IC) (Pappalardo et al., 2002) e del livello TM-17e di Monticchio correlato ad un'eruzione dei Colli Albani (Wulf et al., 2004). Nella sequenza di Monticchio il tefra TM-17e è più recente dell'IC di circa 3000 anni.

hanno inoltre evidenziato la presenza di due gruppi di vetri, il primo, molto predominante, a composizione phono-tephritica e la seconda trachitica identica a quella del magma più evoluto e meno evoluto dell'IC (Tab. 3.6). Nella sequenza di Monticchio (Wulf et al., 2004), sono stati riconosciuti diversi livelli vulcanici con una composizione molto simile a quella phono-tephritica predominante del tefra di Paglicci. Questi livelli,

correlati a diverse eruzioni albane e all'eruzione poco nota di Codola (Vesuvio-Campi Flegrei?), sono tutti più recenti dell'IC e si rinvengono a partire da 3000 fino a 6000 anni dopo l'eruzione dell'IC.

È verosimile dunque che il livello vulcanico di Paglicci sia risultato dalla rielaborazione e risedimentazione di ceneri dell'IC e dei prodotti decisamente più abbondanti di un'eruzione significativamente più recente. In termini di cronologia di questo evento di sedimentazione, la significativa preponderanza di materiale a composizione phono-tephritica suggerirebbe un'età prossima all'eruzione vulcanica a questo associato, in ogni caso di diversi millenni successiva all'IC. In alternativa, si potrebbe ipotizzare un primo evento di deposizione del tefra dell'IC seguito dalla successiva sedimentazione dei prodotti phono-tephritici direttamente nella cavità. In questo caso si dovrebbero rinvenire due livelli sovrapposti a diversa composizione. Tuttavia, nella fase di campionamento in grotta, considerando la giacitura comunque secondaria del tefra ed assumendone un'origine monogenica, non si è dato alcun peso all'altezza stratigrafica di prelevamento delle ceneri che in effetti sono state raccolte nella parte medio alta del livello. La verifica di una simile ipotesi richiede un nuovo campionamento mirato. Al momento pertanto, ai fini di questo studio, non è possibile fornire su Paglicci nessuna conclusione soddisfacente.

3.4.3. Sequenze paleoclimatiche

La sequenza lacustre del Lago Grande di Monticchio riveste una notevole importanza per gli scopi di questa sezione. Questa successione lacustre, contenente il tefra dell'IC, è da quasi un ventennio oggetto di indagini stratigrafiche multidisciplinari ad alta risoluzione. I risultati delle ricerche hanno evidenziato che negli ultimi 102,000 anni la storia paleoclimatico-ambientale mediterranea ha conosciuto rapide e marcate variazioni alla scala secolare-millennaria (Watts et al., 1996; Zolitschka e Negendak, 1996; Allen et al., 1999; Ramrath et al., 1999; Allen et al., 2000; Brauer et al., 2000; Watts et al., 2000). Il diagramma pollinico di LGM mostra in effetti variazioni simili ai cicli climatici a frequenza millenaria ben documentati nei record delle carote groenlandesi GSIP2 e GRIP. Tali analogie hanno suggerito che le brusche variazioni climatiche registrate alle alte latitudini dell'emisfero boreale hanno caratterizzato anche la storia climatico-ambientale dell'area mediterranea durante l'ultimo glaciale (Allen et al., 1999).

In base ad una correlazione del record pollinico di Monticchio con la stratigrafia isotopica groenlandese (Watts et al., 1996), l'eruzione dell'IC risulterebbe coincidere con l'inizio di una fase di intenso inaridimento corrispondente all'Heinrich event 4 (Fig. 3.20): uno dei brevi ma marcati episodi di raffreddamento dell'ultimo glaciale associati a drammatici collassi delle calotte glaciali boreali e massicce immissioni di icebergs nel Nord Atlantico (es. Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). La correlazione evidenzia comunque una marcata differenza cronologica tra gli eventi climatici riconoscibili in

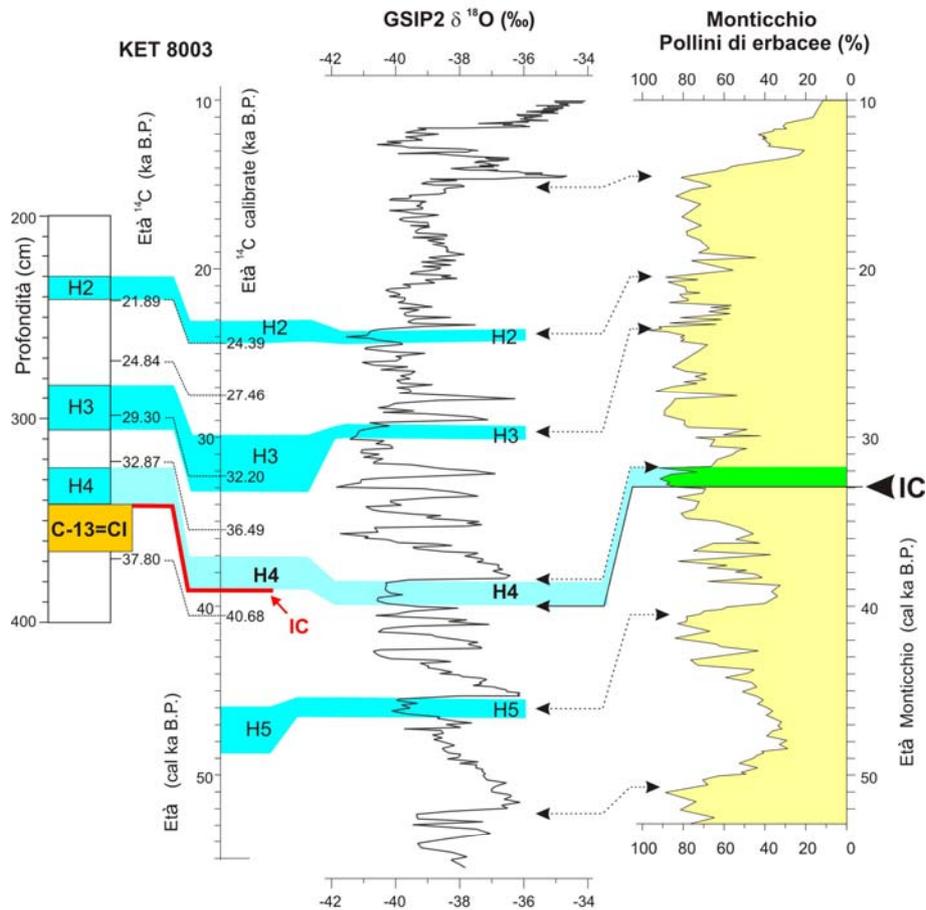


Figura 3.20 – Correlazione tra record mediterranei contenenti il tefra dell’Ignimbrite Campana con la stratigrafia isotopica groenlandese (GISP2). Posizione degli Heinrich Events (HEs) nella carota KET 8003 e nella sequenza di Monticchio rispettivamente secondo Ton-That et al. (2001) e Watts et al. (1996).

entrambi i record che solleva alcuni dubbi sulla validità della stessa. Come si è già visto, tuttavia, l’età dell’IC a Monticchio risulta sorprendentemente più giovane del corrispondente terrestre (sez. 2.1.4.). Più in generale, è possibile riscontrare che questo problema cronometrico interessa un ampio intervallo stratigrafico di Monticchio comprendente i livelli vulcanici TM18, TM15 e TM13 correlati all’IC, all’Y3 ed alle Pomice de Base del Vesuvio e datati rispettivamente a 32.970, 23.930, 19.280 anni “Monticchio” B.P. È possibile quindi ricalibrare il modello cronologico di Monticchio assegnando a questi livelli l’età determinata direttamente sui loro equivalenti prodotti prossimali o quella che questi presentano in altre sequenze distali ben datate.

Per l’IC è possibile adottare la sua migliore stima di età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pari a c. 39,5 ka B.P. (si veda sez. 2.1.4.).

Per quanto concerne il livello marino Y3, sebbene sia ampiamente diffuso nello Ionio (Keller et al., 1978), il suo equivalente terrestre è ancora scarsamente noto. Solo recentemente Sulpizio et al. (2003; 2005 com. pers.) hanno individuato e datato a 25.820 ± 270 ^{14}C anni B.P. un deposito dei Campi Flegrei attribuibile all'Y3. Questa età è corroborata da altre misure radiocarbonio pari a c. 25,6 e 26 ^{14}C ka B.P. effettuate alla base dell'Y3 recentemente riconosciuto in due carote prelevate sul margine tirrenico della Campania (Munno & Petrosino, 2004, *cum biblio*). In base alle attuali conoscenze sulla calibrazione del radiocarbonio (es. Beck et al., 2001; Hughen et al., 2004; Fairbanks 2005) è possibile stimare in c. 30 cal ka B.P. l'età dell'Y3.

Per le Pomice di Base vesuviane è possibile adottare l'età radiocarbonio di 18.300 ± 180 (Andronico et al., 1995) equivalente a 21.153-22.241 (2σ) cal anni B.P. (Stuiver & Reimer, 1993).

Le differenze tra l'età di Monticchio e l'età determinata per altre vie dell'IC, l'Y3 e le Pomice di base è rispettivamente dell'ordine di c. 6,5, 6 e 3,5. Introducendo queste nuove età si ottiene un nuovo diagramma pollinico che questa volta mostra un'eccellente corrispondenza con il record groenlandese, non solo in termini di andamento e successione delle oscillazioni climatiche ma anche in termini di cronologia (Fig. 3.21). In base a questa correlazione è possibile quindi affermare con maggiore confidenza che l'eruzione dell'IC si è verificata all'inizio dell'Heinrich Event 4.

Una simile, peculiare relazione stratigrafica tra IC e HE4 è chiaramente mostrata da altri record paleoclimatici del Mediterraneo contenenti il tefra dell'IC. Ad esempio, Paterne et al. (1999), in base allo studio ed alla comparazione delle variazioni della paleotemperature superficiali marine registrate nella carota tirrenica KET 8003 (Fig. 2.11) ed in una nordatlantica, hanno dimostrato una significativa relazione di fase tra oscillazioni climatiche dell'area del Nord Atlantico e del Mediterraneo. In particolare gli autori hanno identificato nella sequenza tirrenica sei marcate fasi di raffreddamento corrispondenti agli ultimi sei Heinrich Events registrati nella carota del Nord Atlantico. In base a questo studio è possibile dimostrare che la deposizione del livello C13=IC, contenuto nella carota tirrenica, è immediatamente seguita da una fase di marcato raffreddamento corrispondente all'Heinrich Event 4 (cfr. Ton-That et al. 2001) (Fig. 3.20).

Nel corso del progetto FIRB, al fine di verificare l'esistenza di questa relazione stratigrafica, l'UR dell'Università di Milano Bicocca (resp. Prof. Cesare Corselli) ha investigato altre successioni marine contenenti le ceneri dell'IC. Questo studio paleoclimatico ha interessato due carote dello Ionio (SIN98-GCI01 e SIN98-GCAP1.1) ed una del Mediterraneo orientale (BAN89-GC09) (Fig. 2.11). In generale lo studio dei foraminiferi planctonici (Principato et al., 2005; 2005 com. pers.) ha rivelato in tutte e tre le carote significativi segnali di raffreddamento climatico in corrispondenza della deposizione delle ceneri dell'IC (Y5) che corroborano l'ipotesi della sua associazione con

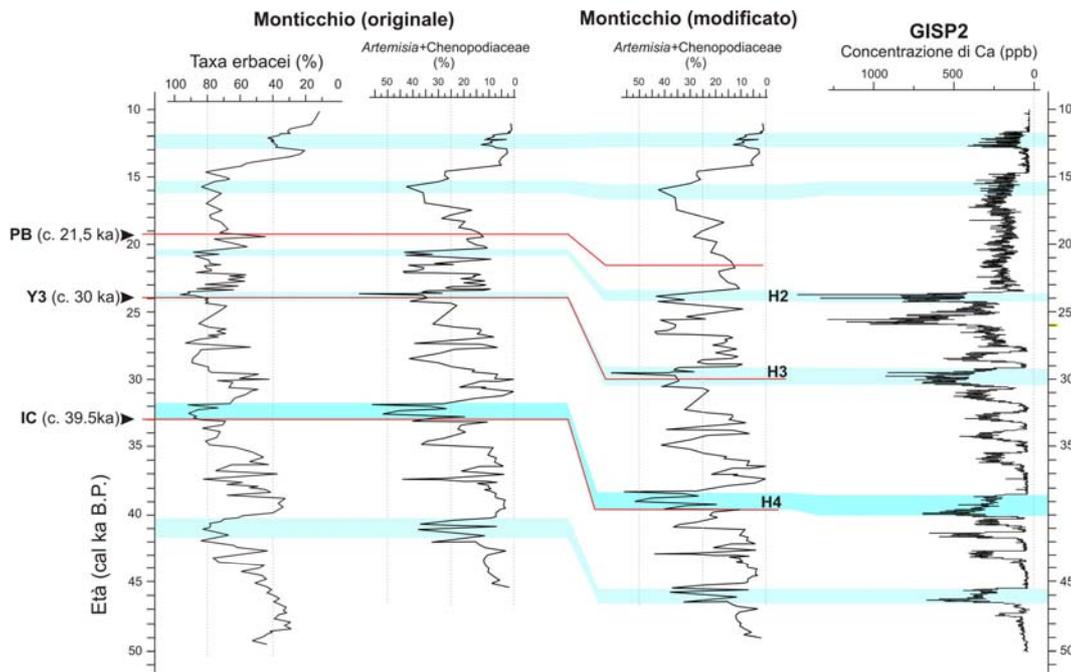


Figura 3.21 – Correlazione tra curve polliniche di Monticchio su base cronologica originale e modificata con il record paleoatmosferico della carota groenlandese GISP2. Il modello cronologico modificato di Monticchio è stato ottenuto adottando per il tefra dell’Ignimbrite Campana (IC), dell’Y3 e delle Pomici di Base (PB) le età dei corrispondenti depositi terrestri (si veda testo per dettagli).

l’evento di raffreddamento HE4, ben registrato nel Mediterraneo occidentale. Tali segnali risultano particolarmente evidenti nella carota più orientale BAN89-GC09, dove un picco di *N. pachyderma* sinistra e le paleotemperature ricavate con il RAM (“Revised Analog Method”) confermano l’associazione. Anche la carota SIN98-GCAP1.1, la cui curva paleoclimatica mostra un evidente picco negativo in corrispondenza del tefra Y5 evidenzia lo stesso fenomeno. Meno chiaro risulta invece il segnale paleoclimatico nella carota SIN98-GCI01, non solo a causa dello scarso spessore del tephra, ma anche per l’eccessiva diluizione del materiale biogenico (Principato & Corselli, 2005; relazione inedita progetto FIRB).

In sintesi, tutte le successioni paleoclimatiche contenenti materiali dell’IC, al momento disponibili, indicano l’esistenza di una significativa relazione stratigrafica, e quindi temporale, tra eruzione dell’IC ed inizio dell’Heinrich Event 4.

3.4.4. Record paleomagnetici e degli elementi cosmogenici

Escursione geomagnetica di Laschamp e picco di ^{10}Be – È noto da diversi studi che l’intensità del campo magnetico terrestre ha conosciuto significative oscillazioni nel corso del Pleistocene recente, con un marcata fluttuazione minima prossimo allo zero, anche nota come *Laschamp Excursion*, centrata intorno a 40 cal ka B.P. (es. Channell et al., 2000; Voelker et al., 2000; Stoner et al., 2002). Secondo recenti studi l’evento

geomagnetico di Laschamp coinciderebbe con un notevole aumento del flusso di elementi cosmogenici comprendenti il ^{10}Be , ^{36}Cl e ^{14}C riconosciuto nelle carote di ghiaccio dell'Artico ed Antartico, nonché in sedimenti marini (es. Baumgartner et al., 1998; Wagner et al., 2000; Voelker et al., 2000; Beer et al., 2002). Poiché l'oscillazione dell'intensità magnetica terrestre è considerata un fenomeno sincrono alla scala planetaria, sia l'escursione di Laschamp che il picco di elementi cosmogenici sono utilizzati come strumenti di correlazione e sincronizzazione di sequenze a livello globale (es. Yiou et al., 1997; Beer et al., 2002; Channell et al., 2000).

Nel Mediterraneo, sia il record dell'intensità paleomagnetica che del flusso di ^{10}Be sono stati ottenuti dallo studio di sequenze marine contenenti il tefra dell'IC (Tric et al., 1992; Cini Castagnoli et al., 1995; 1998). In particolare Tric et al. (1992), in base allo studio delle carote tirreniche DED 8707, DED 8708 e KET 8251 e di altre due carote marine del Mediterraneo orientale e dell'Oceano Indiano, riconoscono un minimo del campo magnetico terrestre prossimo allo zero, verosimilmente corrispondente all'escursione di Laschamp, intorno a 40 ka B.P. In questo studio, la scala temporale dei tre record paleomagnetici del Tirreno è fornita da un'ulteriore carota tirrenica, KET 8004, ben datata e sincronizzata alle prime attraverso correlazioni tefrostratigrafiche. Nello schema che illustra questa correlazione i livelli di tefra della carota di riferimento KET 8004 non sono identificati da nomi o sigle, ma solo dalle relative età assolute. Tuttavia, in base ad una semplice comparazione di questo schema con quello riportato in Paternò et al. (1988), risulta immediato il riconoscimento di ognuno dei livelli anonimi, ed in particolare del tefra datato a 40 ka B.P. che può essere inequivocabilmente identificato come il livello C13=IC. Alla luce di questa corrispondenza risulta che il minimo registrato nelle tre carote tirreniche a c. 40 ka, ovvero l'escursione di Laschamp, è pressappoco coincidente con la deposizione del tefra dell'IC (Fig. 3.22).

Un'accurata osservazione delle tre curve paleomagnetiche rivela alcune apparenti differenze nella reciproca posizione dell'IC e dell'evento di Laschamp nei tre record. In particolare, mentre nelle carote DED 8707 e DED 8708 il tefra dell'IC sembra cadere nel mezzo dell'evento geomagnetico, nella carota KET 8251 l'IC sembra collocarsi verso la fine dell'evento, circa 1-2 millenni dopo il minimo assoluto. Tali differenze possono essere addebitate alla variabilità della così detta *lock-in depth*, "profondità di chiusura". Gli eventi geomagnetici infatti, in funzione del tasso di sedimentazione e della rapidità dei processi diagenetici, possono essere registrati nei depositi leggermente o significativamente più antichi dell'evento stesso. Il fenomeno è dovuto al fatto che un dato evento magnetico agisce non solo sui sedimenti coevi ma, fino ad una certa profondità, influenza anche i caratteri magnetici delle particelle suscettibili presenti nei sedimenti sepolti ancora non consolidati. Nel tempo questo processo produce una sorta di dislocazione verso il basso della sequenza degli eventi geomagnetici, ognuno dei quali risulta quindi associato a sedimenti più antichi.

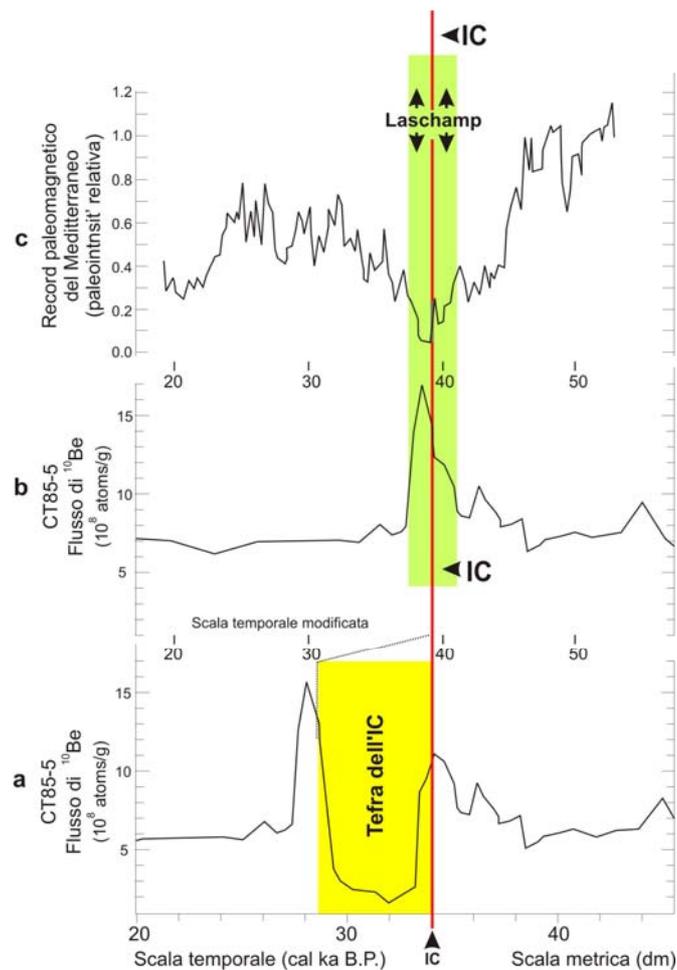


Figura 3.22 – Posizione stratigrafica del tefra dell’Ignimbrite Campana (IC) nei record paleomagnetici e del flusso di ¹⁰Be del Mediterraneo. a) Flusso di ¹⁰Be nella carota tirrenica CT85-5 (ubicazione in Fig. 2.11) secondo il modello cronologico originale (Cini Castagnoli et al., 1995); b) flusso di ¹⁰Be modificato assumendo trascurabile il tempo di deposizione del tefra dell’IC; c) curva delle paleointensità del campo magnetico terrestre derivante dallo studio di quattro carote del Mediterraneo (modificato da Tric et al., 1992) (si veda testo per dettagli).

Gli studi condotti su un'altra carota tirrenica CT 85-5, oltre a confermare le strette relazioni stratigrafiche tra IC e Laschamp (Cini Castagnoli et al., 1998), evidenziano anche la presenza del sub-coevo aumento del flusso di elementi cosmogenici ¹⁰Be (Fig. 3.22) e ¹⁴C (Cini Castagnoli et al., 1995; Hajdas et al. submitted-b; Giaccio et al., in press). Anche il fenomeno del picco di elementi cosmogenici risulta quindi strettamente connesso in termini stratigrafici e temporali all'eruzione dell'IC. Le evidenze delle relazioni tra IC e picco di ¹⁴C sono presentate nella sezione che segue.

Fluttuazione del radiocarbonio – Per la cronologia radiocarbonio dell'IC sono disponibili numerose datazioni ^{14}C effettuate su una varietà di materiali direttamente connessi ai sui depositi prossimali, intermedi e distali (Tab. 3.7). Per i prodotti prossimali ed intermedi, questi comprendono legni carbonizzati inglobati nei flussi piroclastici o nei paleosuoli a questi immediatamente sottostanti oppure la componente organica degli stessi. I materiali associati al tefra distale sono rappresentati invece da torbe, paleosuoli, carboni ed ossa carbonizzate di contesti archeologici e gusci di foraminiferi marini.

Uno tra i più importanti gruppi di datazioni è senz'altro rappresentato dai legni carbonizzati associati ai prodotti prossimali e intermedi. Questi infatti rappresentano le vestigia della vegetazione presente nell'areale di dispersione dell'IC nei momenti immediatamente precedenti l'eruzione. Le datazioni ^{14}C dovrebbero quindi riflettere un breve intervallo temporale comprendente lo spettro di età della popolazione arborea vivente al momento dell'eruzione che, sia pure ammettendo la presenza di esemplari plurisecolari, dovrebbe essere del tutto trascurabile rispetto all'antichità dell'evento vulcanico (c. 40 cal ka B.P.), o comunque con variabilità limitata a pochi secoli. Ciò nonostante è possibile osservare che queste determinazioni radiocarbonio sono disperse entro un intervallo sorprendentemente ampio di 42-18 ^{14}C ka B.P. Anche se con una variabilità meno estesa, questo fenomeno interessa anche le misure sul paleosuolo alla base dell'IC che forniscono età comprese tra 42 e 27 ^{14}C ka B.P.

Queste significative discrepanze cronometriche sono state alla base di accese controversie circa il significato vulcanologico e l'origine dell'IC, alimentando anche l'ipotesi che essa non rappresenti un'unica eruzione, quanto piuttosto eventi multipli significativamente separati nel tempo (es. la “la serie dell'IC” di Paterne et al., 1988). A tal proposito, particolarmente emblematico è il caso della Breccia Museo che con la sue datazioni a circa 18 ^{14}C ka B.P. fu interpretata come prodotto di una diversa eruzione dei Campi Flegrei, di molti millenni più recente dell'IC (es. Lirer et al., 1991); un'ipotesi che alla luce della concordanza delle datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dei dati petrologici e paleomagnetici non può essere più sostenuta (sez. 2.1.2 e 2.1.4.).

Ulteriori evidenze di età ^{14}C disperse o anormalmente giovani, provengono dalla datazione di materiali organici contenuti nei sedimenti o orizzonti pedogenetici di livelli archeologici o non-culturali sepolti dai prodotti dell'IC: i carboni del focolare paleolitico del sito di Serino risultano datati a c. 31 ^{14}C ka B.P.; un ampio intervallo della parte alta della sequenza della Grotta di Castelcivita è compreso tra 31 e 33 ^{14}C ka B.P.; a Temnata Cave e Cave 16 del complesso carsico di Prohodna-Temnata in Bulgaria, i sedimenti sotto l'IC sono rispettivamente datati nell'intervallo 31-33 e 30-31 ^{14}C ka B.P.; i resti dell'accampamento paleolitico di Kostenki 14 hanno una datazione di c. 32 ^{14}C ka B.P.; le torbe alla base dell'IC in un bacino lacustre in Grecia hanno fornito l'età radiocarbonio di c. 31 ^{14}C ka B.P. (Tab. 3.7). Di un certo interesse, ai fini di questa discussione, è anche la datazione ^{14}C del paleosuolo alla base del tefra dell'IC di Acque di

Sequenze geologiche				
Contesto e materiale datato	Località	Età (ka B.P.)	Fonte	
Paleosuolo alla base dell'IC	Italia meridionale	27,8±0,8	Alessio et al., 1971	
»	»	29,3±1	»	
»	»	33±1,4	»	
Legni carbonizzati nel paleosuolo alla base dell'IC		18,53±0,15	Lirer et al., 1991	
»	»	26,9±0,7	»	
»	»	31,5±1	Alessio et al., 1974	
»	»	33±1,2	»	
»	»	33,7±1,3	»	
»	»	34,5±1,5	»	
»	»	39,5±2,5	»	
Legni carbonizzati inglobati nell'IC	»	27,9±0,3	?	
»	»	28,3±0,8	Alessio et al., 1973	
»	»	29,7±0,8	»	
»	»	30±0,9	»	
»	»	33±1,5	»	
»	»	33±0,6	Deino et al., 1994	
»	»	35,2±1,6	Alessio et al., 1974	
»	»	35,3±1	Alessio et al., 1973	
»	»	35,6±0,15	Deino et al., 1994	
»	»	36±2	Alessio et al., 1973	
»	»	36,2±1,8	Alessio et al., 1974	
»	»	38±2	»	
»	»	42±4	»	
Torbe alla base del tefra distale dell'IC	Grecia	31,577±0,570	Seymour et al., 2004	
Torbe al tetto del tefra distale dell'IC	»	28,134±0,715	»	
»	»	31,8±1,2	Seymour et al., 1995	
Ossa in sedimenti sottostanti il tefra dell'IC	Bulgaria	30,6±1,9	Bluszcz et al., 1992	
»	»	31,4±1,6	»	
Sequenze archeologiche				
Contesto e materiale datato	Sito	Attribuzione culturale	Età (ka B.P.)	Fonte
Carboni in sedimenti alla base dell'IC	Serino	Protoaurignaziano	31,2±0,65	Accorsi et al., 1979
Ossa carbonizzate in depositi sotto l'IC	Castelcivita	Protoaurignaziano	32,39±0,49	Gambassini, 1997
»	»	»	31,65±0,65	»
»	»	»	32,93±0,72	»
»	»	Uluzziano	32,47±0,65	»
»	»	»	33,3±0,43	»
»	»	»	33,22±0,78	»
Carboni in livello sepolto dell'IC	Kostienki 14	Aurignaziano	32,42±0,44/-0,42	Sinityn, 2003
Carboni in depositi sotto l'IC	»	Cultural layer IVa	32,18±450/-420	Heesaerts et al., 2004
»	»	»	33,200±0,51/-0,48	»
»	»	»	33,28±0,65/-0,6	»
Ossa in depositi sotto l'IC	»	»	27,4±5,5*	»
»	»	»	29,7±0,4*	»
Ossa in depositi sotto l'IC	Temnata	Aurignaziano	31,9±1,6	Bluszcz et al., 1992
Materiale in depositi sotto l'IC	»	»	33±0,9	Ferrier, 2000

*Datazioni scartate dagli autori.

Tabella 3.7 – Set di datazioni radiocarbonio effettuate su vari materiali e in diversi contesti geologico-stratigrafici connessi ai prodotti dell'Ignimbrite Campana (IC).

Cesare (c. 24 ¹⁴C ka B.P.), che, sebbene sia risedimentato, può essere ragionevolmente considerato come prodotto di una rielaborazione sin-eruttiva (Scheda 1 in sez. 3.2.2.).

Sia pure ammettendo l'esistenza di una possibile contaminazione di una parte dei campioni esaminati, la ricorrenza sistematica di questo fenomeno suggerirebbe una

possibile, effettiva fluttuazione del contenuto atmosferico di radiocarbonio attribuibile ad un significativo incremento della sua produzione cosmogenica e/o ad una radicale variazione della sua ripartizione tra atmosfera ed oceano, i due principali serbatoi del ciclo del radiocarbonio (es. Beck et al., 2001).

L'ipotesi di un importante incremento della produzione di carbonio cosmogenico in approssimativa coincidenza temporale con l'eruzione dell'IC, è significativamente supportata dalle strette relazioni stratigrafiche tra tefra dell'IC, escursione geomagnetica di Laschamp e il picco di altri nuclidi cosmogenici, mostrate dai record mediterranei ed illustrati nelle precedenti sezioni (Fig. 3.22). Una significativa inversione della scala del radiocarbonio connessa all'evento di Laschamp è stata infatti chiaramente riconosciuta in una sequenza del Mar Morto (Lake Lisan) la cui cronologia calendarile è basata su datazioni U/Th (Hajdas et al., submitted-a). Numerose misure ^{14}C di questo record indicano infatti che nell'intervallo 40,5-39,5 cal ka B.P. le età radiocarbonio fluttuano tra 35 e 27 ka con un picco di massima frequenza centrato tra 31 e 32,5 ^{14}C ka B.P., per poi risalire con andamento regolare a c. 35 ^{14}C ka B.P. intorno ai 38 cal ka B.P.

Altre evidenze dell'anomalia della scala del radiocarbonio connessa con l'evento di Laschamp sono emerse dallo studio paleoclimatico, paleomagnetico e geocronologico di una carota marina del Mare del Nord (Voelker et al. 2000). In particolare, attraverso una dettagliata correlazione della curva paleoclimatica marina datata al radiocarbonio con la carota GISP2, gli autori hanno dimostrato che il GS10, di pochi secoli precedente all'IC e il GI7, datato a c. 36.500 anni GISP2 B.P. hanno la stessa età radiocarbonio marina di c. 33 ka, mentre il GS11, di c. 1000 più antico del GS10 avrebbe un'età di c. 39 ^{14}C ka B.P., cioè quasi comparabile a quella "reale" (Fig. 3.23). Inoltre, poiché gli autori hanno ritenuto di non correggere le misure radiocarbonio per l'effetto "serbatoio di età marina" (ocean reservoir age; sez. 3.4.1.), queste datazioni forniscono solo una stima minima della differenza tra età reale e radiocarbonio. Secondo Voelker et al. (1998), durante l'Ultimo Glaciale il valore dell'*ocean reservoir age* alle latitudini fu molto più ampio degli attuali 400-450 anni, risalendo fino a 2240 anni durante l'Ultimo Massimo Glaciale e probabilmente anche nel corso degli Heinrich Events dell'OIS 3.

Ampie fluttuazione del contenuto atmosferico di radiocarbonio sono registrate anche in una stalagmite delle Bahamas, datata con coppie di misure ^{230}Th e ^{14}C (Beck et al., 2001), con una massima escursione centrata a c. 44 cal ka B.P., circa 4000 anni dopo l'escursione di Laschamp, secondo la cronologia della carota GISP2. Nessuna apprezzabile inversione cronologica è invece evidenziata dal dettagliato record del flusso di ^{14}C del Cariaco Basin, sincronizzato attraverso una correlazione paleoclimatica con la carota GISP2 (Hughen et al., 2004). Ciò nondimeno questo record mostra un significativo aumento di ^{14}C proprio tra 41.500 e 39.500 GISP2 anni B.P., cioè nell'intervallo stratigrafico contenente l'escursione di Laschamp (Fig. 3.23). Anche in una sequenza

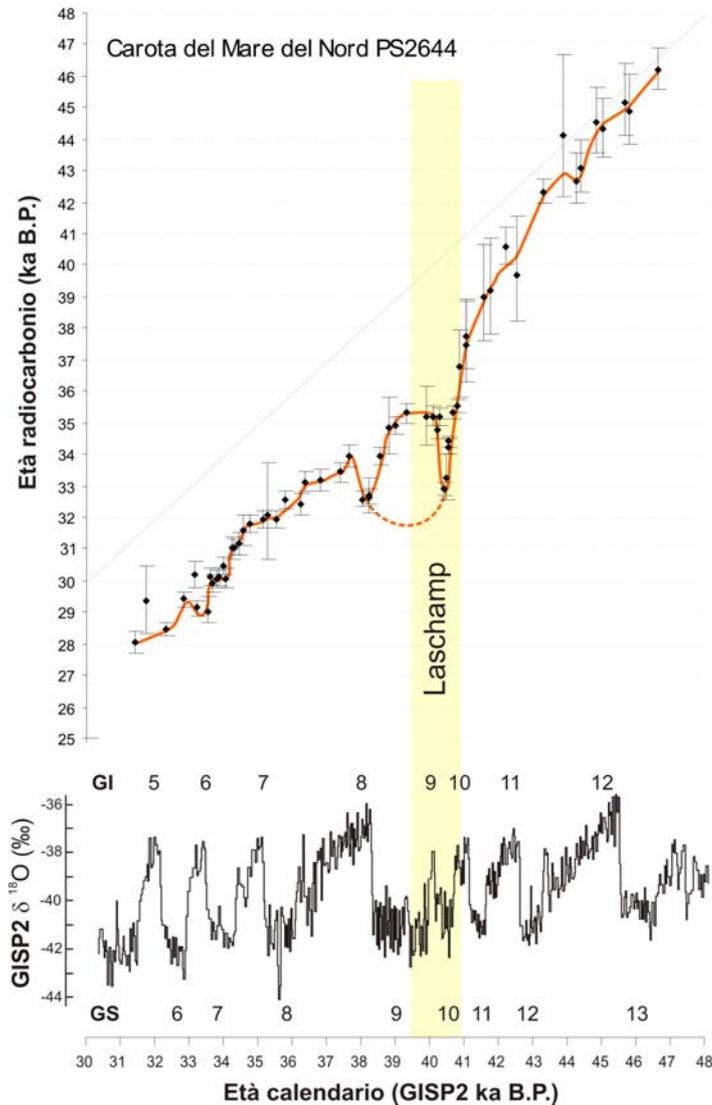


Figura 3.23 – Escursione del radiocarbonio connessa all’evento di Laschamp registrata nei sedimenti del Mare del Nord (modificato da Voelker et al. 2000). Si noti che le età radiocarbonio non sono corrette per l’effetto serbatoio; l’improvvisa caduta dei livelli di ^{14}C all’inizio dell’HE4 o GS9 potrebbe quindi essere solo un fenomeno apparente dovuto agli scarsi scambi oceano/atmosfera connessi all’HE4. In effetti i livelli di ^{14}C risalgono altrettanto rapidamente proprio alla fine dell’HE4. Ciò suggerirebbe che l’escursione del radiocarbonio abbracci in realtà tutto l’intervallo compreso tra il GS10 e l’inizio del GI8 (curva tratteggiata).

paleoclimatica del mediterraneo occidentale datata con numerose misure ^{14}C , la datazione della base dell’HE4, coincidente con l’IC, è scartata dagli autori “*as abnormally young*” (Combourieu Nebout et al., 2002).

Contrariamente a tutte queste evidenze, il recente studio Fairbanks et al. (2005) mostra invece per gli ultimi 50.000 anni una curva età cal. vs età ^{14}C assolutamente

lineare, priva di qualsiasi evidenza di modulazione del contenuto di ^{14}C connessa all'escursione di Laschamp o ad altre meno marcate ma ben documentate oscillazioni dell'intensità del campo magnetico terrestre.

Ad eccezione di questo ultimo esempio, nel complesso i dati disponibili concordano nell'indicare un marcato aumento della concentrazione atmosferica di radiocarbonio in un breve intervallo temporale di poco precedente all'eruzione dell'IC. L'esistenza di tale fenomeno è evidenziato in termini molto convincenti ed effettivamente macroscopici dal dettagliato record della carota CT85-5 (Giaccio et al., in press; Hajdas et al., submitted-b), già discusso nella precedente sezione a proposito delle relazioni tra IC, Laschamp e picco di ^{10}Be .

In questa sequenza l'IC è rappresentata da uno spesso livello vulcanico, con base a 334 cm e tetto a 289 cm dal top della carota, costituito in larga misura da vetri con composizione chimica del magma intermedio dell'IC. Tuttavia, la presenza di una laminazione interna e l'inclusione di gusci di gasteropodi di ambiente marini poco profondo, indicherebbero un'origine torbiditica del tefra (Cini Castagnoli et al., 1995). La torbidite vulcanoclastica dell'IC è ampiamente documentata nel bacino tirrenico (McCoy & Cornell, 1990; si veda anche sez. 3.2.2.) e può essere interpretata come risultato di un processo di risedimentazione sin-eruttivo dei depositi dell'IC innescato dagli enormi flussi piroclastici entrati nel mare e/o dagli scuotimenti sismici connessi al collasso calderico e più in generale all'evento eruttivo. In termini tefrostratigrafici e tefrocronologici, la torbidite vulcanoclastica dell'IC (IC_{TV}) può ragionevolmente essere equiparata ai prodotti primari dell'IC.

Un totale di 44 misure ^{14}C AMS sono state effettuate su foraminiferi planctonici della carota CT85-5. La metà di queste determinazioni derivano dalla breve sezione tra 350 e 280 cm dal top della carota contenente il livello dell' IC_{TV} (334-289 cm), con una forte concentrazione di misure anche multiple ($N=17$) tra 280 e 290 cm. Il record ad alta risoluzione di questa breve sezione della carota mostra impressionanti escursioni attraverso il livello vulcanico dell'IC. Le date saltano da circa 35 ^{14}C ka B.P. per i sedimenti alla base dell' IC_{TV} , a c. 25-20 ka entro e al top dell' IC_{TV} , per poi ritornare a c. 33-32 ^{14}C ka B.P. a pochi centimetri sopra il livello vulcanico (Fig. 3.24). Da questo punto, andando verso l'alto nella sequenza, si osserva un andamento delle datazioni ^{14}C del tutto regolare e congruente con la stratigrafia.

Secondo la cronologia calendariale delle carota CT85-5, basata sul record del $\delta^{18}\text{O}$ (Hajdas et al., submitted-b), questa impressionante escursione del radiocarbonio si sarebbe verificata tra 40.700 e 39.900 cal anni B.P. A causa dell'origine torbiditica del livello vulcanico, una precisa relazione temporale tra escursione del ^{14}C ed eruzione dell'IC è ardua da definire. Non è improbabile, infatti, che alcuni dei foraminiferi inglobati nei sedimenti vulcano-clastici siano leggermente più antichi dell'eruzione dell'IC, ovvero gusci di sedimenti pelagici preesistenti sul fondo marino ed

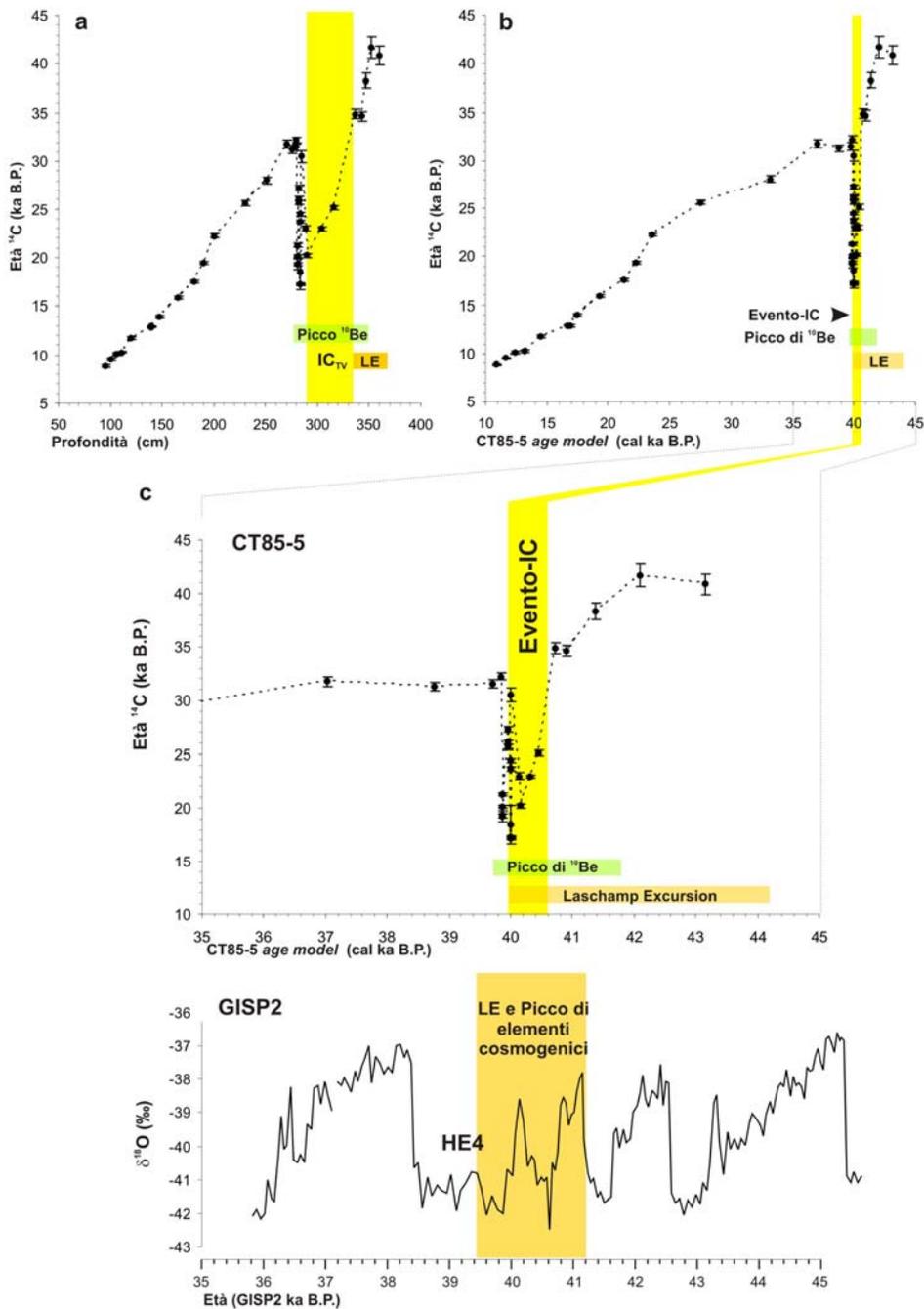


Figura 3.24 – Relazioni tra Ignimbrite Campana (IC), escursione del radiocarbonio, picco di ^{10}Be ed evento geomagnetico di Laschamp (LE) nella carota tirrenica CT85-5. a) Età radiocarbonio vs. profondità della carota (Hajdas et al., submitted-b) mostrante la posizione della torbidite vulcanoclastica dell'IC (IC_{TV}), picco ^{10}Be e LE secondo Cini Castagnoli et al. (1995; 1998); b) Età radiocarbonio vs. età calendario definita in base alla stratigrafia isotopica (Hajdas et al., submitted-b); c) comparazione tra il record tirrenico e groenlandese.

eventualmente coinvolti come risedimenti nel processo torbiditico innescato dall'eruzione dell'IC. La sedimentazione del livello IC_{TV} fu probabilmente un evento molto rapido, di

durata virtualmente istantanea e comunque sicuramente rappresentabile come un singolo punto su una scala temporale a base millenaria. Ciò nonostante, al fine di evitare un posizionamento arbitrario dell'evento di sedimentazione dell' IC_{TV} rispetto al picco di ^{14}C , in Figura 3.25 esso è rappresentato da un'ampia barra indicante l'intervallo nel quale la deposizione dell' IC_{TV} è confidenzialmente avvenuta.

3.4.5. Carota groenlandese GISP2 e nuova stima dell'età dell'IC

Ai fini della valutazione dell'impatto climatico dell'eruzioni vulcaniche, si è già accennato dell'importanza e delle relative difficoltà dell'identificazione di un dato segnale vulcanogenico nel record groenlandese (sez. 3.1.). Nel caso specifico dell'IC, se si considera lo spettro completo delle datazioni disponibili, l'intervallo cronologico comprenderebbe decine di segnali potenzialmente correlabili all'IC. Tuttavia se si tiene conto delle peculiari relazioni tra IC, HE4, Laschamp Event e picco di elementi cosmogenici, così come esse sono mostrate dai record dell'area mediterranea, il numero dei picchi potenzialmente attribuibili all'IC si riduce drasticamente e addirittura può essere portato ad uno. La posizione degli Heinrich Events (HEs) nella stratigrafia isotopica groenlandese è ben definita sia attraverso correlazioni con record marini contenenti i marker fisici di questi eventi (*ice-rafted debris*; es. Bond et al., 1993) sia sulla base del record paleoatmosferico direttamente ottenuto dalla carota GISP2 (Mayewski et al., 1994; Mayewski et al., 1997). Essa corrisponde con alcune fasi stadiali coincidenti con la culminazione dei così detti "Bond cycles" (Bond et al., 1993) caratterizzati da un set di cicli di D-O progressivamente più brevi e freddi. In particolare l'inizio dell'HE4 corrisponde alla transizione Grenland Interstadial 9/Greenland Stadial 9 (GI-9/GS-9).

Altrettanto ben nota è la posizione dell'escursione di Laschamp e del relativo picco di nuclidi cosmogenici. Misure geochimiche dirette sulle carote di ghiaccio (Baumgartner et al., 1997, 1998; Wagner et al., 2000; Beer et al., 2002; Yiou et al., 1997) e correlazioni con record marini (Kissel et al., 1999; Voelker et al., 2000) indicano che questi cadono in un intervallo compreso tra il GS9 e il GI10 (Fig. 3.25).

Tornando quindi al record vulcanogenico della GISP2, è possibile osservare ancora numerosi picchi di solfato nell'intervallo comprendente l'escursione di Laschamp e il picco di elementi cosmogenici. Tuttavia, tra questi un unico segnale soddisfa anche la seconda condizione imposta dalla posizione dell'IC nei record mediterranei, solo il picco di 375 ppb di SO_4^{2-} a 40,012 anni GISP2 cade infatti esattamente all'inizio dell'HE4 (Fig. 3.25).

In altri termini questo particolare segnale vulcanogenico nella carota GISP2, il tephra marino e lacustre dell'IC occupano la medesima posizione in relazione all'escursione di Laschamp, il picco di elementi cosmogenici ed in particolare rispetto all'HE4, marcandone precisamente l'inizio. Va sottolineato che questa correlazione è completamente indipendente dall'ampiezza del segnale vulcanogenico assegnato all'IC;

nell'ambito del record della GISP2 (Zielinski et al., 1996a) questo è infatti, a prescindere dalla sua ampiezza, l'unico picco che presenta la stessa posizione che IC occupa nei record paleoclimatici, paleomagnetici e dei nuclidi cosmogenici del Mediterraneo (Fig. 3.25).

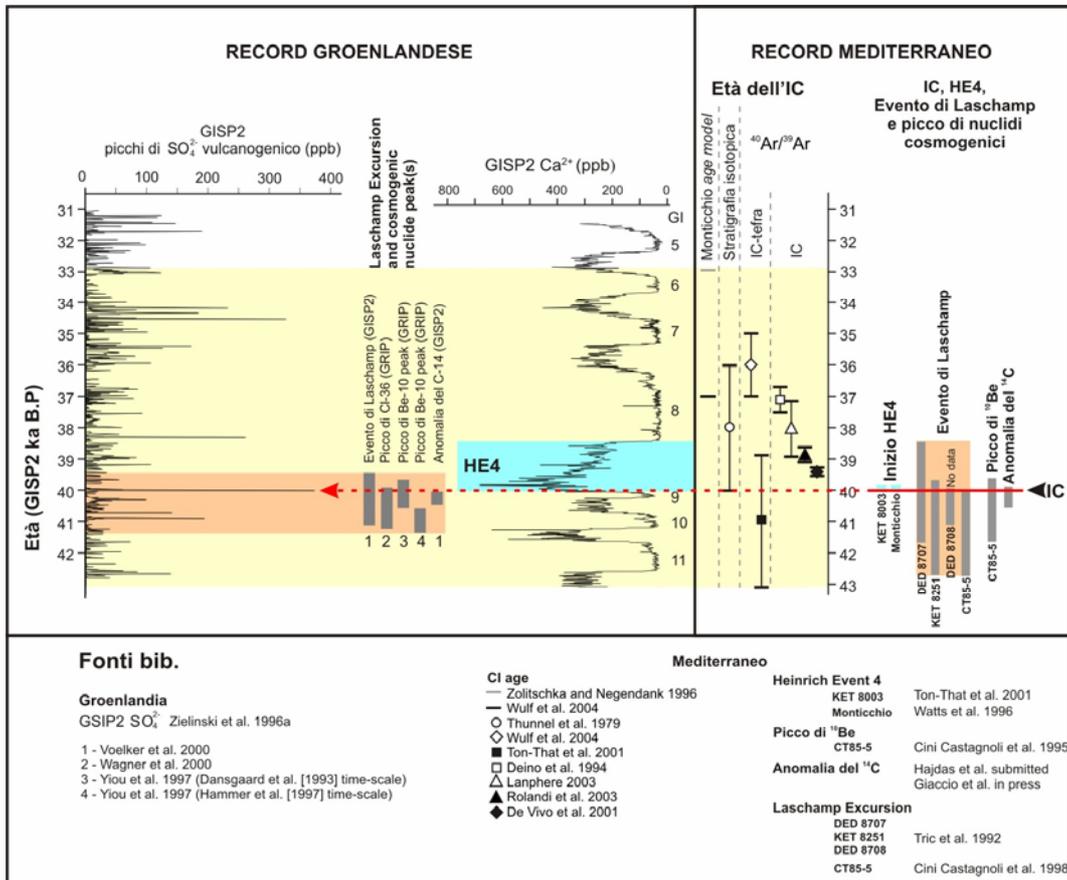


Figura 3.25 – L'Inimbrite Campana (IC) e gli eventi stratigrafici dell'OIS 3 ad essa correlati. Le strette relazioni stratigrafiche tra tefra dell'IC, l'episodio climatico dell'Heinrich Event 4 (HE4), l'escursione geomagnetica di Laschamp e il picco di nuclidi cosmogenici, incluso ^{14}C , permettono di identificare il picco dell'IC nell'ambito del record vulcanogenico della carota GISP2 (per maggiori dettagli si veda testo).

L'identificazione di questo segnale fornisce per l'IC una nuova stima di età in anni GISP2 ice-core pari a 40,012 anni B.P. Nonostante l'incertezza della scala temporale della GISP2 a questa altezza stratigrafica sia dell'ordine di ± 5000 anni (Meese et al., 1997), nell'ambito di questo studio l'età dell'IC verrà sistematicamente espressa adottando quest'ultima stima. Infatti, l'età espressa in anni Greenland ice-core(s) racchiude una nozione stratigrafica fondamentale per gli scopi di questo studio, che va oltre la mera indicazione cronometrica fornita da altri metodi di datazione diretta dell'IC. L'espressione "40,012 anni GISP2 B.P." come pure "37,400 anni GRIPss09 B.P." o "40,100 anni GRIPss09sea B.P." – cioè l'età della transizione GI9/GS9 secondo due delle

scale temporali disponibili per l'altra carote groelandese GRIP (Dansgaard et al., 1993; Hammer et al., 1997; Johnsen et al., 2001) – fornisce infatti non solo un'età, ma soprattutto definisce una precisa posizione dell'IC nell'ambito del record groelandese, che, nonostante le attuali incertezze cronologiche (es. Johnsen et al., 2001), al momento rappresenta il miglior riferimento stratigrafico del Pleistocene recente dell'emisfero settentrionale. In altri termini, qualunque sia l'età "reale" dell'IC e della transizione GI9/GS9 il loro rapporto rimane un fatto stratigrafico assolutamente indipendente dalla cronometria.

Una simile notazione permette inoltre di ridefinire, e possibilmente migliorare, la stima dell'età dell'IC di volta in volta che nuove e più attendibili scale temporali della stratigrafia isotopica groelandese saranno disponibili. Ad esempio, secondo una nuova cronologia proposta da Shackleton et al. (2005) la transizione GI9/GS9, e quindi l'IC, sarebbe datata a circa 40.700. Anche la nuova carota di ghiaccio NorthGRIP, prelevata a nord della sommità della calotta groelandese, sembrerebbe offrire la possibilità di migliorare la cronologia della stratigrafia isotopica mediante conteggio di lamine di ghiaccio annuali fino all'Emiano (Johnsen et al., 2001) e dunque di ottenere una nuova, precisa stima dell'età dell'IC in anni siderali.

3.5. L'IMPATTO CLIMATICO DELL'IC: EFFETTI ATMOSFERICI DIRETTI E POTENZIALI PERTURBAZIONI A LUNGO TERMINE

I dati presentati nel capitolo precedente, sintetizzati nella Tabella 3.8, permettono di valutare gli effetti immediati dell'eruzione dell'IC sull'atmosfera nonché di avanzare alcune ipotesi sul potenziale impatto climatico a più lungo termine.

Lo zolfo è il principale elemento responsabile della formazione di aerosol acidi stratosferici che, aumentando l'opacità dell'atmosfera, causano un abbassamento della temperatura globale o emisferica (es. Robock 2000; per maggiori dettagli si veda sez. 3.1.). Dati empirici mostrano che il grado di raffreddamento è funzione della massa di zolfo rilasciata in atmosfera (Devine et al., 1984; Sigurdsson, 1990), ma dati storici diretti non sono disponibili per eruzioni con intensità, magnitudo e carico di zolfo comparabili a quella dell'IC. La stima della massa di zolfo emessa nel corso dell'eruzione dell'IC è infatti dello stesso ordine di grandezza di quella determinata da Scaillet et al. (2003) per i più grandi eventi vulcanici noti, come l'eruzione di Toba di c. 71 ka B.P. ($1,417 \times 10^{15}$ g) e quella del Bishop Tuff di c. 700 ka B.P. ($1,369 \times 10^{15}$ g). In termini di massa di zolfo l'IC risulta seconda solo all'enorme eruzione del Fish Canyon Tuff (c. 28,9 Ma) che eruttò circa 5000 km^3 di magma trachitico, iniettando nell'atmosfera più di 1×10^{16} g di zolfo. Ciò pone l'IC tra le eruzioni esplosive più ricche zolfo dell'intero record geologico globale.

È importante sottolineare, tuttavia, che, a parità di altri parametri come la magnitudo e il contenuto di zolfo nel magma, uno dei principali fattori determinanti per l'impatto climatico di un dato evento eruttivo è l'effettivo ammontare di zolfo iniettato nella stratosfera, un parametro strettamente connesso ai meccanismi eruttivi (es. Rampino & Self, 1984; Robock, 2000). Nel caso dell'IC, il carattere esplosivo e la peculiare dinamica della sua eruzione indicherebbero una notevole capacità ed efficacia di trasporto di gran parte dei gas rilasciati a grandi altezze. I dati vulcanologici indicano infatti che l'eruzione l'IC iniziò con la formazione di una colonna ultra-pliniana alta più di 40 km, seguita da flussi piroclastici estremamente diluiti e mobili associati ad un'immensa nube co-ignimbritica che risalì sicuramente oltre la tropopausa (sez. 2.1.3.).

L'ipotesi che i gas iniettati dall'IC produssero una significativa massa di aerosol stratosferici è corroborata anche dalla grandezza del suo segnale di SO_4^{2-} nel record vulcanogenico delle carote groenlandesi GISP2 (375 ppb), che, come già accennato, è direttamente proporzionale all'effettivo carico stratosferico (es. Hammer et al., 1980; Clausen & Hammer, 1988; Zielinski, 1995). Secondo Zielinski et al. (1994) le eruzione delle medie latitudini associate a picchi di SO_4^{2-} anche di poco superiori 75 ppb sono già in grado di produrre un certo raffreddamento dell'emisfero boreale. Inoltre, nell'ambito del record groenlandese il picco dell'IC risulta inferiore solo a quello di Toba (466 ppb nella GISP2) e ad un altro associato al livello vulcanico Z2 di origine islandese

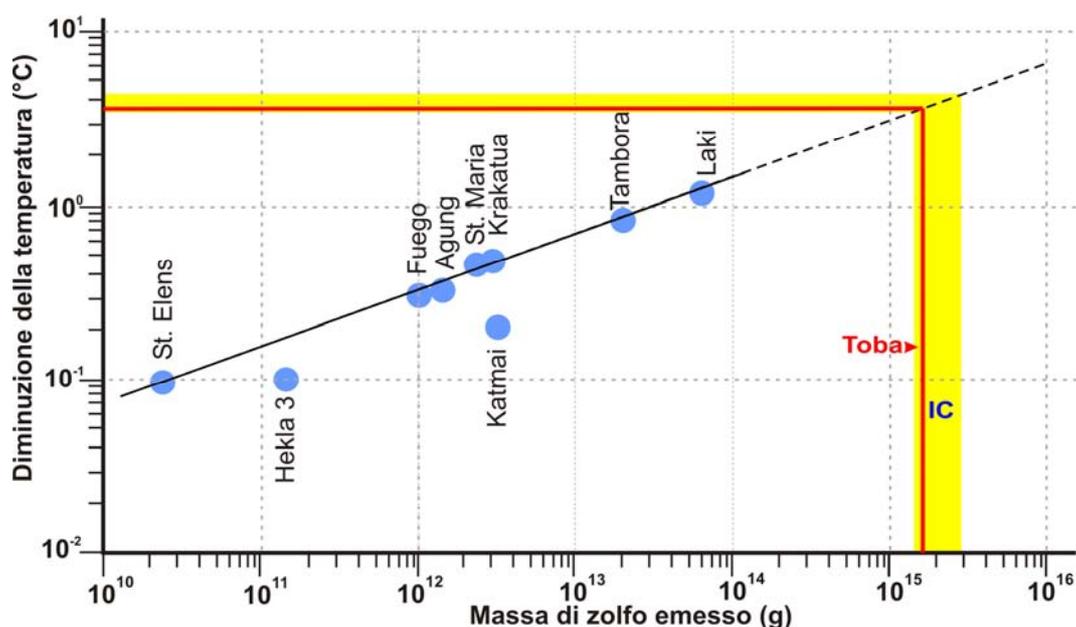


Figura 3.26 – Stima della diminuzione della temperatura indotta dall'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC) di Toba (Sumatra, c. 71 ka; valori di zolfo secondo Scaillet et al., 2003.) sulla base dell'estrapolazione della curva empirica di Sigurdsson (1990).

Origine	Campi Flegrei - Campania
Migliori stime di età	40.012 anni GISP2 BP; 39.395 ± 51 yr BP (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)
Direzione del vento ed area impattata	E, NE
Massima altezza della colonna pliniana	c. 44 km
Minima altezza della nube co-ignimbritica	c. 30-35 km
Volume di magma eruttato	c. 300 km ³ (DRE)
Tasso di emissione stimato	c. 10 ¹⁰ -10 ¹¹ kg s ⁻¹
Temperatura eruttiva	c. 900-1000 °C
Zolfo iniettato nell'atmosfera	2,1±0,8 × 10 ¹⁵ g
Segnale vulcanogenico nella carota GISP2	375 ppb SO ₄ ²⁻ (secondo più ampio del record)
Area minima investita dai flussi piroclastici	30.000 km ²
Area minima investita dall' <i>ash fallout</i>	5.000.000 km ²
Raffreddamento indotto	3-4 °C
Fattore di raffreddamento alle alte latitudini (>60° N)	× 4-7 (c 12-20 °C)
Posizione climatica	Inizio Heinrich Event 4
Altre evidenze di impatto climatico	Si: "anomalia dell'Heinrich Event 4"

Tabella 3.8 – Sintesi dei parametri vulcanologici e delle informazioni utili alla valutazione dell'impatto climatico dell'Ignimbrite Campana. Per dettagli e riferimenti si veda testo.

(557 ppb, GISP2). Tuttavia, poiché l'Islanda è molto prossima ai siti di estrazione delle carote groenlandesi, l'ampiezza dei segnali delle sue eruzioni sono in larga misura dovuti anche al trasporto dei gas nella troposfera (Zielinski, 1995). Considerando nullo il contributo del trasporto troposferico dei gas dell'IC, il suo picco risulterebbe secondo

solo a quello di Toba.

Ammettendo quindi che una significativa parte dei gas rilasciati dall'IC risalì oltre la tropopausa, è possibile ottenere una valutazione del grado di abbassamento della temperatura emisferica inserendo il dato della massa di zolfo rilasciata dell'IC nel grafico empirico di Sigurdsson (1990) ed estrapolandone la curva ad andamento rettilineo derivante dall'interpolazione di dati relativi ad eruzioni storiche (Fig. 3.26). In base a questo grafico il raffreddamento globale o semiglobale indotto dall'eruzione dell'IC sarebbe dell'ordine 3-4 °C, lo stesso valore previsto per Toba, la più grande eruzione nel record globale del Quaternario recente, per la quale sono state avanzate ipotesi di enorme impatto sul clima (Rampino & Self, 1992; 1993; Zielinski et al., 1996b; Huang et al., 2001) e sui sistemi viventi (Ambrose, 1998; Rampino & Ambrose, 2000; Rampino, 2002) alla scala planetaria.

Un simile “inverno vulcanico”, della durata di alcuni anni e con un abbassamento della temperatura media annuale dell'emisfero settentrionale di 3-4 °C, sarebbe di per se sufficiente ad indurre drastiche alterazioni degli ecosistemi persino in una fase interglaciale come quella attuale (Rampino, 2002). Il raffreddamento a breve termine indotto dall'eruzione dell'IC va tuttavia valutato all'interno del sistema climatico dell'Ultimo Glaciale, governato da meccanismi di soglia e di feedback estremamente più sensibile ed efficaci di quelli operanti nel corso degli Interglaciali (sez. 2.2.). Si può quindi ipotizzare che il fattore IC si inserì come *forcing* nel sistema climatico interagendo in maniera molto più efficace innescando meccanismi in grado di amplificare e prolungare gli effetti di raffreddamento a breve termine. Secondo Rampino e Self (1992; 1993) vulcani e clima costituiscono un sistema binario governato da feedback positivi durante le transizioni climatiche interstadiale-stadiale e da feedback negativi durante le transizioni stadiale-interstadiale. La peculiare posizione climatica dell'IC coincidente con l'inizio dell'HE4 (sez. 3.4.3.) delinea una configurazione teoricamente ideale per l'innescamento di meccanismi di amplificazione e/o prolungamento degli effetti a breve termine. È fondamentale quindi esaminare con grande dettaglio le potenziali interazioni tra IC e HE4 eventualmente rivelate dal segnale climatico associato a quest'ultimo.

Gli HEs corrispondono a brevi ma drastici episodi di raffreddamento associati con periodici collassi di ghiaccio delle calotte artiche nel Nord Atlantico con conseguenti drastiche modificazioni della circolazione oceanica ed atmosferica (Broecker, 1994; Mayewski et al., 1994; Cortijo et al., 1997; Vidal et al., 1997; Pailler & Bard, 2002). Nei sedimenti marini essi marcano la fine dei cicli di raffreddamento millenari di Bond e sono associati ad una notevole abbondanza di IRD (*ice-rafted debris*) e di *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistra), ad un decremento del $\delta^{18}\text{O}$ dei gusci di foraminiferi (Bond et al., 1993, Bond & Lotti, 1995), nonché a drastiche diminuzioni della temperatura marina che interessa anche le regioni del Mediterraneo (es. Paterne *et al.*, 1999; Cacho et al., 1999; Combourieu Nebout et al., 2002). Nel record glaciochimico groenlandese essi sono invece associati ad un marcato aumento di composti salini indicanti un incremento del

trasporto eolico di polveri e quindi condizioni di generale aridità sui continenti boreali (Mayewsky et al., 1997). Ulteriori studi di sequenze marine e terrestri dislocate in altre aree dell'emisfero settentrionale indicano in effetti un carattere semiglobale degli HEs, con marcati segnali climatici ad essi associati (es. Thouveny et al., 1994; Watts et al., 1996; Chen et al., 1997; Schulz et al., 1998; Li et al., 2001; Prokopenko et al., 2001; si veda anche Voelker, 2002 per un database globale).

La ricorrenza pressoché ciclica degli HEs orienterebbe a ritenere che il segnale climatico associato all'HE4 sia univocamente dovuto ai processi di riorganizzazione della circolazione oceanica ed atmosferica propri di questi particolari eventi, indipendentemente dall'eruzione dell'IC. In altri termini, la coincidenza dell'IC con l'inizio dell'HE4 sarebbe una circostanza puramente casuale priva di qualunque altro significato in termini di impatto climatico dell'IC. Contrariamente, tuttavia, una serie di evidenze indicano che le condizioni climatiche associate all'HE4 furono sensibilmente più fredde ed aride di quelle connesse a gli altri HEs, suggerendo un possibile rinforzo o amplificazione del segnale dell'HE4 indotti dall'eruzione dell'IC. Alcuni record paleoclimatici dell'Ultimo Glaciale che mostrano un marcato, anomalo segnale climatico per l'HE4 sono mostrati in Figura 3.27 ed elencati di seguito.

Secondo lo studio di Cortijo et al. (1997) l'HE4 è l'unico simile evento sempre riconoscibile in una serie di 25 sequenze del Nord Atlantico localizzate tra 40°-67°N e 60°-0°W. Questi record indicano che durante l'HE4 il fronte sub-polare si spostò verso sud fino alla latitudine di 45°N con una dislocazione massima di 20° nel settore più orientale del Nord Atlantico. La temperatura estiva della superficie marina si abbassò in media di 2-3 °C, ma con punte di 6 °C lungo il margine Europeo.

Il record della carota MD 95-2042 al margine iberico (Pailler & Bard, 2002) indica che durante l'HE4 le temperature della superficie marina furono di almeno 2-3 °C più basse che nel corso degli altri HEs, con la più ampia escursione di temperatura pari a 4,7 °C (da 14,8 a 10,1°C), comparata ai 2-3 °C registrati alla transizione degli altri HEs Fig. (3.27e).

Il record geochimico di una carota del Nord Atlantico mostra i più ampi e certamente estremi valori dei rapporti Si/Al e Zr/Al, indicanti un input di polveri eoliche continentali, coincidente con l'HE4 (Hinrichs et al., 2001) (Fig. 3.27a).

I dati paleoclimatici della carota MD95 2043 del Mare di Alboran (Mediterraneo occidentale), non solo mostrano che la massima escursione della temperatura marina si verificò all'attacco dell'HE4 (4,8 °C comparati a c. 3,5 °C durante gli altri HEs), ma anche che questo evento fu marcato da una notevole abbondanza di *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistra), con valori sopra al 20% (Fig. 3.27b). Il record pollinico di questa stessa carota offre un dettagliato quadro sulle contemporanee condizioni paleoambientali dell'area sud-occidentale del penisola iberica (Sánchez Goñi et al., 2002). Durante l'HE4

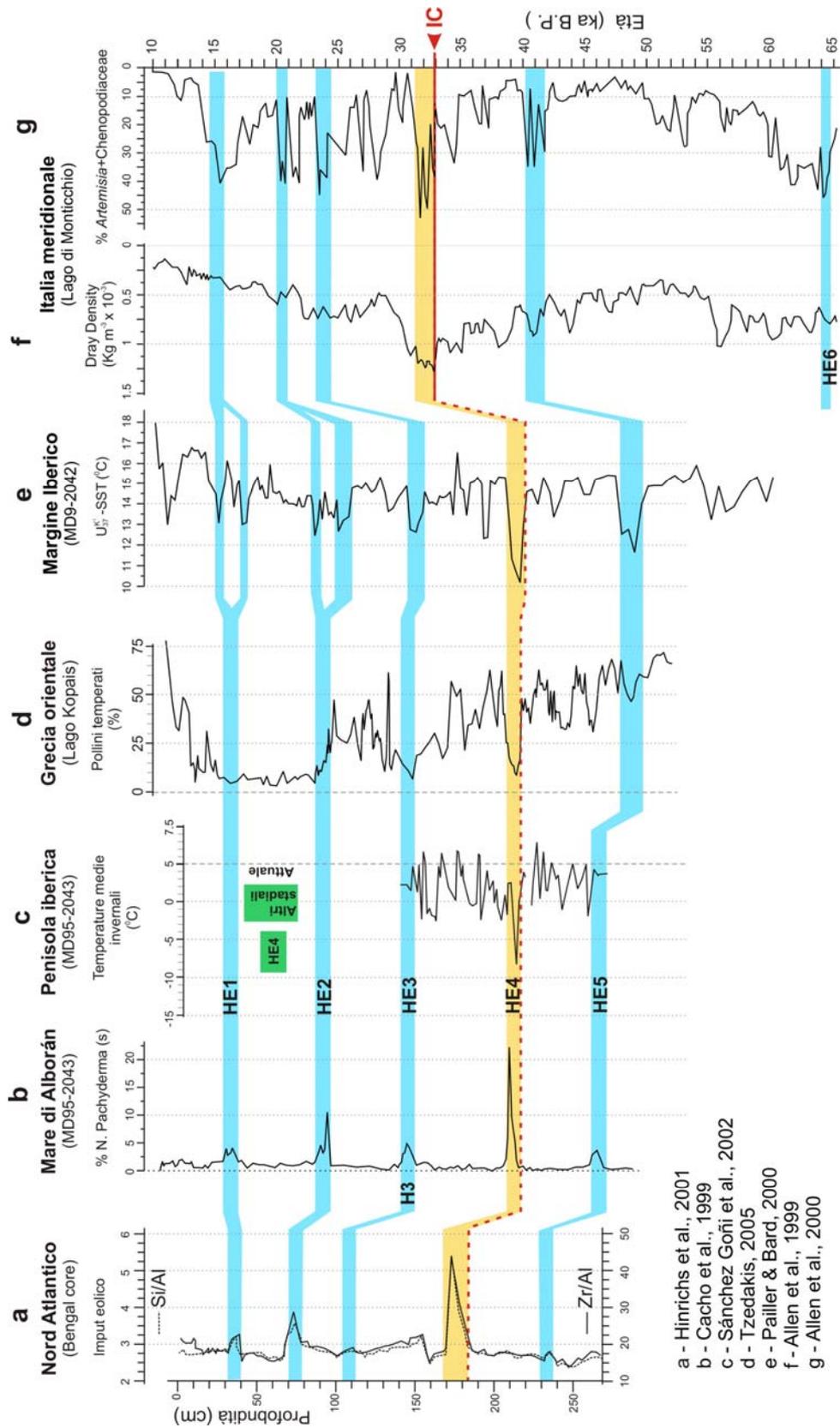


Figura 3.27 – Alcuni record dell'area atlantica e mediterranea mostranti un anomalo, ampio segnale climatico associato all'Heinrich Event 4 (HE4).

i valori delle temperature invernali risultano compresi tra -14 e -8 °C, di ben 5-10 °C più basse di quelle registrate nel corso di tutte le altre fasi stadiali, comprese quelle associate agli altri HEs (Fig. 3.27c). La carota MD95 2043 è stata oggetto di ulteriori indagini sedimentologiche (Moreno et al., 2002), in base alle quali risulterebbe un significativo aumento del trasporto eolico durante tutte le fasi stadiali della seconda metà dell'OIS3, ma con un picco decisamente più ampio nel corso dell'HE4 (Fig. 5 in Short version).

Ulteriori evidenze stratigrafiche indicanti un anomalo, marcato segnale associato all'HE4 sono mostrate in altri studi (es. Chapman & Shackleton, 1998; Labreiro et al., 1996; Roucoux et al., 2001; Thouveny et al., 2000; Vidal et al., 1997; Voelker et al., 2000). Nessuna evidenza di condizioni particolarmente estreme connesse all'HE4 è invece rintracciabile nella curva isotopica groenlandese, tuttavia il record glaciochimico della GISP2 mostra un sensibile aumento di specie saline connesse al trasporto di polveri continentali in significativa corrispondenza del segnale dell'IC (Fig. 3.25).

Tra i record che contengono fisicamente il tefra dell'IC, lo studio condotto sulla carota tirrenica KET80-03 (Paterne et al., 1999) indica che la più bassa temperatura dell'intero Ultimo Glaciale fu registrata proprio subito dopo la deposizione delle ceneri dell'IC. Secondo i record di Monticchio (Allen et al., 1999), un processo graduale di progressivo inaridimento e raffreddamento era già in corso nei secoli precedenti all'eruzione dell'IC, ma diversi indicatori paleoclimatici indicano un improvviso inasprimento dopo l'evento vulcanico. La deposizione dell'IC è infatti seguita dal più ampio picco del flusso dei sedimenti terrigeni della serie, quest'ultimo interpretato come indicatore di condizioni aride e/o fredde (Ramrath et al., 1999; Brauer et al., 2000) (Fig. 3.27f). Analogamente i pollini indicano che l'evento dell'IC fu seguito da un brusco decremento delle specie arboree (da c. 30% a c. 10%) ed un contemporaneo aumento di specie erbacee artico-alpine, come *Artemisia* e *Chenopodiaceae*, con valori comparabili all'Ultimo Massimo Glaciale, in particolare l'HE4 è caratterizzato da una significativa abbondanza di ecotipi di steppa e/o deserto freddo (Allen et al., 2000) (Fig. 3.27g).

È importante inoltre sottolineare che l'HE4 differisce da gli altri HEs non solo in termini del grado di raffreddamento, ma anche nel tempo di risposta dei sistemi marini e terrestri sui margini della penisola iberica atlantico e mediterraneo. Comparando i dati climatici terrestri e marine di due sequenze del Mare di Alboran e del margine atlantico, Sánchez Goñi et al. (2002) hanno dimostrato che la massima espansione della vegetazione di steppa arida e fredda si verificò nell'area mediterranea della penisola iberica immediatamente all'inizio dell'HE4, in anticipo rispetto al picco di *N. pachyderma* (sinistra). Al contrario, sul lato atlantico della penisola, la fase iniziale dell'HE4, analogamente a quella degli altri HEs, è caratterizzata da valori relativamente alti di specie arboree; solo successivamente, parallelamente all'aumento dell'IRD e di *N. pachiderma* (sinistra), si osserva un declino delle specie arboree a favore di quelle di

steppa (Sánchez Goñi et al. 2000). Nessuna plausibile spiegazione è fornita dagli autori per questa differenza nei tempi di risposta dei sistemi vegetali ai due margini della penisola iberica. Durante l'HE4, anche il grado di raffreddamento non fu uniforme nel Nord Atlantico, con un significativo gradiente termico negativo tra la zona centrale e orientale del bacino, verso il margine europeo, dove si registrano temperature della superficie marina di almeno 3-4 °C più basse (Cortijo et al., 1997). Queste evidenze sembrerebbe indicare che le condizioni climatiche dell'HE4, a differenza degli altri HEs, furono particolarmente più severe sulle regioni dell'Eurasia occidentale, quasi ad indicare la concomitanza di un possibile fattore regionale.

Questi record indicano in maniera piuttosto persuasiva che l'HE4 fu effettivamente caratterizzato da una certo numero di anomalie climatiche e persino da attributi estremi comparati agli altri simili eventi dell'Ultimo Glaciale. Considerando quindi la coincidenza dell'eruzione dell'IC con l'inizio dell'HE4, le anomale condizioni climatiche associate a questo evento possono essere interpretate in termini di meccanismi di feedback positivi innescati dall'interazione del fattore di raffreddamento accidentale dell'IC con gli altri processi di riorganizzazione del sistema climatico connessi all'HE4. Questa ipotesi è argomentata sulla base delle tendenze e dei processi climatici dell'OIS 3 in prossimità dell'evento dell'IC, nonché sulla fisica, dinamica ed altri parametri vulcanologici – principalmente la massa di zolfo rilasciata – dell'eruzione dell'IC. L'evento dell'IC avrebbe contribuito come ulteriore fattore di raffreddamento, di almeno 3 °C, esattamente alcuni decenni dopo il brusco attacco di uno degli HEs, gli episodi climatici freddi connessi ai più drastici processi di riorganizzazione oceanica e atmosferica dell'Ultimo Glaciale. Attraverso meccanismi di feedback positivi, circuiti di rinforzo o a effetto multiplo ('multiplier effect'; Renfrew, 1972), il fattore accidentale IC avrebbe quindi condotto il sistema oceano-atmosfera verso quelle estreme condizioni chiaramente evidenziate dall'"anomalia" climatica dell'HE4.

Un plausibile esempio di simili circuiti retroattivi positivi, in forma semplificata, è illustrato di seguito:

Inizio dell'HE4: collasso delle calotte artiche con diffusa deriva di iceberg nel Nord Atlantico ↔ diluizione della salinità ed arresto della corrente nord atlantica profonda (NADW) con conseguente interruzione dalla corrente termoalina e raffreddamento dell'Eurasia occidentale ↔ Eruzione dell'IC: ulteriore raffreddamento atmosferico di 3-4 °C con possibili abbassamenti della temperatura superiori a 15 °C alle alte latitudini ↔ Incremento e persistenza estiva della copertura di neve/ghiaccio sui continenti e sulla superficie marine con conseguente incremento dell'albedo terrestre ↔ Ulteriore raffreddamento dell'atmosfera e della superficie marina con conseguente riorganizzazione della circolazione oceanica ↔ ... ↔ marcato, prolungato 'inverno vulcanico'.

Simili circuiti retroattivi potrebbero fornire una possibile spiegazione delle

particolari condizioni associate all'HE4. Sebbene al momento non sia possibile quantificare gli effetti ambientali dell'improvviso, forse amplificato e prolungato raffreddamento indotto dell'IC all'inizio di una fase stadiale di per se tra le più marcate dell'Ultimo Glaciale, l'impatto sui sistemi viventi potrebbe essere stato piuttosto severo.

Importanti dati che corroborano l'ipotesi di un significativo impatto climatico dell'eruzione dell'IC, e di un possibile suo prolungamento oltre i 2-3 anni di permanenza di aerosol acidi nella stratosfera, sono stati prodotti nell'ambito del progetto FIRB dall'Unità di Milano "Bicocca" (C. Corselli e S. Principato). Lo studio paleoclimatico delle tre carote SIN98-GCI01, SIN98-GCAP1.1 e BAN89-GC09 (Fig. 2.11), oltre a confermare la posizione dell'IC rispetto all'HE4 (sez. 3.4.2.), ha evidenziato nella BAN89-GC09 un fenomeno di notevole rilevanza ai fini della valutazione dell'impatto climatico dell'IC.

Su questa carota contenente il tefra dell'IC, oltre alle curve paleoclimatiche qualitative, sono state ottenute curve delle paleotemperature estive, invernali ed annuali mediante il metodo RAM ("Revised Analog Method). Questo metodo paleoecologico si basa sul confronto delle associazioni a foraminiferi fossili con un data-base di cosiddetti *modern analog* rappresentati dalle tanatocenosi sub-attuali dei sedimenti al top delle carote di diversi bacini marini per le quali sono direttamente noti i principali parametri ambientali (temperatura media annuale, estiva e invernale, salinità,...).

I risultati di questo studio mostrano un impressionante picco di raffreddamento della superficie marina proprio in corrispondenza dell'intervallo contenente il tefra dell'IC. A ridosso dell'IC, la media della temperatura annuale passa da circa 19 a meno di 16 °C abbassandosi bruscamente di circa 3 °C. Nel complesso questo valore di paleotemperatura è di gran lunga il più basso registrato in tutta la sequenza che, sia pure con una risoluzione non così alta, copre un ampio intervallo tra c. 45 e 9 cal ka B.P. Persino durante l'HE3 e l'Ultimo Massimo Glaciale, che sicuramente abbraccia la sequenza, le temperature medie annue sembrano mantenersi sempre di almeno 3-4 °C al disopra del valore minimo registrato in corrispondenza dell'IC.

Ancora più singolari sono i dati relativi alle paleotemperature estive ed invernali. È infatti possibile osservare che in corrispondenza dell'IC, mentre da un lato la temperatura estiva si abbassa, analogamente alla media annuale, dall'altro quella invernale mostra un tendenza opposta di lieve riscaldamento. Studi condotti su numerose eruzioni storiche (es. Robock & Mao, 1992) indicano un abbassamento delle temperature estive e delle medie annuali nell'area eurasiatica, ma un leggero incremento delle temperature medie invernali, ovvero lo stesso fenomeno che sembrerebbe registrare la carota BAN89-GC09 all'interno del tefra dell'IC.

Sebbene la risoluzione della carota BAN89-GC09 sia nel complesso piuttosto bassa, considerando che il tasso di sedimentazione del tefra è estremamente più alto di quella dei sedimenti pelagici ordinari, è verosimile che i campioni prelevati all'interno delle ceneri siano effettivamente rappresentativi degli istanti immediatamente successivi all'evento

eruttivo. Se questa ipotesi è condivisibile, la carota BAN89-GC09 costituirebbe il primo record che mostra chiaramente gli effetti climatici dell'IC, indipendentemente dal segnale dell'HE4.

**IL FATTORE “IC-HE4”: VERSO UNO SCENARIO PALEOECOLOGICO
DEI MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE
EUROPEO**

**4.1. L’IC COME MARKER UNICO PER LA VALUTAZIONE DELL’ETÀ,
RITMO E CONTESTO PALEOCLIMATICO DEL PASSAGGIO PALEOLITICO
MEDIO/PALEOLITICO SUPERIORE**

4.1.1. Introduzione

Contrariamente alle controversie interpretazioni e posizioni degli studiosi sulla complessità ed il significato del “passaggio Paleolitico medio/superiore” (sez. 2.3.), esiste un generale consenso circa la necessità di un’affidabile cronologia del record archeologico. In mancanza di una simile base temporale qualsiasi tentativo di valutazione del tempo, del ritmo e dei processi ambientali e bioculturali coinvolti nel cambiamento Paleolitico medio/superiore, compreso la variabilità climatica dell’OIS 3 e l’eventuale fattore “IC”, risulterebbe vanificato. La necessità di esprimere le date in termini di anni calendario, cioè età storiche reali, è cruciale per lo scopo di questo studio per due fondamentali ragioni:

(i) le attuali correnti ipotesi circa le ultime testimonianze e distribuzione di industrie del Paleolitico medio e “l’origine/diffusione” delle più antiche tracce del Paleolitico superiore sono quasi tutte esclusivamente basate su datazioni radiocarbonio (es. Bocquet-Appel & Demars, 2000; Conard & Bolus, 2003; d’Errico & Sánchez Goñi, 2003; Jöris et al., 2003);

(ii) nonostante i recenti sforzi, continuano a persistere incertezze sulla conversione delle età radiocarbonio in anni calendario (sez. 3.4.4.) che condizionano pesantemente ogni argomentazione archeo-antropologica connessa alla dimensione temporale.

Le strette relazioni stratigrafiche tra segnale fisico dell’IC e numerosi eventi climatici, geofisici, geochimici e culturali, rendono l’IC un marker unico per la valutazione di una serie di importanti fenomeni e processi della seconda metà dell’OIS 3. Questi includono l’attacco dell’HE4, l’evento geomagnetico di Laschamp, un distinto picco di elementi cosmogenici, incluso ^{14}C , nonché alcuni notevoli esempi europei di spettro MUP. È importante sottolineare che le reciproche relazioni sono state stabilite sulla base di concrete evidenze stratigrafiche di record mediterranei, dove l’IC e ognuno di questi eventi geo-ambientali e culturali sono stati fisicamente, ripetutamente individuati (sez. 3.4.); in altri termini, in maniera completamente indipendentemente dai pesanti limiti cronometrici del radiocarbonio e di altri metodi di datazione di sequenze/eventi dell’OIS 3 (sez. 3.4.1.).

La precisa definizione della posizione stratigrafica del segnale fisico dell'IC in numerosi record paleoclimatici ad alta risoluzione, inclusa la carota groenlandese GISP2, e in alcune importanti sequenze archeologiche, permette per la prima volta in Europa di correlare direttamente alcuni importanti esempi dell'intervallo MUP europeo alla stratigrafia isotopica groenlandese, e quindi di definire esattamente l'età ed il contesto climatico a questo associato. Inoltre, la stretta coincidenza tra IC e le drammatiche anomalie della scala del radiocarbonio connesse all'escursione di Laschamp (sez. 3.4.4.), offrono l'ulteriore opportunità di testare alcuni tra i più diffusi modelli sulla fine del Paleolitico medio e l'origine del nuovo stadio culturale del Paleolitico superiore argomentati in base ad elaborazioni di datazioni ^{14}C .

In relazione a questi aspetti, cruciali nell'attuale controverso dibattito sul passaggio Paleolitico medio/superiore, nelle sezioni che seguono viene riportato un dettagliato riesame e re-interpretazione dei dati paleoambientali, cronometrici ed archeologici della sequenza di Castelcivita. I risultati di questo studio sono presentati e discussi sia in termini di implicazioni locali sia alla luce degli attuali modelli generali sull'origine e diffusione del più antico Paleolitico superiore in Europa.

4.1.2. La sequenza di Castelcivita

Litostratigrafia – Il sito di Castelcivita occupa l'ingresso di un ampio sistema carsico sviluppato nel massiccio calcareo dei Monti Alburni. La sequenza paleolitica è stata oggetto di scavo e indagini stratigrafiche multidisciplinari coordinate dal prof. P. Gambassini. La descrizione litostratigrafica che segue è basata sui principali risultati di queste indagini (Gambassini, 1997) integrate da nuove osservazioni condotte direttamente sul terreno.

Con l'eccezione dei depositi autoctoni, rappresentati da speleotemi, i sedimenti costituenti la sequenza paleolitica sono principalmente di origine clastica derivanti in larga misura dal versante montuoso esterno alla cavità, connesso alla grotta attraverso un cono detritico sviluppato nella parte antistante l'ingresso. I meccanismi responsabili della formazione e sedimentazione dei depositi, sono dunque in parte connessi all'ambiente esterno e ai processi sedimentari di versante. Per facilitare le visite turistiche alla grotta, l'antistante cono detritico fu rimosso quasi completamente decenni fa, tuttavia alcuni resti di questo corpo morfostratigrafico consentono di proporre una plausibile ricostruzione (Fig. 3.14).

Da un punto di vista sedimentologico, l'intera sequenza mostra due principali associazioni di facies: la prima include ghiaie clasto sostenute o matrice sostenute con più o meno abbondanza di clasti angolosi e variabile contenuto di matrice limosa (associazione di facies A); la seconda consiste in sedimenti più fini, prevalentemente limi e limi argillosi rossi con intercalazioni di croste stalagmitiche (associazione di facies B).

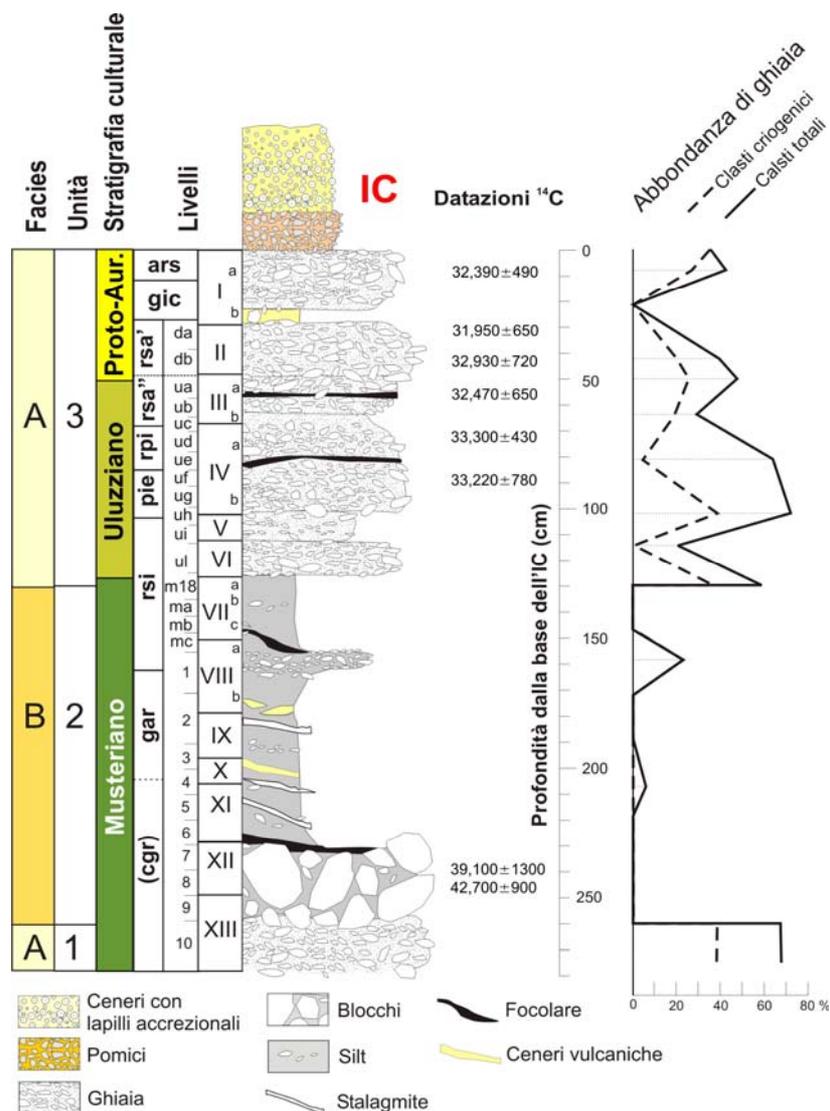


Figura 4.1 – Stratigrafia generale e diagramma sedimentologico della sequenza della Grotta di Castelcivita (modificato da Gambassini, 1997 e Fumanal, 1997).

La distribuzione verticale di queste due associazioni di facies permette di dividere l'intera sequenza nelle tre differenti unità illustrate in Figura 4.1. Questi sedimenti sono intercalati da quattro livelli di tephra rimaneggiati. Il più alto e spesso corrisponde all'IC (sez. 3.4.2.).

Sul piano dell'interpretazione paleoclimatica, in termini generali l'associazione di facies A può essere riferita a processi criogenici di ambiente periglaciale e dunque indicherebbe condizioni climatiche piuttosto fredde, al contrario i sedimenti colluviali e le formazioni stalagmitiche dell'associazione B sono compatibili con condizioni ambientali più miti ed umide. La distribuzione stratigrafica delle due associazioni permette dunque di proporre una sommaria ricostruzione paleoclimatica in tre principali fasi (Fig. 4.1):

Unità 1 - fase fredda; Unità 2 - fase temperata; Unità 3 - fase fredda. Questa grossolana suddivisione paleoclimatica può essere notevolmente dettagliata se si tiene conto dello studio sedimentologico di Fumanal (1997). In particolare il diagramma relativo all'abbondanza di sedimenti ghiaiosi, principalmente di natura criogenica, mostra tre picchi di minimo relativo nell'ambito dell'Unità 3 che possono essere interpretati come oscillazioni temperate verificatesi durante il periodo generalmente freddo di questa unità (Fig. 4.1).

Stratigrafia culturale – Gambassini (1997) descrive tre principali gruppi di industrie (Fig. 4.1) rispettivamente attribuite al Musteriano (Unità 1 e 2, strati XIII-VII), Uluzziano (base dell'Unità 3, strati VI-IIIbase) e Protoaurignaziano (top dell'Unità 3, strati IIItop-I). Nessun strato sterile è stato individuato all'interno o tra i tre principali gruppi culturali, mentre, secondo Gambassini (1997), una probabile superficie di erosione separerebbe i livelli musteriani da quelli uluzziani. L'intera sequenza è stata datata al radiocarbonio e, con l'eccezione di due misure - riferite all'Unità 1 e alla base dell'Unità 2 - le età appaiono statisticamente indistinguibili (Fig. 4.1).

Per quanto concerne la designazione tassonomica di queste industrie, mentre per il Musteriano non sussistono esitazioni sulla sua attribuzione al Paleolitico medio, i caratteri generali dell'Uluzziano e del Protoaurignaziano, con elementi probabilmente ereditati dal Paleolitico medio associati ad altri più o meno innovativi, rendono decisamente più complessa una loro univoca classificazione. Al momento numerosi studiosi sono inclini a sottolineare il carattere innovativo di queste industrie, come rivelano i termini di “Initial Upper Palaeolithic” (Bar-Yosef & Pilbeam, 2000) o “Earliest Upper Palaeolithic” (Gamble, 1999) con i quali queste sono comunemente designate. Tuttavia, come esplicitamente dichiarato nelle sezioni introduttive (sez. 2.3.), per queste industrie si preferisce il termine “Middle/Upper Palaeolithic spectrum” (Fedele et al., 2003; in press), una designazione neutrale che non allude necessariamente alla dicotomia chiaramente implicita nelle nozioni più tradizionali.

Il record paleoambientale dei micromammiferi¹ – In una sequenza stratigrafica l'analisi paleoecologica di resti di micromammiferi, ed in particolare dei roditori, è in grado di fornire importanti indicazioni qualitative sul contesto e sui cambiamenti climatico-ambientali eventualmente occorsi durante l'intervallo di sedimentazione dei depositi che tali resti contengono. I roditori infatti, oltre ad essere buoni bioindicatori, risultano più sensibili dei macromammiferi alle variazioni microambientali, e, poiché i loro resti spesso derivano da boli di strigiformi che cacciano in un territorio limitato attorno ai posatoi, riguardano un'area abbastanza ristretta, circostante la grotta. L'analisi

¹ Questa sezione è stata redatta in stretta collaborazione con il dott. Emanuele Dicanzio, specialista di analisi tassonomica e paleoecologica di micromammiferi.

tassonomica basata sull'attualismo, nel caso dei mammiferi quaternari, è sicuramente la più diffusa e consolidata; infatti l'osservazione delle specie attualmente viventi e presenti nelle sequenze in studio forniscono indicazioni molto precise dal punto di vista paleoecologico e paleoclimatico.

Lo studio dell'associazione faunistica di Castelcivita (Masini e Abbazzi, 1997) non mostra salvo rare eccezioni, significativi eventi di comparsa o scomparsa di taxa dovuti a fenomeni migratori di lungo ciclo, ma solamente variazioni di abbondanza degli stessi. Secondo gli autori ciò indicherebbe che non si sono verificati, nel tempo documentato dalla successione, importanti cambiamenti climatico-ambientali ma solo oscillazioni minori, di tipo stadiale e interstadiale, durante un breve intervallo dell'ultima fase glaciale in cui non vengono raggiunti particolari rigori climatici.

I micromammiferi ecologicamente più significativi rinvenuti nella sequenza di Castelcivita sono descritti nella Scheda 2. In base alle preferenze e tolleranze ecologiche di questi taxa, caratteri noti attraverso la loro attuale distribuzione geografica, è possibile distinguere l'associazione in due principali gruppi di ecotipi, rispettivamente associati a climi relativamente più freddo-arido e più mite-umido. Nel primo gruppo rientrano *Microtus arvalis* e *Microtus agrestis*, mentre il secondo comprende tutte le altre specie (Fig. 4.2). Questa suddivisione in due principali gruppi è corroborata anche dai risultati ottenuti dall'analisi delle componenti principali (PCA). Questa metodologia di analisi multivariata appare particolarmente efficace in quanto consente di sintetizzare le informazioni paleoambientali in un numero limitato di fattori. Tali fattori rappresentano combinazioni lineari delle variabili originarie interpretabili quali indicatori di presenze più o meno marcate di particolari associazioni tra i taxa considerati nei vari livelli. Considerando tali associazioni, ed osservando come esse variano lungo la sequenza, è possibile ottenere particolari configurazioni interpretabili in senso ecologico (Chaline et al., 1995).

Nel caso di Castelcivita risulta particolarmente significativo il primo dei tre fattori ricavati (Fig. 4.3). Questo infatti oppone specie di ambienti relativamente freddi e aridi, continentali e/o intramontani, *Microtus arvalis* e *Microtus agrestis* (valori negativi dell'asse x), a tutta la restante fauna – escluso *Eliomys quercinus* – associata ad ambienti più temperati ed umidi, (Fig. 4.3). L'indicazione deducibile da questo fattore è quindi legata sia alla temperatura che all'umidità.

L'andamento delle curve, cumulative e lineare, individua sette zone climatiche (ZCn), con alternanza di fasi relativamente più miti e umide, indicate come ZC con numeri dispari, e fasi relativamente più fredde e umide, corrispondenti alle ZC con numeri pari. In accordo con l'interpretazione dei dati sedimentologici, nel complesso le curve indicano, dal basso verso l'alto, un generale trend di raffreddamento ed inaridimento, con oscillazioni temperate progressivamente meno ampie e marcate (Fig. 4.2).

Sorex gr. *S. araneus* Linnaeus, 1758 - *S. samniticus* Altobello, 1926: le specie appartenenti a questo genere rappresentano una presenza minore nella successione stratigrafica.

S. araneus è presente in tutta la penisola ed assente nelle isole; sembra preferire zone umide e fresche con una fitta copertura vegetale, di solito poste a quote relativamente elevate. *S. samniticus* sembra presente a quote medie, pur non mancando in quelle elevate, è comunque una specie di macroclima mesofilo.

Microtus arvalis (Pallas, 1779): è presente in quasi tutta la sequenza con percentuali superiori al 40% nel livello *uh* dello strato *pie*. Preferisce ambienti con scarsa copertura arborea e può spingersi a quote di oltre 2000 m; l'ampia distribuzione geografica dimostra l'adattabilità di questa specie a climi anche molto rigidi. In Italia attualmente sembra confinato nella parte settentrionale della penisola.

Microtus agrestis (Linnaeus, 1761): risulta sempre subordinato a *M. arvalis* con percentuali superiori al 25% nel livello 1 dello strato *gar*. Sembra preferire terreni più umidi e freddi e può essere presente anche in ambienti boschivi. Attualmente confinato a nord del Po.

Terricola savi (De Selys Longschamps, 1838): è rappresentato soprattutto alla base dello strato *gar* con percentuali superiori al 20% e al tetto delle successione. Specie endemica italiana, preferisce ambienti aperti e moderatamente aridi. Possiede una valenza climatico-ambientale di tipo "temperato-mediterranea" ed è un buon indicatore di fasi interglaciali o interstadiali.

Terricola gr. *T. multiplex* (Fatio, 1905) - *T. subterraneus* (De Selys Longschamps, 1836): le specie appartenenti a questo genere non sono presenti lungo tutta la successione, a parte i livelli alti dello strato *rsa* dove raggiungono percentuali superiori al 18%. *T. multiplex* preferisce terreni disboscati, prati con erbe lussureggianti ma anche praterie aride. Nelle Alpi vive a quote di circa 2800m e si adatta a climi più freschi rispetto a *T. savi*. *T. subterraneus* vive in habitat molto vari, praterie aride, paludi, pascoli alpini ed anche in foreste di conifere. Nelle Alpi vive fino a quote di oltre 2300m (Mitchell-Jones et al., 1999).

Apodemus (*Sylvaemus*): le specie appartenenti a questo sottogenere presentano valori di massima abbondanza nello strato *gar*. Questi roditori sono caratterizzati da una forte flessibilità ecologica che gli consente di adattarsi a qualsiasi ambiente e clima. *A. sylvaticus* (Linnaeus, 1758) frequenta di preferenza radure, margini boschivi, brughiere e pendici montane fino a quote elevate mentre, *A. flavicollis* (Melchior, 1834), sembra avere preferenze per ambienti un po' più umidi e boschivi.

Clethrionomys glareolus (Schreber, 1780): è una presenza abbastanza costante ma minore nella successione stratigrafica. Ampiamente diffuso nelle regioni europee preferisce ambienti collinari e montani (fino a quote di circa 2000m), con boschi a latifoglie e con abbondante sottobosco. Sembra abbastanza indifferente a variazioni climatiche, la sua diffusione dipende da rilievi anche di piccola entità.

Glis glis (Linnaeus, 1766): è una presenza minore nella successione raggiungendo un picco isolato nei livelli 8 e 9 dello strato *gar*. È una forma con abitudini arboricole e frequenta sia foreste di conifere che di latifoglie ad altitudini poco elevate (circa 1000m) ed è un buon indicatore di climi temperati.

Muscardinus avellanarius (Linnaeus, 1758): è una presenza sporadica nella parte bassa della successione. Presenta una distribuzione parzialmente sovrapposta a quella del ghiro. Il moscardino frequenta anche ambienti più cespugliosi, radure e margini di bosco fino a quote di 1500m. È un indicatore di climi temperati più umidi e di ambienti forestali.

Eliomys quercinus (Linnaeus, 1766): è una presenza poco abbondante ma continua nella parte media della successione. In Italia è diffuso ovunque. Frequenta sia aree boschive che ambienti più aperti, anche aridi; è un indicatore meno strettamente forestale del ghiro e del moscardino.

Scheda 2 – Distribuzione geografica attuale e caratteri ecologici dei micromammiferi più significativi rinvenuti nella sequenza di Castelcivita (Masini e Abbazzi, 1997). Scheda redatta da E. Di Canzio.

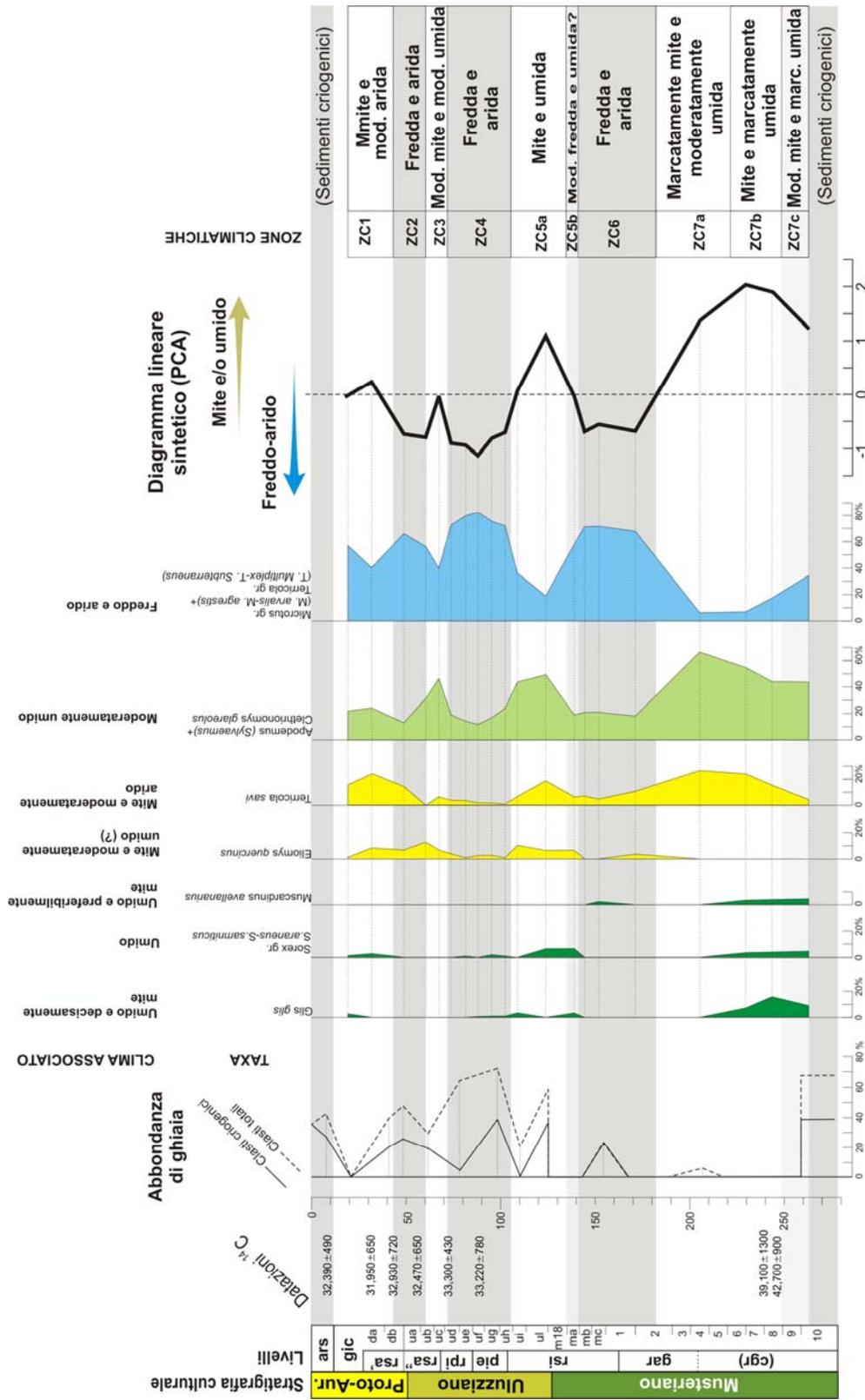


Figura 4.2 – Quadro sintetico paleoclimatico-ambientale della sequenza di Castelcivita desunto da indicatori sedimentologici (abbondanza di ghiata e dei clasti criogenici) e biologici (associazione a micromammiferi). Le informazioni paleoambientali fornite dai diagrammi delle abbondanze dei micromammiferi sono sintetizzate in un unico diagramma lineare ottenuto con il metodo dell'analisi della componente principale (PCA).

	Component		
	1	2	3
Microtus gr.+Terricola gr.	-,942	-,323	
Apodemus gr.+C. <i>Glareolus</i>	,838	,350	
M. <i>avellanarius</i> +Sorex gr.	,735	-,455	,306
G. <i>glis</i>	,704	-,547	
T. <i>savi</i>	,698	,412	-,396
E. <i>quercinus</i>		,659	,694

Figura 4.3 – Coefficienti di correlazione tra le singole variabili dell'associazione a micromammiferi di Castelvità ottenuto mediante l'analisi delle componenti principali.

Correlazione con la carota GISP2 ed il record di Monticchio – La sequenza di Castelvità è stata già correlata ad un record paleoclimatico marino del Mediterraneo (Gambassini, 1997). Si tornerà brevemente su questo argomento alla fine di questa sezione.

L'individuazione dell'IC nella carota GISP2 (Fig. 3.25) e nella sequenza pollinica di Lago Grande di Monticchio (es. Narcisi, 1996; Allen et al., 1999), permette di sincronizzare facilmente il top della successione di Castelvità con entrambi questi importanti record regionali e super-regionali. Ovviamente un solo punto non è sufficiente per correlare l'intera sequenza di Castelvità. Tuttavia, una volta accoppiati i record mediante l'IC, e tenendo in debita e critica considerazione le datazioni radiocarbonio disponibili, è possibile analizzare l'intera sequenza di Castelvità nell'ambito del quadro paleoclimatico fornito dalla GISP2 e da Monticchio, e quindi riconoscere gli eventuali aspetti paleoclimatici di Castelvità che permettono di stabilire la correlazione di ulteriori intervalli della sequenza. Questo approccio offre degli ovvi vantaggi, ma implica l'assunzione di un perfetto sincronismo tra le modificazioni climatiche della regione groenlandese e mediterranea. Ciò è quanto convincentemente emerso nel corso di recenti indagini (sez. 2.2.) e quindi, in assenza di chiare evidenze contrarie, tale assunzione può ragionevolmente considerarsi una valida procedura di correlazione.

Il record dei micromammiferi e l'associazione di facies sedimentaria dell'intera sequenza concordano nell'indicare che l'Unità 2 si è depositata durante un periodo significativamente più caldo e umido di quelli caratterizzanti le Unità 1 e 3. Le due oscillazioni ZC7 e ZC5 dell'Unità 2 sono infatti apprezzabilmente più marcate di quelle caratterizzanti l'Unità 1 (Fig. 4.2). In particolare la zona climatica ZC7, in base ad una stima di calibrazione delle due datazioni radiocarbonio disponibili, risulterebbe datata nell'intervallo tra c. 45 e 43 cal ka B.P. (Fig. 4.4). Sia l'età che la struttura generale della ZC7, la più marcata ed ampia oscillazione mite-umida della serie, sono compatibili con una correlazione con il GI12, la prima e più prominente fase interstadiale del penultimo *long-term-cooling cycles* o ciclo di Bond dell'OIS 3 conclusosi con l'HE4 (Fig. 4.4).

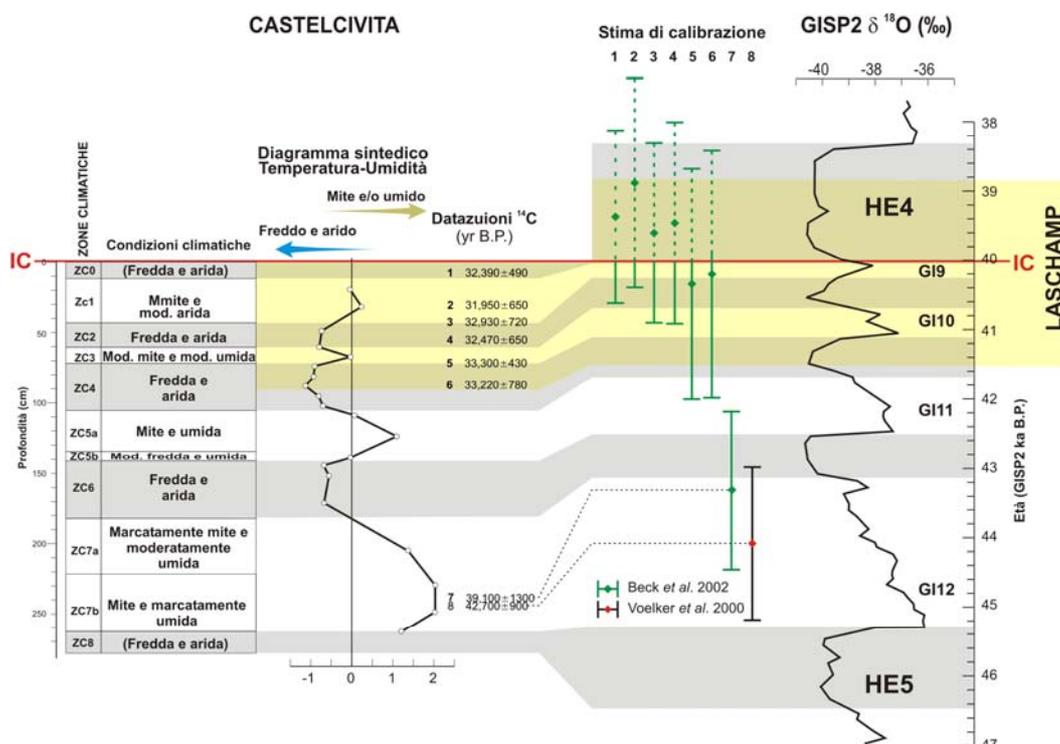


Figura 4.4 – Comparazione e correlazione tefrostratigrafico e paleoambientale tra la sequenza di Castelcivita e la curva isotopica della carota groenlandese GISP2. La sincronizzazione dei due record è basata sulla posizione dell'Ignimbrite Campana (IC), l'andamento e struttura generale delle rispettive curve e della cronologia radiocarbonio. In particolare le datazioni, anormalmente giovani e statisticamente indistinguibili, alla base dell'IC sono correlate al picco di elementi cosmogenici connesso all'escursione geomagnetica di Laschamp (si veda testo per dettagli).

Per quanto concerne la parte più alta della serie, le sei datazioni ^{14}C disponibili risultano statisticamente indistinguibili, e quindi non offrono nessuna scansione temporale. Inoltre la loro stima di età calendario, desunta in base a tutte gli studi e curve di calibrazione disponibili (Mazaund et al., 1991; Laj et al., 1996; Bard, 1998; Kitagawa & van der Plicht, 1998; Vogel & Kronfeld, 1997; Voelker et al., 1998; Schramm et al., 2000; Voelker et al., 2000; Beck et al., 2001; Laj et al., 2002; Hughen et al., 2004; Fairbanks et al., 2005) risulta sistematicamente inferiore a quella dell'IC che chiude la serie. Solo in base ai dati presentati nella sezione 3.4.4., ed in parte con quelli di Beck et al. (2001), è possibile ottenere stime di età calibrate che, almeno in parte, risultano più antiche dell'IC e quindi compatibili con la stratigrafia. Tralasciando eventuali problemi di contaminazione, e considerando la loro prossimità stratigrafica all'IC, queste datazioni, anormalmente giovani e virtualmente indistinguibili, possono essere inquadrare nell'ambito delle anomalie della scala del radiocarbonio connesse all'escursione di Laschamp (sez. 3.4.4.). In altri termini le sei datazioni ^{14}C nell'intervallo di sedimenti immediatamente sotto all'IC, rappresenterebbero l'evidenza stratigrafica diretta della fluttuazione del radiocarbonio e di altri elementi cosmogenici verificatasi in stretta coincidenza temporale con l'eruzione dell'IC (Fig. 3.25). Ciò permette di correlare

l'intero intervallo coperto dalle datazioni "anomale" al minimo geomagnetico di Laschamp ed al corrispondente picco di elementi cosmogenici che nella carota GISP2 si collocano tra l'GI10 e l'HE4 (Fig. 4.4).

Utilizzando questi tre elementi, IC, GI12 e Laschamp/picco di nuclidi cosmogenici come punti o zone di ancoraggio tra la sequenza di Castelcivita e la carota GISP2 risulta del tutto ovvio che le tre fasi relativamente più miti ed umide delle zone climatiche ZC5, ZC3 e ZC1 siano correlate rispettivamente al GI11, GI10 e GI9. Per quanto riguarda invece la fase fredda indicata dai sedimenti dell'Unità 1 o ZC8, per la quale purtroppo non sono disponibili dati faunistici, questa può essere ragionevolmente correlata all'HE5 che nella stratigrafia groenlandese precede il brusco inizio del GI12 correlato alla ZC7.

In base alla correlazione proposta è possibile ottenere per la sequenza di Castelcivita un modello cronologico ancorato alla scala temporale GISP2 assegnando alla base delle zone climatiche più miti di Castelcivita ZC7, ZC5, ZC3 e ZC1 rispettivamente le età del brusco inizio degli interstadiali groenlandesi GI12, GI11, GI10 e GI9 (Fig. 4.5). Ciò permette di ottenere una curva approssimativa età vs. profondità e quindi una datazione in continuo dell'intera serie di Castelcivita, ammettendo un tasso di sedimentazione costante tra punti sincronizzati con la GISP2 e considerando trascurabili le eventuali discontinuità stratigrafiche (Fig. 4.5).

La correlazione tra GISP2 e Monticchio, già discussa nella sez. 3.4.3., permette inoltre di correlare la curva paleoclimatico-ambientale di Castelcivita anche ad un record ad alta risoluzione molto più prossimo al sito archeologico e quindi rappresentativo del contesto locale-regionale. La comparazione tra questi due record dell'Italia meridionale mostra sorprendenti analogie che corroborano ulteriormente la correlazione proposta (Fig. 4.6).

Come accennato all'inizio di questa sezione, Gambassini (1997) ha proposto una correlazione tra la sequenza di Castelcivita ed il record del $\delta^{18}\text{O}$ della carota tirrenica KET80-04 (Paterne et al., 1986). Secondo questa correlazione, la sequenza di Castelcivita coprirebbe il periodo tra i picchi 3.12 e 3.02, della stratigrafia isotopica della carota tirrenica, datati con misure K/Ar a circa 40.000-32.000. Incidentalmente la carota KET 8004 contiene il tephra C-13 recentemente correlato all'IC (Ton-That *et al.*, 2002). In questa carota il tephra dell'IC coincide con il picco 3.12, cioè con l'evento isotopico che secondo Gambassini (1997) sarebbe correlato con la base della sequenza di Castelcivita. Poiché a Castelcivita l'IC è al contrario al top della sequenza, la correlazione proposta da Gambassini (1997) risulta dislocata di oltre 5000 anni in avanti nel tempo. Questa significativa discrepanza è essenzialmente dovuta alla comparazione tra le scale temporali di Castelcivita e del record tirrenico non direttamente comparabili tra loro: la prima basata sul radiocarbonio, la seconda su determinazioni K/Ar e stratigrafia del $\delta^{18}\text{O}$.

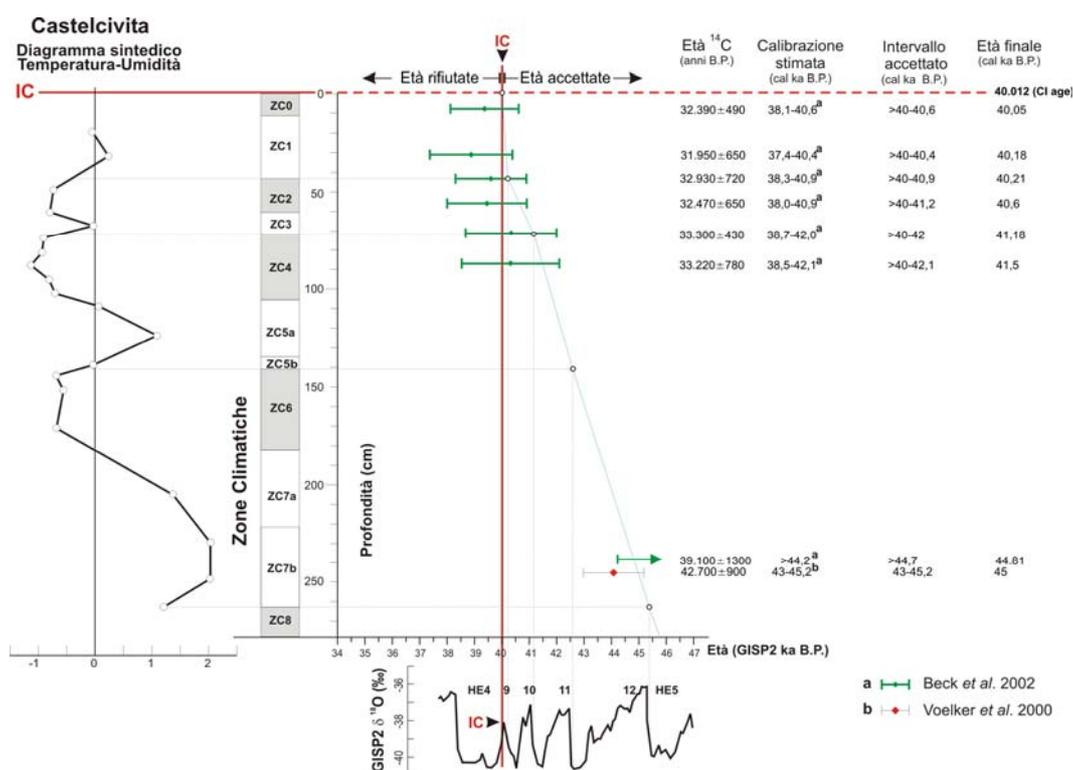


Figura 4.5 – Modello cronologico della sequenza di Castelcivita ancorato alla scala temporale della carota GISP2. La curva teorica età vs. profondità assume come approssimazioni accettabili un tasso di sedimentazione costante e l'assenza di lacune stratigrafiche tra i punti sincronizzati corrispondenti all'inizio delle fasi interstadiali dei rispettivi record. Il modello cronologico è inoltre controllato dalla calibrazione stimata delle datazioni radiocarbonio disponibili.

Oscillazioni climatiche dell'OIS 3 e il passaggio PM/PS – La correlazione con la carota GISP2 ed il record di Monticchio indica che la successione di Castelcivita rappresenta un eccezionale caso di sequenza subaerea caratterizzata da un elevato tasso di sedimentazione e deposizione pressoché continua, tale da permettere il riconoscimento di variazioni geo-ambientali millenarie, comunemente impresse solo negli archivi ad alta risoluzione dei sedimenti marini lacustri e delle calotte glaciali. A mia conoscenza, in nessun altro caso sono state riconosciute così chiaramente variazioni legate ai cicli di D/O in una sequenza paleolitica del Pleistocene recente.

Ciò permette di definire per la prima volta in Europa con elevato dettaglio l'età e l'esatta posizione stratigrafica di un gruppo di industrie ed orizzonti culturali che in termini tradizionali comprenderebbe il passaggio Paleolitico medio/superiore (Fig. 4.6). La sincronizzazione della sequenza di Castelcivita offre inoltre la rara opportunità di comparare, indipendentemente da ulteriori ed incerte correlazioni cronometriche, dati archeologici e paleoambientali, e quindi di valutare contestualmente le potenziali interazioni tra i processi climatico-ambientali e culturali coinvolti nel passaggio Paleolitico medio/superiore di Castelcivita.

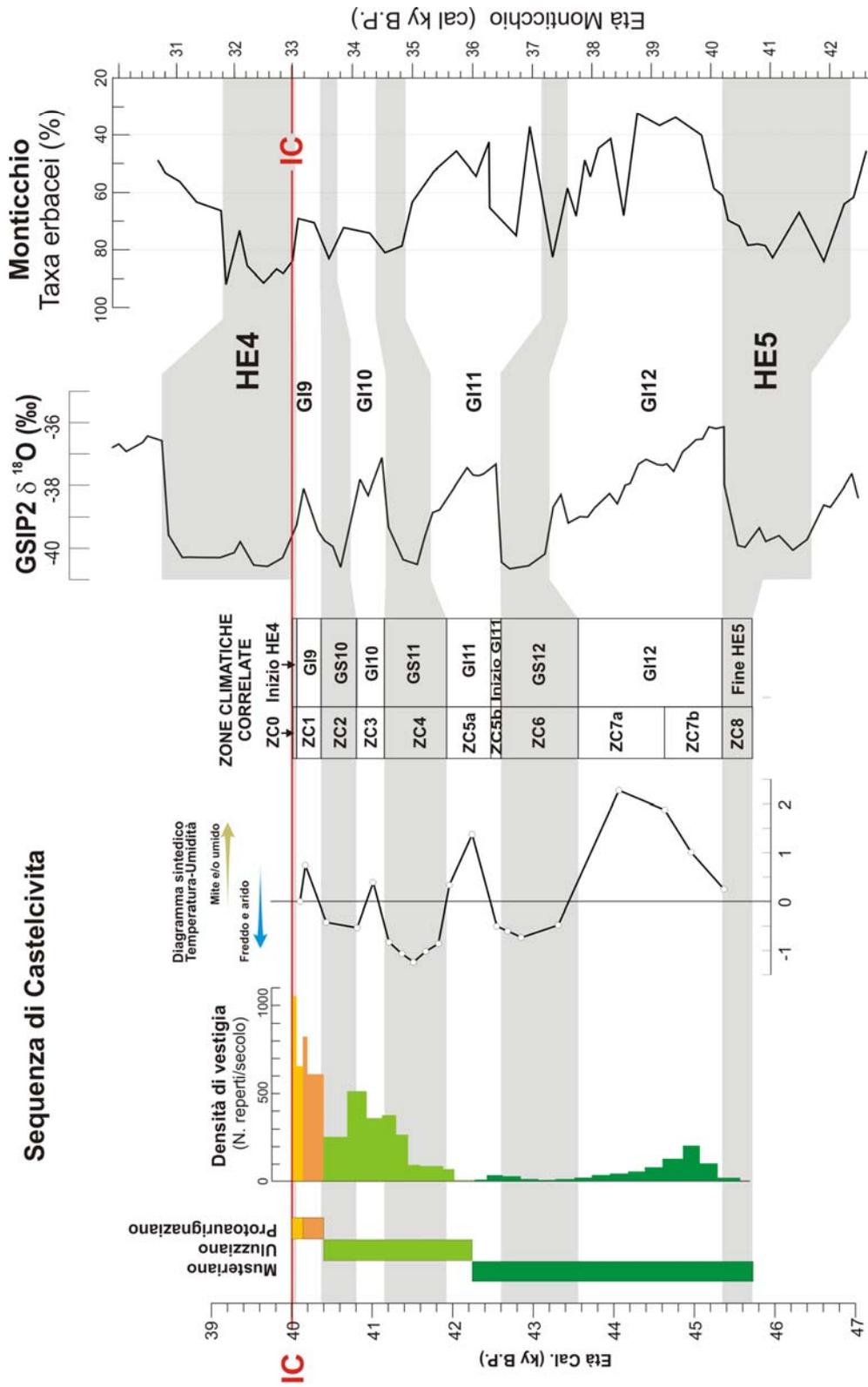


Figura 4.6 – Correlazione tra la sequenza archeologica e paleoambientale della Grotta di Castelcivita con i record della GISP2 e di Monticchio. La base temporale di Castelcivita è basata sul modello cronologico illustrato in Fig. 4.5. Il diagramma pollinico di Monticchio è riportato con la propria scala temporale originale (es. Allen et al., 1999), ma traslata ed agganciata a quella della carota GISP2 lungo l'isocrona dell'Ignimbrite Campana (IC) ed alla transizione HE4-GI12.

Secondo la correlazione proposta i gruppi musteriani occuparono il sito per tutto il periodo compreso tra l'HE5 e la prima parte del GI11, corrispondente all'intervallo di circa 46.000-42.000 GISP2 anni B.P. Il passaggio all'Uluzziano si sarebbe verificato durante il GI11, con un fase di occupazione di quasi due millenni (42.200-40.400 GISP2 anni B.P.) fino all'inizio della fase stadiale del GS10. L'ultima occupazione del Protoaurignaziano sarebbe durata solo pochi secoli circa 40.400-40.000 GISP2 anni B.P., fino cioè all'eruzione dell'IC che verosimilmente determina l'abbandono definitivo del sito.

La transizione Musteriano-Uluzziano-Protoaurignaziano si sarebbe dunque verificata in poco più dei due millenni precedenti l'eruzione dell'IC (Fig. 4.6). In accordo con i dati paleoambientale di Castelcivita e della carota GISP2, il record pollinico di Monticchio indica per questo periodo un brusco aumento delle specie erbacee a scapito delle arboree, ed in particolare delle Chenopodiaceae ed *Artemisia* che indicano l'instaurarsi di un ambiente aperto di steppa arida e fredda (Fig. 4.6). L'avvicendamento o il cambiamento culturale di Castelcivita coincide quindi con un significativo mutamento ambientale, tendenzialmente sempre più arido e freddo, suggerendo dunque un possibile legame tra i due fenomeni.

Ulteriori informazioni sul comportamento umano in risposta alle modificazioni climatiche ad alta frequenza dell'intervallo dell'OIS 3 rappresentato a Castelcivita, possono essere ricavate comparando il record paleoambientale ad altri parametri dell'industria come *la densità di vestigia* e il rapporto *strumenti/ prodotti di scheggiatura grezzi*. A parità di altri fattori, *la densità di vestigia* è infatti un'espressione più o meno diretta dell'intensità di uso o di occupazione del sito, ovvero un indicatore della presenza di gruppi umani e delle loro interazioni con l'ambiente in relazione ad un elemento particolare del paesaggio, nel caso specifico rappresentato da una cavità.

Il secondo parametro fornisce invece indicazioni sul tipo di attività e carattere del sito: alti valori di questo indicherebbero siti ad attività molto specializzate e occupazioni sporadiche mentre valori bassi corrisponderebbero ad aree destinate ad attività meno differenziate con occupazioni più continue (Reil Salvatore, 2005 com. pers.). Su questo specifico soggetto è attualmente in corso un dettagliato riesame dell'industria di Castelcivita da parte di altri studiosi. In questo studio viene quindi presa in esame solo la variabilità della densità di vestigia.

Questo parametro viene ordinariamente espresso come rapporto *numero di manufatti/volume di sedimento scavato*, ma nel caso di Castelcivita, potendo disporre di una serie virtualmente datata in continuo (Fig. 4.5), questo "indicatore della presenza umana" è stato convertito nel rapporto *numero di manufatti/secolo* (Fig. 4.6). Questa espressione temporale è senza dubbio più indicativa di quella ordinaria perché annulla completamente, o almeno attenua, gli eventuali effetti di diluizione o concentrazione dei manufatti nel volume di sedimento legati alla variazione del tasso di sedimentazione. Il conteggio di tutti i manufatti, siano essi strumenti o prodotti di scheggiatura grezzi, si è

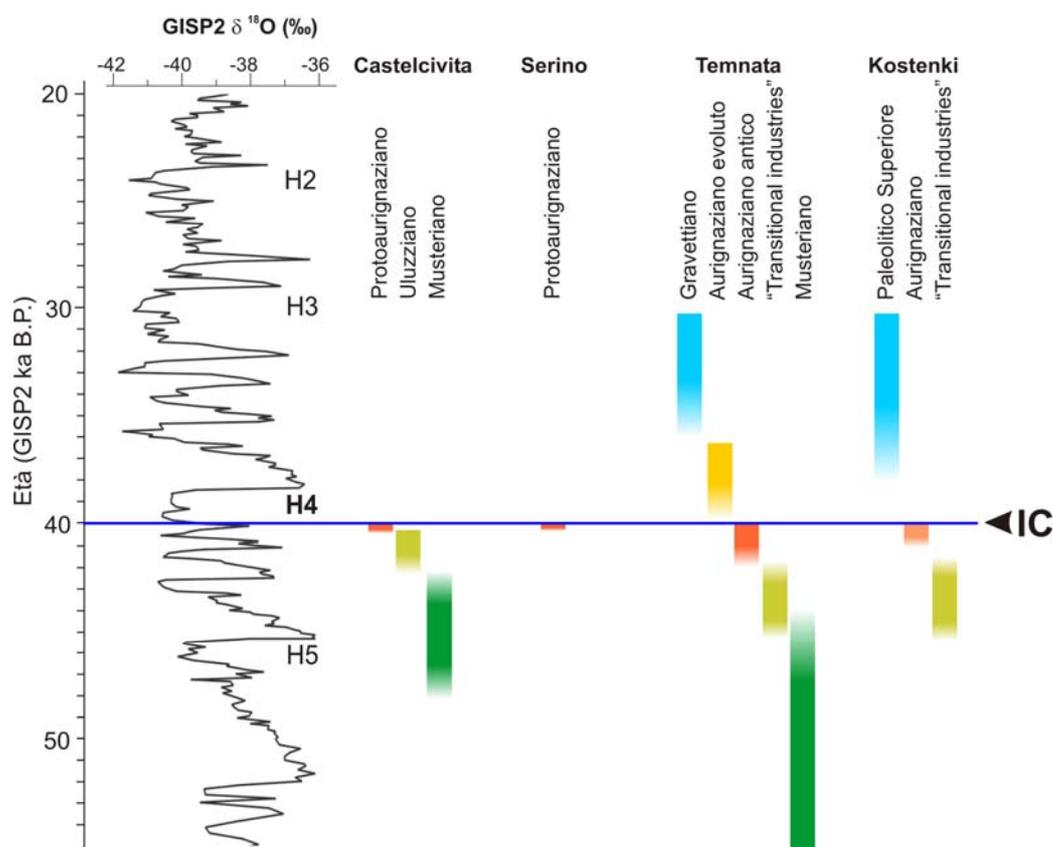


Figura 4.7 – Cronologia in anni GISP2 e relativa posizione paleoclimatica dei gruppi di industrie delle sequenze archeologiche contenenti il tefra dell’Ignimbrite Campana (IC). La designazione tassonomica degli orizzonti culturali segue rispettivamente Gambassini (1997), Accorsi et al., (1979), Kozłowski (1998) e Amirkhanov et al. (1993).

basato sui dati completi dell’industria di Castelcivita scanditi per tagli di 5 cm (Gambassini, 1998).

I risultati illustrati in Figura 4.6 sembrerebbero mostrare due tendenze apparentemente contraddittorie del comportamento e della risposta umana alle variazioni climatiche. In termini di tendenza generale alla scala pluri-millennaria del ciclo di Bond, è possibile osservare una significativa correlazione tra progressivo inaridimento/raffreddamento climatico e presenza umana nella cavità. Con l’eccezione del GI11=ZC5, l’analisi dei dati alla scala delle oscillazioni climatiche a più alta frequenza mostrerebbe al contrario una relazione di fase tra presenza umana e cicli di D/O, con incremento delle frequentazioni durante le fasi interstadiali e contrazioni durante gli stadiali (Fig. 4.6). In termini di comportamento umano, nel complesso i dati indicherebbero un crescente interesse per l’uso della cavità al progressivo mutare delle condizioni climatico-ambientali da miti e umide a più fredde e aride, ma con oscillazioni minori di segno opposto legate alle fasi climatiche meno marcate nell’ambito della tendenza generale al progressivo raffreddamento ed inaridimento. Analogamente a quanto

visto per l'avvicendamento dei tre tecnocomplessi, anche altri aspetti del comportamento umano, non direttamente connessi al carattere ed alla tipologia dell'industria litica mostrerebbero dunque una significativa relazione con le oscillazioni climatiche.

In termini tradizionali, la distinzione tra i tre gruppi culturali che si avvicendano in questa fase di significativo cambiamento ambientale è essenzialmente basata sulle differenze tipologiche dei manufatti litici analizzati con criteri statistici. Questa distinzione identificherebbe differenti entità culturali che, nel caso in discussione, coinvolgerebbe addirittura anche aspetti biologici. Nel caso in discussione, le principali differenze tra i tre gruppi di industrie consistono soprattutto nella comparsa di uno o due tipi "speciali" (coltelli a dorso ricurvo "semilune" e lamelle a ritocco marginale "lamelle Dufour"), associati ad una certa abbondanza di elementi o tipi comuni con il Musteriano (raschiatoi, incavi, pezzi scagliati, ...).

Tutte le modificazioni comportamentali e culturali umane di Castelcivita, cambiamenti nell'intensità e probabilmente nel tipo uso della cavità, comparsa di nuove tipologie litiche, appaiono, tuttavia, in stretta connessione con le modificazioni ambientali. In una prospettiva paleoecologica umana, queste possono quindi essere interpretate come forme e strategie di adattamento umano sollecitate dalle pressioni di un ambiente progressivamente più freddo, arido e soprattutto instabile. Inoltre, sebbene per gli altri siti contenenti l'IC non si disponga di dati dettagliati come per Castelcivita, è evidente che gli orizzonti culturali di Serino, Temnata Cave e Kostenki immediatamente sottostanti all'IC occupano lo stesso intervallo o parte del segmento dell'OIS 3 coperto dalla sequenza di Castelcivita (Fig. 4.7).

L'eccezionale instabilità climatico-ambientale dell'intervallo dell'OIS 3 che a Castelcivita, Temnata Cave e Kostenki, ma probabilmente nell'intero continente europeo, vede la comparsa di certe novità tecno-tipologiche riveste un ruolo fondamentale in questo scenario paleoecologico del cambiamento Paleolitico medio/Paleolitico superiore. Per una più ampia discussione su questo fondamentale aspetto e delle sue implicazioni anche in relazione al fattore "IC-HE4" si rimanda alla sezione conclusiva.

4.1.3. L'IC e l'anomalia del radiocarbonio: scale temporali e modelli del passaggio PM/PS a confronto

Contesto della problematica – Durante l'ultimo decennio, il significativo incremento del numero di set di datazioni radiocarbonio disponibili per le sequenze archeologiche europee contenenti industrie dello spettro MUP, o in termini più tradizionali il passaggio Paleolitico medio/superiore, ha incoraggiato numerosi studiosi a riaffrontare il problema dell'età, origine e diffusione del Paleolitico superiore sulla base di evidenze cronometriche (e.g. Bar-Yosef 1996; 1998; Conard & Bolus, 2003; Djindjian, 1993; D'Errico *et al.*, 1998; Kozłowski & Otte, 2000; Mellars, 1998; Zilhão & D'Errico, 1999; 2003a; 2003b). Più recentemente questo approccio basato su datazioni radiocarbonio è stato affrontato in termini di analisi statistiche (e.g. Bocquet-Appel & Demars, 2000; d'Errico & Sánchez Goñi, 2003; Jöris *et al.*, 2003) ed adottato all'interno di modelli sul rapporto uomo-ambiente nell'OIS 3 europeo elaborati nell'ambito dell'ambizioso progetto internazionale "The Stage 3 Project" (van Andel, 2003; van Andel & Davies, 2003). Questo approccio assume che la distribuzione geografica delle datazioni ^{14}C disponibili siano rappresentative delle differenti configurazioni regionali e temporali delle entità bioculturali ad esse associate, adottando le evidenze archeologiche come surrogato di quelle decisamente meno abbondanti biologiche, ovvero Aurignaziano=sapiens moderno e Musteriano=Neandertal. Prescindendo da questa discutibile associazione (sez. 2.3.), almeno sul piano archeologico, i principi di un simile approccio sono sicuramente ampiamente condivisibili. Tuttavia, le evidenze di una straordinaria escursione del radiocarbonio, proprio in stretta coincidenza temporale con il passaggio PM/PS (sez. 3.4.4.), impone una seria riflessione sulla validità di questa procedura. Alla luce del picco di ^{14}C , di quanto emerso dallo studio di Castelcivita, in particolare, e più in generale dalle evidenze dei quattro siti paleolitici contenenti l'IC, nelle sezioni che seguono vengono testati e discussi alcuni esempi o scenario di passaggio PM/PS basati su elaborazioni statistiche di datazioni radiocarbonio

Cambiamenti climatici e processi bioculturali del OIS 3 europeo – La natura eccezionalmente instabile del clima dell'Ultimo Glaciale (sez. 2.2.) negli ultimi anni si è imposta come soggetto centrale nel controverso dibattito sul passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore. Al fine di valutare il ruolo eventualmente giocato da questa straordinaria instabilità climatica nel determinare o ri-orientare i processi culturali e/o biologici, risulta fondamentale sincronizzare le successioni archeologiche con record paleoclimatici regionali o super-regionali. Tra questi, la stratigrafia isotopica della carota groenlandese GISP2 si è imposta sicuramente come record di riferimento sia per le inferenze cronologiche che climatiche.

Come già menzionato, uno specifico programma di ricerca, The Stage 3 Project, è stato recentemente sviluppato per quantificare e modellare le interazioni tra processi

culturali e/o biologici e cambiamenti climatici dell'OIS 3 europeo (van Andel & Davies, 2003; cfr van Andel, 2002). Nell'ambito di questo ambizioso programma, un ampio database di datazioni ^{14}C dei siti europei è stato convertito in età calendario adottando il software CALPAL (Jöris & Weninger 1998, 2000; van Andel et al., 2003) messo a punto appositamente per il progetto. Questo software, costruito con un tutti i dati di calibrazione disponibili in letteratura, oltre a calibrare singole datazioni, permette di gestire gruppi di misure ^{14}C restituite sottoforma di curve di probabilità direttamente comparabili al record isotopico della carota GISP2.

Attraverso il CALPAL, è stato effettuato un test di calibrazione del set di datazioni disponibili per i livelli aurignaziani sepolti dal tephra dell'IC (Fig. 4.9). Il risultati mostrano che la distribuzione delle età calibrate copre un intervallo tra l'HE4 e L'HE3, con un prominente picco modale centrato sul GI8. Ciò è in netto disaccordo con l'evidenza tefrostratigrafica che indica per questi siti un contesto cronologico e paleoclimatico completamente diverso. La correlazione con il GI8, indicata dal CALPAL, è in marcato disaccordo anche con le evidenze paleoambientali dei siti, ed in particolare con quelle di Castelcevitica che indica condizioni aride e fredde, incompatibili con le condizioni miti attese per il pronunciato e lungo interstadiale GI8, ben documentate in Europa (es. Dansgaard et al., 1993; Mangerud et al., 2003).

Sempre sulla base di datazioni ^{14}C , ma con un approccio alquanto diverso, d'Errico e Sánchez Goñi (2003) affermano di riconoscere nel record archeologico della penisola iberica una significativa discontinuità coincidente con l'HE4, che, secondo gli autori, coinvolse sia la sfera culturale (passaggio Paleolitico medio/superiore) quanto quella biologica (scomparsa dei Neandertal e arrivo dei gruppi umani di anatomia moderna). Gli autori giungono a queste conclusioni comparando per semplice via cronometrica – trascurando cioè ogni evidenza stratigrafica dei singoli contesti archeologici – il quadro culturale con un record pollinico del Mare di Alborán; il primo basato su datazioni ^{14}C mentre il secondo su un modello cronologico completamente diverso. Al fine di comparare i due gruppi di dati gli autori convertono la scala temporale del record pollinico in anni ^{14}C assumendo per l'HE5, HE4 e HE3 l'età radiocarbonio che questi eventi generalmente mostrano nelle sequenze marine, che per l'HE4 è di c. 35 ^{14}C ka B.P.

Secondo d'Errico & Sánchez Goñi (2003), questa comparazione mostrerebbe un interessante coincidenza tra declino della popolazione dei Neandertal, prime comparse di uomini moderni – entrambi i tipi umani individuati per via archeologica – e l'inizio dell'HE4, una fase climatica che secondo il record pollinico di Alborán fu caratterizzato da condizioni di estrema aridità e freddo (Sánchez Goñi et al., 2000; 2002; Fig. 3.27). Questa conclusione si basa sull'assunzione che l'HE4 sia datato a 35 ^{14}C ka B.P. e che quindi le datazioni radiocarbonio <35 ^{14}C ka B.P. effettivamente post-datino questo evento. Tuttavia, alla luce della marcata fluttuazione di radiocarbonio verificatasi proprio

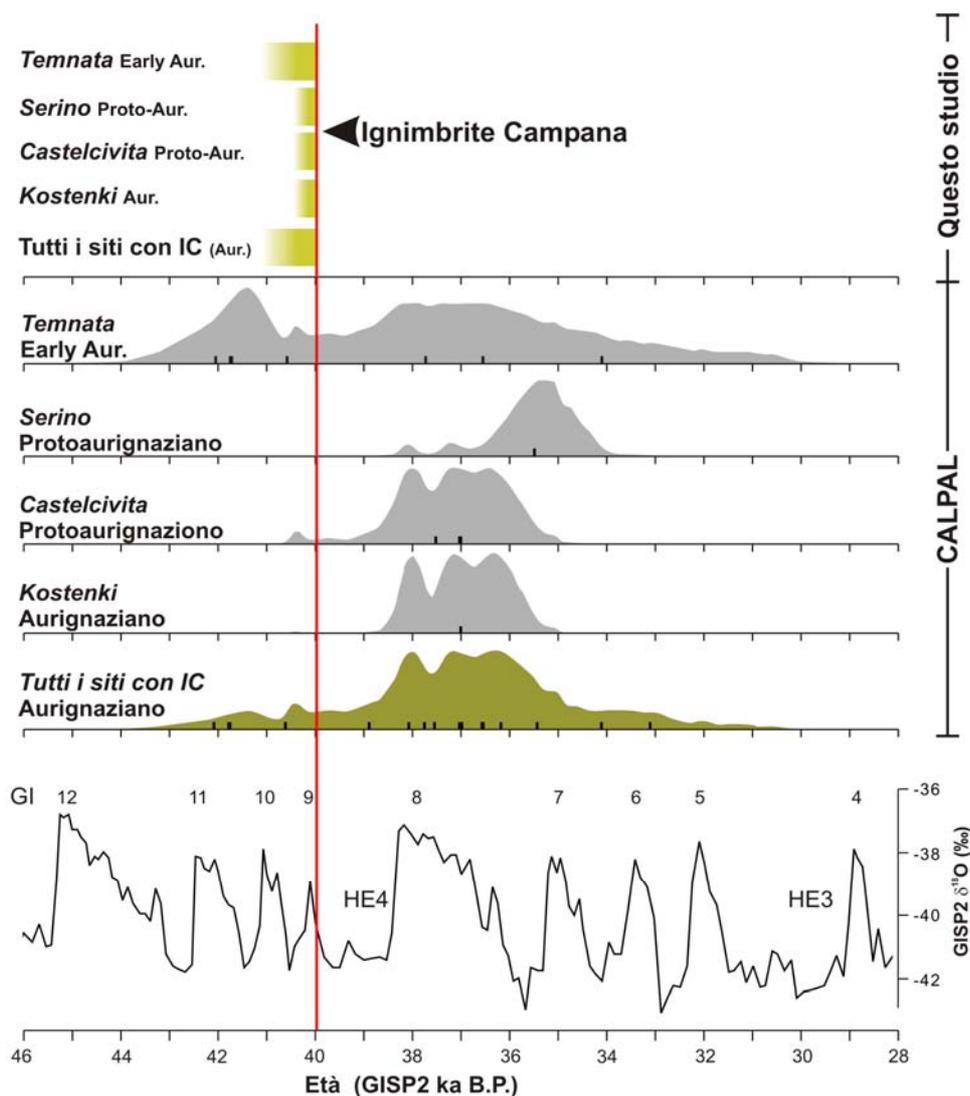


Figura 4.9 – Confronto tra scenari cronologici e paleoclimatici dei livelli aurignaziani dei siti contenenti l’Ignimbrite Campana (IC) ottenuti mediante il programma di calibrazione CALPAL (Jöris & Weninger, 1998; 2000; cf van Andel et al., 2003) e secondo la correlazione tefrostratigrafica proposta in questo studio. Sono evidenti cospicue differenze in termini di età, durata e contesto paleoclimatico.

poco prima dell’HE4, questa affermazione appare difficilmente sostenibile. Le evidenze riportate nella sezione 3.4.4. dimostrano chiaramente che età molto più recenti di 35 ¹⁴C ka B.P., addirittura <30 ¹⁴C ka B.P., possono anche predare l’HE4. L’anomalia del radiocarbonio non può neanche essere considerata come statisticamente improbabile, e quindi trascurabile per valutare in termini storici i processi bioculturali. Infatti, in ogni singola sequenza archeologica contenente l’IC, dall’Italia alla Russia, gli orizzonti culturali direttamente sotto l’IC, e quindi più antichi dell’HE4, mostrano sistematicamente età molto più recenti di 35 ¹⁴C ka B.P (Tab. 3.7).

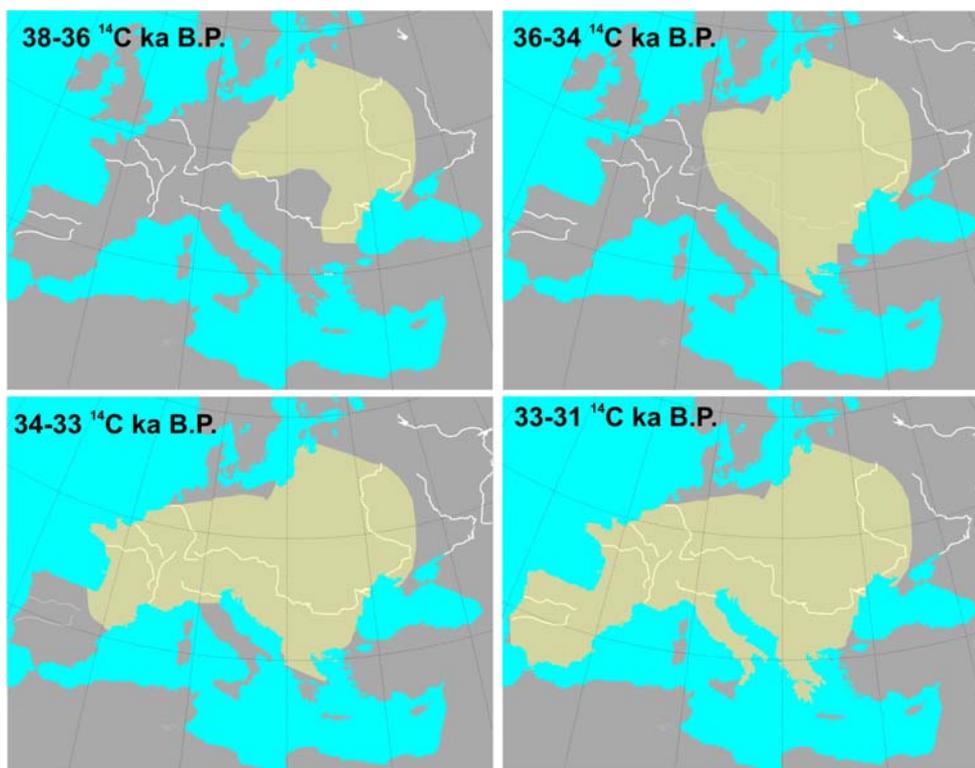


Figura 4.10 – Mappe diacroniche di diffusione del Paleolitico superiore, basate sulla cronologia radiocarbonio (area in giallo), mostranti il modello di supposta irradiazione ed espansione dell’area europea occupata dai gruppi umani di anatomia moderna (modificato da Bocquet-Appel e Demars (2000)).

Origine e diffusione del Paleolitico superiore – La dislocazione geografica e la cospicua diacronia delle datazioni radiocarbonio associate alle più antiche industrie aurignacoidi europee è stata comunemente interpretata come evidenza di una lenta colonizzazione dell’Europa da parte delle popolazioni di uomini anatomicamente moderni. Termini come “Corridoio del Danubio”, “*Kulturpumpe*”, “Frontiera dell’Ebro”, “Frontiera del Po”, e simili, si riferiscono ad alcuni tra i più discussi modelli che fanno esplicito riferimento ad un’idea di irradiazione del Paleolitico superiore (es. Conard & Bolus, 2003; Kozłowski, 1993; Zilhão, 2000; van Andel & Davies, 2003; Kuhn & Bietti, 2000).

Ad esempio, secondo il modello di irradiazione proposto da Bocquet-Appel e Demars (2000), dopo una prima sporadica comparsa di industrie del Paleolitico superiore nell’area dei Carpazi e del Danubio intorno a 40 ^{14}C ka B.P., la massiccia onda di immigrazione di uomini moderni in Europa sarebbe iniziata a c. 37 ^{14}C ka B.P. Nei millenni successivi a questa data la colonizzazione proseguì progressivamente fino a completarsi del tutto a 30 ^{14}C ka B.P. In altre parole, gli uomini moderni – identificati con le industrie aurignacoidi – avrebbero impiegato circa 7000 anni radiocarbonio per occupare l’intera Europa (Fig. 4.10).

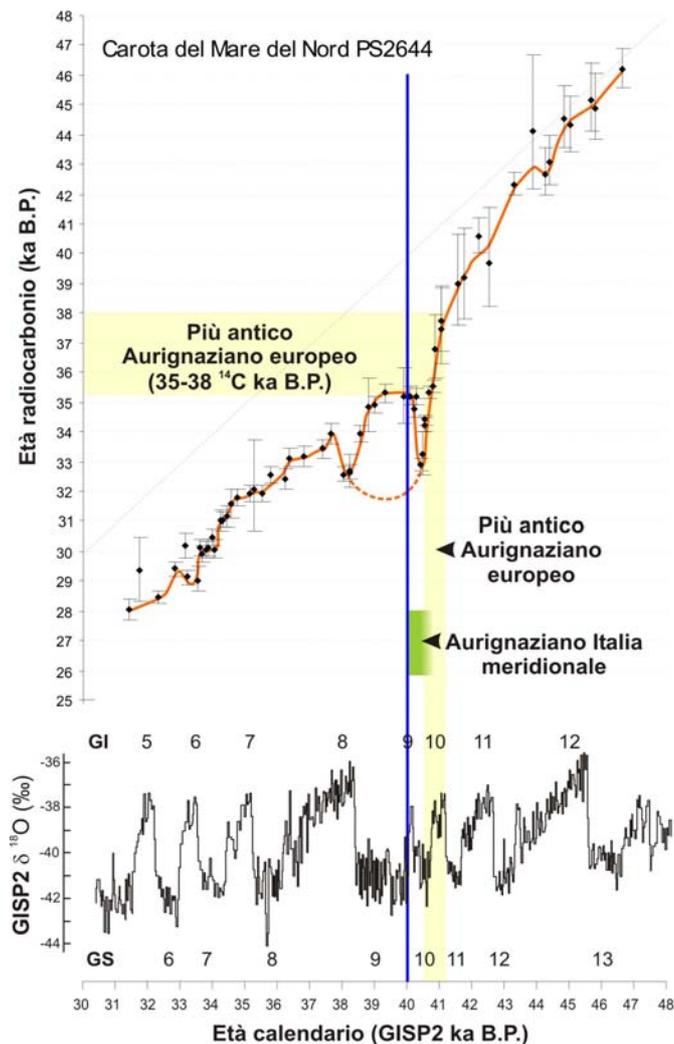


Figura 4.11 – Confronto tra l'età calendario stimata con la curva di Voelker et al. (2000) del più antico Aurignaziano europeo e dei livelli aurignaziani dell'Italia meridionale sepolti dal tefra dell'IC.

In questo scenario, la penisola italiana e quella iberica rappresenterebbero le aree più periferiche del processo di colonizzazione iniziato in Europa orientale e quindi tra le ultime regioni ad essere occupata dai gruppi umani moderni (es. Mussi, 2001; Kuhn & Bietti, 2000). Sebbene le date di c. 33.000-32.000 anni ¹⁴C B.P. per il Protoaurignaziano dell'Italia meridionale (Castelcivita, Serino, Paglicci, Grotta la Cala) sembrerebbero corroborare il modello, le evidenze tefrostratigrafiche, almeno per i siti contenenti l'IC, indicano chiaramente che queste industrie siano più antiche di 40 cal ka B.P. D'altro canto, considerando che prima di questa data i livelli di concentrazione di ¹⁴C erano significativamente bassi (es. Voelker et al., 2000), le età calendario delle prime, più antiche industrie aurignaziane europee (c. 37.000 ¹⁴C anni B.P.) potrebbe essere stimata intorno a 41-42 cal ka B.P. (Fig. 3.23). Emergerebbe dunque il paradosso che l'età

dell'inizio e della fine del processo di invasione del sapiens moderno, ammesso che siano solo questo il tipo biologico associato alle industrie aurignacoidi, sarebbero quasi indistinguibili (Fig. 4.11).

Problema biologico a parte, ciò che sembrerebbe emergere è che qualsiasi modello riguardante la diffusione dell'Aurignaziano come processo di diffusione da una singola regione di origine, in Europa orientale (es. Kozłowski, 1992), centrale (Conard & Bolus, 2003) o sud-orientale (Jöris & Weninger, 2003), non può essere sostenuto sulla base delle attuali evidenze. Né tanto meno è possibile escludere uno sviluppo interamente locale, multiregionale dei più antichi tecnocomplessi europei tradizionalmente affiliati all'Aurignaziano (cfr Kozłowski & Otte, 2000). Anzi, in base alla recente ridatazione dello scheletro di sapiens moderno di Vogelherd, secondo Conard et al. (2004) persino i locali esempi di arte figurativa potrebbero essere stati prodotti dai Neandertal.

Tempo, ritmo e contesto climatico del cambiamento PM/PS – In numerose sequenze archeologiche europee, come i siti chiave di Fumane (Veneto) e Geißenklösterle (Boemia), le datazioni dello spettro MUP cadono nell'intervallo tra 38 e 31 ¹⁴C ka B.P. (Tabb. 4.1; 4.2). Secondo una elaborazione delle date di questi siti con il programma CALPAL, le industrie aurignaziane sarebbero datate tra 41 e 34 GISP2 ka B.P. (Fig. 4.12). Nell'ambito della curva paleoclimatica della GISP2 è possibile distinguere in questo intervallo due distinte fasi climatiche: un primo periodo dominato dalla marcata fase fredda dell'HE4 (c. 40-38 GISP2 ka B.P.), seguito dalla lunga e pronunciata fase interstadiale del GI8 (Fig. 4.12). Pertanto, secondo la correlazione CALPAL nel corso dell'occupazione aurignaziana di questi siti, il clima sarebbe passato da una fase marcatamente stadiale ad una successiva decisamente più mite. Questa tendenza appare in netta contraddizione con i dati paleoambientali dei due giacimenti che, contrariamente alla tendenza suggerita dalla correlazione CALPAL, indicano un progressivo trend di raffreddamento ed inaridimento dalla base al top dell'intervallo stratigrafico del MUP (Bartolomei et al., 1992; Richter et al., 2000). In particolare lo studio faunistico di Fumane, oltre ad indicare un generale processo di deterioramento ambientale dalla base del Musteriano al top dell'Aurignaziano, mostra la comparsa di avifauna artica proprio negli strati più alti della serie (Bartolomei et al., 1992). In termini paleoambientali, archeologici e di cronologia radiocarbonio, la sequenza di Fumane mostrerebbe quindi una straordinaria analogia con quella di Castelcivita. Non si può quindi escludere che l'apparente lunga occupazione aurignaziana tra 38 e 31 ¹⁴C ka B.P. a Fumane, e probabilmente anche a Geißenklösterle, non rappresenti l'intervallo molto più breve tra il GI11 e l'HE4, cioè approssimativamente lo stesso intervallo dell'OIS 3 coperto dallo spettro MUP nei siti contenenti il tefra dell'IC (Fig. 4.12).

Anche al sito di Paglicci, dove lo studio tefrostratigrafico non ha fornito dati risolutivi (3.4.2.), l'associazione a grandi mammiferi sembrerebbe indicare condizioni

Livelli culturali	Unità	Sub-Unità	N. Lab.	Tecnica	Materiale	Età ¹⁴ C (anni B.P.)	Condizioni climatiche
Aurignaziano	D3b	-	UtC-1775	AMS	carbone	31.700+1200/-1100	Relativamente freddo e arido
	»	-	UtC-2045	»	»	32.300±400	
	D3b α	f.p. 15 – liv. A	OxA-8050	»	»	30.320±320	
	»	»	OxA-8051	»	»	32.020±340	
	D6	-	UtC-2046	»	»	32.300±500	
	»	-	OS-5872	»	guscio moll.	37.100±240	
	A1	-	UtC-2049	»	»	31.900±500	
	A2	-	OxA-11347	»	»	30.650±260	
	»	-	OxA-11360	»	»	31.830±260	
	»	-	UtC-2047	»	»	32.100±500	
	»	-	OxA-8054	»	»	33.160±400	
	»	-	UtC-2048	»	»	36.500±600	
	»	-	UtC-1774	»	»	40.000+4000/-3000	
	»	-	OS-5999	»	guscio moll.	32.000±90	
	»	-	OS-5871	»	»	32.700±140	
	»	f.p. 9	UtC-2044	»	»	31.600±400	
	»	f.p. 10	UtC-2051	»	»	32.800±400	
	»	f.p. 16	Ly-9920	conv	»	31.300±395	
	»	str. 19	Ly-1286	AMS	»	32.415±1045	
	»	str. 19	GrA-16231	»	ossa	33.140±460	
	»	f.p. 14 – liv. A	UtC-2688	»	carbone	36.800+1200/-1400	
	»	f.p. 14 – top	OxA-6566	»	»	31.900±1100	
	»	»	OxA-8052	»	»	34.120±460	
	»	f.p. 14 – liv. B1	UtC-2689	»	»	35.400+1100/-1300	
	»	f.p. 14 – liv. B2	UtC-2690	»	»	34.200+900/-1100	
	»	f.p. 14 – base	OxA-6465	»	»	31.620±500	
»	»	OxA-8053	»	»	33.640±440		
A2R	-	LTL375A	»	»	34.312±347		
Musteriano recente	A4	-	OxA-8021	»	»	33.300±400	Relativamente mite ed umido
	A4II	-	OxA-6462	»	»	33.150±600	
	A5	-	OxA-6463	»	»	33.700±600	
	A6	-	OxA-6464	»	»	34.950±700	
	»	-	OxA-11331	»	»	34.400±800	
	A5+A6	-	OxA-8022	»	»	38.800±750	
	»	-	OxA-8023	»	»	38.250±700	
	A9	-	OxA-11346	»	»	39.950±550	
	»	-	LTL376A	»	»	42.751±720	
	A10	-	LTL377A	»	»	41.327±730	
A11	-	LTL378A	»	»	42.004±760		

Tabella 4.1 - Set delle datazioni radiocarbonio dei livelli musteriani e aurignaziani di Fumane (da Cremaschi et al., in press-a; in press-b) con indicazioni del relativo contesto climatico (Bartolomei et al., 1992).

Livelli	N. Lab.	Tecnica	Materiale	Età ¹⁴ C (anni b.p.)
IIa	H 4147-3346	AMS	bone	30.625±796
»	H 4279-3534	»	»	31.525±770
»	OxA-5707	»	»	33.200±800
»	OxA-5160	»	»	33.700±1100
»	OxA-4594	»	»	36.800±1000
IIb	KIA 8960	»	»	29.800±240
»	PtA-2361	»	»	31.070±750
»	KIA 8958	»	»	31.870+260/-250
»	PtA-2270	»	»	31.870±1000
»	OxA-5708	»	»	32.300±700
»	PtA-2116	»	»	32.680±470
»	OxA-5162	»	»	33.200±1100
»	H 4751-4404	»	»	33.700±825
III	OxA-6256	»	»	30.100±550
»	KIA 8963	»	»	31.180+270/-260
»	H 5118-4600	»	»	34.140±1000
»	H 5316-4909	»	»	36.540±1570
»	OxA-5163	»	»	37.300±1800
»	OxA-4595	»	»	40.200±1600
IIIa	OxA-6629	»	»	30.300±550
»	OxA-6628	»	»	30.450±550
»	ETH-8268	»	»	33.100±680
»	OxA-5705	»	»	33.150±1000
»	ETH-8269	»	»	33.500±640
»	OxA-6255	»	»	32.900±850
»	KIA 13075	»	»	34.330+310/-300
»	KIA 13074	»	»	34.800+290/-280
»	ETH-8267	»	»	37.800±1050
IIIb	KIA 8962	»	»	28.640+380/-360
»	KIA 8961	»	»	33.210+300/-290
»	KIA 13076	»	»	34.080+300/-290
»	KIA 8959	»	»	34.220+310/-300
»	KIA 16032	»	»	35.650+410/-390

Tabella 4.1 - Set delle datazioni radiocarbonio dei livelli aurignaziani di Geißenklösterle (da Conard & Bolus, 2003b).

ambientali di steppa arida negli strati aurignaziani datati tra 34 e 29 14C ka B.P., marcate dalla più alta percentuale di di *E. hidruntinus* di tutta la serie (Boscato, 1994), compatibili con i millenni conclusivi del penultimo ciclo di Bond dell'OIS 3.

Nell'ambito di questo problema, particolarmente emblematico è il caso del sito paleolitico di Fonte delle Mattinate (FDM) nel Bacino di Colfiorito (Umbria/Marche), scoperto ed indagato nell'ambito del programma di dottorato (Giaccio et al., 2004). In termini tassonomici tradizionali l'industria litica di FDM è sicuramente ascrivibile all'Aurignaziano a lamelle *Dufour*, lo stesso contesto archeologico che a Castelcivita e Serino si rinviene sepolto dall'IC (Fig. 4.13). In base alle evidenze archeologiche, lito-pedostratigrafiche e ad un congruo numero di datazioni ¹⁴C è stata proposta una dettagliata ricostruzione del contesto paleoambientale e della locale occupazione

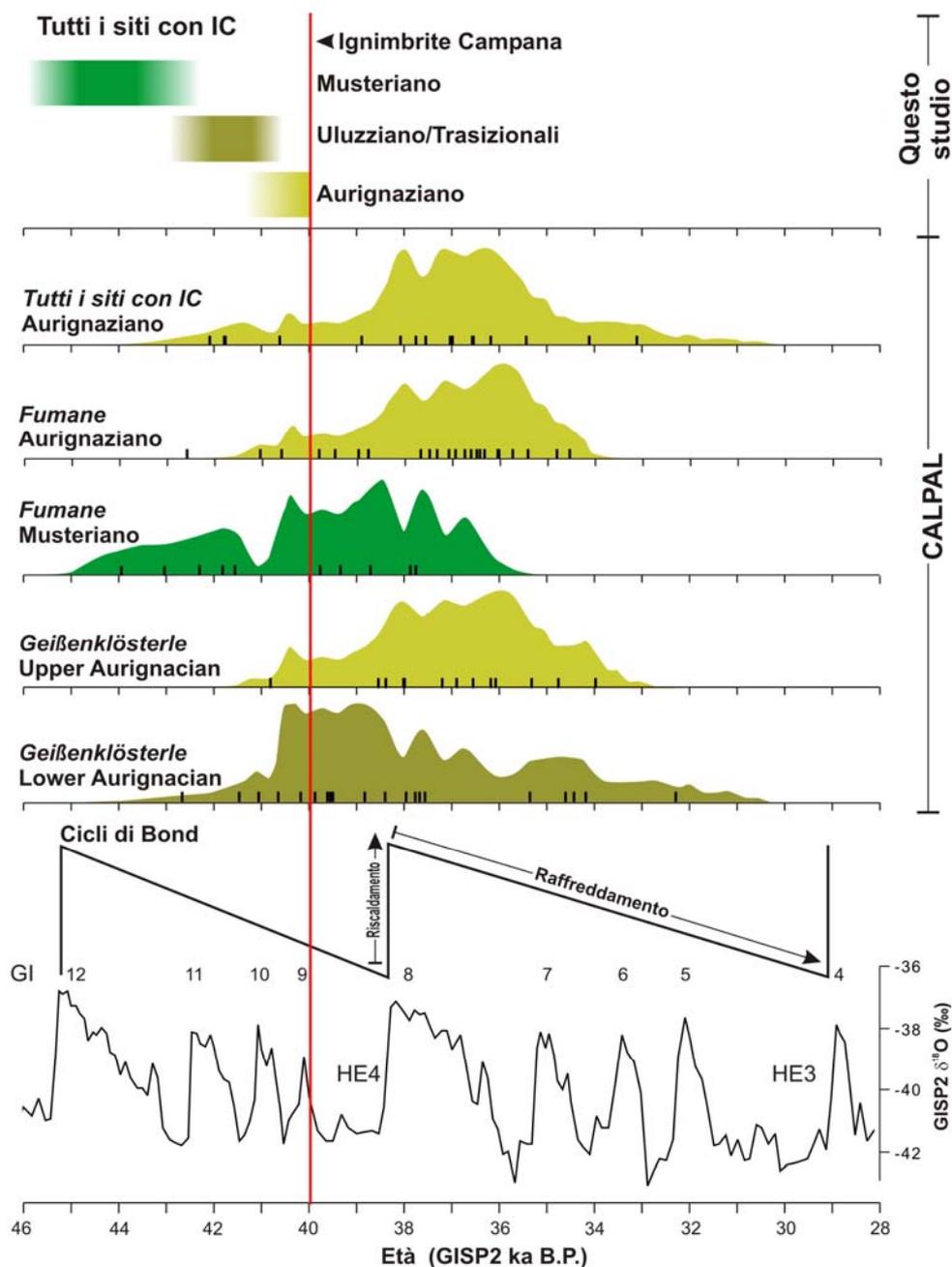


Figura 4.12 – Contesto paleoclimatico e cronologico dei livelli del Paleolitico medio/superiore (MUP) di Fumane e Geißenklösterle, e dei livelli aurignaziani dei siti contenenti l’Igneimbrite Campana secondo la calibrazione attenuata CALPAL (Jöris & Weninger, 1998; 2000; cfr. van Andel et al., 2003) comparato con il quadro desunto in base alla correlazione tefrostratigrafica proposta in questo studio (Fig. 4.7). Sono evidenti cospicue differenze in termini di età, durata e contesto paleoclimatico. In particolare la correlazione basata sul CALPAL indicherebbe che i livelli MUP di Fumane e Geißenklösterle coprono grossomodo l’intervallo compreso tra l’HE4 e il GI8 caratterizzato da un netto cambiamento climatico, dalle condizioni marcatamente fredde e aride dell’HE4 a quelle decisamente più miti del GI8. Questo quadro è in netta contraddizione con le evidenze paleoambientali dei due siti che indicano al contrario un progressivo inaridimento e raffreddamento dalla base al top dell’intervallo MUP. Ciò suggerirebbe che l’intervallo MUP di questi siti, analogamente a quanto visto per le sequenze contenenti l’IC, sia correlato al penultimo ciclo di Bond dell’OIS 3.

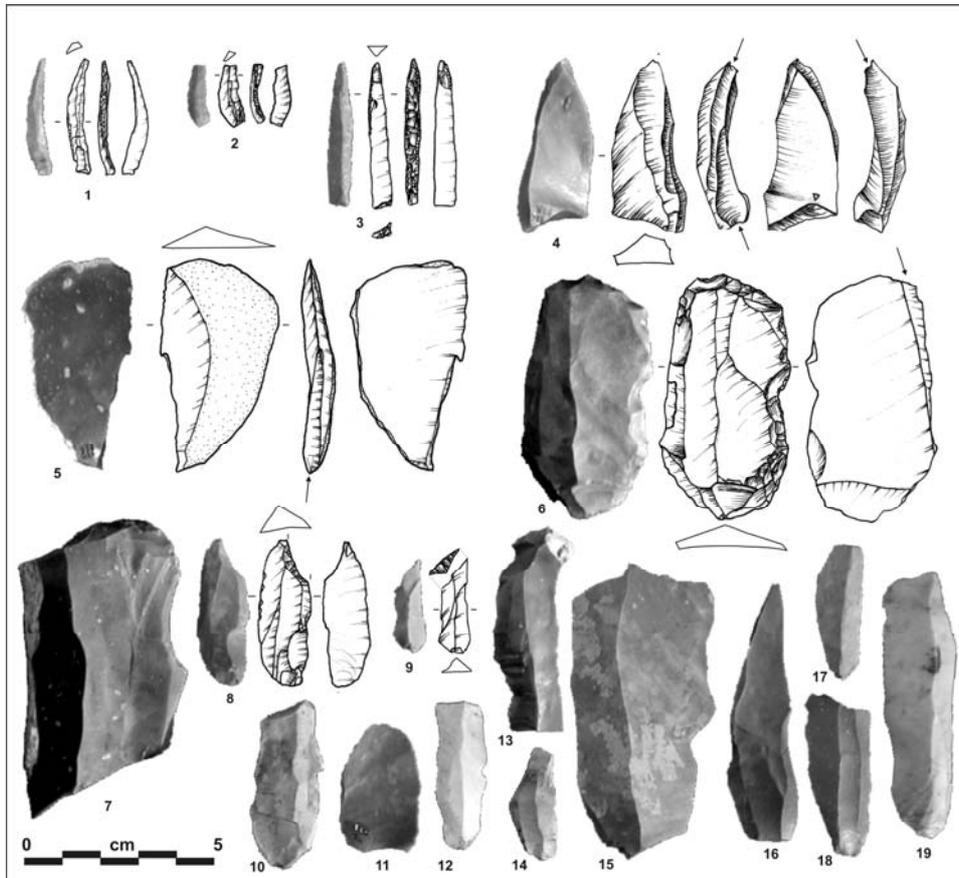


Figura 4.13 – Alcuni reperti selezionati dal sito di Fonte delle Mattinate: 1-2 punta e lamella (Dufour) a dorso marginale; 3 punta a dorso (microgravette); 4-5 bulini; 6 bulino/grattatoio; 7 grattatoio carenato; 8-9 troncature; 10-11 coltelli a dorso; 12-19 lame e lamelle grezze.

paleolitica in relazione alle oscillazioni climatiche ad alta frequenza dell'OIS 3 (Fig. 4.14). In particolare, i risultati di questo studio indicherebbero un significativo condizionamento della locale occupazione umana in relazione ai processi ed alle modificazioni geo-ambientali registrate al sito, a loro volta controllate dalle principali fasi interstadiali e stadiali dell'ultimo ciclo di Bond dell'OIS3 (c. 38-29 GISP2 ka B.P.) (per ulteriori dettagli si veda Giaccio et al., 2004).

I dati archeologici, cronologici e paleoambientali mostrerebbero infatti che l'area del sito fu oggetto di periodiche occupazioni durante un lungo periodo compreso tra 31.510 ± 860 e 25.930 ± 325 ^{14}C anni B.P., durante una fase di sostanziale stabilità ambientale testimoniata da un evoluto paleosuolo datato a 31.510 ± 860 - 30.970 ± 310 - 28.910 ± 390 - 28.300 ± 790 ^{14}C anni B.P. e correlato al GI8. Questo lungo periodo di frequentazione sembra interrompersi, apparentemente in maniera molto netta e brusca, in

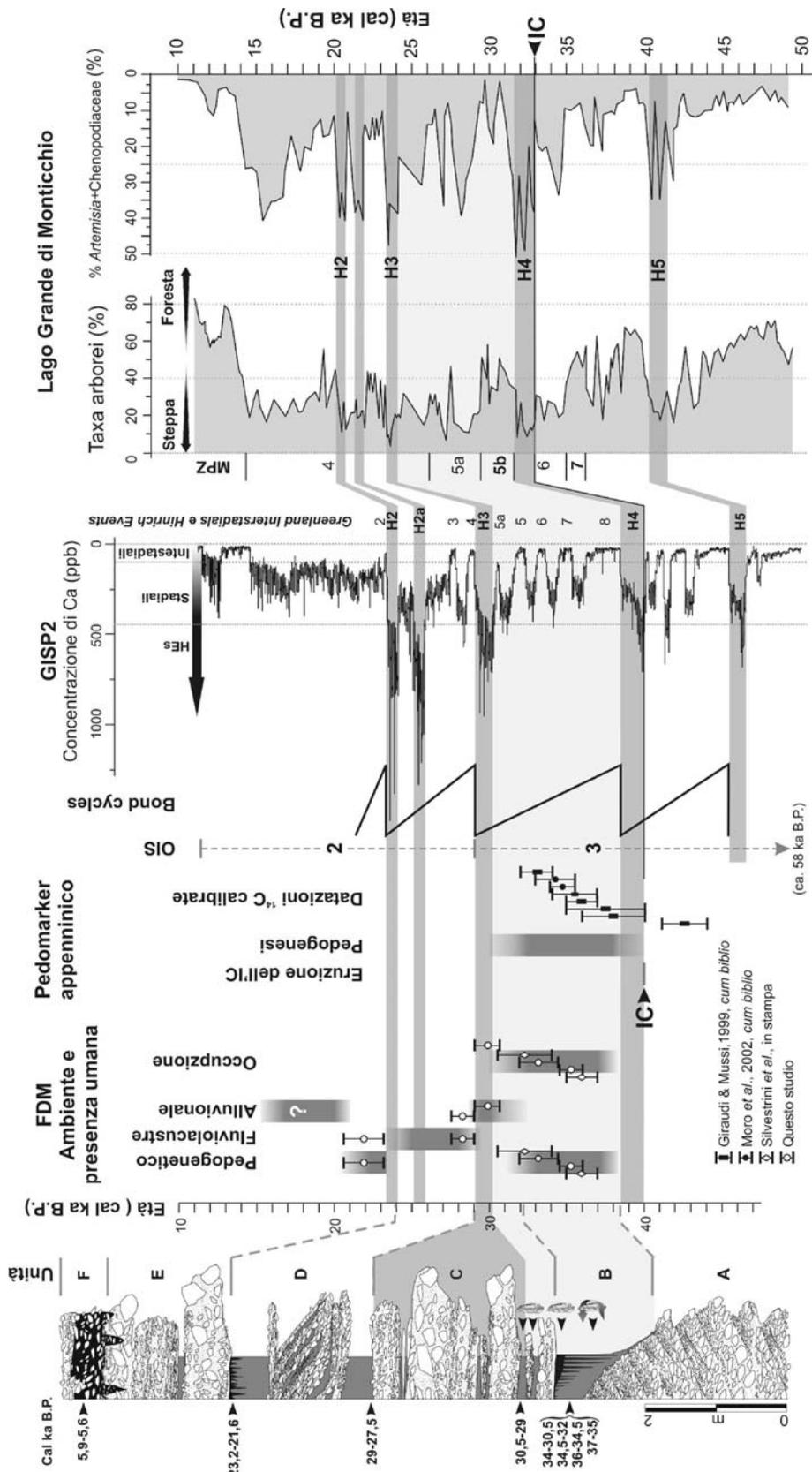


Figura 4.14 – Correlazione della sequenza di Fonte delle Mattinate (FDM) con altre successioni subaeree (pedomarker) e lacustri (Monticchio; Allen et al., 1999; 2000) dell'Appennino centro-meridionale e con un record paleoatmosferico groenlandese (GISP2; Mayewski et al., 1997). Calibrazione delle età ¹⁴C di FDM e del palcosuolo sviluppato su cenere dell'IC (pedomarker A di Frezzotti e Narcisi, 1996: 29,090±350; 29,690±110; 30,110±310; 31,220±1400; 31,500±500; 32,510±1600; 33,140±1400; 38,770±2170) secondo Hughen et al. (2004) o, se <20.000 ¹⁴C anni B.P., Stuiver et al. (1998). Per ulteriori dettagli si veda Giaccio et al. (2004).

coincidenza con un significativo mutamento ambientale che vede l'instaurarsi di un sistema di conoide alluvionale correlato, in base alle datazioni ^{14}C (25.930 ± 325 e 24.150 ± 120 ^{14}C anni B.P.) all'HE3.

Considerando le singolari analogie tra contesto culturale e paleoambientale di FDM e di Castelcivita anche in questo caso non è possibile escludere con certezza che il lungo periodo tra le datazioni di c. 32 e 26 ^{14}C ka B.P. in realtà non rappresenti l'intervallo molto più breve tra il GS10 e l'HE4 in cui cade la drammatica escursione del radiocarbonio connessa al Laschamp. Questo scenario alternativo sembrerebbe corroborato anche da una recente, ulteriore datazione di carboni di un focolare di FDM che ha fornito un'età >35 ^{14}C ka B.P., una data sicuramente incompatibile con il GI8, ma adeguata per una correlazione con il GS10-GI9.

Alla luce di quanto precede, risulta evidente che in assenza di ulteriori controlli cronologici il radiocarbonio è incapace di fornire la dimensione temporale non solo per la comparsa del Paleolitico superiore, ma anche e soprattutto per la definizione dell'effettiva durata delle dinamiche bioculturali del Pleistocene recente europeo. Come mostrano le datazioni dei legni carbonizzati e dei foraminiferi nell'IC, la dispersione di età radiocarbonio in periodi pluri-millennari può in effetti corrispondere ad intervalli molto più brevi, di uno o due millenni o addirittura pochi secoli.

Persino una conversione in anni calendario che tenesse in debita considerazione l'anomalia del ^{14}C di c. 40 cal ka B.P., risulterebbe inadeguata per gli scopi archeologici. Questa infatti creerebbe un pattern bimodale della distribuzione temporale di una data entità culturale che inevitabilmente comprometterebbe qualsiasi conseguente interpretazione storica dei processi culturali e/o biologici. In principio, questa distorsione temporale del radiocarbonio potrebbe essere rimossa valutando la compatibilità delle età radiocarbonio con l'insieme di tutti i dati stratigrafici disponibili per ogni singolo sito, cioè tenendo in debita considerazione qualsiasi ulteriore indizio cronologico fornito dal locale contesto stratigrafico. Dettagliate ricostruzioni paleoambientali, record paleomagnetici e ulteriori datazioni assolute o relative, in congiunzione con dati radiocarbonio, possono senz'altro concorrere alla definizioni di un quadro cronologico molto più robusto ed affidabile di quello fornito dalle sole datazioni ^{14}C .

In conclusione, qualsiasi scenario dei cambiamenti bioculturali del Pleistocene recente europeo – diffusione *vs.* origine multiregionale del Paleolitico superiore; continuità *vs.* discontinuità tra Neandertal e sapiens moderno – non può essere formulata esclusivamente sulla base di una mera analisi statistica della distribuzione delle datazioni radiocarbonio.

4.2. L'EVENTO "IC-HE4" COME FATTORE DI ACCELERAZIONE E CATALIZZAZIONE DEI MUTAMENTI BIOCULTURALI DEL PLEISTOCENE RECENTE EUROPEO

Un modello o scenario di impatto dell'eruzione dell'IC sulle popolazioni paleolitiche necessita sicuramente di essere argomentato in termini ecosistemici, di interazione uomo-ambiente o più precisamente di risposta/reazione delle società paleolitiche ai cambiamenti ambientali indotti dall'IC-HE4 (Fig. 4.15); intendendo quest'ultimo come sistema combinato governato dai circuiti retroattivi discussi nella sezione 3.5.

Oltre ad una serie di informazioni e parametri quantitativi di carattere paleoambientale, la costruzione di un modello di impatto richiede quindi dati più o meno indicativi del comportamento umano. Tra le altre difficoltà che presenta la formulazione di un simile modello c'è quindi la mancanza di un moderno analogo in termini soprattutto di componente umana ma anche di condizioni climatico-ambientali. Ciò che si propone di investigare è infatti l'impatto di una grande eruzione vulcanica su entità socioculturali estinte, con stili di vita ed adattamenti ai sistemi climatico-ambientali dell'OIS 3 europeo che non hanno equivalenti attuali (Stewart, 2005).

In relazione alla risposta umana, è possibile trarre informazioni utili alla valutazione dell'impatto dell'IC-HE4 attraverso l'uso di opportuni "indicatori" capaci di rivelare la presenza, e possibilmente la natura, di eventuali cambiamenti nel comportamento umano nei momenti immediatamente successivi all'evento dell'IC-HE4. Idealmente, nel record archeologico le modificazioni nei comportamenti umani, siano essi dovuti a processi evolutivi lenti o rapidi e qualunque sia il significato che essi rivelano – dagli adattamenti ambientali fino alla comparsa di nuove entità bioculturali – coincidono con una "discontinuità". In particolare, la discontinuità di occupazione in un sito archeologico costituisce un importante indicatore di potenziali cambiamenti del rapporto uomo-ambiente, e quindi più in generale un indicatore di modificazioni all'interno dell'ecosistema umano. Al contrario, la persistenza di occupazione ad uno stesso sito fornisce indicazioni di continuità di residenza e circolazione in un determinato ambito territoriale attraverso il tempo, qualunque siano i cambiamenti in altri elementi dell'ecosistema (clima, flora, fauna, sistema culturale).

L'individuazione e lo studio di eventuali discontinuità coincidenti con l'IC-HE4 va ovviamente condotto attraverso l'esame delle serie e delle configurazioni archeologiche presenti precisamente nell'intervallo in cui cade l'evento IC-HE4. L'esame delle potenziali connessioni/interazioni tra processi bioculturali ed evento IC-HE4 può essere tuttavia affrontato con un ampio spettro di approcci metodologici che vedono come termini estremi, da un lato un'analisi indiretta, puramente temporale delle serie archeologiche e dall'altro lo studio delle evidenze dirette nei contesti archeologici contenenti il segnale fisico dell'IC-HE4. Nelle sezioni precedenti si è ampiamente dimostrato che le pesanti incertezze di calibrazione del radiocarbonio al momento

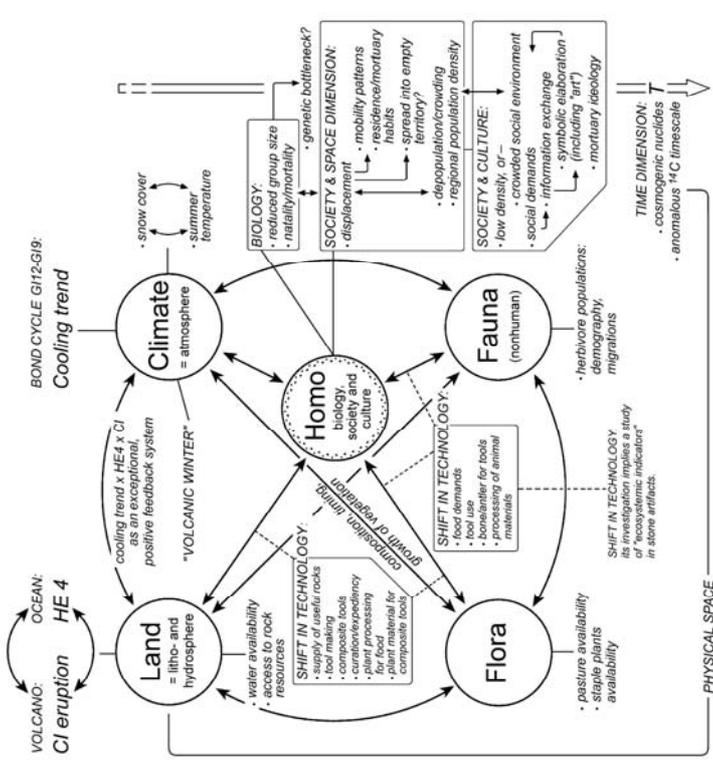
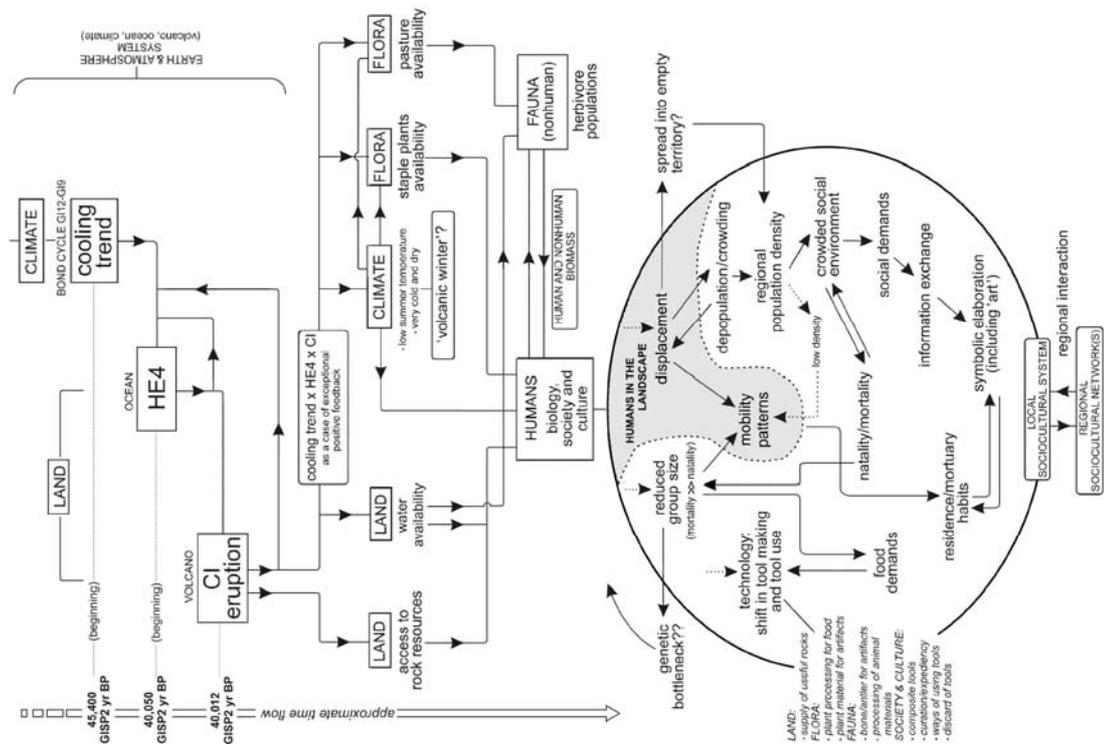


Figura 4.15 – Due esempi di modello per lo studio dell'impatto dell'Ignimbrite Campana sugli ecosistemi umani; in forma semplificata a sinistra (da Fedele e Giaccio, in press) e più elaborata a destra (da Fedele et al., in press). La cornice è rappresentata da un modello di ecosistema umano (Fedele, 1976) comprendente il sistema socioculturale ('Homo' o 'Humans') e il suo interconnesso sistema ambientale, organizzato in due componenti abiotiche ('Climate', 'Land') ed altrettante componenti biotiche ('Flora' & 'Fauna'). Le frecce indicano i possibili circuiti di azioni/effetti; entrambi i modelli mostrano tuttavia solo le principali variabili e linee di cambiamento.

limitano fortemente ogni tentativo di correlazione delle serie archeologiche sia tra loro che con i fenomeni geo-ambientali, ed in modo particolare proprio per l'IC-HE4. Un modello rigoroso sull'impatto dell'IC-HE4 deve essere in primo luogo formulato sulla base delle concrete evidenze stratigrafiche dei quattro siti di Castelcivita, Serino, Temanata e Kostenki.

I dati archeologici disponibili per ognuna di queste sequenze concorrono nell'indicare, in maniera più o meno evidente e/o convincente, che l'IC-HE4 coincide con una duplice discontinuità, di occupazione e culturale.

A Castelcivita, Kostenki e Serino, l'IC-HE4 marca un'interruzione della locale frequentazione umana. Nel caso di Kostenki 14 il tefra IC copre direttamente i resti di un accampamento umano la cui configurazione suggerirebbe un rapido abbandono potenzialmente connesso all'evento dell'IC-HE4 (Sinitsyn, 2003b). La successiva occupazione umana a Kostenki 14, come Kostenki VI, XII, e Borshchevo V, corrisponde a tecnocomplessi equivalenti o simili al Gravettiano, un'industria del Paleolitico superiore completamente diversa dall'Aurignaziano o dalle altre entità culturali dello spettro MUP direttamente sepolte o in ogni caso sottostanti alle ceneri dell'IC. Una simile discontinuità, almeno nel carattere delle industrie, è evidente anche nelle due più complete serie archeologiche di Temnata Cave, dove l'IC si colloca tra l'*Early Aurignacian* e il *Late Aurignacian* (settore TD-V) o tra l'*Early Aurignacian* e il Gravettiano (settore TD-I), marcando in ogni caso un significativo cambiamento culturale.

In termini più generali, la discontinuità culturale marcata dall'IC-HE4 coincide approssimativamente con il cambiamento *Earliest/Early Upper Palaeolithic* proposto da Gamble (1999) (Fig. 2.13). Secondo lo studio multifattoriale di Kozłowski (1990) questo passaggio segna l'interruzione di una serie di comportamenti e strategie umane ben radicate nei millenni, tracciabili all'indietro fino al Musteriano. Una discontinuità che pertanto rivelerebbe significati ben più profondi perfino dello stesso, super-enfaticizzato passaggio Paleolitico medio/superiore. Anche i risultati del progetto "The Stage 3 Project" mostrano una netta differenziazione delle preferenze ecologiche, e quindi nelle strategie di sussistenza, tra un insieme di industrie comprendenti il Musteriano e il più antico "Paleolitico superiore" ed il gruppo di tecnocomplessi del Gravettiano e Aurignaziano recente (Davies & Gollop, 2003; sez. 2.3.)

A Castelcivita, in particolare, il tefra dell'IC chiude definitivamente una lunga storia di millenaria occupazione della cavità, precedentemente mai interrotta. La lunga, pressoché ininterrotta, serie di occupazione musteriana, uluzziana e protoaurignaziana, sia pure con un evidente minimo al passaggio Musteriano/Uluzziano, implica una certa persistenza e circolazione territoriale dei gruppi umani che trascende anche le differenze tra i tre gruppi di industrie, il cui avvicendamento, secondo i modelli dominanti, implicherebbe addirittura aspetti biologici. I dati relativi alla densità di vestigia (Fig. 4.6) indicherebbero inoltre che l'interruzione si verificò al culmine di una fase di crescente

interesse per l'uso della grotta. Da questo punto di vista l'IC-HE4 marca quindi un brusco cambiamento nella tendenza del comportamento umano in atto nei millenni precedenti.

Lo *hiatus* e le modificazioni culturali che seguono in questi siti il tefra dell'IC, forniscono evidenze di un potenziale, effettivo impatto dell'eruzione sui sistemi umani.

Sebbene al momento non si è in grado di valutare attraverso un modello quantitativo gli effetti ambientali indotti dall'IC-HE4, i dati paleoambientali ed empirici sull'impatto climatico dell'eruzione dell'IC e del possibile prolungamento ed amplificazione (sez. 3.5.) sono compatibili con uno scenario di radicale e rapido mutamento dei sistemi viventi dell'area mediterranea e dell'Europa temperata.

In termini paleoecologici umani, le basse temperature e l'estrema aridità associate all'IC-HE4 non costituiscono per sé stesse significativi fattori limitanti (cfr. Vrba et al., 1995). Ciò che invece può rivestire un certo significato è l'eccezionale rapidità con la quale si instaurarono tali condizioni ambientali. Gli effetti immediati sul clima e sull'ambiente dell'eruzione dell'IC agirono in tempi virtualmente istantanei, ma estremamente rapido fu pure l'attacco dell'HE4 (es. Mayewski et al., 1997) e quindi le sue potenziali interferenze con l'IC. Nel periodo di una o al massimo due generazioni, i gruppi umani si trovarono quindi a fronteggiare un ecosistema radicalmente mutato, sia nella distribuzione dei biomi vegetali ed animali che nel *pattern* della rete idrica.

Almeno nell'area di impatto diretto – cioè l'area dove la copertura dei prodotti piroclastici fu tale da arrestare il ciclo naturale vitale – l'eruzione può avere profondamente inciso sulle capacità umane come predatori al vertice della catena alimentare attraverso quattro principali vie:

- 1) distruggendo i pascoli e più in generale i sistemi vegetali con drammatiche conseguenze sulle popolazioni di erbivori e quindi sulla disponibilità di risorse alimentari animali per l'uomo;
- 2) alterando la composizione, il ritmo della crescita e/o la visibilità, e quindi la disponibilità, delle risorse vegetali abitualmente sfruttate;
- 3) cambiando la visibilità, e quindi l'effettiva possibilità di reperimento, delle fonti note di materie prime rocciose abitualmente impiegate nella produzione di strumenti litici;
- 4) modificando la disponibilità e la praticabilità delle fonti di acqua.

Nelle aree non investite da significativi spessori di ceneri, l'evento IC-HE4 probabilmente agì sull'ambiente attraverso gli effetti indiretti indotti dal drastico, rapido e probabilmente amplificato raffreddamento vulcanico. Questi verosimilmente furono particolarmente severi alle alte latitudini, dove il raffreddamento indotto dalle eruzioni vulcaniche risulta amplificato di un fattore tra 4 e 7 (Jacoby et al., 1999; Manabe & Bryan, 1985). La mancanza di moderni analoghi, sia in termini climatico-ambientali che di massa di zolfo emesso e quindi di perturbazione atmosferica, rende la valutazione di questi effetti un compito arduo da affrontare. A tal riguardo, come termini di confronto, risultano sicuramente più adeguati gli studi condotti sugli effetti ambientali indotti dagli

estremi di opacità atmosferica e raffreddamento associati a modelli e/o scenari di guerra nucleare o di impatto di asteroidi (es. Harwell, 1984; Tinus & Roddy, 1990).

Questi studi indicano che i sistemi vegetali, e quindi l'intero ciclo trofico, possono subire serie conseguenze sia a causa di una significativa riduzione dell'incidenza di luce solare, che agisce direttamente sulla fotosintesi, sia per prolungate esposizione a basse temperature. L'impatto sui biomi vegetali delle medie latitudini varia in maniera molto significativa in funzione soprattutto del periodo annuale in cui si verifica la perturbazione luminosa e termica, con effetti pressoché nulli in inverno, ma estremamente severi in primavera/estate quando il ciclo della crescita e riproduzione è in piena ripresa. Le conseguenze sono particolarmente drammatiche per le specie arboree decidue che in questo periodo rinnovano completamente il fogliame. Ad esempio le simulazioni effettuate da Harwell (1984) indicano che un abbassamento della temperatura annuale di di 3, 6 e 9 °C protratto per cinque anni, valori potenzialmente attesi alle più alte latitudini per un abbassamento della temperatura semiglobale di 3-4 °C indotta dall'IC, produrrebbe una riduzione della biomassa delle foreste temperate rispettivamente del 25, 80 e 90%. Nel caso degli ecosistemi di prateria, verosimilmente più simili agli ambienti presenti in Europa al tempo dell'eruzione dell'IC, la riduzione della produttività sarebbe compresa tra 9 e 51%, con tempi di recupero di diversi anni.

Sia pure considerando i soli effetti atmosferici immediati, l'impatto dell'IC sui sistemi vegetali dell'emisfero settentrionale, e più in generale su tutta la biosfera terrestre, fu quindi probabilmente notevole. Va tuttavia sottolineato che gli esempi di scenari di impatto di eventi catastrofici, per quanto estreme siano le perturbazioni atmosferiche e termiche a questi associati, si riferiscono alle configurazioni climatico-ambientali dell'attuale interglaciale, un sistema che differisce radicalmente da quello presente al tempo delle eruzione dell'IC, sia in termini di condizioni e meccanismi di funzionamento generale (sez. 2.2.) che di processi e cambiamenti in atto. Gli effetti dell'eruzione dell'IC vennero a determinarsi in momento particolare della storia climatica dell'Ultimo Glaciale, alla culminazione di un lungo periodo di eccezionale instabilità e di progressivo inaridimento e raffreddamento climatico che predispose un ambiente già fortemente sollecitato ed alterato. L'evento dell'IC-HE4 assume quindi il significato di un ulteriore, poderoso fattore di stress ambientale.

Come accennato nella sezione 4.1.2., l'eccezionale instabilità climatica ed "archeologica" che precede l'eruzione dell'IC, nonché le potenziali ulteriori rapide modificazioni ambientali che immediatamente la seguirono, forniscono un quadro di dati inedito per una interpretazione originale in chiave paleoecologica dei mutamenti bioculturali del Pleistocene recente europeo.

I record ad alta risoluzione mostrano infatti che la seconda metà dell'OIS 3 (c. 46-30 GISP2 ka B.P.), l'intervallo in cui cade l'IC, è di gran lunga la fase più instabile dell'intero Ultimo Glaciale. Prima di questo momento le oscillazioni climatiche hanno frequenza decisamente più bassa, con lunghi intervalli, siano essi stadiali o interstadiali,

di relativa stabilità. Ciò verosimilmente garantiva ai gruppi umani del periodo una certa prevedibilità e gestibilità dell'ambiente, maturata in secoli o millenni di adattamenti ed interazioni. Con la seconda metà dell'OIS 3 inizia invece una fase di sorprendente instabilità, caratterizzata dalla rapida successione di fasi stadiali e interstadiali della durata anche di pochi secoli. Questo è sicuramente un elemento di novità che i gruppi umani dell'Ultimo Glaciale si trovano a fronteggiare per la prima volta, e che forse fornisce una chiave per comprendere gli importanti mutamenti culturali verificatisi proprio nel corso delle prime rapide oscillazioni dello Stadio Isotopico 3. Appare quindi plausibile, come le evidenze di Castelcivita e delle altre sequenze contenenti l'IC sembrerebbero suggerire, che i rapidi e drastici cambiamenti associati a questo intervallo dell'OIS 3 abbiano agito come poderosi fattori di stress ed imprevedibilità ambientale in grado di innescare significative modificazioni nei comportamenti e nelle strategie di sussistenza umana, le cui vestigia sono rintracciabili nell'introduzione di nuovi manufatti litici ai quali viene comunemente attribuito il significato di nuovo stadio culturale del Paleolitico superiore.

L'introduzione di tipi speciali, il processo di miniaturizzazione e standardizzazione dei manufatti litici che precede l'eruzione dell'IC può essere quindi interpretato come fenomeno di adattamento alle pressioni di un ambiente sempre più mutevole ed imprevedibile, soprattutto in relazione alle opportunità offerte da più sofisticati ed efficienti strumenti composti (es. Kuhn 1995; Shea 1997; Bar-Yosef & Kuhn 1999), ai quali erano verosimilmente destinate le varie varianti di lamelle e micro-lamelle a dorso marginale urignaziane. L'esplosione di armature litiche che caratterizza la seconda metà dell'OIS 3 europeo non è un fenomeno unico, né in termini temporali né tanto meno geografici. Particolarmente rilevante è il caso dell'industria di Howieson's Poort (Sud Africa) di c. 75 ka B.P. (Volman, 1984; Watts, 1999). Qui lo sviluppo di un tecnocomplesso con armature standardizzate rappresenterebbe, secondo gli studiosi, una forma di adattamento alle nuove pressioni e/o opportunità degli ambienti più freddi, aridi ed aperti dell'inizio dell'Ultimo Glaciale.

Il quadro paleoambientale e archeologico suggerirebbe che l'evento IC-HE4 si inserì nelle dinamiche interattive uomo-ambiente come potenziale agente in grado di accelerare e/o catalizzare i processi di adattamento umano già innescati nei millenni precedenti in risposta all'eccezionale instabilità ed imprevedibilità ambientale della seconda metà dell'OIS 3. L'IC-HE4 agì probabilmente su questi processi con differenti modalità, arrestandone taluni e favorendo altri, in relazione alle locali capacità ed opportunità di adattamento; un agente catalitico e selettivo probabilmente molto più efficace degli ordinari fattori ambientali. Entrambi i processi di catalizzazione e selezione rappresentano elementi chiave in questo teorico, non ancora quantificato, modello. Analogamente ai meccanismi dell'evoluzione biologica, un certo numero di tratti culturali incipienti, diluiti in un più vasto repertorio comportamentale, in particolari condizioni di stress selettivo

possono emergere come tratti dominanti e quindi apparire nel record archeologico come nuove entità culturali.

Contrariamente ai modelli dominanti, il passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore qui è quindi inteso non come “evento”, più o meno traumatico di sostituzione bioculturale degli indigeni europei, ma come “processo” di cambiamento multiregionale, accelerato e selettivo i cui stadi iniziali coinvolsero le popolazioni neandertaliane europee a partire dalle prime fasi di marcata instabilità climatica dello Stadio Isotopico 3. In questo quadro di sostanziale continuità sia l’instabilità climatico-ambientale che l’evento IC-HE4 sono visti come efficaci agenti, in grado di innescare profondi cambiamenti nei comportamenti e nelle strategie di sussistenza umana. Sebbene ancora frammentario e provvisorio, le evidenze presentate in questo studio pongono questo modello paleoecologico ben al di là del campo delle mere congetture. Anzi, nell’attuale panorama di teorie, ancora nebuloso ed in larga misura pesantemente condizionato da approcci discutibili (es. sez. 4.1.) e presupposti non pienamente giustificati dalle evidenze (es. Aurignaziano=sapiens moderno), il modello paleoecologico qui sostenuto si configura come valida alternativa e potenziale efficace strumento teorico per le future indagini sul controverso soggetto dei cambiamenti bioculturali del Pleistocene recente europeo.

BIBLIOGRAFIA

- Accorsi, C.A., Aiello, E., Bartolini, C., Castelletti, L., Rodolfi, G., Ronchitelli, A. 1979. Il giacimento Paleolitico di Serino (Avellino): stratigrafia, ambienti e paleontologia. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie A* 86, 435-487.
- Ahern, J.C.M., Karavanić, I., Paunović, M., Janković, I., Smith, F.H. 2004. New discoveries and interpretations of hominid fossils and artifacts from Vindija Cave, Croatia. *Journal of Human Evolution* 46, 25-65.
- Alessio, M., Bella, F., Improta, S., Belluomini, G., Cortesi, C., Turi., B. 1971. University of Rome Carbon-14 Dates IX. *Radiocarbon* 13 (2), 395-411.
- Alessio, M., Bella, F., Improta, S., Belluomini, G., Cortesi, C., Turi., B. 1973. University of Rome Carbon-14 Dates X. *Radiocarbon* 15 (1), 165-178.
- Alessio, M., Bella, F., Improta, S., Belluomini, G., Cortesi, C., Turi., B. 1974. University of Rome Carbon-14 Dates XII. *Radiocarbon* 16 (3), 358-367.
- Allen, J.R.M., Huntley, B. 2000. Weichselian palynological records from southern Europe: correlation and chronology. *Quaternary International* 73/74, 111-125.
- Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubbertens, A.W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S., Zolitschka, B. 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740-743.
- Allen, J.R.M., Watts, W.A., Huntley, B. 2000. Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment; the Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74, 91-110.
- Ambrose, S.H. 1998. Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter, and differentiation of modern humans. *Journal of Human Evolution* 34, 623-651.
- Amir khanov, H.A., Anikovitch, M.V., Borziak, I.A. 1993. Problème de la transition du Moustérien au Paléolithique Supérieur sur le territoire de la Plaine Russe et du Caucase. *L'Anthropologie* 97, 311-330.
- Andronico, D., Calderoni, G., Cioni, R., Sbrana, A., Sulpizio, R., Santacroce, R., 1995. Geological map of Somma-Vesuvius Volcano. *Periodico di Mineralogia* 64, 77-78.
- Angell, J.K., Korshover, J., 1985. Surface temperature changes following major volcanic episodes between 1780 and 1980. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 24, 937-951.
- Antonoli, F., Cinque, A., Ferranti, L., Romano, P. 1994. Emerged and submerged Quaternary marine terraces of Palinuro Cape (southern Italy). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*. LII, 237-260.
- Balter, M. 2004. Dressed for success: Neandertal culture wins respect. *Science* 306, 40-41
- Barberi F., Cassano, E., La Torre, P., Sbrana, A. 1991. Structural evolution of Campi Flegrei Caldera in light of volcanological and geophysical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48 (1/2), 33-49.
- Barberi, F., Innocenti, F., Lirer, L. Munno, R., Pescatore, T.S., Santacroce, R. 1978. The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). *Bulletin of Volcanology* 41, 10-22.
- Bard, E. 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 2025-2038.
- Bartolomei, G., Broglio, A., Cassoli, P., Castelletti, L., Cremaschi, M., Giacobini, G., Malerba, G., Maspero, A., Peresani, M., Sartorelli, A., Tagliacozzo, A. 1992. La Grotte-Abri de Fumane. Un site Aurignacien au Sud des Alps. *Preistoria Alpina* 28\1, 131-179.
- Bar-Yosef, O. 1996. The Middle/Upper Palaeolithic transition: a view from the eastern Mediterranean. In E. Carbonnel and M. Vaquero (eds.) "The last Neandertals, the first anatomically modern Humans: a tale about the human diversity", 79-94. Tarragona: Universitat Rovira i Virgili.

- Bar-Yosef, O. 1998. On the nature of transitions: the Middle to Upper Palaeolithic and the Neolithic revolution. *Cambridge Archaeological Journal* 8, 141-163
- Bar-Yosef, O., Kuhn, S.L. 1999. The big deal about blades: laminar technologies and human evolution. *American Anthropologist* 101, 322-338
- Bar-Yosef, O., Pilbeam, D. (eds). 2000. *The geography of Neandertals and modern humans in Europe and the Greater Mediterranean*. Cambridge, MA: Peabody Museum of Archaeology and Ethnology.
- Baumgartner, S., Beer, J., Masarik, J., Wagner, G., Meynadier, L., Synal, H.A. 1998. Geomagnetic modulation of ^{36}Cl flux in the GRIP ice core, Greenland. *Science* 279, 1330-1332.
- Beck, J.W., Richards, D.A., Edwards, R.L., Silverman, B.W., Smart, P.L., Donahue, D.J., Herrera-Osterheld, S., Burr, G.S., Calsoyas, L., Jull, A.J.T., Biddulph, D. 2001. Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the last glacial period. *Science* 292: 2453-2458.
- Beer, J., Muscheler, R., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Kubik, P.W., Synal, H.A. 2002. Cosmogenic nuclides during Isotope Stage 2 and 3. *Quaternary Science Reviews* 21, 1129-1139.
- Blades, B.S. 2001. *Aurignacian Lithic Economy: Ecological Perspectives from Southwestern France*, New York: Kluwer Academic Publishers.
- Bluszcz, A., Hercman, H., Pazdur, A., Pazdur, M.F. 1992. Radiometric dating. In J.K. Kozłowski, H. Laville and B. Ginter (eds.) "Temnata Cave. Excavations in Karlukovo Karst area, Bulgaria" Vol. I.1, 223-240. Cracow: Jagellonian University Press.
- Bluth, G.J.S., Schnetzler, C.C., Krueger, D.A.J., Walter, L.S. 1993. The contribution of explosive volcanism to global sulphur dioxide concentrations. *Nature* 366, 327-330.
- Bocquet-Appeal, Demars, P.Y. 2000. Population kinetics in the Upper Palaeolithic in western Europe. *Journal of Archaeological Science* 27, 551-570.
- Boëda, E. 2004. Du Paléolithique intermédiaire au Paléolithique supérieur dans le bassin d'El Kowm, In "New researches on the Late Middle Palaeolithic/Early Upper palaeolithic period, east of the Carpathes : continuity or discontinuity ?". Session org. by L. Meignen. and J.M. Geneste, Thematic block II, Abstract, p. 163. Lyon: X Annual Meeting EAA.
- Bolus, M., Conard, N.J. 2001. The late Middle Paleolithic and earliest Upper Paleolithic in Central Europe and their relevance for the Out of Africa hypothesis. *Quaternary International* 75, 29-40.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clases, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245-249.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Holmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.
- Bond, G., Wallace, B., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.
- Bond, G.C., Lotti, R. 1995. Iceberg discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* 267, 1005-1010.
- Borzatti von Löwenstern, E. 1963. La Grotta di Uluzzo. Campagna di scavi 1963. *Rivista di Scienze Preistoriche* 18, 75-89.
- Borzatti von Löwenstern, E. 1965. La grotta-riparo di Uluzzo C. (Campagna di scavi 1964). *Rivista di Scienze Preistoriche* 20, 1-31.
- Borzatti von Löwenstern, E. 1970. Prima campagna di scavi nella grotta "Mario Bernardini" (Nardò-Lecce). *Rivista di Scienze Preistoriche* 25, 89-125.

- Boscato, P. 1994. Grotta Paglicci: la fauna a grandi mammiferi degli strati 22-24 (Gravettiano antico – Aurignaziano). *Riv. Sc. Preist.* XLVI, 1, 145-176.
- Brantingham, P.J., Krivoshapkin, A.I., Li J., Tserendagva, Ya., 2001. The Initial Upper Paleolithic in Northeast Asia. *Current Anthropology* 42, 735-747.
- Brantingham, P.J., Kuhn, S.J., Kerry, K.W. (eds.) 2004. *The Early Upper Paleolithic Beyond Western Europe*. Berkeley: University of California Press.
- Brauer, A., Mingram, J., Frank, U., Günter, C., Scettler, G., Wulf, S., Zolitschka, B., Negendank, J.F.W. 2000. Abrupt environmental oscillation during the Early Weichselian recorded at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74, 79-90.
- Breuil, H. 1912. Les subdivisions du Paléolithique supérieur et leur signification. *Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie Préhistoriques, Genève 1912. Comptes-rendus, vol 1, 165-238, Genève (re-published 1937, Paris: Lagny)*
- Broecker, W.S. 1994. Massive icebergs discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372, 421-424.
- Byers, A.M. 1994. Symboling and the Middle-Upper Palaeolithic transition. A theoretical and methodological critique. *Current Anthropology* 35, 369-399.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canales, M., Sierro, F.J., Abel Flores, J., Shackleton, M. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705.
- Carbonell, E., Vaquero, M. 1996. *The Last Neandertals, the First Anatomically Modern Humans: A Tale about the Human Diversity*. Tarragona: Universitat Rovira i Virgili.
- Chaline, J., Brunet-Lecomte, P., Campy, M. 1995. The last glacial/interglacial record of rodent remains from the Gigny karst sequence in the French Jura used for palaeoclimatic and palaeoecological reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 117, 229-252.
- Channell, J.E.T., Stoner, J.S., Hodell, D.S., Charles, C.D. 2000. Geomagnetic paleointensity for the last 100 kyr from sub-antarctic South Atlantic: a tool for inter-hemispheric correlation. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 145-160
- Chapman, M.R., Shackleton, N.J. 1998. Millennial-scale fluctation in North Atlantic heat flux during last 150,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 159, 57-70.
- Chazan, M. 1995. The language hypothesis for the Middle-to-Upper Paleolithic transition. An examination based on a multiregional lithic analysis. *Current Anthropology* 36, 749-768
- Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J., Oldfield, F. 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, 323-335.
- Churchill, S.E., Smith, F.H. 2000. The authors of the early Aurignacian of Europe. *Yearbook of Physical Anthropology* 43, 61-115.
- Cini Castagnoli, G., Albrecht, A., Beer, J., Bonino, G., Shen, C., Callegari, E., Taricco, C., Dittrich-Hannen, B., Kubik, P., Suter, M., Zhu, G.M., 1995. Evidence for ¹⁰Be enhanced deposition in Mediterranean sediments 35 Kyr BP. *Geophysical Research Letters* 22, 707-710.
- Cini Castagnoli, G.C., Bonino, G., Taricco, C., Lehman, B. 1998. Cosmogenic isotopes and geomagnetic signals in a Mediterranean sea sediment at 35 000 y BP. *Nuovo Cimento della Societa Italiana di Fisica C- Geophysics and Space Physics* 21, 243-246.
- Cinque, A., Romano, P., Rosskopf, C., Santangelo, N., Santo, A. 1994. Morfologie costiere e depositi quaternari tra Acropoli e Ogliastro Marina (Cilento – Italia meridionale). *Il Quaternario* 7, 3-16.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher R.V., Heiken, G., Ort, M. 1997. Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes – the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75, 183-219.
- Clark, G.A. 1994. Comment on Byers 1994. *Current Anthropology* 35, 382.

- Clark, G.A. 2002. Neandertal archaeology – implications for our origins. *American Anthropologist* 104, 50-67.
- Clark, G.A. 2003. Comment on Bednarik 2003b. *Cambridge Archaeological Journal* 13, 56-58,
- Clark, G.A. Lindly, J.M. 1989. The case for continuity: observations on the biocultural transition in Europe and western Asia. In P. Mellars and C. Stringer (eds.) “The Human Revolution: Behavioural and Biological Perspectives on the Origins of Modern Humans”, 626-676. Edinburgh: Edinburgh University Press.
- Clark, G.A. Lindly, J.M. 1991. Paradigmatic biases and Paleolithic research traditions. *Current Anthropology* 32, 577-587.
- Clark, G.A., Riel-Salvatore, J. 2003. What’s in a name? An empirical review of the compositional integrity of the Eurasian Aurignacian. Abstracts for the Paleoanthropology Society Meetings, Tempe, Arizona, April 22-23, 2003.
- Clark, G.A., Willermet, C. (eds.) 1997. *Conceptual issues in modern human origins research*. New York: Aldine de Gruyter.
- Clarke, D.L. 1968. *Analytical archaeology*. London: Methuen.
- Clausen, H.B., Hammer, C.U. 1988. The Laki and Tambora eruptions as revealed in Greenland ice cores from 11 locations. *Annales of Glaciology* 19, 200-203.
- Combourieu Nebout, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* 30, 863-866.
- Conard N.J., Grootes, P.M., Smith, F.H. 2004. Unexpectedly recent dates for human remains from Vogelherd. *Nature* 430, 198-201.
- Conard, N.J., (ed.) 2001. *Settlement Dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone Age*, Tübingen: Kerns Verlag.
- Conard, N.J., Bolus, M. 2003. Radiocarbon dating the appearance of modern humans and timing of cultural innovations in Europe: new results and new challenges. *Journal of Human Evolution* 44, 331-371.
- Cornell, W., Carey, S., Sigurdsson, H. 1983. Computer simulation of transport and deposition of Campanian Y-5 ash. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, 89-109.
- Cortijo, E., Labeyrie L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.-L., Auffret, M. 1997. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 29-45.
- Cremaschi, M., Falguères, C., Gruppioni, G., Peresani, M., Sibilila, E., in press-b. Age of the Late Mousterian levels at Fumane Cave, Northern Italy, using ¹⁴C, electron spin resonance, ²³⁴U/²³⁰Th and thermoluminescence methods. *Journal of Archaeological Science*.
- Cremaschi, M., Ferraro, F., Peresani, M., Tagliacozzo, A. in press-a. Il sito: nuovi contributi sulla stratigrafia, la cronologia, le faune a macromammiferi e le industrie del paleolitico antico. In A. Broglio e G. Dal meri (eds.) “Pitture paleolitiche nelle Prealpi Venete: Grotta di Fumane e Riparo Dal meri”. Verona: Memorie Museo Civico di Storia Naturale.
- D’Errico F., Zilhão, J., Baffier, D., Julien, M., Pelegrin, J. 1998. Neandertal acculturation in Western Europe? A critical review of the evidence and its interpretation. *Current Anthropology* 39, 1-44.
- D’Errico, F., Sanchez Goñi, M.F. 2003. Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. *Quaternary Science Reviews* 22, 769-788.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from 250-Kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- Davies, S.W., Gollop, P. 2003. The Human Presence in Europe during the Last Glacial Period II. Climate Tolerance and Climate Preferences of Mid- and Late Glacial Hominids. In T.H. van

- Andel and W. Davies (eds.) "Neanderthals and modern humans in the European landscape during the last glaciation: archaeological results of the Stage 3 Project", Chapter 8, 131-146. Cambridge, McDonald Institute for Archaeological Research, University of Cambridge.
- De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P.B., Calvert, A., Bohrson, W.A., Spera, F.J., Belkin, H.E. 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineralogy and Petrology* 73, 47-65.
- Deino, A.L., Southon, J., Terrasi, F., Campajola, L., Orsi, G. 1994. ^{14}C and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegrean Fields, Italy. In *ICOG 1994, Abstracts*, Berkeley, CA.
- Demars, P.-Y. Laurent, P. 1992. *Types d'Outils Lithiques du Paléolithique Supérieur en Europe*, Paris: Presses du CNRS.
- Devine, J.D., Sigurdsson, H., Davis, A.N., Self, S. 1984. Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects. *Journal of Geophysical Research* 89, 6309-6325.
- Di Girolamo, P. 1970. Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nell'Ignimbrite Campana. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrog.* 26, 547-588.
- Di Girolamo, P. 1968. Petrografia dei tufi Campani: Il processo di pipernizzazione (Tufo-Tufo pipernoide-Piperno). *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli* 5, 4-25.
- Di Girolamo, P., Ghiara, M.R., Lirer, L., Munno, R., Rolandi, G., Stanzione, D. 1984. Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. It.* 103, 349-413.
- Di Girolamo, P., Rolandi, G., Stanzione, D. 1973. L'eruzione di pomici a letto dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano Auct). *Period. di Mineral.* 42, 439-468.
- Dibble, H.L., Mellars, P. (eds.) 1992. *The Middle Palaeolithic: adaptation, behaviour, and variability*. Philadelphia: University of Pennsylvania Press (University Museum monographs, 72).
- Djindjian, F. 1993. Les origines du peuplement Aurignacien en Europe. In L. Banesz and J.K. Kozłowski (eds.) "Aurignacien en Europe Occidentale et au proche Orient", 136-154. Bratislava: Proceedings of XII UISPP Congress.
- Drobniwicz, B., Ginter, B., Kazior, B., Kozłowski, J.K. 2000. Early Upper Palaeolithic assemblages from layer 4, trench TD-I. In B. Ginter et al. (eds.) "Temnata Cave. Excavations in Karlukovo Karst area, Bulgaria" Vol. 2 Part 1, 333-418. Cracow, Jagellonian University Press.
- Druitt, T.H. 1992. Emplacement of the 18 May 1980 lateral blast deposit ENE of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology* 54, 554-572.
- Duarte, C., Maurício, J., Pettitt, P.B., Souto, P., Trinkaus, E., van der Plicht, H., Zilhão, J. 1999. The early Upper Paleolithic human skeleton from the Abrigo do Lagar Velho (Portugal) and modern human emergence in Iberia. *Proceedings of the National Academy of Science* 96, 7604-7609.
- Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Coo, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* 24, 1781-1796.
- Farrand, W.R. 1977. Occurrence and age of Ischia Tephra in Franchthi Cave, Peloponnesos, Greece. *Abstracts with Programs, Geological Society of America* 9, 971.
- Fedele, F.G., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G. 2002. Ecosystem impact of the Campanian Ignimbrite eruption in Late Pleistocene Europe. *Quaternary Research* 57, 420-424.
- Fedele F.G., Giaccio B. in press. Palaeolithic cultural change in western Eurasia across the 40,000 BP timeline: continuities and environmental forcing. In P. Chenna Reddy (ed) "Exploring the mind of ancient man (Festschrift to Robert G. Bednarik)". Andhra Pradesh, India: Telugu University.
- Fedele, F.G., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G. 2003. The Campanian Ignimbrite eruption, Heinrich event 4 and the Palaeolithic change in Europe: a high-resolution investigation. In A.

- Robock and C. Oppenheimer (eds.) "Volcanism and Earth's Atmosphere". Geophysical Monograph 139, 301-325. Washington, USA: AGU 2003.
- Fedele, F.G., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G., Carrol, M., Scaillet, B. in press. The Campanian Ignimbrite factor: towards a reappraisal of the Middle to Upper Palaeolithic "transition". In R. Torrence and J. Grattan (eds.) "Natural Disasters and Cultural Change". (One World Archaeology 45). London, UK: UCL Press.
- Fedele, F.G. 1976. Sediments as palaeo-land segments: the excavation side of study. In D.A. Davidson and M.L. Shackley, (eds.) "Geoarchaeology: Earth Science and the Past", 23-48. London: Duckworth & Co.
- Ferrier, C. 2000. Correlations stratigraphiques des sédiments intépléniglaciaires. In B. Ginter et al. (eds.) "Temnata Cave. Excavations in Karlukovo Karst area, Bulgaria" Vol. 2 Part 1, 31-36. Cracow, Jagellonian University Press.
- Finlayson, C. 2004. Neanderthals and Modern Humans: An Ecological and Evolutionary Perspective, Cambridge: Cambridge University Press.
- Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G. 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow — emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 205-220.
- Franco, P. 1900. Il Tufo della Campania. *Bollettino Società Naturalisti* XIV.
- Freyer, D.W. 1993. Evolution at the European edge: Neanderthal and Upper Paleolithic relationships. *Préhistoire Européenne* 2, 9-69.
- Frezzotti, M., Narcisi, B. 1996. Late Quaternary tephra-derived paleosols in Central Italy's carbonate Apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications. *Quaternary International* 34-36, 147-153.
- Fumanal, M.P. 1997. La Cueva de Castelcivita. Estudio sedimentológico. In P. Gambassini (ed.) "Il Paleolitico di Castelcivita, culture e ambiente", 19-32. Napoli, Electa Napoli.
- Gambassini, P. 1997. Il Paleolitico di Castelcivita, culture e ambiente. Napoli, Electa Napoli.
- Gambassini, P. 1998. Grotta di Castelcivita. *Archivio di tipologia analitica* 21, 5-137.
- Gamble, C. 1999. The Palaeolithic societies of Europe. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409, 153-158.
- Giaccio, B., Coppola, D. 2000. Note preliminari sul contesto stratigrafico e paleoecologico del sito "Tana delle iene" (Ceglie Messapica, Brindisi, SE Italia). *Il Quaternario* 13(1/2), 5-20.
- Giaccio, B., Di Canzio, E., Fedele, F.G. 2004b. Tephrostratigraphic and palaeoenvironmental correlation between the "Middle/Upper palaeolithic" sequence of Castelcivita ave (Southern Italy) and the GISP2 ice-core. 32nd International Geological Congress, Florence, August 20-28, 2004, Abstracts.
- Giaccio, B., Hajdas I., Peresani, M., Fedele, F.G., Isaia, R. in press. The Campanian Ignimbrite (c. 40 ka BP) and its relevance for the timing of the Middle to Upper Palaeolithic shift: timescales and regional correlations. In N. Conard (ed.) "Neanderthals and Modern Humans Meet". Tübingen Publications in Prehistory, Tübingen: Eberhard-Karls-Universität.
- Giaccio, B., Rolfo, M.F., Bozzato, S. Galadini, F., Messina, P., Silvestrini, M., Sposato, A. 2004. La risposta ambientale ed umana alle oscillazioni climatiche sub-orbitali dell'OIS3: evidenze geoarcheologiche dalla Piana di Colfiorito (Appennino centrale). *Il Quaternario* 17(2/1), 239-256.
- Gibson, K.R. 1996. The biocultural human brain, seasonal migrations, and the emergence of the Upper Paleolithic. In P. Mellars and K.R. Gibson. (eds.) "Modelling the early human mind", 33-46. Cambridge: McDonald Institute for Archaeological Research.

- Ginter, B., Kozłowski, J.K. 1992. The archaeological sequence. In J.K. Kozłowski, H. Laville and B. Ginter (eds.) "Temnata Cave. Excavations in Karlukovo Karst area, Bulgaria" Vol. 1 Part 1, 289-294. Cracow, Jagellonian University Press.
- Ginter, B., Kozłowski, J.K., Guadelli, J.-L. Laville, H., (eds.) 2000. Temnata Cave: Excavations in Karlukovo Karst Area, Bulgaria, Vol. 2(1), Kraków: Jagellonian University Press.
- Gould, S.J., Vrba, E.S. 1982. Exaptation – a missing term in the science of form. *Palaeobiology* 8, 4-15.
- Gowlett, J.A.J. 2001. Out in the cold. *Nature* 413, 33-34.
- Grönvold, K., Oskarsson, N., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Bond, G., Bard, E. 1995. Ash layer from Icelandic in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 149-155.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552-554.
- Guerri, M. 1977. *Notiziario, Rivista di Scienze Preistoriche*, XXXII, p. 318.
- Haesaerts, P., F. Damblon, A. Sinistyn, and J. Van der Plicht. 2004. Kostienki 14 (Voronezh, Central Russia): new data on stratigraphy and radiocarbon chronology. In M. Dewez, P. Noiret and E. Teheux, "The Upper Palaeolithic. General Sessions and Posters", 169-180. Proceedings of XIV UISPP Congress. Oxford: British Archaeological Reports, International Series 1240.
- Hajdas, I., Bonani, G., Beer, J., Cini Castagnoli, G., Taricco, C., Bernasconi, S., Mendelson, M. submitted-b. A unique radiocarbon anomaly at 40 ka BP and its impact on chronologies of paleo records. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Hajdas, I., Bonani, G., Freed, M., Goldstein, S.L., Muscheler, R., Stein, M. submitted-a. Elevated ¹⁴C across the Laschamp Event in Lake Lisan (last Glacial Dead Sea): implications for dating the Middle to Upper Paleolithic transition. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Hammer, C.U., Andersen, K.K., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Schött Hvidberg, C., Iversen, P., 1997. The stratigraphic dating of the GRIP ice core. Special report, Geophys. Dep., Niels Bohr Inst. for Astron. Phys. and Geophys., University of Copenhagen, Copenhagen.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature* 288, 230-235.
- Harvel, M.A. 1984. *The human and environmental consequences of nuclear war*. New York, Springer-Verlag, pp. 179.
- Hays, M., Thacker, P., (eds.) 2001. *Questioning the Answers: Re-solving Fundamental Problems of the Early Upper Paleolithic*, BAR S1005, Oxford, Archaeopress
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Henshilwood, C.S., Marean, C.W. 2003. The origin of modern human behavior: critique of the models and their test implications. *Current Anthropology* 44, 627-652
- Hinrichs, J., Schnetger, B., Schale, H., Brumsack, H.-J. 2001. A high resolution study of NE Atlantic sediments at station Bengal: geo chemistry and early diagenesis of the Heinrich layers. *Marine Geology* 117, 79-22.
- Hoffecker, J.F., Anikovich, M.V., Sinitsyn, A.A., Holliday, V.T., Forman, S.L. 2002. Initial Upper Paleolithic in Eastern Europe: new research at Kostenki. Abstracts for the Paleoanthropology Society Meetings, Denver, March 19-20 2002.
- Hoffecker, J.F., Wolff, C.A. 1988. *The early Upper Palaeolithic: evidence from Europe and the Near East*. British Archaeological Reports, International Series 437, Oxford.
- Huang, C.-Y., Zhao, M., Wang, C.-C., Wei, G. 2001. Cooling of the South China Sea by the Toba eruption and correlation with other climate proxies ~71,000 years ago. *Geophysical Research Letters* 28, 3915-3918.

- Hublin, J.J. 1990. Les peuplements paléolithiques de l'Europe: un point de vue paléobiogéographique. In C. Farizy (ed.) "Paléolithique Moyen Recent et Paléolithique Supérieur Ancien en Europe", 29-37. Nemours: Mémoires du Musée de Préhistoire d'Ile de France 3.
- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C., Turnbull, J. 2004. ^{14}C Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science* 303, 202-207.
- INQUA Congress 2003. The extinction of the European Neanderthals during Isotope Stage 3. Session No 82 (Straus, L.G., presiding), XVI INQUA Congress, Reno, Nevada, July 2003.
- Jacoby, G.C., Karen, W.W., D'Arrigo, R.D. 1999. Laki eruption of 1783, tree rings, and disaster for northwest Alaska Inuit. *Quaternary Science Reviews* 18, 1365-1371
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A., White, J. 2001. Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16 (4), 299-307.
- Jöris, O., Fernández, E.Á., Weninger, B., 2003. Radiocarbon evidence of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southwestern Europe. *Trabajos de Prehistoria* 60(2), 15-38.
- Jöris, O., Weninger, B. 2000. Radiocarbon calibration and the absolute chronology of the Late Glacial. In B. Valentin, P. Bodu and M. Christensen (eds.) "L'Europe Centrale et Septentrionale au Tardiglaciaire", 19-54. Nemours: Mémoires de la Musée de Préhistoire de l'Ile de France 7.
- Jöris, O., Weninger, B. 1998. Extension of the 14-C calibration curve to ca. 40,000 cal BC by synchronizing Greenland 18O/16O ice core records and North Atlantic Foraminifera profiles: A comparison with U/Th coral data. *Radiocarbon* 40, 495-504.
- Kamata, H., Hayashida, A., Danhara, T. 1997. Identification of a pair of co-ignimbrite ash and underlying distal plinian ash in the Early Pleistocene widespread tephra in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78, 51-64.
- Karvanić, I., Smith, F.H., 1998. The Middle/Upper Paleolithic interface and the relationship of Neanderthals and early modern humans in the Hrvatsko Zagorje, Croatia. *Journal of Human Evolution* 34, 223-248.
- Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D., Altherr, R. 1978. Explosivevolcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geological Society of America Bulletin* 89, 591-604.
- Kelly, R. 1995. *The Foraging Spectrum: Diversity in Hunter-gatherer Lifeways*, Washington, DC: Smithsonian Institution Press.
- Kieffer, G., Vernet, G., Raynal, J.-P., Gambassini, P., Ronchitelli, A. 2001. Reconnaissance de l'Ignimbrite Campanienne en contexte archéologique entre Salerno et Policastro (Italie). In E. Juvigné and J.P. Raynal (eds.) "Tephros: chronologie, archéologie", 153-158. Paris: Les dossiers de l'Archéo-Logis 1.
- Kieffer, G., Vernet, G., Raynal, J.-P. 2000. Reconnaissance de l'ignimbrite campanienne près du golfe de Policastro (Italie), jusqu'à 150 km de sa zone d'émission. Implications volcanologique et paléoenvironnementales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA/Earth and Planetary Science* 330, 105-110.
- Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A., Blamart, D. 1999. Rapid climatic variations during marine isotope stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 489-502.
- Kitagawa, H., van der Plicht, J. 1998. Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P.: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science* 279, 1187-1190.
- Klein, R.G. 1969. *Man and culture in the Late Pleistocene. A case study*. San Francisco: Chandler.

- Kozłowski, J.K. 1990. A multiaspectual approach to the origins of the Upper Palaeolithic in Europe. In P. Mellars (ed.) "The emergence of modern humans – an archaeological perspective", 419-438. Edinburgh: Edinburgh University Press.
- Kozłowski, J.K. 1998. The Middle and the Early Upper Paleolithic around the Black Sea. In T. Akazawa, K. Aoki and O. Bar-Yosef (eds.) "Neandertals and modern humans in Western Asia", 461-482. New York: Plenum Press.
- Kozłowski, J.K., Otte, M. 2000. The formation of the Aurignacian in Europe. *Journal of Anthropological Research* 56, 513-534.
- Kozłowski, J.K., Laville, H., Ginter, B. (eds.) 1992. *Temnata Cave. Excavations in Karlukovo Karst area, Bulgaria*. Cracow: Jagellonian University Press.
- Kozłowski, J.K., Otte, M. 2000. La formation de l'Aurignacien en Europe. *L'Anthropologie* 104, 3-15.
- Kuhn, S.L. 1995. *Mousterian lithic technology. An ecological perspective*. Princeton, NJ: Princeton University Press.
- Kuhn, S.L., Bietti, A. 2000. The late Middle and Early Upper Paleolithic in Italy. In O. Bar-Yosef and D. Pilbeam (eds.) "The geography of Neandertals and modern humans in Europe and the Greater Mediterranean", 49-72. Cambridge, MA: Peabody Museum Bulletin 8.
- Labreiro, S.M., Moreno, J.C., McCave, I.N., Weaver, P.P.E. 1996. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamont: 39°N, 12°W). *Marine Geology* 131, 47-56.
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Michel, E., Muscheler, R., Beer, J. 2002. Geomagnetic field intensity, North Atlantic Deep Water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 177-190.
- Laj, C., Mazaud, A., Duplessy, J.C. 1996. Geomagnetic intensity and ^{14}C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr. *Geophysical Research Letters* 23, 2045-2048.
- Lanphere, M.A. 2003. Application of K-Ar dating to the chronology of young volcanic centers. *Eos. Trans. AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract.
- Legros, F., Kelfoun, K. 2000. On the ability of pyroclastic flows to scale topographic obstacles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, 235-241.
- Li, T., Liu, Z., Hall, M.A., Berne, S., Saito, Y., Cang, S., Cheng, Z. 2001. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 176, 133-146.
- Lirer, L., Pescatore, T., Scandone, P., 1967. Livello di piroclastiti nei depositi continentali post-tirreniani del litorale sud-tirrenico. *Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali Catania* S. 6, 18, 85-115.
- Lirer, L., Rolandi, G., Rubin, M., 1991. ^{14}C age of the "Museum Breccia" Campi Flegrei and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48, 223-227.
- Manabe, S., Bryan, K., Jr. 1985. CO_2 -induced change in a coupled ocean atmosphere model and its paleoclimatic implications. *Journal of Geophysical Research* 90, 11,689-11,707
- Mangerud, J., Løvlie, R., Gulliksen, S., Hufthammer, A.K., Larsen, E., Valen, V. 2003. Paleomagnetic correlations between Scandinavian Ice-Sheet fluctuations and Greenland Dansgaard-Oeschger events, 45,000–25,000 yr B.P. *Quaternary Research* 59, 213-222.
- Marean, C.W., Assefa, Z. 1999. Zooarchaeological evidence for Neandertal and Early Modern Human faunal exploitation. *Evolutionary Anthropology* 8, 22-37.
- Masini, F., Abbazzi, L. 1997. L'associazione di mammiferi della Grotta di Castelcivita. In P. Gambassini (ed.) "Il Paleolitico di Castelcivita, culture e ambiente", 33-59. Napoli, Electa Napoli.
- Mass, C., Robock, A. 1982. The short-term influence of Mount St. Helens volcanic eruption on surface temperature in northwest United States. *Monthly Weather Review* 110, 614-622.

- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Berry Lyons, W., Prentice, M. 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-years-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12), 26345-26366.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Bloomfield, P., Bond, G.C., Alley, A., Gow, A.J., Grootes, P.M., Meese, D.A., Ram, M., Taylor, K.C., Wumkes, W. 1994. Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years. *Science* 263, 1747-1751.
- Mazaud, A., Laj, C., Bard, E., Arnold, M., Tric, E. 1991. Geomagnetic field control of ^{14}C production over the last 80 KY: implications for the radiocarbon time-scale. *Geophysical Research Letters* 18, 1885-1888.
- McCoy, F.W., Cornell, W. 1990. Volcaniclastic sediments in the Tyrrhenian basin. In K.A. Kastens and J. Mascle et al. (eds.) "Proceedings of the ODP", 291-305. *Scientific Results* 107.
- Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A., Grootes, P.M., Ram, M., Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Bolzan, J.F. 1997. The Greenland Ice Sheet Core Project 2 depth-age scale: methods and results. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12), 26411-26423.
- Melekestsev, I.V., Kirianov, V.Y., Praslov, N.D. 1984. Catastrophic eruption in the Phlegrean Fields region (Italy) - possible source for a volcanic ash in late Pleistocene sediments of the European part of the USSR. *Vulcanologija i Seismologija* 3, 35-44.
- Mellars, P. 1996. *The Neanderthal legacy. An archaeological perspective from Western Europe.* Princeton, NJ: Princeton University Press.
- Mellars, P. 1996. *The Neanderthal Legacy: An Archaeological Perspective from Western Europe,* Princeton, Princeton University Press.
- Mellars, P. 2004. Neanderthals and the modern human colonization of Europe. *Nature* 432, 461-465.
- Mellars, P., Otte, M., Straus, L.G., Zilhão, J., D'Errico, F. 1999. The Neanderthal problem continued. *Current Anthropology* 40, 341-364.
- Melluso, L., Morra, V., Perrotta, A., Scarpati, C., Adabbo, M. 1995. The eruption of Breccia Museo (Campi Flegrei, Italy): Fractional crystallization processes in a shallow, zoned magma chamber and implications for the eruptive dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 68, 325-339.
- Milia, A. 1999. Aggrading and prograding infilling of a peri-Tyrrhenian basin: Naples Bay, Italy. *Geo-Marine Lett.* 19, 237-244.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Vidal, A. 2004. Millennial -scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, 205-219.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sánchez-Goñi, M.F., Grimalt, J.O., Weltje, G.J. 2002. Saharan Dust Transport and High-Latitude Glacial Climatic Variability: The Alboran Sea Record. *Quaternary Research* 58, 318-328.
- Moro, M., Bosi, V., Galadini, F., Galli, P., Giaccio, B., Messina, P., Sposato, A. 2002. Analisi paleosismologiche lungo la faglia del M. Marine (alta valle dell'Aterno): risultati preliminari. *Il Quaternario* 15, 267-278.
- Munno, R., Petrosino, P. 2004. New constraints on the occurrence of Y-3 Upper Pleistocene tephra marker layer in the Tyrrhenian Sea. *Il Quaternario* 17(1), 11-20.
- Mussi, M., 2001. *Earliest Italy. An overview of the Italian Paleolithic and Mesolithic.* New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers.
- Narcisi, B. 1996. Tephrochronology of a late Quaternary lacustrine record from the Monticchio maar (Vulture volcano, southern Italy). *Quaternary Science Reviews* 15, 115-165.
- Narcisi, B., Vezzoli, L. 1999. Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean – an overview. *Global and Planetary Change* 21, 31-50.

- Omoto, K., Tobias, P.V. (eds.) 1998. *The origins and Past of Modern Humans: Toward Reconciliation*, Singapore: World Scientific.
- Oppenheimer, C. 2002. Limited global change due to the largest known Quaternary eruption, Toba ~74 kyr BP?. *Quaternary Science Reviews* 21, 1593-1609.
- Orsi, G., De Vita, S., di Vito, M. 1996. The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, 179-214.
- Ort, M., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R.V. 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bulletin of Volcanology* 65, 55-72.
- Ort, M., Rosi, M., Anderson, C.A. 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 167-178.
- Pailler, D., Bard, E. 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140000 yr recorded by organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 431-452.
- Palais, J. M., Sigurdsson, H. 1989. Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. In A.L. Berger, R.E. Dickinson, and J. Kidson (eds.) "Understanding Climate Change". *Geophysical Monograph* 52, 31-53. Washington, USA, AGU 2003.
- Palma Di Cesnola, A. 1963. Prima campagna di scavi nella Grotta del Cavallo presso Santa Caterina (Lecce). *Rivista di Scienze Preistoriche* 18, 41-74.
- Palma Di Cesnola, A. 1964. Seconda campagna di scavi nella Grotta del Cavallo presso Santa Caterina (Lecce). *Rivista di Scienze Preistoriche* 19, 23-39.
- Palma Di Cesnola, A. 1989. L'Uluzzien: faciès italien du Leptolithique archaïque. *L'Anthropologie* 93, 783-811.
- Palma Di Cesnola, A. 1990. Gli scavi a Grotta Paglicci durante il 1990. In: *Atti del 12° Conv. Nazionale "Preistoria-Protostoria-Storia della Daunia"*, 23-34. San Severo 14-16 dicembre 1990.
- Palma Di Cesnola, A. 1993. La campagna 1991 a Grotta Paglicci. In: *Atti del 13° Conv. Nazionale "Preistoria-Protostoria-Storia della Daunia"*, 9-13. San Severo 22-24 novembre 1991.
- Palma di Cesnola, A. 2001. *Le Paléolithique Supérieur en Italie*, Grenoble: Jérôme Million.
- Pappalardo, L., Civetta, L., De Vita, S., Di Vito, M.A., Orsi, G., Carandente, A., Fisher, R.V. 2002. Timing of magma extraction during the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei caldera). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 479-497.
- Paterne, M. 1992. Additional remarks on tephra layer from Temnata Cave. In J.K. Kozłowski, H. Laville and B. Ginter (eds.) "Temnata Cave. Excavations in Karlukovo Karst area, Bulgaria" Vol. 1 Part 1, 99-100. Cracow. Jagellonian University Press.
- Paterne, M., Guichard, F. 1988. Triggering of volcanic pluses in the Campanian area, south Italy, by periodic deep magma influx. *Journal of Geophysical Research* 93(B2), 1861-1873.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P.Y., Duplessy, J.C. 1986. Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Marine Geology* 72, 259-285.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J. 1988. Explosive activity of the south Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34, 153-172.
- Paterne, M., Kallel, N., Labeyrie, L., Vautravers, M., Duplessy, J.C., Rossignol-Strick, M., Cortijo, E., Arnold, M., Fontugne, M. 1999. Hydrological relationship between the North Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea during the past 15-75 kyr. *Paleoceanography* 14, 626-638.

- Perrotta, A., Scarpati, C. 2003. Volume partition between the plinian and co-ignimbrite air fall deposits of the Campanian Ignimbrite eruption. *Mineralogy and Petrology* 79, 67-78.
- Peterkin, G.L., Price, H.A. (eds.) 2000. *Regional Approaches to Adaptation in Late Pleistocene Western Europe*, BAR S896, Oxford: Archaeopress.
- Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Karabanov, E.B., Khursevich G.K. 2001. Continental response to Heinrich events and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia. *Global and Planetary Change* 28, 117-126.
- Pyle, D.M., Ricketts, G.D., Sinitsyn, A., Praslov, N., Lisitsyn, S., Margari, V., van Andel, T.H. 2004. Y5 Tephra from the Campanian Ignimbrite eruption: a key chronostratigraphic marker for the Mediterranean and Eastern Europe. Abstract, VI INQUA Congress, Reno July 23-30 2003.
- Quam, R.M., Smith, F.H. 1998. A reassessment of the Tabun C2 mandible. In Akazawa Aoki and Bar-Yosef (eds.), 405-421.
- Rampino, M.R. 2002. Supereruptions as a threat to civilizations on Earth-like planets. *Icarus* 156, 562-569.
- Rampino, M.R., Ambrose, S. 2000. Volcanic winter in the Garden of Eden: The Toba supereruption and the late Pleistocene human population crash. In F.W. McCoy and G. Heiken (eds.) "Volcanic hazards and disasters in human antiquity". Geological Society of America, Special Paper 345, 71-82.
- Rampino, M.R., Self, S. 1982. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatua (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosol, and climatic impact. *Quaternary Science Reviews* 18, 127-143.
- Rampino, M.R., Self, S. 1984. Sulphur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosol. *Nature* 310, 677-679.
- Rampino, M.R., Self, S. 1992. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature* 359, 50-52.
- Rampino, M.R., Self, S. 1993. Climate-volcanism feedback and the Toba eruption of ca. 74,000 years ago. *Quaternary Research* 40, 269-280.
- Rampino, M.R., Self, S., Stothers, R.B. 1988. Volcanic winter. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 16, 73-99.
- Rampino, M.R., Stothers, R.B., Self, S. 1985. Climate effects of volcanic eruptions. *Nature* 313, 272.
- Ramrath, A., Zolitschka, B., Wulf, S., Negendank, J.F.W. 1999. Late Pleistocene climatic variations as recorded in two Italian maar lakes (Lago di Mezzano, Lago Grande di Monticchio). *Quaternary Science Reviews* 18, 977-992.
- Renfrew, C. 1972. *The Emergence of Civilisation. The Cyclades and the Aegean in the Third Millennium B.C.*, London: Methuen.
- Richter, D., Waiblinger, J., Rink, W.J., Wagner, G.A., 2000. Thermoluminescence, electron spin resonance and ¹⁴C-dating of the late Middle and early Upper Palaeolithic site of Geißenklösterle Cave in southern Germany. *Journal of Archaeological Science* 27, 71-89.
- Riel-Salvatore, J., Clark, G.A. 2001. Grave markers. Middle and Early Upper Paleolithic burials and the use of chronotypology in contemporary Paleolithic research. *Current Anthropology* 42, 449-479.
- Robock, A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Review of Geophysics* 38, 191-219.
- Robock, A., Mao, J. 1992. Winter warming from large volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters* 12, 2405-2408.
- Rolandi, G., Bellucci, F., Heizler, M.T., Belkin, H.E., De Vivo, B. 2003. Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. *Mineralogy and Petrology* 79, 3-31.

- Rosi, M. Sbrana, A. 1987. The Phlegraean Fields, Quaderni de 'La ricerca Scientifica' 114, Rome: Consiglio Nazionale delle Ricerche.
- Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P., De Censi, M. 1996. Interaction between Caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy. *Bulletin of Volcanology* 57, 541-554.
- Rosi, M., Vezzoli, L., Castelmenzano, A., Greco, G. 1999. Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Fields, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 179-198.
- Roucoux, K.H., Shackleton, N., Abreu, L., Schönfeld, J., Tzedakis, P.C. 2001. Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research* 55, 128-132.
- Sánchez Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.P., Grimalt, J.O., Shackleton, N. 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19, 95-105.
- Sánchez Goñi, M.F., Turon, J.L., Eynaud, F., Gendreau, S. 2000. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere–Ocean System during the Last Glacial Period. *Quaternary Research* 54, 394-403.
- Sarel, J. 2004. The Middle-Upper Palaeolithic Transition in Israel: Technological Analysis, BAR S1229, Oxford: Archaeopress.
- Sarnthein, M., Kennett, J.P., Allen, J.R.M., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J., Ramesh, R. 2002. Decadal-to-millennial-scale climate variability – chronology and mechanisms: summary and recommendations. *Quaternary Science Reviews* 21, 1121-1128.
- Scacchi, A. 1890. La regione vulcanica fluorifera della Campania (II Edition). *Memorie Regia Commissione Geologica Italiana* 4.
- Scaillet, B., Pichavant, M. 2003. Experimental constraints on volatile abundances in arc magmas and their implications for degassing processes. In C. Oppenheimer, D.M. Pyle, and J. Barclay (eds.) "Volcanic Degassing". *Geological Society Special Publication* 213, 23-52.
- Scaillet, B., Luhr, J.F., Carroll, M.R. 2003. Petrological and volcanological constraints on volcanic sulfur emissions to the atmosphere. In A. Robock, and C. Oppenheimer (eds.) "Volcanism and the Earth's Atmosphere". *Geophysical Monograph* 139, 11-40. Washington: American Geophysical Union.
- Scandone, R., Bellucci, F., Lirer, L. Rolandi, G. 1991. The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48, 1-31.
- Schmider, B. (ed.) 2002. L'Aurignacien de la Grotte du Renne: Les Fouilles d'André Leroi-Gourhan à Arcy-sur-Cure (Yonne). *Supplément à 'Gallia Préhistoire'* 34, Paris: CNRS Éditions.
- Schramm, A., Stein, M., Goldstein, S.L. 2000. Calibration of the ¹⁴C time scale to >40 ka by ²³⁴U-²³⁰Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea). *Earth and Planetary Science Letters* 175, 27-40.
- Schulz, H., Emeis, K.-C., Erlenkeuser, H., von Rad, U., Rolf, C. 2002. The Toba Volcanic Event and Interstadial/Stadial Climates at the Marine Isotopic Stage 5 to 4 Transition in the Northern Indian Ocean. *Quaternary Research* 57, 22-31.
- Schulz, H., von Road, U., Erlenkeuser, H. 1998. Correlations between Arabian sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature* 393, 54-57.
- Seymour, K., Christanis, K. 1995. Correlation of tephra layer in western Greece with a Late Pleistocene eruption in the Campanian province of Italy. *Quaternary Research* 43, 46-54.
- Seymour, K., Christanis, K., Bouzinos, A., Papazisimou, S., Papatheodorou, G., Moran, E., Dénès G. 2004. Tephrostratigraphy and tephrochronology in the Philippi peat basin Macedonia, Northern Hellas (Greece). *Quaternary International* 121, 53-65.

- Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Tzu-chien Chiu, Parrenin, F. 2005. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\Delta^{14}\text{C}$. *Quaternary Science Reviews* 23, 1513–1522.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Vincent, E. 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000–24,000 years ago. *Paleoceanography* 15, 565–569.
- Shea, J.J. 1997. Stone spear points from the Middle Paleolithic: an inter-regional perspective. In H. Knecht (ed.) “Projectile Technologies: Archaeological and Ethnoarchaeological Perspectives”, 79-106, New York: Plenum Press.
- Signorelli, S., Vaggelli, G., Francalanci, L., Rosi, M. 1999. Origin of magmas feeding the Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields (Italy): constraints based on matrix-glass and glass-inclusion compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 199-220.
- Sigurdsson, H. 1990. Evidence of volcanic loading of the atmosphere and of climate response. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 89, 277-289.
- Sinitzky, A.A. 2003a. The most ancient sites of Kostenki in the context of the Initial Upper Paleolithic of northern Eurasia. In J. Zilhão and F. d'Errico (eds.) “The Chronology of the Aurignacian and of the Transitional Technocomplexes. Dating, Stratigraphies, Cultural Implications”. Proceedings of Symposium 6.1 of the XIV-th Congress of the UISPP. *Trabalhos de Arqueologia* 33, 89-107. Lisboa.
- Sinitzky, A.A. 2003b. A Palaeolithic 'Pompeii' at Kostenki, Russia. *Antiquity* 77: 9-14.
- Sinitzky, A.A. 2004. Earliest Upper Palaeolithic layers at Kostenki 14 (Markina gora): preliminary results of the 1998-2001 excavations. In M. Dewez, P. Noiret and E. Teheux, “The Upper Palaeolithic. General Sessions and Posters”, 181-190. Proceedings of XIV UISPP Congress. Oxford: British Archaeological Reports, International Series 1240.
- Smith, F.H. 1994. Samples, species, and speculations in the study of modern human origins. In M. Nitecki and D. Nitecki (eds.) “Origins of Anatomically Modern Humans”, 228-249. New York: Plenum Press.
- Smith, F.H., Falsetti, A.B., Simmons, T. 1995. Circum-mediterranean biological connections and the pattern of late Pleistocene human evolution. In H. Ullrich (ed.) “Man and environment in the Paleolithic”, 197-207. Liège: Université de Liège (ERAUL, 62).
- Smith, F.H., Janković, I., Karavanić, I. 2005. The assimilation model, modern human origins in Europe, and the extinction of Neandertals. *Quaternary International* 137, 7-19.
- Smith, F.H., Karavanić, I., Janković, I. 2003. Neandertal-Early modern human interactions in Europe and the assimilation model of modern human origins. INQUA Congress 2003, Abstract.
- Sparks, R.S.J., Huang, T.C. 1980. The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites. *Geological Magazine* 117(5), 425-436.
- Stewart, J.R. 2005. The ecology and adaptation of Neanderthals during the non-analogue environment of Oxygen Isotope Stage 3 *Quaternary International* 137, 35-46.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T., Kissel, C. 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetism paleointensity stacks (0-80 ka): implications for inter-hemispheric correlation. *Quaternary Science Reviews* 21, 1141-1151.
- Straus, L.G. 1990. The early Upper Paleolithic of Southwest Europe: Cro-Magnon adaptations in the Iberian peripheries, 40,000-20,000 BP. In P. Mellars (ed) 1990, 276-302.
- Straus, L.G. 1994. Comment on Byers (1994). *Current Anthropology* 35, 392.
- Straus, L.G. 2003. THE Aurignacian? Some thoughts. In J. Zilhão and F. d'Errico (eds.) “The chronology of the Aurignacian and transitional technocomplexes. Dating, Stratigraphies, Cultural Implications”, 11-17. Lisbon: Instituto Português de Arqueologia.
- Straus, L.G., Bar-Yosef, O. (eds.) 2001. Out of Africa in the Pleistocene. *Quaternary International* 75, 1-124.

- Straus, L.G., Bar-Yosef, O., (eds.) 2001. Out of Africa in the Pleistocene. *Quaternary International* 75, 1-124.
- Stringer, C., Davies, W. 2001. Those elusive Neanderthals. *Nature* 413, 791-792.
- Stringer, C., Gamble, C. 1993. In search of the Neandertals. London: Thames and Hudson.
- Stringer, C.B., Barton, R.N.E., Finlayson, J.C. (eds.) 2000. Neanderthals on the Edge: 150th Anniversary Conference of the Forbes' Quarry Discovery, Gibraltar, Oxford: Oxbow Books.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M. 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Sulpizio, R., Zanchetta, G., Paterne, M., Siani, G. 2003. A review of tephrostratigraphy in central and southern Italy during the last 65 KA. *Il Quaternario* 16(1), 91-108.
- Thouveny, N., de Beaulieu, J.-L., Bonifay, E., Creer, K.M., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille M., Williams, T., Williamson, D. 1994. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature* 371, 503-506.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y., Shackleton, N.J. 2000. Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 61-75.
- Thunell, R., Federman, A., Sparks, S., Williams, D. 1979. The origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean. *Quaternary Research* 12, 241-253.
- Tinus, R.W., Roddy, D.J. 1990. Effects of global atmosphere perturbations on forest ecosystems in the Northern Temperate zone; Predictions of seasonal depressed-temperature kill mechanisms, biomass production, and wildfire soot emission. In V.L. Sharpton, and P.D. Ward (eds.) "Global Catastrophes in Earth History". Geological Society of America Special Paper 247, 77-86.
- Ton-That, T., Singer, B., Paterne, M. 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of latest Pleistocene (41 ka) marine tephra in the Mediterranean Sea: implications for global climate records. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 645-658.
- Tric, E., Valent, J.P., Tucholka, P., Paterne, M., Labeyrie, L., Guichard, F., Tauxe, L., Fontugne, M. 1992. Paleointensity of the geomagnetic field during the last 80,000 years. *Journal of Geophysical Research* 97 (B6), 9337-9351.
- Trinkaus, E., Milota, Ș., Gerhase, M., Sarcina, L., Bîlgăr, A., Moldovan, O., Rodrigo, R., Bailey, S.E., Franciscus, R.G., Ponce de León, M., Zollikofer, C.P.E. 2004. Bones, bodies and bears in the Peștera cu Oase, Romania. Abstracts paper A71, Paleoanthropology Society Meeting, March 31 2004, Montreal.
- Trinkaus, E., Moldovan, O., Milota, Ș., Bîlgăr, A., Sarcina, L., Athreia, S., Bailey, S.E., Rodrigo, R., Gherase, M., Higham, T., Bronk Ramsey, C., van der Plicht, J. 2003a. An early modern human from the Peștera cu Oase, Romania. *Proceedings of the National Academy of Science* 100(20), 11231-11236.
- Trinkaus, E., Ș. Milota, R. Rodrigo, G. Mircea, and O. Moldovan. 2003b. Early modern human cranial remains from the Peștera cu Oase, Romania. *Journal of Human Evolution* 45: 245-253.
- Tzedakis, P.C. 2005. Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. *Quaternary Science Reviews* 24, 1585-1599.
- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Lawson, I.T., Preece, R.C., Cacho, I., de Abreu, L., 2004. Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability. The response of vegetation in Greece during the last glacial. *Geology* 32, 109-112.
- Upton, J., Cole, P., Shaw, P., Szakacs, A., Seghedi, I. 2002. Correlation of tephra layers found in southern Romania with the Campanian Ignimbrite (~37 ka) eruption. In: The Quaternary Research Association and First Postgraduate Paleo-environmental Symposium, 36. Amsterdam: Universiteit van Amsterdam.

- Valladas, H., Mercier, N., Escutenaire, C., Kalicki, T., Kozłowski, J.K., Sitlivy, V., Sobczyk, K., Zięba, A., Van Vliet-Lanoë, B. 2003. The late Middle Paleolithic blade technologies and the transition to the Upper Paleolithic in southern Poland: TL dating contribution. *Eurasian Prehistory* 1(1), 57-82.
- van Andel T.H., Davies W. (eds.) 2003. Neanderthals and modern humans in the European landscape during the last glaciation: archaeological results of the Stage 3 Project. Cambridge, McDonald Institute for Archaeological Research, University of Cambridge.
- van Andel, T.H 2002. The Climate and Landscape of the Middle Part of the Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project. *Quaternary Research* 57, 2-8.
- van Andel, T.H., Davies, W., Weninger, B., Jöris., O. 2003. Archaeological dates as proxies for the spatial and temporal human presence in Europe: a discourse on the method. In T.H. van Andel and W. Davies (eds.) "Neandertals and Modern Humans in the European landscape during the Last Glaciation: archaeological results of the Stage 3 project", 21-29. Cambridge: McDonald Institute for Archaeological Research.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Miche, E., Bequé, S., van Veering, T.C.E. 1997. Evidence for changes in the North Atlantic deep water linked to meltwater surges during Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 13-27.
- Voelker, A. 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185-1212.
- Voelker, A.H.L., Grootes, P.M., Nedeau, M.J., Sarnthein, M. 2000. Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25-53 kyr and their link to the earth's magnetic field intensity. *Radiocarbon* 42, 437-452.
- Voelker, A.H.L., Sarnthein, M., Grootes, P.M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M.J., Schlesinger, M. 1998. Correlation of marine ^{14}C ages from the Nordic seas with the GISP2 isotope record: implications for radiocarbon calibration beyond 25 ka. *Radiocarbon* 40, 517-534.
- Vogel, J.C., Kronfeld, J. 1997. Calibration of radiocarbon dates for the late Pleistocene using U/Th dates on stalagmites. *Radiocarbon* 39, 27-32.
- Volman, T. 1984. Early prehistory of Southern Africa. In R.G. Klein (ed.) "Southern African prehistory and paleoenvironments", 169-220. Rotterdam: A.A. Balkema.
- Vrba E.S., Denton G.H., Partridge T.C., Burckle L.H. (eds.) 1995. *Paleoclimate and evolution, with emphasis on human origins*. New Haven, CT: Yale University Press.
- Wagner, G., Beer, J., Laj, C., Kissel, C., Masarik, J., Muscheler, R., Synal, H.-A. 2000. Chlorine-36 evidence for Mono Lake event in the Summit GRIP ice core. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 1-6.
- Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Wohlfarth, B. (INTIMATE group) 1999. Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 18, 1143-1150.
- Wall, J.D. 2000. Detecting ancient admixture in humans using sequence polymorphism data. *Genetics* 154, 1271-1279.
- Watts, I. 1999. The origin of symbolic culture. In R. Dunbar, C. Knight and C. Power (eds.) "The evolution of culture. An interdisciplinary view", 113-146. Edinburgh: Edinburgh University Press.
- Watts, W.A., Allen, J.R.M., Huntley B. 2000. Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 83-93.
- Watts, W.A., Allen, J.R.M., Huntley, B. 1996. Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period of Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 15, 133-153.
- Wolpoff, M.H., Hawks, J., Frayer, D.W., Hunley, K. 2001. Modern human ancestry at the peripheries: a test of the replacement theory. *Science* 291, 293-297.

- Woods, A.W., Wohletz, K. 1991. Dimension and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. *Nature* 350, 225-227.
- Wulf, S. 2000. Das tephrochronologische Referenzprofil des Lago Grande di Monticchio - Eine detaillierte Stratigraphie des süditalienischen explosiven Vulkanismus der letzten 100.000 Jahre. Ph.D. Thesis, University of Potsdam, Germany, Scientific Technical Report STR01/03.
- Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J., Negendank, J.F.W. 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International* 122, 7-30.
- Yiou, F., Raisbeck, G.M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johansen, S., Jouzel, J., Kubik, P.W., Lestringuez, J., Stévenard, M., Suter, M., Yiou, P. 1997. Beryllium 10 in Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12), 26783-26794.
- Zielinski, G.A. 1995. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *Journal of Geophysical Research* 100 (D10), 20,937-20,955.
- Zielinski, G.A. 2000. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quaternary Science Reviews* 19, 417-438.
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Grönvold, K., Germani, M.S., Whitlow, S.I., Twickler, M.S., Taylor, K.C. 1997. Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12), 26625-26640.
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S.I., Twickler, M.S., Morrison, M., Gow, A.J., Alley, R.B. 1994. Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for volcano-climate system. *Science* 264, 948-951.
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S.I., Twickler, M.S. 1996a. A 110,000-yr record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. *Quaternary Research* 45, 109-118.
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S.I., Twickler, M.S. 1996b. Potential atmospheric impact of the Toba mega-eruption ~71,000 years ago. *Geophysical Research Letters* 23, 837-840.
- Zilhão J., and F. D'Errico. 1999. The chronology and taphonomy of the earliest Aurignacian and its implications for the understanding of Neandertal extinction. *Journal of World Prehistory* 13, 1-68
- Zilhão, J. 2000. The Ebro frontier: a model for the late extinction of Iberian neandertals. In C.B. Stringer R.N.E. Barton and J.C. Finlayson (eds.) "Neandertals on the Edge", 111-121. Oxford: Oxbow Books.
- Zilhão, J., D'Errico, F. 2003a. An Aurignacian "Garden of Eden in Southern Germany? An alternative interpretation of the Geissenklösterle and a critique of the Kulturpumpe model. *Paléo* 15, 69-86.
- Zilhão, J., D'Errico, F. 2003b. The chronology of the Aurignacian and transitional technocomplexes. Where do we stand? In J. Zilhão and F. D'Errico (eds.) "The chronology of the Aurignacian and transitional technocomplexes. Dating, Stratigraphies, Cultural Implications", 313-349. Lisbon: Instituto Português de Arqueologia.
- Zilhão, J., D'Errico, F. 2000. La nouvelle "bataille aurignacienne." Une révision critique de la chronologie du Châtelperronien et de l'Aurignacien ancien. *L'Anthropologie* 104, 17-50.
- Zilhão, J., Trinkaus, E., (eds.) 2003. Portrait of the Artist as a Child: The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho and its Archeological Context. *Trabalhos de Arqueologia* 22, Lisbon: Instituto Português de Arqueologia.
- Zolitschka, B., Negendank, J.F.W. 1996. Sedimentology, dating and palaeoclimatic interpretation of a 76.3 ka record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 15, 101-112.