

UNIVERSITA' DEGLI STUDI "FEDERICO II" DI NAPOLI
Dipartimento di Scienze della Terra

DOTTORATO DI RICERCA
IN
SCIENZE DELLA TERRA PER IL TERRITORIO
XVI CICLO

*La risposta di alcuni tipici sistemi morfodinamici
della Campania (Italia meridionale)
alle variazioni climatiche oloceniche*

Tesi di Dottorato

VINCENZO AMATO

tutor: *prof. Aldo Cinque*

coordinatore: *prof. Aldo Cinque*

Anno 2005

*Gli scritti sono dialoghi mascherati.
Rispondono a posizioni prese da altri,
lanciano un messaggio a un pubblico immaginario
e rappresentano anche la conversazione dell'autore con se stesso.
Ciò che appare come una occupazione solitaria
è di fatto un atto sociale.
In particolare ogni sforzo intellettuale
-consciamente o incoscientemente-
cresce su una rete di amici spirituali.
(W. Sachs, 2002)*

*Come ogni autore sono in debito
con amici e colleghi, con le loro idee,
e, soprattutto, con la loro simpatia e compagnia.*

A Francesco Allocca

Indice

Riassunto/Abstract

pag. I-X

Premessa	1
INQUADRAMENTO DELLA RICERCA: <i>approcci, metodi di studio e struttura della tesi</i>	

Parte I

CAPITOLO 1: LE VARIAZIONI CLIMATICO-AMBIENTALI: CAUSE, CICLI E METODI DI STUDIO	7
<i>Finestra 1: il riscaldamento odierno</i>	
1.1. I cicli climatici naturali	11
1.2. Le variazioni climatiche tardo-quadernarie: stato dell'arte	18
1.2.1 <i>il contributo dei records ad alta risoluzione</i>	
o le carote di ghiaccio	
o le temperature superficiali del mare (SST)	
o gli speleotemi	
o le lacustri e marine	
<i>Le classiche suddivisioni climatostratigrafiche del Tardo-Quadernario</i>	25
1.2.2 <i>i contributi delle scienze naturalistiche ed umanistiche</i>	33
o i ghiacciai	
o le oscillazioni dei livelli dei laghi	
o le oscillazioni glacioeustatiche del livello del mare	
o tephrostratigrafia ed eruzioni vulcaniche	
o le variazioni vegetazionali	
o i travertini	
o i suoli, i suoli sepolti e i paleosuoli	
<i>Finestra 2: suoli e paleosuoli in geoarcheologia</i>	
o le concrezioni carbonatiche pedogenetiche	
1.2.3 <i>il contributo della geoarcheologia</i>	57
CAPITOLO 2: LA CAMPANIA NEL TARDO-QUADERNARIO:	
ASPETTI GEOMORFOLOGICI E GEOARCHEOLOGICI	61
2.1 <i>Inquadramento climatico</i>	61
2.2 <i>Evoluzione geomorfologia di lungo e breve termine</i>	67
2.3 <i>Le principali unità geomorfologiche</i>	73
o I rilievi carbonatici	
o I bacini fluviali intrappenninici	
o Le colline appenniniche	
o Le piane alluvionali costiere	
o Le forme vulcaniche	
2.4 <i>aspetti di geoarcheologia della Campania</i>	91
2.4.1 <i>le formazioni tipiche tardoquadernarie</i>	91
2.4.2 <i>i suoli ed i paleosuoli</i>	95
2.4.3 <i>unità piroclastiche</i>	99
<i>FINESTRA 3: Cambiamenti nei processi geomorfici del paesaggio e nelle strategie economico-insediative indotti dalle eruzioni dei vulcani napoletani</i>	

2.4.4	aspetti socio-culturali e strategie insediative del popolamento umano preistorico e protostorico della Campania	pag. 113
-------	---	----------

CAPITOLO 3: CONCETTI DI BASE SULLE REAZIONI GEOMORFICHE

	ALLE VARIAZIONI CLIMATICHE	117
3.1	<i>Sistemi geomorfici</i>	118
3.1.1	variabili dei sistemi fluviali	
3.1.2	equilibrio in un sistema fluviale	
3.1.3	soglie geomorfiche e tempi di risposta	
3.2	<i>Modelli di risposta geomorfica dei paesaggi fluviali ai cambiamenti climatici</i>	125
4.2.1	risposta biogeomorfica	
4.2.2	modelli di risposta ai processi di versante	
4.2.3	tempo di risposta	
	<i>Finestra 4: Le conoidi alluvionali</i>	
	<i>Finestra 5: Piane alluvionali di fiumi di aree mediterranee</i>	
	<i>Finestra 6: Pedogenesi ed aggradazione</i>	

Parte II

Introduzione	136
--------------	-----

CAPITOLO 4: LE AREE DI STUDIO	139
--------------------------------------	-----

4.1 La Piana del Sele 139

o	Inquadramento geologico	
o	Caratteri geografici e geomorfologici	
4.1.1	<i>i settori oggetto di studio</i>	145
A)	settore di Salerno	145
A1.	l'area del centro storico	
A2.	l'area a sud di Salerno	
A3.	l'area di Battipaglia	
AA	<i>Sintesi ed interpretazione dei dati</i>	159
B)	settore di Pontecagnano	163
B1.	scavi A3	
o	Cenni di geologia e geomorfologia	
o	Dati archeostratigrafici	
	<i>Finestra 7: Il quadro archeologico generale ed il paesaggio antico dell'abitato antico di Pontecagnano (VII-III sec a.C)</i>	
B2.	scavi archeologici prop. Baldi	
B3.	i sondaggi del PRG di Pontecagnano	
BB	<i>Sintesi ed interpretazione dei dati</i>	188
C)	settore di Paestum/Capaccio	194
o	Cenni di geologia e geomorfologia	
C1.	i travertini di Paestum	
	<i>Finestra 8: Considerazioni sui modi e sui tempi di occupazione antropica delle placche di travertino della Piana del Sele</i>	
C2.	l'aggradazione pedemontana e i valloni del M. Capaccio Vecchio	
CC	<i>sintesi ed interpretazione dei dati</i>	208

4.2 L'area archeologica di Elea/Velia 212

o	Inquadramento geologico e geomorfologico e precedenti conoscenze	
o	Nuovi contributi	
	<i>Finestra 9: la Piana dell'Alento</i>	

	<i>Finestra 10: il litorale di Agropoli e quello di Sapri</i>	
○	Evoluzione geoambientale dell'area archeologica di Velia	pag. 225
4.3	La Piana Campana	228
○	Breve inquadramento geologico e geomorfologico	
4.3.1	<i>L'area del Fiume Sarno</i>	229
	A) il settore pedemontano dei Monti di Sarno	234
	A1) località Muro Rotto	
	A2) Area archeologica di S. Maria la Foce	
	B) la media valle alluvionale del Sarno	244
○	<i>il sito archeologico di Longola Poggiomarino</i>	
	DD) sintesi ed interpretazione dei dati	267
4.3.2	<i>I Monti di Avella e il Clanio/Regi Lagni</i>	274
	A) settore pedemontano dei monti di Avella	275
	A1. Roccarainola: fosso Agnone	
	A2. Roccarainola: Calcara Pagliara	
	A3. Avella	
	○ loc. Fusaro	
	○ loc. Mulino S. Antonio	
	○ loc. Purgatorio	
	A4. Palma Campania	
	<i>FINESTRA 11: Osservazioni sulle strategie economico-insediative del Bronzo Antico.</i>	
	B) la media valle del Clanio/Regi Lagni	293
	B1. Suessula di Acerra	
	B2. Scavi TAV Afragola	
	EE) sintesi ed interpretazione dei dati	303
4.3.3	<i>l'Isola di Capri</i>	310
4.3.4	<i>L'area del Fiume Volturno</i>	319
○	breve inquadramento geologico e geomorfologico	
	A) il settore costiero e pedemontano di Mondragone	325
	<i>finestra 12: la carta geoarcheologica del Volturno</i>	
	B) le colline di Caserta	342
4.4	I bacini fluviali intrappenninici	347
4.4.1	<i>I siti analizzati</i>	349
a.	Pratola serra (valle del Fiume Sabato)	
b.	Atripalda (valle del Fiume Sabato)	
	<i>Finestra 13: altri siti della valle del Sabato</i>	
	<i>Finestra 14: gli insediamenti del Bronzo antico nella valle del Sabato</i>	
c.	Fisciano (SA)	
d.	S. Lorenzello (Torrente Titerno)	
e.	Foglianise (valle del Calore)	
f.	Calvi (torrente Mele)	
g.	Paduli (fiume Tammaro)	
h.	Montesarchio (valle Caudina)	
i.	Alta valle del fiume Ufita	
j.	Gesualdo (torrente Fredane)	
k.	Greci (alta valle del Cervaro)	
l.	Telese (valle del Calore)	
	FF) Sintesi ed interpretazione dei dati	392

CAPITOLO 5: CONCLUSIONI	pag. 398
5.1 <i>Principali variazioni morfodinamiche riconosciute</i>	398
5.2 <i>Le variazioni climatiche oloceniche</i>	405
BIBLIOGRAFIA	409

Abstract

High-resolution paleoclimatic studies (e.g. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, CH_4 , MS , ect) provide detailed reconstructions of the Holocene climatic variability. They give good indications of the past temperatures and rainfalls, but they are unable to provide direct informations about the effects of the climatic changes on landscape and human ecosystems.

In order to assess the response of the subaerial geomorphologic/pedo-sedimentary systems to the climatic changes and their potential impact on the ancient human communities, detailed stratigraphical investigations in Campania (southern Italy) have been carried out. In addition to indications provided by litho-pedostratigraphical and geomorphological investigations, the study has referred to historical, archaeological, and palaeobiological data. This multidisciplinary approach has allowed for a better understanding of the significance of "changing events", and enabled us to distinguish the modifications induced by local/accidental agents (e.g. anthropogenic, physiographical) from those due to potential global/semi-global climatic changes.

The work shows the acquired geoarcheological, tephrastratigraphical and cultural data correlated to some selected high-resolution paleoclimatic records, showing a substantial variability of the Holocene climate leaded by a millennial cyclicity, from the Mediterranean areas (Allen et al, 2002; Allocca et al, 2000; Antonioli et al, 2000; Siani et al, 2004), and other boreal areas (Mayewski et al, 2004; Bond et al, 2001).

Some of the main regional cyclical climatic changes, centred at c. 5.5-5.0; 4.0-3.7; 3.0-2.5; 1.5-1.0 ka BP, appear to coincide with significant changes of the morphodynamical processes recognised in the investigated successions. More precisely the climatic variability affected the subaerial environments principally by arresting or enhancing specific pedogenetic, erosional and/or sedimentary processes in different environmental contexts of the Campania region. These climatic-induced environmental modifications seem to have influenced human societies as well, affecting settlements, local occupation, circulation and economic strategies. Many times the combined action of eruptions from the Neapolitan Volcanoes and climatic changes acted on the prehistoric and historic communities as factors able to destabilize the ecological balance, forcing interregional migrations of human groups which, in turn, could have caused social-economical crisis and even conflicts.

Riassunto esteso delle conclusioni

Il record geoarcheologico e geomorfologico tardoquaternario della Campania mostra articolazioni geopedostratigrafiche e morfodinamiche, riconducibili in primo luogo alle variazioni climatiche, agli episodi vulcanici e/o tettonici, nonché, per i tempi storici, a significativi impatti antropici. Queste variazioni risultano essere ben inquadrate nel tempo, attraverso il riconoscimento dei tephra vesuviani e flegrei ed attraverso le informazioni archeologiche.

In particolare si registra che le variazioni dei sistemi geomorfici, riconosciute per l'Olocene, sono certamente di entità minore rispetto a quelle tardopleistoceniche, e che tali variazioni sembrano essere sincrone (o con tempi di risposta, solo in qualche caso, localmente e leggermente diversi), in molti morfoscenari della Campania (piane alluvionali costiere, settore pedemontani, valli fluviali, versanti, travertini, ecc). Inoltre tali variazioni sembrano coincidere con importanti momenti di

trasformazioni climatico ambientali, registrate dagli HRPD e dagli RN, sia per le aree mediterranee che per quelle nord-europee (Bond Events, Rapid Climatic Change, Shorts Events, ecc).

Sebbene si è puntata l'attenzione principalmente alle variazioni climatico-ambientali dell'Olocene, la ricerca ha messo in evidenza la transizione morfodinamica tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. Vedremo come essa si esprime nei vari morfoscenari analizzati, insieme alle variazioni di minore portata verificatesi nell'Olocene.

Nell'ambito dei **complessi di deiezione**, generalmente (e vale per quasi tutto il territorio della Campania) la crescita delle conoidi è polifasica, con le varie fasi separate da periodi di reincisione. Oltre alle fasi di crescita più antiche se ne riconoscono una precedente l'Ignimbrite Campana (IC), che può essere riferita alla prima parte del Wurm, ed un'altra, che ricopre invece l'IC, più ricca di matrice e di intercalazioni piroclastiche del Somma e dei Campi flegrei, che può essere riferita all'ultimo massimo glaciale (LGM).

Le conoidi wurmiane e dell'ultimo massimo glaciale sono a forte angolo e si presentano notevolmente reincise dai torrenti che solcano i versanti carbonatici bordieri delle piane campane; in tali reincisioni si incastrano a quote più basse generalmente una o più generazioni di conoidi di età olocenica, in quanto recano e rimangono i prodotti delle eruzioni flegree di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP) e Agnano Monte Spina (4.1 ka BP); quelle vesuviane di Mercato (8.0 ka BP) e di Avellino (3.7 ka BP), delle eruzioni Protostoriche, del 79 d.C, del 472 AD e del 1631 AD.

I prodotti piroclastici (generalmente pomici e ceneri) sono diffusi, con volumi notevoli, nelle aree poste ad est dei Campi flegrei e del Vesuvio) ad eccezione dei prodotti del 79 d.C. che presentano un asse di dispersione verso sud del Vesuvio).

Circa i caratteri geomorfologici delle scarpate che bordano i gruppi montuosi carbonatici va osservato che, escluse le concavità create dai valloni che le intaccano, esse si presentano come versanti a profilo trasversale quasi rettilineo ed inclinato intorno a 35°. Ciò li fa interpretare come delle scarpate evolutesi secondo il noto modello della recessione di pareti, e parallela sostituzione con un pendio di trasporto-sostituzione (*Cliff Recession* di Lehmann, 1933; *Slope Replacement* di Young, 1972). Queste sono generalmente interpretate come relitti climatici delle ultime fasi glaciali, con i depositi posti alla base delle scarpate che sono criogenici. Essi sono generalmente costituiti da corpi stratoidi di ghiaie calcaree sub-arrotondate e spesso cementate. A queste seguono serie conglomeratiche analoghe, ma con una presenza di matrice e di intercalazioni piroclastiche che diventa sempre più importante procedendo verso i termini più recenti della successione tipo, i quali si concentrano nella parte bassa e meno acclive della fascia pedemontana.

Sugli interfluvii l'erosione lineare vi si manifesta per lo più sottoforma di valloncelli (gully), subparalleli e quasi equispaziati, che incidono soprattutto il talus della parte bassa dei pendii. Le conoidi più antiche, quelle altopleistoceniche, si trovano nella zona alta del talus deposizionale ed appaiono ridotte, per opera di successivi eventi di dissezione lineare, a residui di forma triangolare. I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota consentono di affermare che la prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale, quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli, e i climi più aridi e secchi hanno predisposto il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei, determinando un abbondante carico solido grossolano ai torrenti presenti. Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche è stato tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie riconosciute permettono di ascrivere i singoli episodi alluvionali a debris flows e a flussi iperconcentrati; rare invece sono le facies indicative di una deposizione ad opera di correnti trattive (stream flows).

Le conoidi oloceniche (della seconda generazione), a tessitura più fine, meno acclivi e poco o niente reincise, come già accennato, rimangono o recano intercalate, i materiali delle eruzioni di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP, data non calibrata -no cal-), di Mercato (8.0 ka BP, no cal) e di Avellino (3.7 cal ka BP) e delle eruzioni pliniane di epoca storica. In base a tali osservazioni, si nota che il limite cronologico Pleistocene superiore/Olocene di questi morfoscenari è precedente alla data

dell'eruzione di Agnano Pomici Principali (dove questa è presente, Monti di Avella e di Sarno) o, generalmente, di molto precedente l'eruzione di Mercato (che presenta una diffusione maggiore, fino alle valli fluviali appenniniche).

La riattivazione delle conoidi nell'Olocene sembra essere preceduta da importanti crisi vegetazionali, dettate in primo luogo da brevi crisi aride e/o con precipitazioni non stagionali e spesso violente, ed in secondo luogo (molto spesso localmente) dalle attività antropiche. Inoltre l'ultima generazione di conoidi (epoca storica) possono essere definite come quiescenti, piuttosto che come inattive, in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici, nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia, indicativi di colate detritiche recenti. Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (laghi) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

Le principali fasi di attività delle conoidi pedemontane della Campania si collocano:

1. subito dopo il Neolitico finale/Eneolitico iniziale (a circa 5.5-5.0 ka BP),
2. nel corso del Bronzo Antico (a circa 4.0 ka BP),
3. dopo l'eruzione di Avellino (a circa 3.0-2.5 ka BP),
4. nel Tardo Antico/Alto Medioevo (circa 1.5-1.2 ka BP)
5. nella piccola età glaciale settecentesca ed ottocentesca.

Al contrario risultano inattive e stabilizzate nella prima parte dell'Olocene (fino a circa 5.000 anni fa), testimoniando una sorta di riposo morfogenetico dettato molto probabilmente da condizioni climatiche calde ed umide e con piogge ben regolari, per un lungo intervallo di tempo (anche millenario), mentre a partire da circa 5.000 anni si hanno periodi di quiescenza alternate alle fasi di crescita prima elencate.

Anche l'evoluzione tarδοquaternaria delle **valli fluviali appenniniche**, che sono attraversate dai principali fiumi della Campania ed intersecate dai loro tributari, mostra che l'ultima fase glaciale, come le precedenti, ha giocato un ruolo importante, portando ad un rapido modellamento dei versanti e alla formazione di potenti accumuli clastici nelle valli e nelle depressioni strutturali.

A tali potenti accumuli hanno contribuito fortemente anche i prodotti vulcanoclastici delle più importanti eruzioni pre-oloceniche (IC, ed altre), nonché di quelle oloceniche (Mercato, Avellino e 472, ecc), le quali presentano generalmente un'asse di dispersione orientato ad est dei punti di emissione (esclusa l'eruzione del 79 d.C.), proprio in direzione delle aree interne appenniniche.

Nell'Olocene invece si registra soprattutto un generale approfondimento del reticolo fluviale, che ha permesso la dissezione delle potenti serie di riempimento delle ultime fasi glaciali e lo svuotamento parziale delle valli. In particolare si registra che nelle fasi di passaggio dal LGM alla prima parte dell'Olocene, la ridotta produzione di materiali dai versanti (si attenuano i processi crioclastici) e la conseguente riduzione del carico solido disponibile, nonché l'aumento delle precipitazioni e della temperatura (che porta allo sviluppo di superfici pedogenizzate sorrette da una fiorente vegetazione), inducono un'approfondimento (incisione) dei corsi fluviali, all'interno della serie di riempimento glaciale, il quale genera un terrazzo alluvionale. Questo è generalmente visibile in molti settori delle valli appenniniche (solo in quelli indeformati) e reca sulla sua superficie un paleosuolo bruno maturo, solitamente impostato su colluvi vulcanoclastici delle eruzioni tarδο pleistoceniche (Ignimbrite Campana, Tufo Giallo Napoletano, Agnano Pomici Principali, Mercato) e/o sui detriti crioclastici di versante e/o sulle alluvioni l.s.

Il paleosuolo inoltre ospita i primi insediamenti preistorici del Neolitico, nonché mostra i segni delle attività legate alla rivoluzione culturale della nascita dell'agricoltura e dell'allevamento. Per le sue caratteristiche geopedostratigrafiche, il paleosuolo del Neolitico delle aree campane può essere riferito a condizioni climatiche calde ed umide e correlato ai Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi (1996). A partire da questo momento il record geoarcheologico e geomorfologico è più discontinuo, sia cronologicamente che spazialmente, anche se in alcuni settori sono ben individuabili successive fasi di riempimento/incisione/terrazzamento delle valli fluviali appenniniche.

In particolare la tendenza alla aggradazione caratterizza:

- *l'Eneolitico (circa 5.000 anni fa),*
- *il Bronzo medio (circa 3.500 anni fa),*
- *il periodo compreso a tra l'età del Ferro (VII sec a.C) e le soglie dell'epoca romana (III sec a.C.),*
- *il Tardo Antico/Altomedioevo (V-VIII sec d.C.).*

Le fasi di aggradazione dall'età del Ferro in poi, sono riconosciute anche in altre valli fluviali del bacino del Mediterraneo, dove sono note con il nome di Younger Fill (Vita Finzi, 1969).

I terrazzi più bassi di quelli Neolitici (quando presenti) sono generalmente occupati dalle popolazioni preistoriche dell'età del Bronzo antico (4.0-3.7 ka BP) e storiche di epoca romana (circa 2.000 anni fa), mostrando una certa stabilità proprio in questi periodi. Gli insediamenti eneolitici, dell'età del Bronzo, di età romana sono generalmente interessati da frequenti alluvionamenti, che hanno decretato il seppellimento delle evidenze archeologiche più significative. Come discusso nel capitolo 4 le cause determinanti delle variazioni di questi sistemi geomorfici chiamano ancora una volta in causa il ruolo della vegetazione, capace di trattenere le terre e ridurre il carico solido disponibile. Stabilire quale sia la concausa che determina il degrado vegetazionale (crisi aride o impatti antropici) è allo stato delle conoscenze ancora dubbioso, anche se risulta evidente che gli impatti antropici sui sistemi geomorfici diventano dominanti (alla scala del bacino idrografico) solo a partire dall'età del Ferro (circa 3.000 anni fa), mentre per i millenni precedenti le antropizzazioni delle comunità preistoriche interessano solo situazioni locali (versante, terrazzo alluvionale, ecc).

Circa le **oscillazioni della linea di costa olocenica** registrate in tutte le piane costiere della Campania, una spiegazione esclusivamente in termini di puro controllo eustatico non appare sempre soddisfacente. Infatti i fenomeni in questione (fasi trasgressive e progradazionali) sono stati certamente influenzati, se non determinati, da molte altre variabili fra loro interagenti in modo complesso e non ancora note nella loro evoluzione temporale. Fra queste vanno sottolineate in prima parte i movimenti tettonici e vulcano-tettonici tardoquaternari, anche pulsanti, cui le piane sono esposte ed in secondo luogo l'influenza esercitata dall'intermittente attività vulcanica esplosiva, nonché dalle varie fasi di impatto antropico sulla dinamica sedimentaria fluviale e costiera, la quale è notoriamente in grado di enfatizzare o controvertire le tendenze evolutive indotte su una costa, dai fatti eustatici e tettonici.

Comunque la tendenza evolutiva generale manifestata nel corso dell'Olocene appare comunque suddivisibile in due fasi principali: la prima, iniziata nel postglaciale e durata fino a circa 6.000 anni fa (max trasgressione versiliana), durante la quale il sollevarsi del livello marino prevale sull'aggradazione sedimentaria, determinando una profonda ingressione marina, che nelle sue fasi finali avanza modellando piattaforme di abrasione, falesie e cordoni dunari. La seconda fase comincia quando il valore del ritmo di sollevamento relativo del livello di base (dato dalla sommatoria: variazione del livello marino + subsidenza della piana) si abbassa al di sotto di quello del ritmo di aggradazione (sedimentaria + piroclastica) della piana. Di conseguenza si ha una inversione di tendenza nella morfodinamica della linea di costa che prende infatti ad avanzare formando lidi sabbiosi subparalleli alla costa attuale, sempre più avanzati, alle spalle dei quali, si determinano ambienti acquitrinosi.

Questa tendenza progradazionale sembra accentuarsi in determinati momenti dell'Olocene, generalmente in fase con i periodi di maggiore imput fluviale e (in Piana Campana) con le principali eruzioni pliniane vesuviane e flegree.

Inoltre si registra una forte avanzata soprattutto, quando la pressione antropica sui settori medio-terminali delle piane costiere diventa più intensa.

- *Una prima progradazione (anche se non registrata ovunque, manca per es. a Velia ed in Piana Alento, e a Salerno) si verifica subito dopo la massima trasgressione versiliana, a partire dall'Eneolitico (circa 5.000 anni fa);*
- *una seconda si verifica dopo l'eruzione di Avellino (circa 3.500 anni fa);*

- una terza (la più marcata di tutte, presente in tutte le piane campane, nonché in altre aree mediterranee) si verifica nell'intervallo compreso tra il VII sec a.C-VIII sec d.C, con una stasi durante l'epoca romana;
- una quarta più recente (post XVII sec), riferibile alla Piccola Età Glaciale.

Le fasi di high stand del livello del mare sono diacronicamente e sincronicamente diverse nelle piane costiere campane: queste sono generalmente accompagnate dalla formazione di ampi cordoni dunari, più o meno paralleli all'attuale linea di costa, e da alcune eolianiti, che si ritrovano lungo il litorale campano.

In particolare si registra che lungo il litorale Sud (da Agropoli a Velia) i cordoni dunari e le eolianiti sono collocate a:

- circa 6.000 anni fa (max trasgressione versiliana),
- dopo 3.500 anni fa e prima di 2.600 anni fa,
- in epoca romana,
- nel medioevo.

Nella piana del Sele invece si datano:

- tra circa 5.300 e circa 3.600 anni fa (età non calibrate) le fasi di crescita del cordone di Laura;
- tra 2.600 e post epoca romana, il cordone di Sterpina, che presenta due fasi di crescita, separate da una fase ingressiva e dall'eruzione del 79 d.C.

Per la piana Sarno invece si registrano cordoni dunari datati:

- tra 5.600 e 4.500 anni fa (date non calibrate) per quello di Messigno,
- tra circa 3.600 e 2.500 anni fa per quello di Bottaro/Pioppaino.

Sono inoltre presenti il cordone dunare:

- di epoca romana
- di epoca medievale.

Le piane alluvionali costiere mostrano anche altre informazioni sulle variazioni dei sistemi geomorfici, indotte climaticamente, che regolano la deposizione di depositi travertinosi e l'evoluzione del reticolo idrografico.

Alcune aree delle piane alluvionali costiere, generalmente quelle poste a ridosso di importanti sorgenti carbonatiche, presentano imponenti placche travertinose, che si elevano di diversi metri dal planare paesaggio delle piane. La deposizione dei travertini (anche se sarebbe più esatto parlare di **calcareous tufa**), nel corso dell'Olocene, ha trasformato rapidamente i luoghi e gli originari flussi d'acqua in sistemi di canali sospesi (depositi di pendio), con intercalazioni di pozze ed aree palustri, che si stendono a ventaglio a valle degli sbocchi sorgivi. Il corpo sedimentario che ne è risultato è una sorta di conoide delimitata da pendii più o meno inclinati (duomo) che, nelle fasi finali di vita di ciascun lobo, evolvono a superfici subverticali (depositi di cascata), con a monte spianate lacustri poco profonde e/o palustri (*Terrazzi di Travertino* di Violante & D'Argenio, 2000). Le risultanti superfici terrazzate non sono facilmente correlabili a quelle di natura alluvionale o costiere, in quanto nate pensili. Di conseguenza non è possibile darne una cronologia su basi puramente altimetrica.

È invece risultato interessante notare che la deposizione delle placche di travertino nelle piane alluvionali costiere campane (Pontecagnano, Paestum, Sarno, Poggiomarino, Acerra) ed in alcune valli interne appenniniche (Telese, Castel S.Vincenzo) risulta essere sincrona, sebbene i vincoli temporali non sono sempre ben definiti.

In particolare si evidenziano almeno due fasi deposizionali oloceniche, oltre ad altre tardo quaternarie.

La prima fase di crescita si colloca nella prima parte dell'Olocene e presenta un chiaro declino a partire da circa 5.000 anni fa, quando le placche di travertino ospitano i primi insediamenti eneolitici (Gaudio). Tale fenomeno sembra essere comune a molte altre aree italiane ed europee, dove prende il nome di Calcareous Tufa Decline (Goudie et al, 1993). Circa le cause di questo declino, è

generalmente attribuito a crisi di aridità e vegetazionali, nonché alla scarsità di coperture pedologiche, fattori strettamente legati da meccanismi di causa/effetto.

Altra fase deposizionale si è verificata a partire da V sec d.C. e si protratta fino alle soglie dell'epoca medievale (fino al IX sec d.C.). Circa le cause di questo nuovo evento deposizionale (che non trova riscontri in altre aree italiane ed europee), si potrebbero invocare diversi fattori, che chiamano in gioco le cattive condizioni ambientali in cui versa l'Ager Romano in questi secoli (tutte le opere di drenaggio costruite risultano essere non controllate e spesso non funzionanti) e l'aumento delle piovosità e degli areali palustri. Circa la fine della sedimentazione, dopo il IX sec d.C., il fattore determinante potrebbe essere stata la nota crisi di aridità di età medievale.

Altri cambiamenti dei sistemi fluviali, riconducibili a variazioni climatiche, sono state riconosciute nel *sito di archeologico di Longola di Poggio Marino*, dove un insediamento perifluviale e perisondale del Bronzo medio/finale/età del Ferro (XIV-VII sec a.C.) era collocato proprio a ridosso del bacino fluviale del Sarno: i primi abitanti vi si insediano e modificano la geometria dei canali fluviali esistenti, in un momento che vedeva un basso livello delle acque, collocabile tra 3.300 e 3.000 anni fa. Intorno al VIII-VII sec a.C. il villaggio ha già ridotto le proprie dimensioni ed è abbandonato per le difficoltà oggettive a controllare l'innalzamento del livello dell'acqua, e l'aumento del carico solido. Tale interpretazione è ben supportata anche dai dati dei livelli dei laghi dell'Italia centrale e di altre aree europee, nonché da altri studi paleoclimatici. Questi mostrano un basso livello dei laghi proprio nell'intervallo compreso tra 3.300 e 3.000 anni fa, mentre a partire da 2.900 anni fa si registra un improvviso innalzamento, che sommerge i villaggi perisondali lacustri (Giraudi, 2005 con bibliografia, Magny, 1999 con bibliografia). Tali oscillazioni del livello della falda potrebbero riflettere un drastico aumento di precipitazioni (oscillazione positiva) che segue una crisi arida (oscillazione negativa).

Altre indicazioni sugli avvicendamenti climatici olocenici vengono fornite da alcune osservazioni condotte sui *paleosuoli* delle aree oggetto di studio.

L'uniformità delle caratteristiche geopedostratigrafiche dei paleosuoli della prima parte dell'Olocene (Paleosuoli del Neolitico, Pedomarker B), consente di elevarli a rango di marker pedostratigrafico di valenza regionale. I paleosuoli mostrano una frequentazione al tetto molto longeva, riferita al Neolitico medio-finale/Eneolitico antico, che conferma il prevalere delle condizioni biostatiche, per questo lungo intervallo di tempo. Una sorta di riposo morfogenetico, dove tutte le variabili che compongono il sistema geomorfico sono all'equilibrio. La produzione di detriti è praticamente ferma, prevalgono processi aggradativi di tipo vulcanoclastico, che i climi caldi ed umidi e la fiorente vegetazione riescono in poco tempo a trasformare in ampie coperture pedologiche.

I paleosuoli degli altri periodi dell'Olocene, invece, mostrano una evidente policiclicità dettata dai continui apporti vulcanoclastici delle frequenti eruzioni vesuviane e flegree, e dalle continue azioni antropiche (arature, rimescolamenti, movimenti di terra), che proprio a partire dalla seconda metà dell'Olocene diventano più intense. Inoltre a differenza dei suoli neolitici, è generalmente presente anche un buon contenuto detritico, soprattutto nei settori prossimi alle fasce pedemontane alimentate da versanti e torrenti che drenano in rocce litoidi.

Inoltre, proprio in questi morfoscenari, generalmente lungo i versanti ad esposizione meridionale, i paleosuoli pedemontani mostrano i segni di una evoluzione pedoclimatica dettata da condizioni climatiche calde ed aride, la quale ha portato alla formazione di orizzonti calcetrici ed ad un aumento dei carbonati di origine pedogenetica. Circa l'inquadramento di tali fasi aride i limiti cronologici sono alquanto ampi: generalmente tali orizzonti calcetrici (in alcuni casi si riconoscono due orizzonti calcetrici in paleosuoli sovrapposti, Capri, Pontecagnano, Capaccio) si sono sviluppati all'interno dei suoli neolitici e dell'età del Bronzo Antico, e pertanto risultano essersi formati nell'intervallo tra circa 6.000 e circa 4.000 anni fa.

Vedremo come e quanto questi eventi morfodinamici possono essere correlati alle variazioni climatiche riconosciute nel bacino del Mediterraneo e su scala globale, ed in alcuni casi quale è il ruolo giocato dagli impatti antropici.

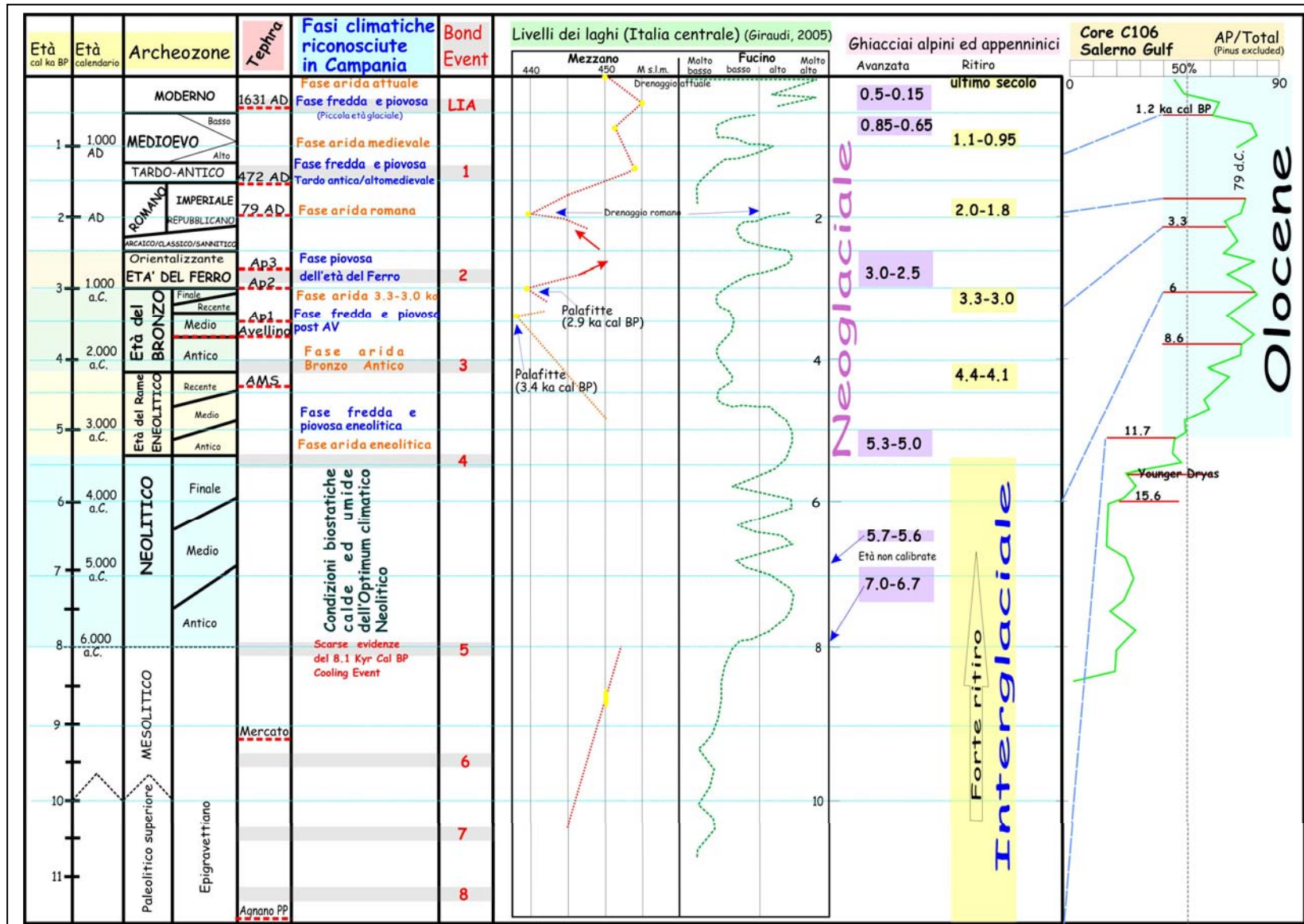


Figura I: le variazioni climatiche oloceniche riconosciute per la Campania e correlazione con i record paleoclimatici a carattere globale (Bond Events, in grigio) e a carattere regionale (livello dei laghi, da Giraudi, 2005; fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai, da Orombelli, 2003 e le indicazioni paleobotaniche, da Russo Ermolli et al, 2002)

le variazioni climatiche oloceniche

Dal quadro appena delineato si evince che il clima olocenico delle aree campane, più che grosse variazioni di temperatura, ha probabilmente risentito di importanti variazioni dei regimi di piovosità. L'alternanza tra brevi fasi aride (e/o solamente crisi vegetazionali) e periodi più o meno piovosi, che caratterizza la seconda parte dell'Olocene ha favorito il riattivarsi di alcuni sistemi geomorfici, a differenza della prima parte dell'Olocene dove si registra un lungo riposo morfogenetico.

Le principali variazioni climatiche riconosciute sono evidenziate nella **figura I** di sintesi finale in cui sono inserite anche le suddivisioni cronologiche (temporali in età calendario, ed archeologiche - archeozone-), le scansioni tephracronologiche, e le indicazioni paleoclimatiche fornite da altri proxy data paleoclimatici (livelli dei laghi dell'Italia centrale (Giraudi, 2005), fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai alpini ed appenninici (Orombelli, 2003), periodi di cambiamento climatico a scala globale (Bond Events, Rapid Climatic Change), informazioni paleovegetazionali delle carote di Monticchio (Allen et al, 2003) e del Golfo di Salerno (Russo Ermolli et al, 2002), nonché dei rapporti isotopici dell'ossigeno dei carbonati pedogenetici dei paleosuoli della Campania (Zanchetta et al, 2000).

I dati provenienti dagli studi ad alta risoluzione su scala globale mostrano che il clima olocenico è stato punteggiato da eventi climatici di breve durata (raffreddamento ai poli e riscaldamento nella fascia intertropicale, denominati Bond Events, Shorts Events, Rapid Climatic Change). Questi eventi sembrano avere una periodicità di circa 1.500 anni e sarebbero legati ai complessi meccanismi che regolano la circolazione oceanica ed atmosferica. Sono centrati generalmente a: 11.1, 10.3, 9.5, 8.2, 5.9, 4.3, 2.8, 1.4 ka BP in età calibrate, e nel corso del XVIII-XIX secolo (piccola età glaciale).

I cambiamenti dei sistemi geomorfici, legati a variazioni climatiche, così come le più importanti discontinuità archeologiche, registrati in Campania, sono concentrati, soprattutto negli ultimi 6.000 anni, e mostrano cambiamenti significativi in determinati intervalli temporali:

- tra 5.500 e 5.000 anni fa BP,
- tra circa 4.000 e 3.500 anni fa,
- tra 3.300 e 2.500 anni fa,
- tra 1500 e 1200 anni fa,
- nel XVIII-XIX secolo.

Tali momenti di rapido cambiamento morfodinamico sembrano essere preceduti ed innescati da brevi crisi aride e vegetazionali centrate a:

- a circa 5.500 anni fa
- a circa 4.000 anni fa
- tra 3.300 e 3.000 anni fa
- in epoca romana (tra I e III sec d.C.)
- in epoca medievale (XI-XII sec d.C.)

Nelle aree campane risultano poco evidenziate le fasi di raffreddamento registrate dai records HRPD per la prima parte dell'Olocene (nessuna evidenza del 8.1 Cooling Event), mentre a partire da circa 6.000 anni fa le evidenze geoarcheologiche e geomorfologiche campane sembrano essere in fase con le indicazioni dei record HRPD, confermando la validità delle metodologie utilizzate e dei risultati raggiunti. Le sfasature cronologiche tra i records HRPD e i cambiamenti dei sistemi geomorfici campani sono dovute in primo luogo alla scarsità di datazioni effettuate per questa ricerca, e alla limitatezza del metodo di datazione archeologica. A conferma di ciò si nota che la risposta ambientale (geologica, geomorfologica, archeologica, ecc) delle aree campane, alle variazioni climatiche globali, è generalmente post data di qualche secolo, per l'epoca protostorica, mentre, per i tempi storici, sembra essere sincrona, forse in virtù del fatto della migliore scansione temporale degli eventi e della migliore precisione dei marker archeologici. C'è da tenere presente

che gli indicatori delle variazioni climatico-ambientali presentano tempi di risposta differenti, così come mostrato nel capitolo 4.

Altro aspetto da non sottovalutare è che, alcune aree (per Velia, P. Alento, Salerno) sembrano essere state immuni da grandi cambiamenti morfodinamici nel corso dell'Olocene, fino a che l'impatto antropico sulla vegetazione e sui suoli non è diventato un fattore importante nel preparare e predisporre al cambiamento i morfoscenari. Tale fenomeno è comune a moltissime aree costiere del bacino del Mediterraneo, dove i processi aggradazionali e progradazionali sembrano essere stati più spinti proprio in coincidenza di importanti impatti antropici su scala territoriale (Vita Finzi, 1969- Younger Fill). A me piace sottolineare che alcuni di questi scenari ambientali sono rimasti invariati e si sono mantenuti all'equilibrio per tanti millenni nel corso dell'Olocene preistorico e protostorico. La soglia geomorfica viene superata proprio quando una crisi piovosa (o semplicemente poche piogge mal distribuite durante le stagioni, soprattutto eventi eccezionali dopo lunghe stagioni secche) investe un piccolo bacino idrografico scarsamente vegetato e con evidenti connotazioni antropiche.

Le condizioni d'equilibrio non vengono più ristabilite per tutto il periodo di massimo impatto con la soglia geomorfica che viene superata ogni qualvolta cambia una delle variabili indipendenti del sistema (per es. + piovosità).

Premessa

Inquadramento della Ricerca: approcci, metodi di studio e struttura della tesi

Negli ultimi decenni, grazie a numerosi e diversificati studi, condotti da ricercatori di varie discipline, risulta chiaro che il clima terrestre ha conosciuto durante il Quaternario frequenti variazioni di intensità e periodicità variabili. Queste conoscenze risultano importanti soprattutto ai fini della previsione di cambiamenti futuri del clima e delle limitazioni ambientali che potranno derivarne per l'economia.

È noto che, il fenomeno di rapido innalzamento delle temperature globali della Terra, che si registra a partire dalla Rivoluzione Industriale, sta generando, sempre più frequentemente catastrofi ambientali, che solo recentemente stanno allarmando l'opinione pubblica e la comunità scientifica mondiale. Viene messo sotto accusa l'attuale modello sviluppo economico, basato su tecnologie poco sostenibili ed altamente inquinanti. Proprio perciò, risulta estremamente importante conoscere come si articolano nel tempo queste variazioni globali e, ancor di più, di che tipo e di quale entità sono gli effetti sull'ambiente, e di conseguenza sull'uomo. In particolare, limitandosi alla componente geografico-fisica, degli ecosistemi, è importante conoscere, come reagiscono i vari sistemi geomorfici alle fluttuazioni climatiche di maggiore e minore intensità.

Per quanto riguarda le aree italiane gli studi paleoclimatici, condotti con metodologie ad alta risoluzione cronologica su records continui, forniscono una dettagliata ricostruzione delle fluttuazioni climatiche in termini di variazioni di temperatura e precipitazioni, senza tuttavia suggerire quali sono stati gli effetti sull'ambiente fisico e sulla disponibilità delle risorse ambientali per le comunità umane del passato.

Generalmente, tranne qualche contributo puntiforme di valenza locale e regionale, questi studi e le classiche suddivisioni cronoclimatologiche quaternarie si riferiscono in larga misura a regioni con caratteristiche climatiche sensibilmente diverse da quelle mediterranee.

Pertanto, mossi dalla volontà di contribuire a colmare queste lacune, è stata portata avanti la seguente ricerca di tesi, puntando l'attenzione sull'area della regione Campania, ed in particolare su alcune zone rappresentative di vari scenari morfodinamici (piane alluvionali-costiere, aree pedemontane, versanti, bacini fluviali intrappenninici).

L'arco cronologico considerato è soprattutto l'Olocene, sia perché è un'epoca per la quale si dispone in Campania di numerosi records cronostratigrafici (tephra, livelli archeologici), sia perché questo periodo è punteggiato da eventi climatici, che hanno alta probabilità di ripetersi nel prossimo futuro.

Approcci e metodi

La ricerca si colloca negli studi che effettuano un'attenta analisi delle testimonianze geologiche tardoquaternarie, quali morfologie relitte, sedimenti e suoli sepolti, che portano al riconoscimento dei processi che hanno determinato la genesi e lo sviluppo del paesaggio terrestre.

In pratica la ricerca analizza il record geologico (inteso come geomorfologico, stratigrafico-sedimentologico e geoarcheologico) dell'Olocene delle aree continentali della Campania, e vuole fornire una prima risposta al dibattito scientifico in corso su:

- Quali variazioni delle dinamiche geomorfologiche e sedimentologiche sono state imposte nei vari scenari oro-idrografici dalle variazioni climatico-ambientali oloceniche?
- Come si articola in senso cronostratigrafico la storia degli "environmental changes"?
- In quale misura le "modificazioni" hanno influenzato la storia del popolamento, gli usi del suolo e le gestione delle georisorse?

Ai fini di questa ricerca sono state (e lo sono ancora) importanti le collaborazioni con ricercatori e studiosi di altre scienze che studiano la "modificazione", quali storia, archeologia, paleoetnologia, paleobotanica, paleoecologia, pedologia, tephra cronologia¹.

Attraverso tale approccio multidisciplinare si è provveduto, caso per caso, ad interpretare gli eventi, sia in termini di fattori predisponenti che causativi, discriminando quelli riconducibili a variazioni climatiche, da quelli imputabili ad altri fattori (antropici, fisiografici, locali, ecc.) (*schema 1*).

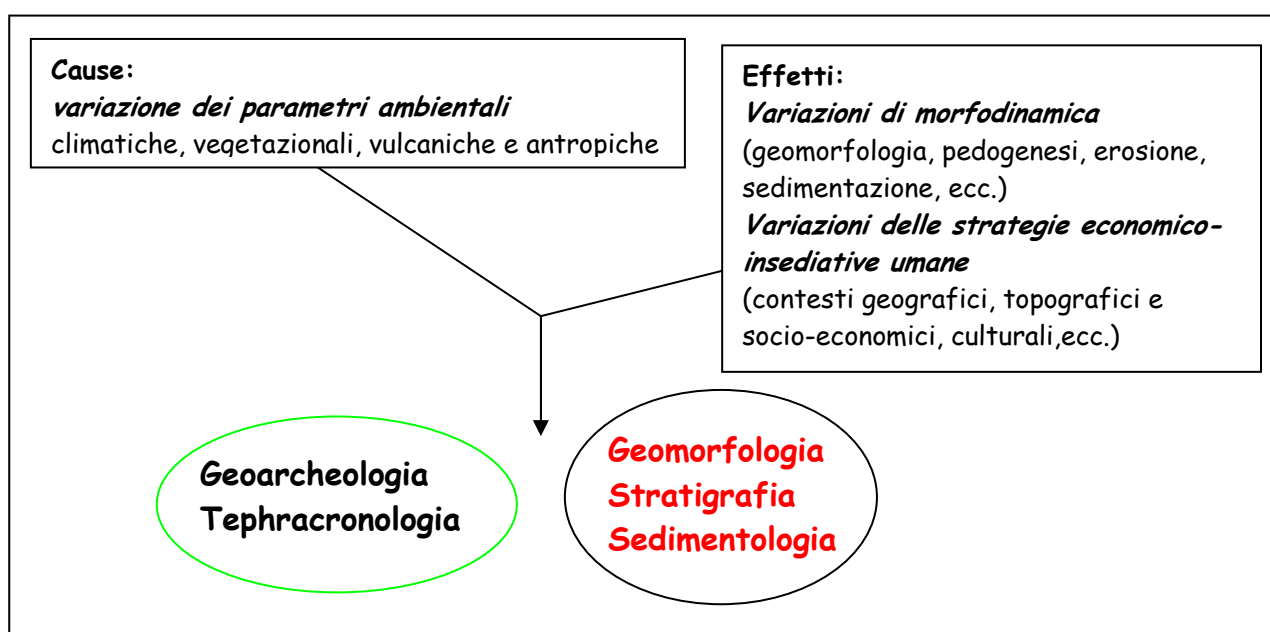
¹ RINGRAZIAMENTI: Pertanto sono state attivate numerose collaborazioni scientifiche, soprattutto in ambiente archeologico, con le Soprintendenze della Campania, con alcuni docenti e ricercatori del Dipartimento Studi del Mondo Classico e del Mediterraneo Antico dell'Istituto Universitario Orientale di Napoli (prof. Bailo-Modesti) e del Dipartimento Beni Culturali dell'Università degli Studi di Salerno (prof. Cerchiai), con la Prof.ssa Claude Albore Livadie dell'Istituto Suor Orsola Benincasa di Napoli, con il Prof. Marcello Piperno della Federico II e con il Dott. Antonio Salerno dell'Istituto Pigorini di Roma. La dott. Elda Russo Ermolli, il dott. Giuseppe Aiello e la Prof. Diana Barra del Dip. Scienze della Terra di Napoli, e la dott. Sabine Wulf del GeoForschungZentrum (GFZ) di Potsdam (Germania), hanno fornito ulteriori approfondimenti rispettivamente nel campo della palinologia, della paleoecologia e micropaleontologia, e della tephra cronologia. Inoltre, nel corso di alcuni scavi archeologici, sono risultate estremamente proficue le discussioni scientifiche con i vulcanologi esperti delle aree campane (dott. Mauro Di Vito dell'INGV-Osservatorio Vesuviano e Prof. G. Rolandi del Dipartimento di Scienze della Terra), con esperti geoarcheologi, in particolare il dott. A. Rossi e il dott. B. Giaccio, e con geologi liberi professionisti (dott. Geol. Negro Domenico di Salerno e dott. Geol. Pietro Di Girolamo di Mondragone). Inoltre la ricerca è stata supportata, anche se solo nell'ultimo periodo, da utili indicazioni e approfondimenti (prospezioni e sondaggi geoarcheologici, datazioni assolute, ecc.) degli specialisti afferenti al Centro Regionale di Competenza per i Beni Culturali ed Ambientali, in particolare quelli dell'Area Diagnostica, Workpackage 1.1, al quale afferisce anche il Prof. Aldo Cinque, tutor della ricerca.

Inoltre si ringrazia vivamente il dott. Andrea Sposato, dell'IGAG-CNR di Roma, per la visione ed il referaggio della tesi

Si vuole, qui, ringraziare tutti coloro che hanno permesso e stanno permettendo lo svolgimento delle ricerche.

Le indagini sono (state) rivolte in quelle aree dove le testimonianze geologiche dell'Olocene mediterraneo, la ricchezza di siti archeologici, le sezioni geoarcheologiche e i depositi piroclastici permettono un primo inquadramento cronologico degli eventi tardoquaternari.

La scelta dei siti archeologici e non, oggetto di studio di questa ricerca², ha privilegiato quelli che offrono le migliori registrazioni (geomorfologiche e stratigrafiche) e le migliori esposizioni delle successioni sedimentarie, così da minimizzare il ricorso a sondaggi e trincee esplorative. A tale scopo si sono analizzate anche le sezioni e le successioni stratigrafiche di siti archeologici noti, identificati attraverso un capillare esame della letteratura archeologica.



Schema 1: le cause e gli effetti delle variazioni climatiche e le discipline utilizzate nel corso della ricerca

Il programma di lavoro è stato organizzato in modo che in ognuno degli scenari morfodinamici (per es. pianure, versanti, valli fluviali, ecc), venissero analizzati quanti più siti (archeologici e/o stratigrafici) possibili, con l'obiettivo di effettuare, in primis, una ricostruzione delle successioni di paleoambienti registrate in ogni sito; successivamente di correlare siti di un medesimo scenario e di cogliere gli aspetti significativi del cambiamento morfodinamico; ed infine valutare il ruolo giocato dai fattori climatici, vegetazionali, vulcanici, antropici.

Luogo per luogo, si è tracciato un preliminare inquadramento topografico e morfologico (da cartografia e da fotoaeree) sia riferito all'attuale che all'antico, e si sono ricostruiti i rapporti stratigrafici, nonché i caratteri sedimentologici delle

² In questo elaborato (nel capitolo 4 dedicato alle aree di studio) vengono illustrati solo le situazioni più significative.

successioni affioranti. In aggiunta sono stati eseguiti alcuni carotaggi geoarcheologici e saggi paleoambientali, finalizzati ai campionamenti per analisi paleoambientali (pollini e micropaleontologia) e vulcanologiche.

Partendo dai dati estropolati dalle analisi geoarcheologiche e dalla relativa letteratura geologica e storico-archeologica, delle aree archeologiche oggetto di studio (*analisi intra sito*) si è provveduto, mediante accurate ricognizioni sul terreno (*extra sito* o *out of site*), mirate ad individuare anche successioni stratigrafiche più idonee ad una lettura scremata, almeno in parte, da probabili condizionamenti antropici.

I siti archeologici risultano essere degli archivi naturali insostituibili per scansire gli eventi, ma molto spesso la lettura di questi ultimi risulta essere falsata dalla forte connotazione antropica del territorio. Le evidenze geomorfologiche risultano essere mascherate da interventi antropici a larga scala territoriale (disboscamento ed agricoltura, regimentazione delle acque superficiali e profonde, opere di sostegno delle terre, ecc.), che molto spesso sono gli unici responsabili degli effetti che portano alle modificazioni dell'ambiente e del paesaggio.

Comunque sulle successioni analizzate sono state condotte osservazioni *in situ*, rivolte alla caratterizzazione stratimetrica, stratigrafica e sedimentologica, nonché alla definizione degli inquadramenti cronologici sulla base dell'eventuale presenza di tephra e contenuti archeologici.

Nell'ambito dei depositi rinvenuti sono stati riconosciuti alcuni caratteri come composizione litologica, selezione granulometrica e classazione, tessitura, strutture sedimentarie (inorganiche e biogene), evoluzioni latero-verticali e geometrie dei corpi sedimentari, e quanto altro utile per una corretta analisi delle facies e dei paleoambienti.

Le aree oggetto di studio della ricerca in corso sono qui di seguito elencate ed illustrate in **figura 1**:

a) Piane alluvionali-costiere della Campania (Piana Campana -Piana del Volturno e Piana Sarno-, Piana Sele ed altri settori costieri (Velia, Capri, Pen. Sorrentina, Mondragone, Salerno, ecc)

b) Versanti ed aree pedemontane dei rilievi bordieri le sopracitate piane

c) Piane alluvionali ed i versanti di alcuni bacini fluviali intrappenninici (Fiume Calore e suoi tributari -Ufita, Miscano, Sabato, Titerno, Tammaro, Fredane)

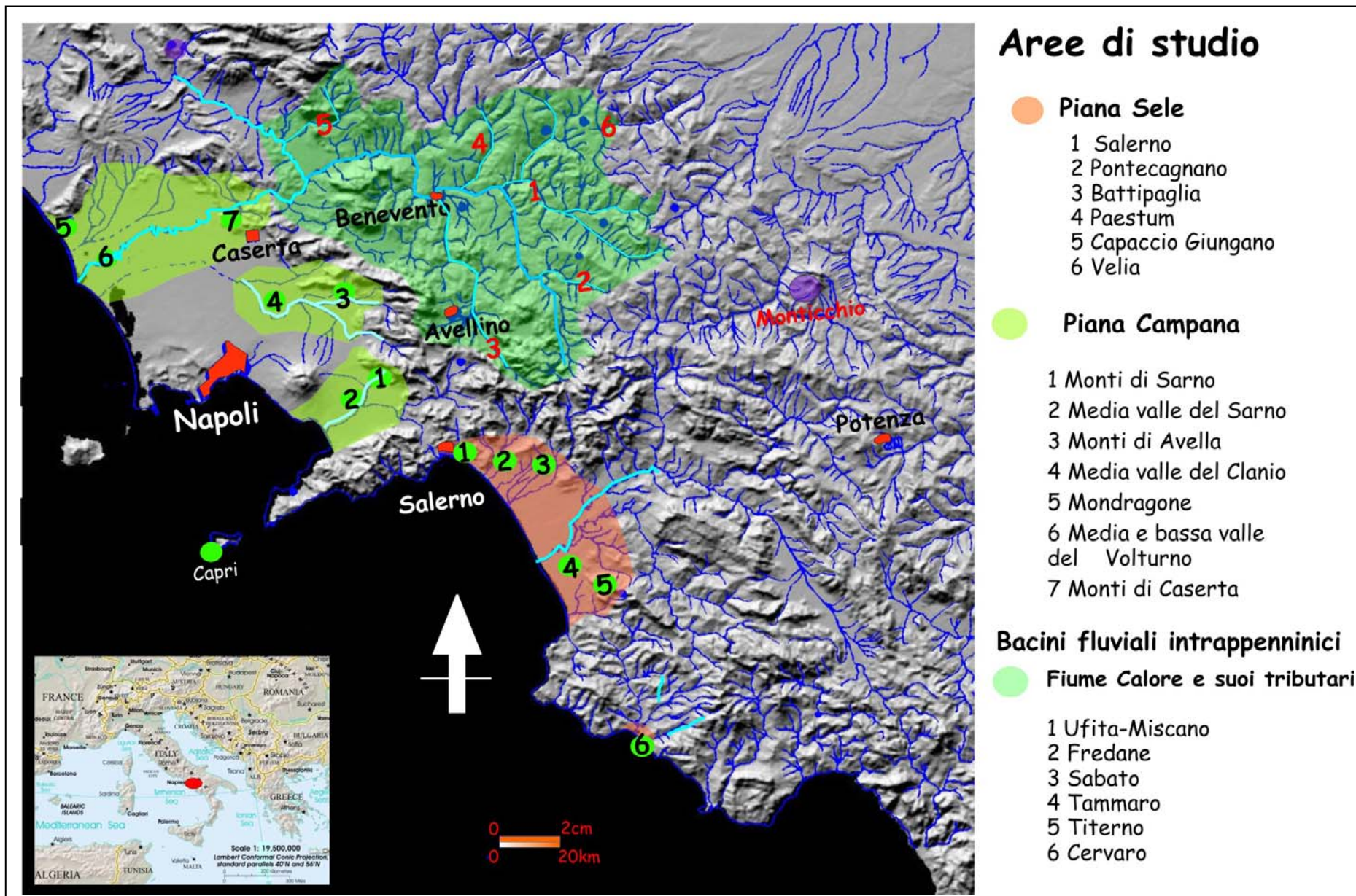


Figura 1: veduta satellitare della Campania con ubicazione delle aree di studio

Struttura dell'elaborato

Proprio per potere meglio valutare il ruolo delle variazioni climatiche oloceniche ai cambiamenti morfodinamici e sedimentologici, nonché delle attività antropiche, la struttura dell'elaborato di tesi è stata divisa in due parti (Parte Prima e Parte Seconda).

Nella prima viene dettagliatamente illustrata una sintesi dei principali contributi delle varie discipline allo studio delle variazioni climatico-ambientali (Capitolo 1); gli aspetti climatici e fisio-geografici, nonché l'evoluzione di lungo e breve termine del paesaggio della Campania (Capitolo 2), mentre, in ultimo, vengono illustrati alcuni modelli teorici delle reazioni geomorfiche di alcuni scenari (versanti, conoidi, piane, ecc) alle variazioni climatiche (Capitolo 3). All'interno dei capitoli, poi, sono state inserite delle finestre tematiche, che illustrano alcuni aspetti salienti dei cambiamenti tardo-quadernari, siano essi geoarcheologici, paleoclimatici, paleopedologici, ecc.)

Nella seconda parte, invece, sono illustrati tutti i dati relativi ai singoli siti oggetto di studio, raggruppati in 3 macroaree geografiche Piana del Fiume Sele, Piana Campana e Bacini fluviali intrappenninici (capitolo 4). L'interpretazione dei dati viene mostrata alla fine dell'illustrazione dei dati dei singoli settori (per es. Piana Sele è divisa in tre settori: l'area di Salerno, l'area di Pontecagnano, settore di Capaccio Paestum). Gli eventi riconosciuti e le relative cronologie vengono illustrate mediante semplici, e di facile lettura, tabelle riassuntive.

I risultati conseguiti, a livello regionale, principalmente quelli che mostrano un chiaro segnale climatico, sono in ultimo, descritti nel capitolo 6 delle conclusioni, dove sono correlati alle variazioni climatiche più significative, identificate da record ad alta risoluzione (Bond Events, Rapid Climatic Change, Short events, ecc) e da record naturalistici mediterranei. Tali risultati vengono mostrati attraverso quadri riassuntivi dei principali eventi riconosciuti e delle principali variazioni climatiche note.

In aggiunta, in appendice viene illustrata una sintetica storia del popolamento della Campania, che è servita per ben inquadrare sia le dinamiche culturali, che alcune discontinuità archeologiche, che, inoltre, aiuta a snellire la descrizione archeologica delle aree di studio.

Le foto relative alle successioni oggetto di studio e dei siti archeologici riportati nel testo sono rese in un allegato fotografico digitale, con i relativi collegamenti ipertestuali.

Parte I

Capitolo 1

Le variazioni climatico-ambientali quaternarie: cause, cicli e metodi di studio

La maggiore sorgente di energia del sistema climatico terrestre è la radiazione solare che raggiunge l'atmosfera. Essa è principalmente assorbita dalla superficie terrestre, dove è distribuita tra oceano, atmosfera, suolo e biosfera, quindi viene riemessa verso lo spazio. Il bilancio di radiazione alla sommità dell'atmosfera è determinato dalla quantità di radiazione solare entrante e di radiazione terrestre (o termica) riemessa verso lo spazio (uscente).

Per ovvie ragioni, la quantità di energia che il pianeta riceve in forma di radiazione solare deve essere bilanciata dalla quantità di energia che esso riemette, sotto forma di radiazione terrestre verso lo spazio. Se così non fosse, il clima della terra non sarebbe stabile (Oort & Peixoto 1992).

E' quindi evidente, che un qualunque fattore in grado di alterare la quantità di energia che la Terra riceve come radiazione solare, o la quantità di energia che essa emette come radiazione termica, può alterare il bilancio termico e, pertanto, influenzare drasticamente il clima del pianeta.

Questi fattori possono essere di diversa natura:

1. fattori astronomici, i quali influenzano la quantità di radiazione solare che giunge alla Terra.
2. cambiamenti di concentrazione nell'atmosfera dei gas in grado di assorbire la radiazione terrestre (gas serra), che invece di essere riemessa nello spazio rimane intrappolata nell'atmosfera stessa, alterando così il bilancio termico totale del pianeta.
3. processi di variabilità interna del sistema climatico, che possono modificare i modi attraverso i quali la radiazione solare viene ridistribuita tra le varie componenti del sistema stesso (ad es., oceano, atmosfera, biosfera ...).

I dati disponibili dalle ricerche di paleoclimatologia indicano che, nel passato, cambiamenti dei parametri orbitali o della concentrazione dell'atmosfera hanno causato cambiamenti anche drammatici nelle caratteristiche climatiche della Terra.

La lenta variazione dei parametri orbitali terrestri, le cui oscillazioni hanno scale temporali di migliaia di anni, ha prodotto fluttuazioni nel bilancio radiativo terrestre, modificando la quantità di radiazione che dal Sole raggiunge la Terra.

Come risultato, queste variazioni hanno contribuito all'alternarsi delle ere glaciali e dei periodi interglaciali che hanno caratterizzato la storia del clima terrestre durante il Quaternario. Sono infatti questi i cambiamenti epocali che hanno contribuito all'espansione dell'uomo sulla superficie del Pianeta ed al suo sviluppo sociale e tecnologico¹.

Anche le concentrazioni dei gas serra² e degli aerosol in passato sono cambiate come conseguenze di fenomeni naturali e/o antropici, quali ad esempio le eruzioni vulcaniche, il disboscamento e gli incendi.

A causa della loro proprietà di assorbire la radiazione terrestre o riflettere quella solare, questi gas hanno avuto effetti sui periodi di raffreddamento o riscaldamento del clima del pianeta. Un'altra proprietà dei gas serra, e specialmente della CO₂, di grande importanza per il clima, è rappresentata dal lungo tempo di permanenza nell'atmosfera terrestre. Una volta emessi in atmosfera essi possono risiedervi per secoli, avendo così un impatto che si protrae per un lungo termine sul bilancio radiativo.

L'attività dei vulcani, d'altra parte, può immettere nell'atmosfera anche grandi quantità di aerosol (gocce o particelle microscopiche formate da aggregati molecolari), che riflettono la luce solare incidente sull'atmosfera aumentando l'albedo terrestre³. Questi aerosol, quindi, hanno l'effetto di ridurre la quantità di energia solare entrante nell'atmosfera (Gualdi & Navarra, 2005, *con bibliografia*).

Infine, i cambiamenti climatici a lungo o breve termine possono essere indotti da processi di variabilità interna al sistema climatico, come le variazioni nella circolazione oceanica profonda e la distribuzione dei ghiacci marini, in particolare.

¹ È noto che due sono le teorie più accreditate per spiegare la diffusione dell'uomo sulla Terra: il modello della sostituzione, che prevede una espansione dalle popolazioni africane verso il resto del mondo, e il modello multiregionale, che prevede l'espansione umana avvenire contemporaneamente in Africa, Europa ed Asia da forme precedenti. Entrambi i modelli possono aver avuto una causa scatenante nelle grandi variazioni climatiche, che hanno spinto l'uomo verso nuovi territori di caccia e nuove fonti di cibo. Il racconto di grandi diluvi universali appartiene a molte culture e popolazioni ed è ben descritto da una serie di antichi testi (Bibbia, Odissea, ecc.), come pure è testimoniato da recenti prove geologiche (Ryan et al, 1997, Ryan & Pittman (1998).

² I gas serra più importanti, quelli cioè che hanno il maggior impatto sul bilancio radiativo terrestre, sono il vapor acqueo (H₂O), l'anidride carbonica (CO₂), il metano (CH₄), il biossido di azoto (N₂O) e l'ozono (O₃) troposferico.

³ Se per un lungo periodo le estati sono fresche, la neve caduta alle alte latitudini non si scioglierà completamente, ma andrà ad accumularsi sulla neve dell'anno prima, trasformandosi lentamente in ghiaccio; di anno in anno i ghiacciai aumenteranno di volume e di estensione. Inoltre le porzioni superficiali dei ghiacciai hanno un alto potere riflettente. Perciò a causa della loro crescente estensione, sempre più energia solare sarà rinviata nello spazio e non assorbita dalla superficie terrestre. Questo fenomeno, detto effetto albedo, conduce ad un ulteriore raffreddamento climatico. Anche la presenza di aerosol nell'atmosfera fa da filtro alla radiazione solare, riflettendola verso lo spazio.

FINESTRA 1

Il riscaldamento odierno

Studi recenti (Pinna, 1996 con bibliografia; IPCC, 2001, 2002; Sachs, 2002 con bibliografia; Mercalli, 2004) dimostrano che le attività dell'uomo possono avere impatti rilevanti sul clima terrestre. Questo avviene principalmente attraverso la sostanziale alterazione della concentrazione dei gas serra nell'atmosfera, dovuta al grande consumo di combustibili fossili. L'immissione in atmosfera di grandi quantità di gas serra, come abbiamo visto, può produrre significative alterazioni

dell'equilibrio radiativo, che, a sua volta, può indurre cambiamenti nel clima terrestre che si sovrappongono alle variazioni dovute a cause naturali. Questi gas permettono infatti alla luce solare di raggiungere il suolo, ma di intercettare poi buona parte della radiazione che la superficie terrestre irradia verso lo spazio. In questo modo viene intrappolato calore che produce un aumento di temperatura (effetto serra o *greenhouse effect*) (figura 2).

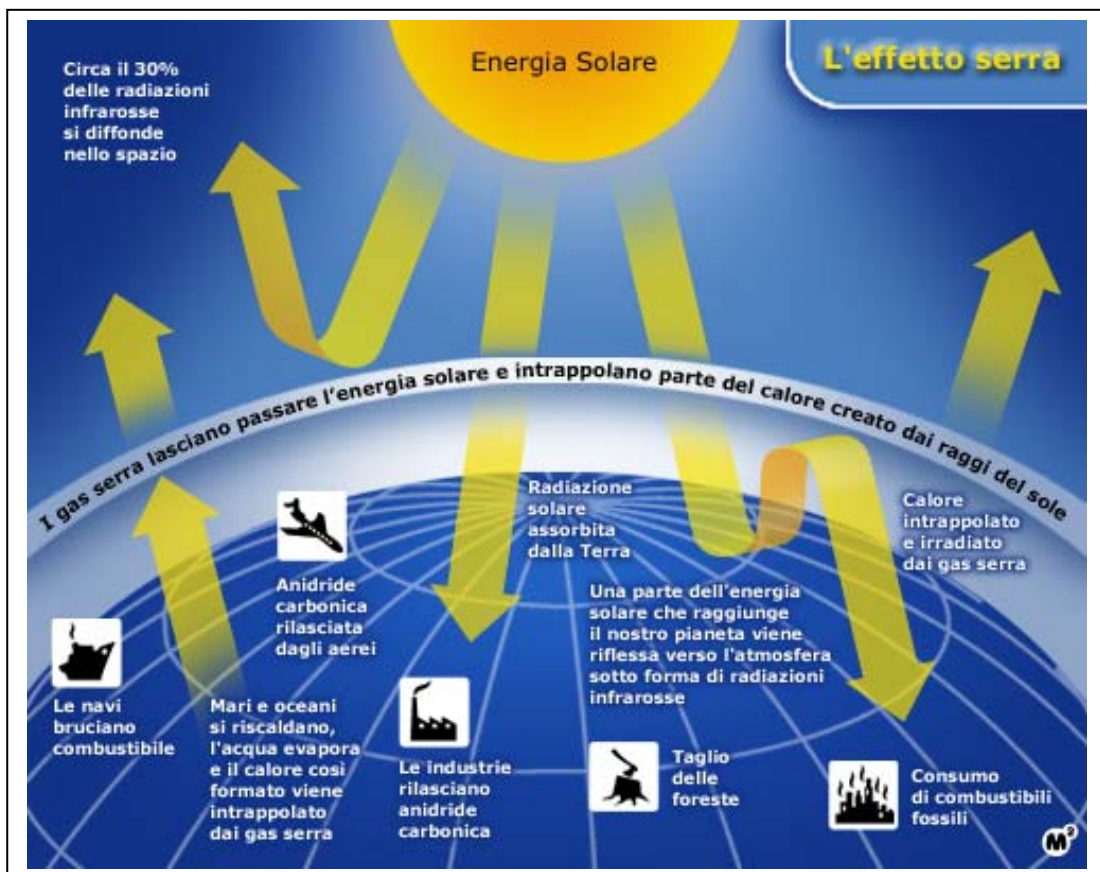


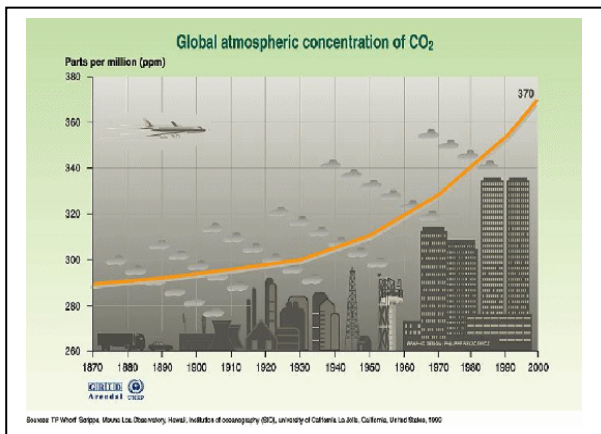
Figura 2: I fattori che governano l'effetto serra

Viene messo sotto accusa il grande spreco di combustibili fossili (petrolio, gas e carbone, ecc) con emissioni gassose derivate dalle combustioni troppo frequenti e diffuse per poter essere assorbite dall'ambiente naturale. Inoltre la dispersione in atmosfera di prodotti artificiali, come i clorofluorocarburi, influenza la fascia di ozono della stratosfera che è protettiva per la terra, soprattutto ai poli

dove la radiazione solare è responsabile dello scioglimento delle masse glaciali.

La distruzione delle foreste, della vegetazione e del suolo, l'agricoltura intensiva, estensiva ed altamente industrializzata, i rilasci di gas dalle discariche e le emissioni dovute alla produzione di cemento ed altro, costituiscono altri fattori artificiali che certamente contribuiscono ad innescare e/o accentuare in vario modo i cambiamenti climatici.

In particolare, si registra un progressivo aumento della concentrazione atmosferica di gas serra dovuto all'impennata nell'uso dei combustibili fossili a partire dalla Rivoluzione Industriale del 19° secolo, e di conseguenza è sempre più visibile e documentato il repentino aumento della temperatura media del pianeta (IPCC, 2001; Mercalli, 2004; Messerli et al, 2000; Berglund; 2003). Altri autori (Pirazzoli, 1998; Hardy, 2003, *con bibliografia*) ed istituti di ricerca, un po' meno indipendenti dai grandi poteri che governano l'attuale sistema economico e produttivo mondiale, affermano che il riscaldamento in atto sia dovuto principalmente alla variabilità naturale del clima e che l'aumento della temperatura non sia direttamente dovuto all'aumento di CO₂, sostenendo che quest'ultimo potrebbe essere sia la causa che l'effetto dell'aumento della T.



Questi pongono l'accento sul fatto che, anche in epoca preindustriale, senza grandi immissioni di gas serra, agli aumenti di CO₂ sono simultaneamente aumentati i valori di T e viceversa.

Comunque al di là delle speculazioni economiche e sociali, che coinvolgono anche la comunità scientifica internazionale, tradizionalmente legata ai poteri "forti", i dati delle variazioni delle temperature e della concentrazione di CO₂ registrano un chiaro aumento dei valori proprio a partire dalla Rivoluzione industriale, con una evidente impennata negli ultimi 50 anni (*figura 3*).

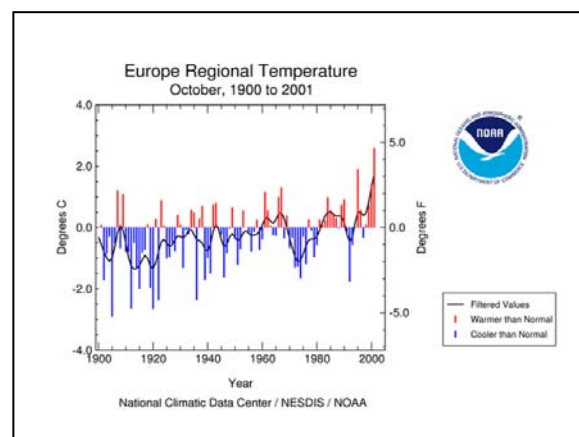


Figura 3: l'aumento della concentrazione atmosferica globale di CO₂ (da UNEP, 2002), a sx; l'aumento della temperatura dell'ultimo secolo (da Nesdi/NOAA, web site 2002), sopra.

Uno dei principali obiettivi nello studio del clima è proprio quello di stabilire in quale misura i cambiamenti climatici osservati in questi ultimi decenni possono essere ricondotti e spiegati dagli effetti delle attività umane e quanto sono il risultato della naturale variabilità del clima.

Rispondere a queste domande non ha solamente un valore accademico, ma ci metterebbe nelle condizioni migliori per comprendere e prevedere quali potrebbero essere gli sviluppi futuri dei cambiamenti in atto oggi.

Un notevole fattore di handicap della scienza del clima rispetto ad altre discipline scientifiche, è la difficoltà ad eseguire esperimenti. Il nostro pianeta è il nostro solo esperimento possibile. Quindi per verificare le ipotesi e le teorie in campo, spesso si ricorre all'uso di modelli numerici, basati sulla rappresentazione matematica dei processi e delle interazioni che si pensa essere attivi nel sistema climatico, coi quali eseguire delle simulazioni del clima. Essi rappresentano uno strumento di cui disponiamo attualmente per indagare i meccanismi che governano il clima e per

cercare di prevederne il comportamento. La capacità dei modelli di riprodurre le caratteristiche del clima terrestre è attentamente verificata confrontando i risultati che essi producono con le osservazioni dell'atmosfera e degli oceani. Negli ultimi decenni sono stati compiuti considerevoli progressi nel campo della modellistica numerica e, oggigiorno, i principali centri di ricerca (NOAA, IPCC, PAGES/CLIVAR, Hadley Center⁴, ecc) dispongono di modelli numerici in grado di riprodurre le principali caratteristiche del clima e della sua variabilità (vedi, ad es., AchutaRao et al, 2002; Guilyardi et al, 2004; Sirocko et al, 1993; COHMAP, 1988).

Il clima del passato viene sempre più indagato con lo scopo di conoscere gli indizi che possono permettere di anticipare le variazioni future. Vengono condotte ricerche ad alta risoluzione su *records* continui che permettono di identificare anche le oscillazioni di più piccola durata. Altre ricerche, invece, si prefiggono principalmente di analizzare gli effetti ambientali delle variazioni climatiche.

A tale scopo vengono condotte indagini geologiche, stratigrafiche, geomorfologiche indirizzate per lo più all'impatto delle variazioni climatiche sui laghi, fiumi e regimi fluviali; sedimenti eolici; ghiacciai; suoli e vegetazione; coste e pianure costiere; uomo e ambienti, ecc.

Gli studi paleoclimatici, ovviamente, danno migliori risultati se il carattere multidisciplinare delle ricerche è prevalente, in quanto i dati geologici vengono integrati dai contributi importanti, quali dati archeologici e storici; dati geofisici e fisici; dati chimico-mineralogici e naturalistici l.s.

1.1 I CICLI CLIMATICI NATURALI

Da più di un secolo, è ormai noto che le variazioni climatiche degli ultimi due milioni di anni sono il risultato di lentissimi movimenti che la Terra descrive durante il suo viaggio nell'Universo ed intorno al Sole. Questa teoria fu rielaborata da Milutin Milankovitch intorno al 1930 (Milankovitch, 1930) e successivamente discussa e rielaborata da numerosi autori (Berger et al, 1984; Crowley & North, 1991; Silenzi et al, 2004, *con bibliografia*).

Secondo la teoria di Milankovitch, a causa dell'attrazione gravitazionale che i corpi del sistema solare esercitano sul nostro pianeta, l'orbita terrestre viene continuamente modificata dai cicli (*figura 4*):

- di precessione degli equinozi,
- dell'obliquità dell'eclittica
- dell'eccentricità dell'orbita

Queste modificazioni fanno variare la quantità di energia solare che raggiunge la terra.

La *precessione degli equinozi* consiste in una variazione dell'orientamento dell'asse terrestre e nella direzione dell'orbita nello spazio secondo un ciclo di circa 21.000

⁴ Web site

anni. La conseguenza di tali moti è che, nel corso dei millenni le stagioni astronomiche variano in intensità ed in durata. Oggi l'emisfero boreale è caratterizzato da inverni brevi e relativamente miti e da estati lunghe e fresche; in altre parole la differenza di riscaldamento tra le due stagioni estreme è piccola; l'opposto accade per l'emisfero australe.

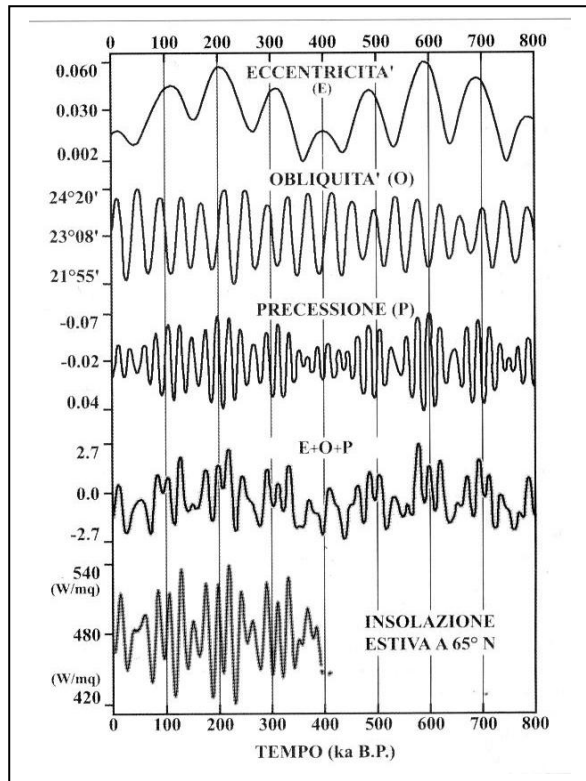


Figura 4: i cicli di Milankovitch (da Silenzi et al, 2004)

Il *ciclo dell'obliquità dell'eclittica* è connesso alla variazione dell'inclinazione dell'asse terrestre. In un periodo di circa 41.000 anni questa può variare da un minimo di 21°55' e quello massimo di 24°20'. Quando l'inclinazione è massima avremo estati più calde ed inverni più freddi; quando l'inclinazione è minima il contrasto stagionale sarà meno marcato. Il *ciclo dell'eccentricità* è dovuto al variare dell'orbita terrestre da una forma quasi circolare ad ellittica. Questo ciclo si compie in un periodo medio di 96.000 anni. Quando la forma è più allungata le variazioni di irraggiamento solare acquistano maggiore intensità, nel caso opposto minore. Anche questo fenomeno si verifica con effetti invertiti sui due emisferi.

La combinazione dei 3 cicli astronomici sinteticamente descritti, ognuno caratterizzato da un diverso periodo di ritorno, provoca delle lente ed alquanto complesse oscillazioni del clima. Sulla base di queste osservazioni ed ipotizzando l'atmosfera terrestre ferma, Milankovitch formulò un modello matematico in grado di calcolare la variazione di radiazione solare che ha raggiunto la terra alle diverse latitudini negli ultimi 600.000 anni, spiegando così l'alternarsi nel passato di periodi più caldi e periodi più freddi.

Le teorie e i modelli restano tutt'ora validi anche se le oscillazioni climatiche succedutesi nel corso del Quaternario non corrispondono esattamente ai cicli descritti da Milankovitch, in quanto altri importanti fenomeni, in aggiunta alla variazione dei parametri orbitali terrestri, hanno concorso nel determinare frequenza ed ampiezza di tali oscillazioni.

La *circolazione oceanica* esercita una forte influenza sul clima, agendo come un nastro trasportatore di calore a livello planetario. Questa convenzionalmente ha origine nell'Atlantico settentrionale, dove si generano movimenti oceanici ed atmosferici molto spinti (Broecker, 1994): acque ad elevata temperatura e salinità, provenienti

dalle zone ad elevata evaporazione del Golfo del Messico scorrono velocemente in superficie verso il mar di Norvegia e la Groenlandia (la corrente del Golfo) (*figura 5*). A contatto con i ghiacci polari e per i venti freddi che soffiano sulla superficie marina dei mari artici, le acque si raffreddano rapidamente rilasciando calore all'atmosfera. A causa della diminuzione di temperatura e dell'aumento ulteriore della salinità, per estrusione dei sali dall'acqua marina durante la formazione di ghiaccio, queste acque diventano particolarmente dense e sprofondano.



Figura 5: la circolazione oceanica ed atmosferica, con in evidenza i movimenti della NADW (in azzurro) e della corrente del Golfo (in rosso), da Ruddimann, 2001.

La massa d'acqua che scende in profondità nell'Atlantico settentrionale, denominata *Nord Atlantic Deep Water (NADW)*, è molto grande ed è stato stimato che equivale a circa 50 volte la portata attuale del Rio delle Amazzoni. Mentre la densa acqua nord atlantica scende rapidamente in profondità, viene continuamente rimpiazzata dalla corrente calda superficiale del Golfo. La corrente fredda scorre in profondità nell'Atlantico, gira intorno alla punta meridionale dell'Africa e si distribuisce nell'Oceano Indiano e Pacifico dove risale in superficie. Quindi una corrente superficiale calda, questa volta governata dai venti e non dalla densità, ritorna verso l'Atlantico e riscalda gli inverni temperati dell'Europa settentrionale.

La durata di questo lungo e ciclico viaggio è di circa 1400-1500 anni (Meeker & Mayewsky, 2002).

È ormai noto che nel passato sono avvenute numerose interruzioni del nastro trasportatore di calore rappresentato dalla circolazione oceanica. Circa le cause, tali interruzioni possono essere avvenute per un maggiore apporto di acque dolci dei fiumi che sfociano nell'Oceano Artico, a causa di un aumento della piovosità o a causa dello scioglimento anche parziale dei ghiacci della calotta artica. La conseguente diminuzione della salinità delle acque fa sì che queste diventino meno dense e non possano sprofondare. Come conseguenza, la calda corrente del golfo non arriva a rimpiazzarle e il nastro trasportatore si interrompe.

In tempi relativamente brevi è possibile quindi l'instaurarsi di un periodo glaciale con fasi di estensioni dei ghiacciai in Europa e in America del Nord ed il suo effetto si verificherebbe qualche centinaio di anni dopo anche in Antartide. Inoltre non arrivando l'acqua nord atlantica profonda, più calda che quella antartica, i ghiacci dell'Antartide si espandono, riflettono più radiazione solare con conseguente ulteriore raffreddamento della regione (effetto albedo).

Alcuni studi paleoclimatici su records ad alta risoluzione (Bard et al, 1990; Petit-Maire, 1993a, 1993b; Lamb et al, 1995; Stager&Mayewski, 1997; deMenocal et al, 2000a, deMenocal, 2001; Mayewsky et al, 2004), testimoniano che, in coincidenza delle interruzioni del nastro trasportatore nord atlantico (raffreddamento ai poli), le regioni mediterranee e centro-africane sono state interessate da forti e rapide crisi di aridità (*Short Events*) legate ai movimenti (espansione/ritiro) della Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) (**figura 6**) e delle correnti occidentali, fenomeno che prende il nome di *cooling poles and dry tropics*.



Figura 6: la fascia climatica influenzata dalla migrazione stagionale della ITCZ (da DEKLIM web site)

Questa zona climatica di pertinenza intertropicale influenza il regime delle piogge annuale di un'ampia fascia latitudinale e longitudinale che si estende dal bacino del Mediterraneo, fino all'Africa sub-sahariana e dei grandi laghi, e fino alle regioni indoeuropee ed asiatiche.

Alcuni modelli (CAPE Project Members, 2001; PAGES, DEKLIM, CLIMCYC, GHOST, PROSIMUL, CLIMALP⁵) dimostrano, attraverso considerazioni sulle dinamiche del sistema solare e sulle dinamiche atmosferiche ed oceaniche, che alle fasi di raffreddamento registrate alle alte latitudini corrispondono fasi aride ai tropici e in più bassa misura nel bacino del Mediterraneo.

Tale discrepanza deriverebbe dalla migrazione della fascia di convergenza intertropicale che, quando la NADW si interrompe, si espande rapidamente, determinando lo spostamento delle fasce climatiche aride e semiaride verso Nord: di

⁵ Web site

conseguenza brevi ed intense crisi di aridità influenzano il bacino del Mediterraneo e le aree intertropicali.

Tali brevi crisi climatiche che hanno interessato l'Europa centro-meridionale e soprattutto il bacino del Mediterraneo vengono a volte considerate come momenti di grandi cambiamenti morfodinamici del paesaggio e di grandi trasformazioni culturali. Mayewski et al (2004) definiscono tali periodi come Rapid Climatic Change (RCC), dimostrando le considerazioni di cui sopra (*figura 7*).

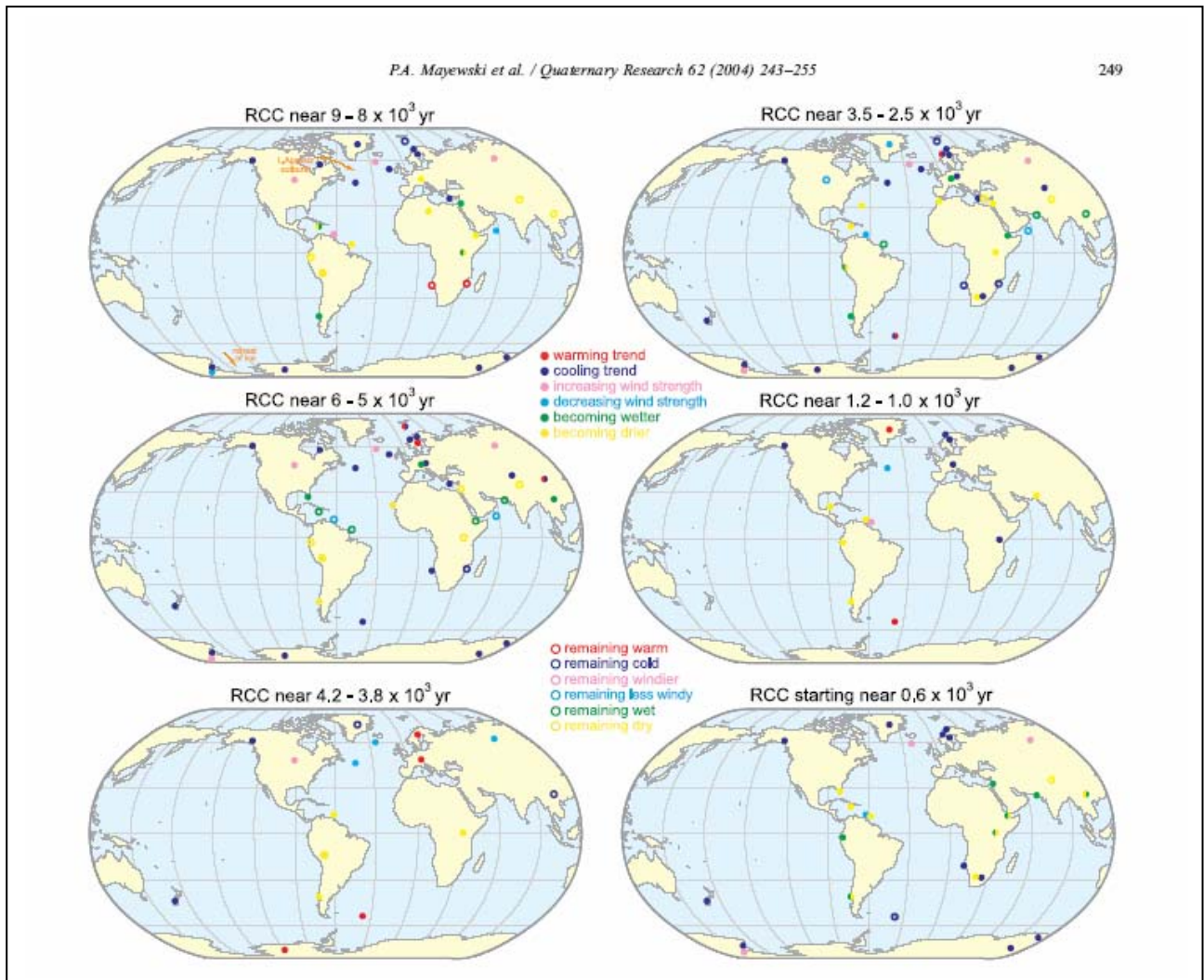


Figura 7: mappe mostranti i periodi di rapido cambiamento climatico (RCC): centrati tra 9.000 e 8.000, tra 6.000 e 5.000, tra 4.200 e 3.800, tra 3.500 e 2.500, tra 1. 200 e 1.000 e circa 600 anni fa⁶. Da Mayewski et al, 2004

Recentemente alcuni studi (Dansgaard & Oeschger, 1989; Bond et al, 1997, 2001; Allen et al, 1999; Cacho et al, 1999; Prokopenko et al, 2001; Marchal et al, 2002; Schulz & Paul, 2002) hanno dimostrato che tali rapidi cambiamenti climatici, con periodicità di circa 1.500 anni sono stati attivi sia nel corso del Pleistocene superiore, durante l'ultimo massimo glaciale ed il Tardiglaciale, (fasi di rapido riscaldamento denominati Dansgaard/Oeschger Events che si intervallano a periodi glaciali denominati

⁶ In età calibrate

Heinrich Events) che nel corso dell'Olocene (ultimo interglaciale) (fasi di rapido raffreddamento ai poli e riscaldamento alle medie e basse latitudini, denominati Bond Events) (*figura 9*). In particolare, per quanto riguarda l'Olocene vengono identificati 8 eventi da raffreddamento alle alte latitudini, centrati a 11.1; a 10.3; a 9.5; a 8.2; a 5.9; a 4.3; a 2.8; a 1.4 ka cal BP e la Little Ice Age (LIA), che coincidono, inoltre, con i periodi rapido cambiamento climatico (RCC) descritti da Maiewsky et al, (2004).

Comunque, per concludere, l'energia solare che giunge sul nostro pianeta sta costantemente diminuendo da qualche migliaio di anni (Broecker, 1994), nonostante ciò il livello del mare e la temperatura continuano ad aumentare (IPCC, 2001).

Nel prossimo futuro il clima sarà ancora controllato dai cicli descritti da Milankovitch, da Dansgaard/Oeschger, da Bond che ci porteranno pian piano verso una nuova era glaciale, oppure l'intervento dell'uomo ha modificato per sempre gli equilibri naturali, spingendo il pianeta verso un maggiore riscaldamento?

Altri autori (Allocca et al, 2000, Cinque et al, 1997; Antonioli et al, 2000 con *bibliografia*; Bull, 1991; Bradley, 1999; Ortolani&Pagliuca, 1994, 1998, 2003; Amato, 2003a, 2004, 2005; Giraudi, 2004a,b, 2005a,b con *bibliografia*) contribuiscono a chiarire non tanto le cause che innescano i cambiamenti climatici, ma i fenomeni naturali (morfodinamici, sedimentologici, culturali e sociali, ecc) ad essi connessi (*figura 8*). Il ripetersi "ciclico", in senso diacronico e sincronico, di alcuni di questi può essere governato dalle variazioni delle dinamiche atmosferiche ed oceaniche, precedentemente descritte.

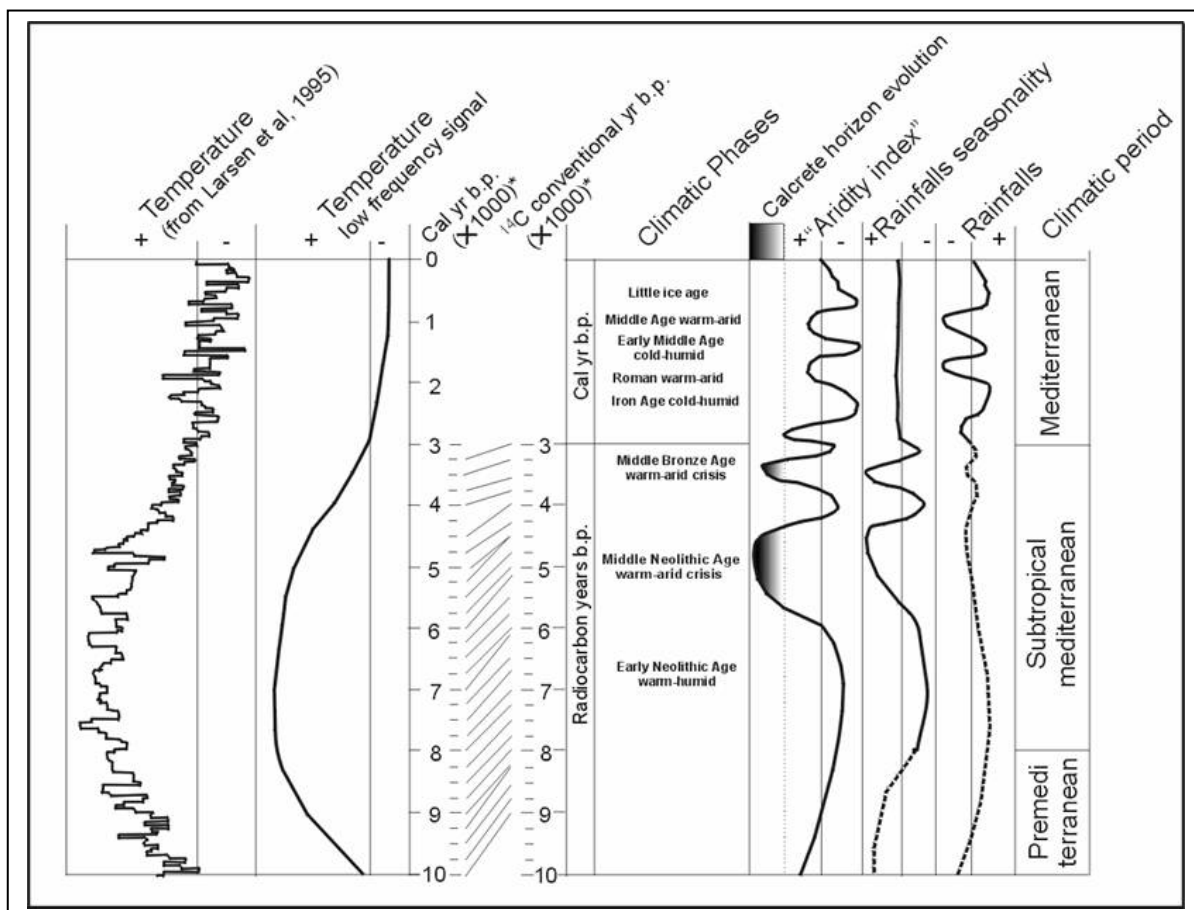


Figura 8: principali variazioni climatiche identificate lungo il litorale pugliese da Allocca et al, 2000

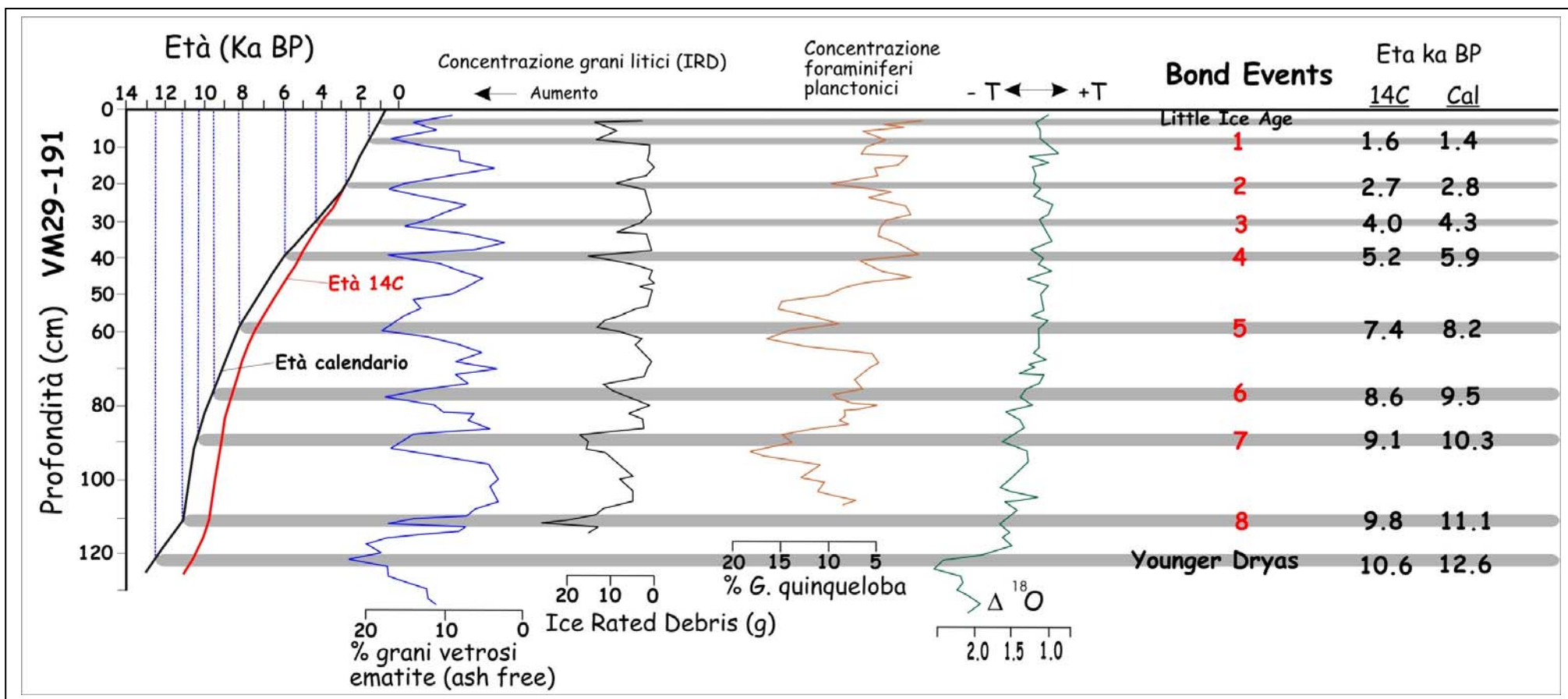


Figura 9: Bond events: fasi di rapido raffreddamento ai poli a cui corrispondono fasi aride nelle nella zona intertropicale, identificate da diversi high resolution paleoclimatic data (HRPD) (da Bond et al, 1997, modificato).

1.2 LE VARIAZIONI CLIMATICHE TARDOQUATERNARIE: STATO DELL'ARTE

I contributi delle discipline naturalistiche, fisiche, chimiche e storico-umanistiche allo studio delle variazioni climatico-ambientali sono schematicamente riassunti nel diagramma di flusso di **figura 10**.

Le informazioni derivanti da queste discipline sono generalmente di due tipi:

- record continui ad alta risoluzione (High Resolution Paleoclimatic Data -HRPD), di valenza continentale e globale;
- record discontinui (Record Naturalistici -RN), di valenza locale e regionale.

Si sottolinea, inoltre che i primi forniscono valori numerici validi per le ricostruzioni e le modellizzazioni delle fluttuazioni climatiche, in termini di variazioni di temperature e precipitazioni, con una buona risoluzione cronologica, senza tuttavia suggerire quali siano stati gli effetti sull'ambiente fisico e sulla disponibilità delle principali risorse ambientali per le comunità umane del passato. I record naturalistici l.s. invece offrono una migliore lettura proprio di questi ultimi aspetti.

In questo paragrafo si illustreranno brevemente i metodi di studio e i vari contributi forniti da queste discipline alla paleoclimatologia, puntando l'attenzione principalmente su alcuni HRPD (pollini, rapporti isotopici dell'Ossigeno e del Carbonio, microfossili, ecc) delle aree mediterranee, e di quelle più prossime alla Campania. Inoltre un'accurata ricerca bibliografica dei lavori che contengono RN ha permesso di trarre informazioni paleoambientali significative, soprattutto mirate alle aree campane e mediterranee.

1.2.1 IL CONTRIBUTO DEI RECORDS AD ALTA RISOLUZIONE (High Resolution Paleoclimatic Data -HRPD):

Le variazioni climatiche tardoquaternarie sono ben documentate in serie numeriche di dati provenienti da vari records continui ad alta risoluzione:

- ***le carote di ghiaccio***

Da molti anni le perforazioni a carotaggio continuo nei ghiacci polari o di alta montagna stanno permettendo di ottenere una documentazione continua e dettagliata di segnali direttamente connessi alle condizioni dell'atmosfera del passato (Dansgaard et al, 1969; Larsen et al, 1995; Masson et al, 2000, ecc). Dove la neve ed il ghiaccio si sono accumulati, sono generalmente conservati segnali stagionali, che consentono una risoluzione temporale annua, con una precisione del 2% (Orombelli, 1990).

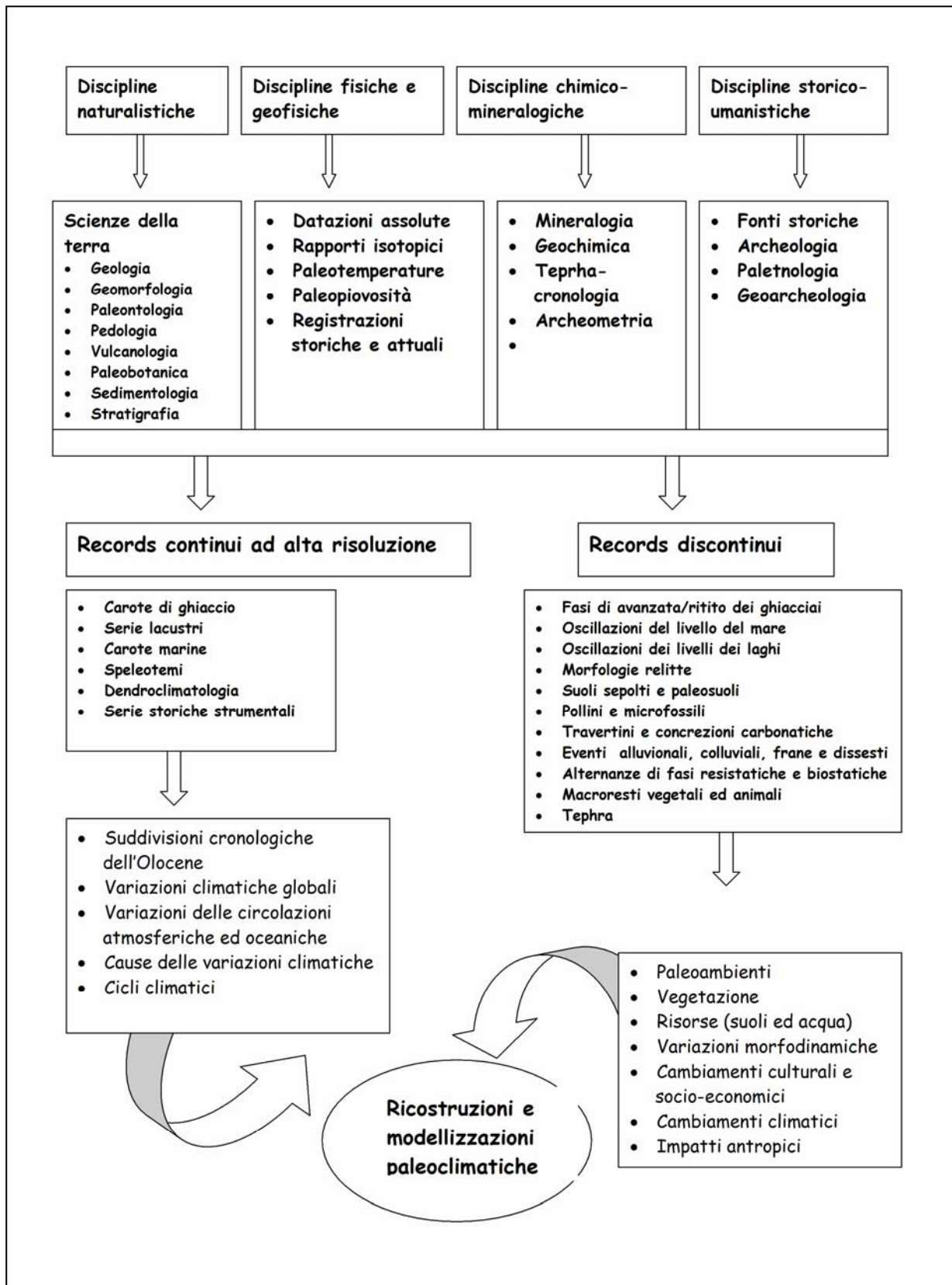


Figura 10: diagramma di flusso che mostra i contributi delle varie discipline alle ricostruzioni e alle modellizzazioni paleoclimatiche

Le età sono generalmente fornite come anni calendario dal presente e la rappresentazione mediante curve paleoclimatiche, indicative della temperatura e della provenienza delle masse d'aria, è generalmente ottenuta utilizzando il rapporto tra gli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta O^{16}/O^{18}$) (*figura 9*).

L'entità delle precipitazioni nel passato è direttamente desunta dallo spessore degli strati annui di ghiaccio o con altri metodi indiretti. Inoltre è possibile identificare la composizione e la provenienza delle polveri atmosferiche e degli aerosol intrappolati nelle lamine di ghiaccio o nelle bolle di aria (Ice Rafted Debris (IRD), anche per ottenere informazioni sulle più grandi eruzioni vulcaniche e sugli inquinamenti atmosferici degli ultimi secoli.

Nel complesso tali records ritengono che nell'Olocene si siano prodotte frequenti variazioni climatiche, anche repentine, ma di modesta entità (al confronto di quelle verificatesi nelle fasi glaciali/interglaciali del Pleistocene) e spesso di valore regionale. Dalle carote di ghiaccio si hanno tuttavia evidenze indirette di una più ampia variabilità nella distribuzione delle precipitazioni e nel regime idrologico anche di regioni più lontane dalle calotte glaciali, quali quelle aride e in generale delle basse e medie latitudini (Orombelli, 1990). Nel confronto con altri archivi paleoclimatici e paleoambientali naturali, i ghiacci polari e delle montagne più elevate, offrono informazioni direttamente riferibili all'atmosfera ed al clima, non mediate tramite la biosfera o l'idrosfera, ed una elevata risoluzione temporale in anni calendario. Possono essere quindi utilizzate come evidenza paleoclimatica indipendente, con la quale confrontare e correlare le altre serie di dati paleoambientali (Antonioli et al, 2000, *con bibliografia*).

▪ ***Le temperature superficiali del mare (Sea Surface Temperature -SST-)***

La necessità di comprendere l'evoluzione climatica olocenica, in termini di andamento della temperatura superficiale del mare (Sea Surface Temperature - SST) ha spinto diversi ricercatori ad identificare numerosi records provenienti dalla paleontologia (foraminiferi, gasteropodi, ostracodi, coral reefs, serpulidi, vermetidi, ecc). Questo tipo di ricerca si basa essenzialmente sulle analisi relative alla variazione del rapporto fra gli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta O^{16}/O^{18}$) nel guscio/scheletro di organismi, che formano la propria struttura carbonatica in equilibrio con l'acqua. L'applicazione di formule sperimentali, adatte alle singole specie analizzate, permette di risalire, in condizioni di equilibrio isotopico, alla temperatura del sistema chimico al momento della precipitazione del carbonato che le costituisce. Numerose curve paleoclimatiche sono disponibili per il tardo-quadernario, utilizzando foraminiferi, coralli, gasteropodi, serpulidi, ostracodi, nannoplanton, pteropodi, ecc (Cacho et al, 2001; Kallel et al, 1997b; Magaritz & Heller, 1980; Duplessy et al, 1992; Buccheri et al, 2002; Amore et al, 2000; Capotondi et al, 1996, 1999; Antonioli et al 1996, 2001; Zolitska et al 1996, 2000; ecc) (*figura 11*).

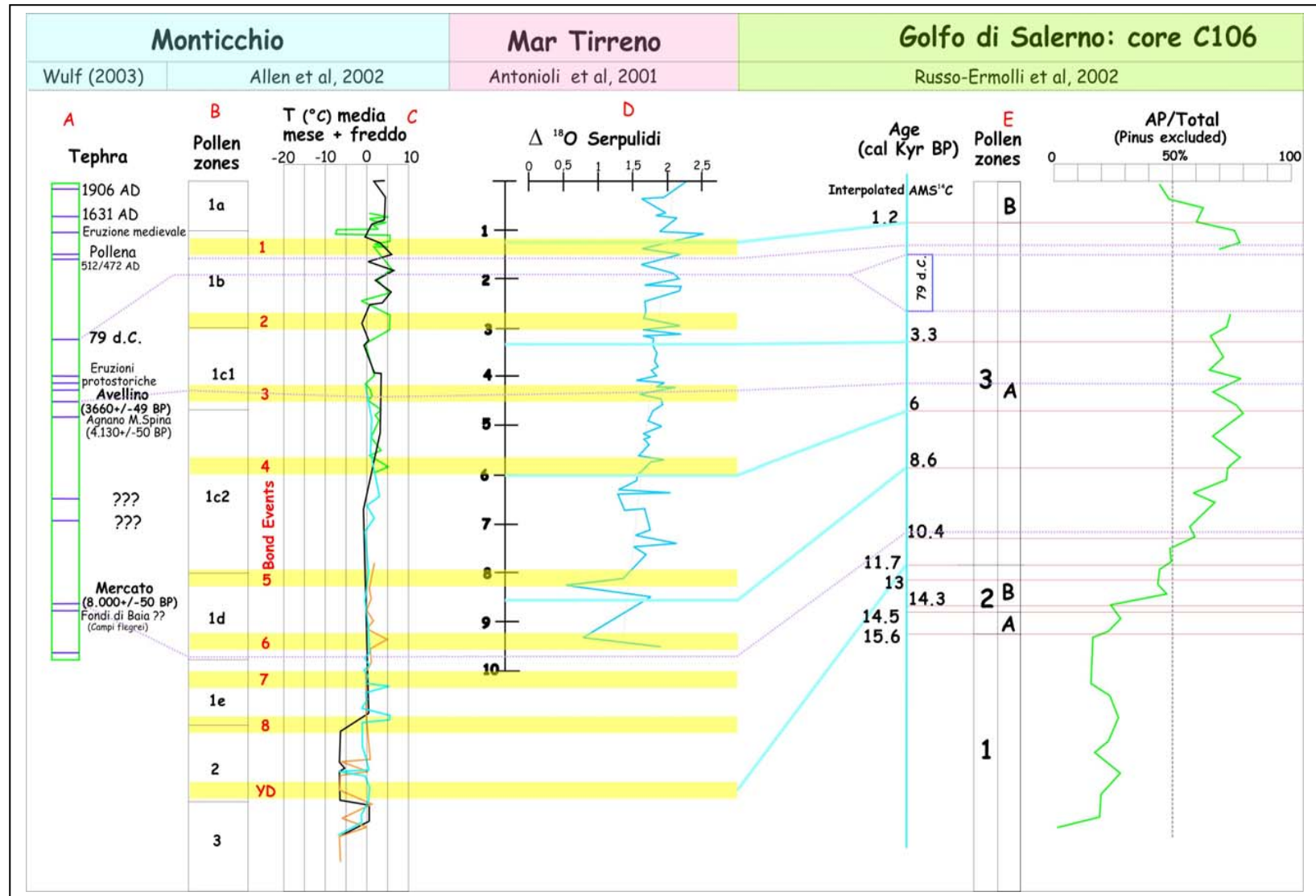


Figura 11: correlazione tra vari proxy data mediterranei: A) tephra-cronologia (da Wulf, 2003, modificato); B) zone polliniche e C) temperature medie del mese più freddo (da Allen et al, 2002, modificato) della carota lacustre di Monticchio; D) rapporti isotopici dell'Ossigeno dei Serpulidi del Mar Tirreno (da Antonioli et al, 2001); E) zone polliniche e AP/Total della carota C106 del Golfo di Salerno (da Russo Ermolli&Di Pasquale, 2002, modificato). In giallo evidenziato con i numeri in rosso: i cicli di Bond di figura 9.

▪ *gli speleotemi*

I cambiamenti di piovosità e di temperatura sono registrati con risoluzione annuale nei parametri chimico-fisici degli speleotemi (nome collettivo per concrezioni di grotta quali stalattiti, stalagmiti, concrezioni, ecc.; McDermott et al, 1999). Infatti la crescita degli speleotemi è controllata dalla quantità d'acqua di percolazione (che dipende direttamente dall'entità delle precipitazioni) e dal suo grado di sovrassaturazione in CaCO_3 . Quest'ultimo parametro è strettamente legato alla produzione di CO_2 nel suolo sovrastante la grotta, che è a sua volta connessa con la temperatura media annua in superficie (Frisia & Borsato, 2000). Inoltre le stalagmiti possono essere datate con grande precisione con il metodo dell'U/Th o del conteggio delle lamine di accrescimento. I parametri chimico-fisici degli speleotemi (composizione isotopica, elementi in tracce, spessore delle lamine di accrescimento, morfologia dei cristalli, ecc.) conservano un record paleoclimatico continuo nelle successive lamine di accrescimento. Nell'area mediterranea (Ellwood et al, 1997), il rapporto $\delta\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$ della calcite che si forma in grotta è in equilibrio isotopico con l'acqua da cui precipita e dipende dalla temperatura media annua e dalla piovosità (Bar-Matthews et al, 1996, 1997; Frisia, 1996). Alle medie ed alle alte latitudini si registra che all'aumentare della temperatura aumenta anche il $\delta\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$ della calcite degli speleotemi.

C'è da ricordare che questo andamento è esattamente opposto a quello che si registra per i carbonati marini, per cui all'aumentare della temperatura diminuisce il $\delta\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$ della calcite (sia biogenica che inorganica) (Frisia & Borsato, 2000, *con bibliografia*). Oltre gli autori già citati in questa breve revue vanno ricordati i contributi di Antonioli et al, 2004, Bard et al, 2002b; Bar-Matthews et al, 1997.

▪ *Le carote lacustri e marine*

Negli ultimi decenni si sono intensificate le perforazioni in aree costiere, laghi, lagune e nelle aree dove la sedimentazione è stata potenzialmente continua per lunghi intervalli di tempo (Alessio et al, 1986; Magri, 1999; Magri&Sadori, 1999). Tali record continui forniscono informazioni sulle variazioni delle associazioni vegetazionali e faunistiche; sulle variazioni del contenuto in materia organica, in carbonati ed altro; sui tempi, sulle quantità e qualità della sedimentazione. Tali indagini sono di grande utilità quando si considera tutto l'arco del Quaternario, ed in particolare nell'identificare i passaggi dalle fasi glaciali a quelle interglaciali e viceversa, ma non sempre offrono un sussidio prezioso nella ricerca delle variazioni climatiche minori compiutesi durante gli ultimi millenni. In alcuni casi queste ricerche offrono indicazioni indirette sulla temperatura, fornendo informazioni sui valori limite al di là dei quali non è più possibile la vita di particolari faune e vegetali. In sostanza queste discipline, conoscendo i fattori limitanti che condizionano la vita degli organismi viventi, offrono la prova delle variazioni che si sono verificate negli areali di diffusione, nei limiti polari ed altimetrici e batimetrici. In particolare risultano ben documentate le prove degli spostamenti

verso nord e verso quote più alte di piante ed animali in corrispondenza delle fasi calde, e al contrario le prove del ritiro degli stessi organismi verso sud e verso quote più basse al sopraggiungere di una fase fredda.

Le variazioni vegetazionali: pollini e macroresti

I botanici contribuiscono alle ricerche sulle variazioni del quadro biogeografico studiando con particolare attenzione i pollini di quelle specie vegetali che in passato hanno compiuto importanti migrazioni in latitudine (ed in altitudine) in relazione con il variare del clima. L'apporto dei botanici è stato così importante, fino a qualche decennio fa, da potersi affermare, che quanto era noto della storia climatica postglaciale era dovuto essenzialmente all'analisi pollinica. A tutt'oggi molte delle analisi polliniche vengono sintetizzate mediante l'utilizzo di *diagrammi pollinici*. Si tratta di semplici diagrammi cartesiani in cui in ordinata si mettono le profondità e le età relative alla stratigrafia del campione della carota estratta mediante carotaggi, ed in ascissa i valori percentuali cui riferire la quantità di pollini delle varie specie vegetali ritrovati in ogni dato valore della profondità. Uno dei diagrammi sintetici più rappresentativi è quello che esprime il rapporto dei pollini delle piante arboree sul totale dei pollini (Arboreal Pollen/Total -AP/T) (*figura 11e*).

Questo rapporto espresso mediante rappresentazioni di curve percentuali fornisce indicazioni sulla qualità e quantità della vegetazione di specie arboree e non arboree e permette alcune considerazioni sullo sviluppo/degrado della vegetazione in relazione ai cambiamenti climatici e/o alle azioni dell'uomo (*figura 11 b, c; figura 12*).

▪ *Dendrocronologia e Dendroclimatologia:*

La dendrocronologia è lo studio sistematico degli anelli meristemati e del loro accrescimento nel corso del tempo mediante la misura del loro spessore e della densità ottica. Il metodo adottato consiste in un attento esame del progressivo sviluppo dell'albero, ed in particolare della serie di anelli concentrici del tronco (ciascuno dei quali, come è notissimo, rappresenta un ciclo annuale). Tale serie rivela il succedersi di anni favorevoli e di anni sfavorevoli alla crescita della pianta: nel primo caso gli anelli sono larghi, ampi e ben marcati, nel secondo sono stretti, sottili e a volte appena accennati. Anche qui la rappresentazione viene fatta mediante diagrammi dendroclimatologici riportando sull'ascissa il succedersi degli anni e sull'ordinata lo spessore degli anelli, ottenendo la cosiddetta curva di crescita dell'albero, le cui fluttuazioni negative possono essere riferite a stress ambientali che in qualche misura possono essere il riflesso di oscillazioni climatiche. Occorre precisare che tale curva è rappresentativa a livello di scala di bacino, in quanto troppi fattori ambientali locali governano la crescita di una pianta. A tale problematica si riporta a titolo di esempio che nei paesi semi-aridi, dove il calore non manca mai, il fattore sfavorevole è la siccità, per cui un

succedersi di anelli sottili denota un periodo di ridotta piovosità ed inversamente una serie di anelli grossi rivela una successione di annate piovose. Invece nelle regioni umide e fredde, dove le precipitazioni sono sempre abbondanti, il fattore critico è la temperatura, per cui un anello sottile in questo caso rivela un anno particolarmente freddo ed un anello grosso un'annata tiepida.

Le migliori serie di dati si spingono fino a circa 5.500 anni dal presente, purtroppo, riguardano tronchi di alberi di regioni americane, quali i pini e le sequoie della California e di altre località dove esistono alberi longevi di circa 5.000 anni fa. Solo recentemente, alcuni legni ritrovati in scavi archeologici nord-africani (Cremaschi & Di Lernia, 1998) sono stati analizzati e forniscono un contributo solamente parziale in quanto le serie di dati non raggiungono l'attuale ma si riferiscono al periodo storico-protostorico.

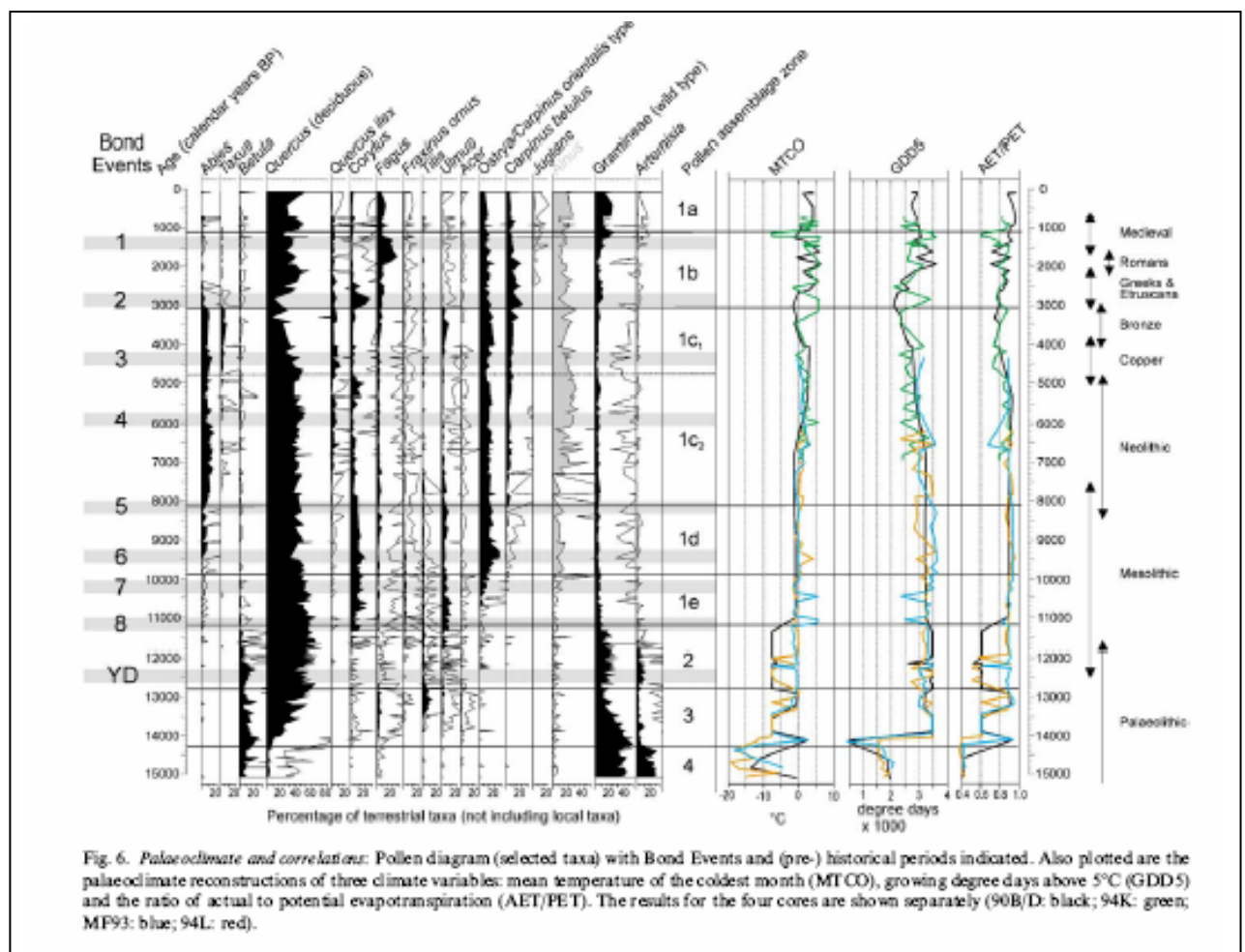


Figura 12: le informazioni paleoclimatiche derivate dallo studio delle associazioni polliniche della carota lacustre di Monticchio, da Allen et al, 2002.

I dati paleoclimatici derivanti dai record continui ad alta risoluzione (HRPD) contribuiscono in primo luogo a delineare i limiti temporali delle suddivisioni climatostratigrafiche dell'Olocene. Lo stato dell'arte delle classiche suddivisioni cronoclimatostratigrafiche tardoquaternarie è riassunto nel sottoparagrafo che segue.

LE CLASSICHE SUDDIVISIONI CLIMATOSTRATIGRAFICHE TARDOQUATERNARIE

Il Quaternario è l'ultima epoca della scala dei tempi geologici, che convenzionalmente viene fatta cominciare circa 1,8 milioni di anni fa e che viene suddivisa in due periodi: il Pleistocene e l'Olocene.

Il termine Pleistocene venne introdotto da C. Lyell nel 1839, derivandolo dal greco (*pleisto* - il più, *Kainos* - recente) per indicare su base paleontologica, gli strati più alti delle successioni terziarie. Il Pleistocene comprendeva all'inizio anche i depositi più recenti, che vennero distinti con il nome di Olocene (anch'esso dal greco - *tutto recente*) da Gervais (1867, 1869). Considerando che le glaciazioni ne sono state il fenomeno principale, il Quaternario venne anche denominato Età Glaciale e poiché la nascita e lo sviluppo dell'umanità ne costituiscono l'altro aspetto rilevante, fu proposto dai geologi russi di denominarlo Antropogene (Gerasimov, 1979).

L'instabilità climatica, che si è manifestata attraverso l'alternarsi di periodi caldi interglaciali e di periodi freddi glaciali è la principale caratteristica del Quaternario. Tale instabilità ha avuto ripercussioni rilevanti sulla forma delle terre emerse, sull'estensione degli oceani, sul clima e sullo sviluppo della biosfera ed è stata usata come scala cronologica, o meglio climatostratigrafica, mediante la quale suddividere tale periodo.

Il Pleistocene è stato suddiviso in inferiore, medio e superiore: l'inizio dell'inferiore è generalmente posto a 1,8 milioni di anni fa, alla base dell'episodio paleomagnetico Olduvai, il limite con il Pleistocene medio cade a 750.000 anni fa circa, in corrispondenza del passaggio fra le epoche paleomagnetiche Matuyama e Brunhes, mentre quello con il Pleistocene superiore cade intorno a 130.000 anni fa al passaggio fra lo stage isotopico 6 e quello 5. L'inizio dell'Olocene è posto generalmente a 10.000 anni dal presente, anche se le recenti calibrazioni delle età radiocarboniche hanno portato questo limite a 11.7 Ky cal BP (*figura 13*).

I modelli classici di inizio '900 (basati su osservazioni geomorfologiche condotte sui ghiacciai alpini) della suddivisione cronoclimatostratigrafica del Quaternario mettevano in risalto a partire dal Pleistocene medio almeno 5 grandi periodi glaciali (Wurm, Riss, Mindel, Gunz e Donau) intervallate da periodi francamente interglaciali (Riss-Wurm, Mindel-Riss, e Gunz-Mindel, ecc). A questi primi tentativi si affiancarono le critiche e le proposte di Milankovitch (1930) che nei suoi studi sulle cause astronomiche delle glaciazioni identificava almeno una decina di minimi dell'insolazione terrestre negli ultimi 600.000 anni, che corrispondevano ad altrettante glaciazioni. A tali contraddizioni Koppen & Wegener (1924) proposero che a ciascuna delle

glaciazioni alpine non corrispondesse un singolo picco della curva di Milankovitch, ma un raggruppamento di alcuni di essi, e di conseguenza fosse suddivisibile in diversi stadi (tre per il Wurm, due per il Riss, almeno due per il Mindel e due per il Gunz). Questa interpretazione ebbe dapprima fortuna e poi progressivamente andò declinando fino alla scoperta della stratigrafia isotopica (Nairn, 1961).

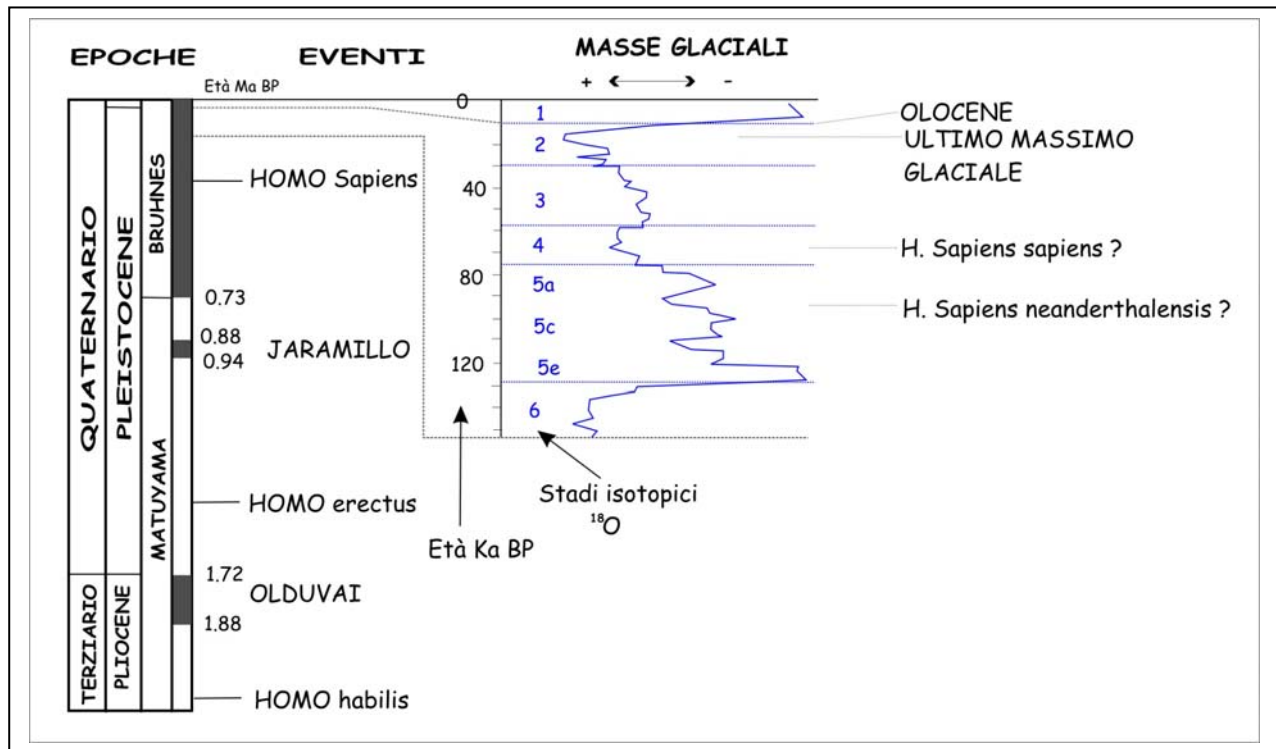


Figura 13: suddivisione cronologica del Quaternario, con gli eventi paleomagnetici paleoclimatici e culturali, da Cremaschi 2000, modificato.

Le carote di sedimento, estratte dagli oceani a partire dagli anni '50, diventarono una fonte inesauribile di informazioni paleoclimatiche ed imposero un ripensamento della scala climatostratigrafica del Quaternario.

Lo studio dei foraminiferi delle successioni stratigrafiche delle carote ha dimostrato l'alternarsi di specie calde e specie fredde in fase con gli interglaciali ed i glaciali. Inoltre la composizione isotopica dei gusci rifletteva quella dell'acqua marina che risultava essere arricchita nelle fasi calde, dall'isotopo leggero (^{16}O) e in quelle fredde dall'isotopo più pesante ^{18}O .

La diversa composizione risultò dipendere non tanto dalla temperatura dell'acqua del mare (Emiliani, 1955), quanto piuttosto dalle masse glaciali presenti ai poli. Infatti ^{16}O , più leggero, evapora più facilmente che ^{18}O , più pesante.

Durante i periodi glaciali il vapore di acqua arricchito di ossigeno leggero precipita sui continenti in forma solida (neve o ghiaccio) e vi resta intrappolato, senza ritornare al mare, le cui acque si arricchiscono di ^{18}O (**figura 14**).

Pertanto le curve isotopiche dell'ossigeno indicano le variazioni delle masse glaciali e quindi le glaciazioni, piuttosto che variazioni di temperatura.

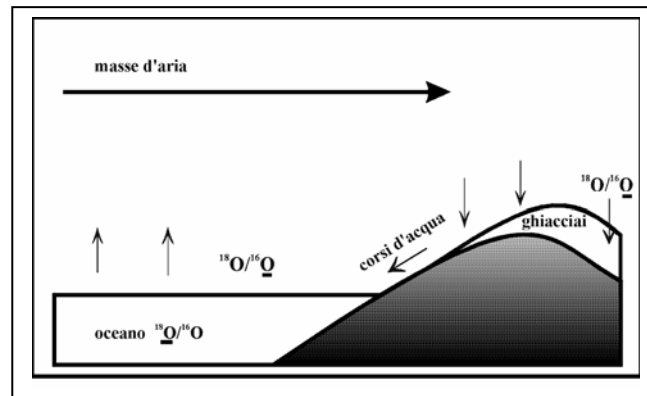


Figura 14: i meccanismi che regolano il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, da Allocca&Amato, 1996

Le curve isotopiche vengono generalmente suddivise in stages (**figura 15**), i cui limiti cadono nei punti intermedi fra i picchi caldi corrispondenti ad un calo della concentrazione di ^{18}O e quelli freddi corrispondenti ad un aumento di ^{18}O . Gli stages sono numerati progressivamente a partire dall'interglaciale attuale cui è dato il numero 1: gli stages con numero dispari indicano le fasi calde (gli interglaciali), mentre quelli designati da un numero pari le fasi fredde (i glaciali). Di norma l'andamento delle curve non è sinusoidale, ma asimmetrico, a denti di sega, ed indica che in tal modo l'accumulo di ghiaccio sui continenti è stato progressivo, mentre le deglaciazioni sono state assai brusche.

Il numero di periodi glaciali evidenziati dalla stratigrafia isotopica per il Pleistocene medio non è poi tanto dissimile da quello della teoria astronomica di Milankovitch. Alcuni studi (Berger et al, 1984) hanno dimostrato che vi è una corrispondenza statisticamente significativa fra le variazioni dei volumi di ghiaccio e le fluttuazioni di tutti i parametri orbitali: in particolare per gli ultimi 600 mila anni dominano i cicli dell'obliquità dell'orbita con periodo di circa 41.000 anni, mentre per i periodi più antichi dominano i cicli dell'eccentricità dell'orbita e della precessione degli equinozi con cicli di 100 mila anni.

Un maggior dettaglio cronostratigrafico è disponibile per il Pleistocene medio-superiore (stages 2-5; ovvero da 130.000 a 10.000 anni fa) poiché i record paleoclimatici risultano essere meglio conservati e largamente diffusi e soprattutto databili con numerose tecniche cronometriche. Nella classificazione alpina questo periodo corrisponde all'intervallo cronologico delimitato dalle glaciazioni contigue Riss e Wurm, nella classificazione nord-europea, esso è definito Emiano (Zagwijn, 1992; Mangerud et al, 1974) mentre l'ultimo, periodo glaciale, denominato Wurm nella classificazione alpina, corrisponde al Weischel della classificazione nord-europea e Wisconsin in Nord America.

Nella stratigrafia isotopica il Pleistocene superiore si compone degli stages dal 5 al 2. Lo stage 5 è caratterizzato da numerose oscillazioni (cinque substage dal 5e al 5a oppure dal 5.5 al 5.1), che a partire da un minimo di ^{18}O nel 5e (5.5) ne disegnano un progressivo aumento. Il successivo stage glaciale 4 è concordemente identificato nelle carote oceaniche ed in quelle di ghiaccio, nonché da studi di carattere palinologico che testimoniano una dominanza di graminacee, di ambiente freddo di steppa.

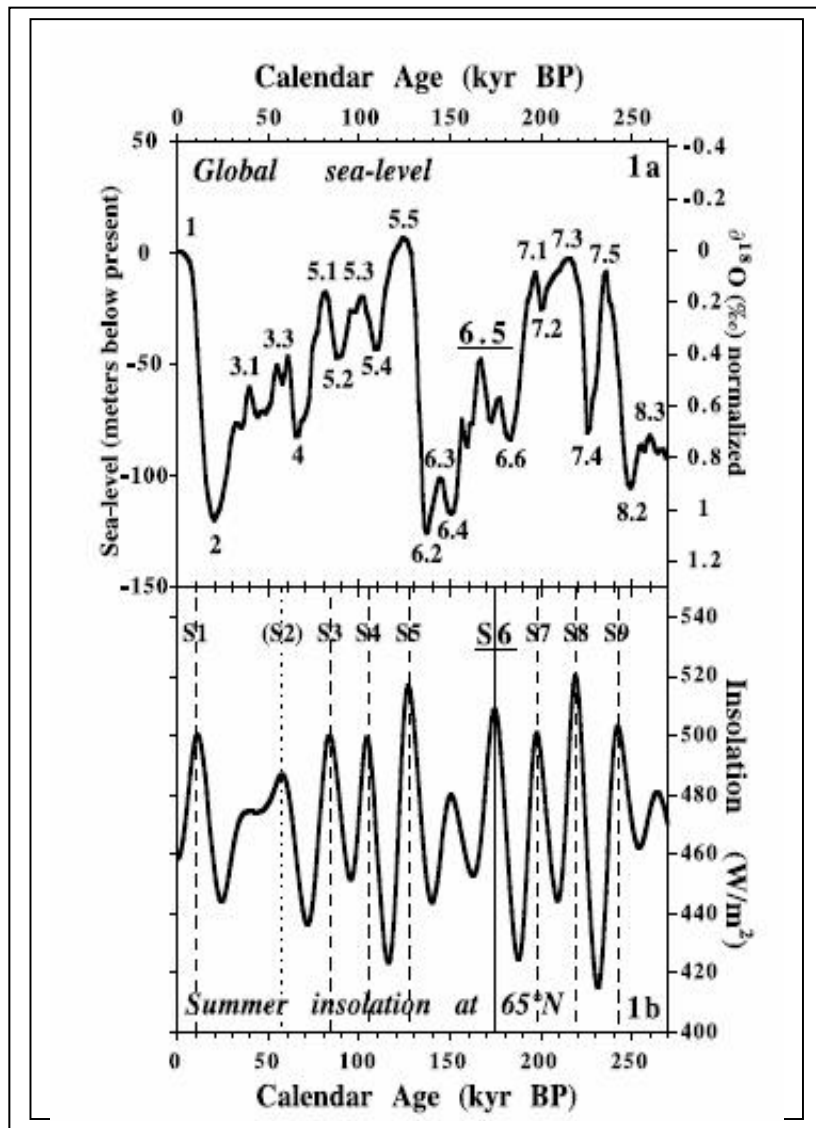


Figura 15: variazioni del livello del mare, dell'insolazione e gli stadi isotopici degli ultimi 250 ka, da Bard et al, 2002

Il successivo stage isotopico 3 è una delle parti più enigmatiche dell'ultimo periodo glaciale. A giudicare dalle masse glaciali, esso corrisponde ad una lieve riduzione delle masse glaciali. Tuttavia la vera natura climatica di questo periodo appare nella carota di ghiaccio GRIP (Dansgaard et al, 1993) dove è ben visibile una forte instabilità, caratterizzata da numerose e frequenti fluttuazioni di breve durata, ma di forte intensità, sulla cui origine vi sono ancora pareri discordanti (Heinrich Events; Bond cycles). In ambiente mediterraneo e al margine meridionale delle alpi, pur in mancanza di successioni stratigrafiche ad alta risoluzione, lo stage 3 è di marcato riscaldamento, poiché porta allo sviluppo di suoli profondi ed una diminuzione dei processi crioclastici. Inoltre si assiste anche ad una forte penetrazione delle comunità aurignaziane all'interno delle catene montuose.

Lo stage isotopico 2 è evidenziato da tutte le fonti geologiche come la più intensa fase glaciale ed ha avuto il suo acme nell'Ultimo Massimo Glaciale (Late Glacial Maximum -LGM-). Anche al suo interno sono presenti rapide oscillazioni di tendenza opposta che sembrano avere un periodo di ritorno di circa 1.400-1.500 anni denominati Dangaard-Oeschler Event. Il Tardiglaciale rappresenta il periodo con più drammatici e repentini cambiamenti ambientali del tardoquaternario, poiché si passa in un paio di

millenni da condizioni pienamente glaciali a condizioni interglaciali. Sul piano della storia dell'uomo i cambiamenti sono ancora più importanti, poiché il tardiglaciale vede il declino delle culture ad economia acquisitiva dei cacciatori paleolitici, mentre nell'Olocene mediante la domesticazione della natura si assiste al rapido passaggio alle economie di produzione e alle società complesse.

Il Tardiglaciale comprende i periodi Bolling, Dryas antico, Allerod; Dryas Recente (Younger Dryas (YD), il cui limite superiore segna l'inizio dell'Olocene (**figura 16**). La datazione dei loro limiti è stata via via raffinata da nuove datazioni sulle carote di ghiaccio (conteggio delle lamine), dalla dendrocronologia, e dalle datazioni U/Th (Stuiver et al, 1998; Alley et al, 1997; ecc). C'è da osservare che tali suddivisioni si riferiscono ad aree nord europee e ed alpine mentre per le aree mediterranee mancano ancora contributi volti alla suddivisione cronoclimatologica del Tardiglaciale.

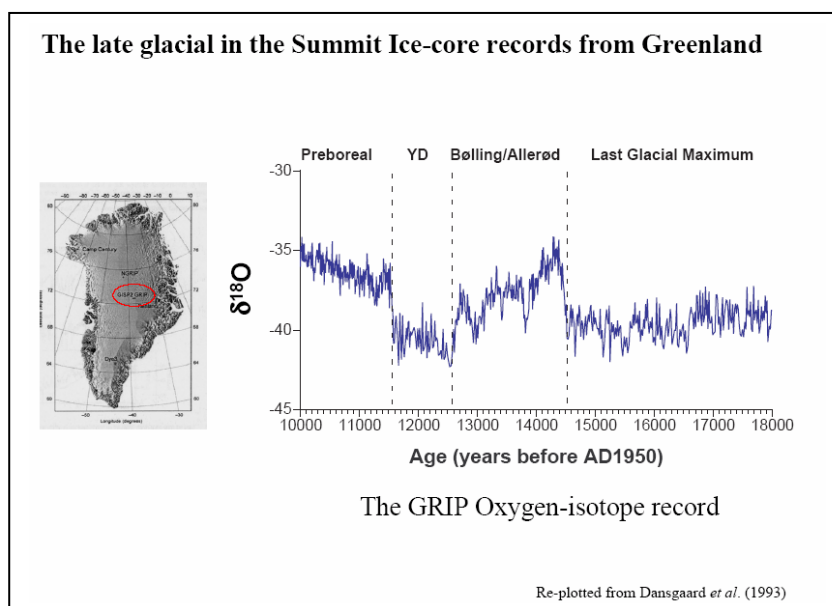
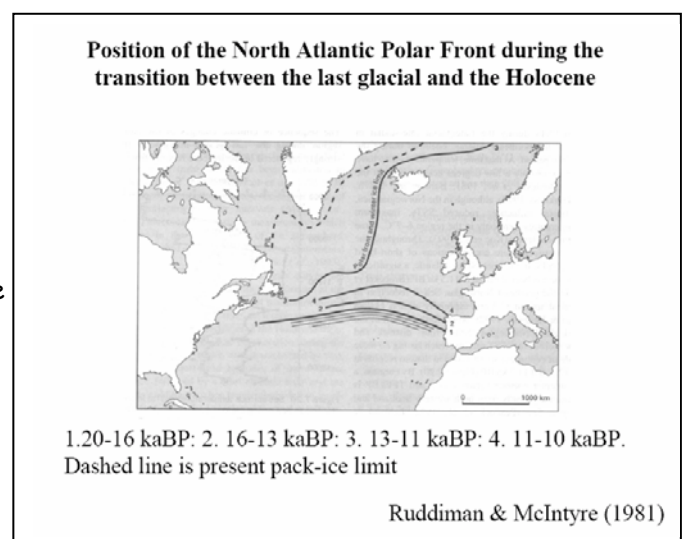


Figura 16:

- A) il Tardiglaciale della carota di ghiaccio groenlandese (GRIP)
- B) posizione del fronte polare durante la transizione dal Tardiglaciale all'Olocene



La transizione fra le condizioni glaciali ed interglaciali è avvenuta con un primo rapido aumento della temperatura verificatosi circa 14.700 anni fa in corrispondenza della cronozona Bolling. Successivamente al passaggio con la cronozona Allerod, la

temperatura scende di nuovo: due picchi freddi corrispondono al Dryas Antico ed al maggiormente accentuato (Intra Allerod Cold Period -IACP) (Stuiver & Reimer, 1993). L'inizio dell'Younger Dryas, datato a 12.890 calendario da oggi, è correlabile ad un improvviso deterioramento climatico, molto accentuato soprattutto alle alte latitudini. Generalmente si ritiene che tale episodio sia attribuibile allo scioglimento del ghiacciaio della Laurentide che ha immesso nell'Oceano Atlantico ingenti quantitativi di acqua fredda, che hanno modificato per un breve periodo la circolazione oceanica. Tale evidente fase di deterioramento climatico è ben visibile anche in numerosi studi paleoclimatici ad alta risoluzione del mediterraneo, nonché nelle serie polliniche di alcune carote marine e lacustri (*figura 11*).

La transizione tra Younger Dryas e Olocene, datata da Stuiver et al (1993), a 11.650 anni cal BP ed oggi generalmente posta a 11.700 anni cal BP, corrispondenti a circa 10.000 anni convenzionali BP, vede un aumento della temperatura di circa 6-7 °C ed un aumento delle precipitazioni del 100%.

L'Olocene è tradizionalmente suddiviso in 5 periodi: Preboreale, Boreale, Atlantico, Sub-Boreale, e Sub-Atlantico (*figura 17*). Successivamente questa classificazione venne applicata a successioni polliniche dell'Europa centrale e settentrionale ed i periodi in essa inclusi presero sostanzialmente il significato di zone polliniche.

S E R I E S	S t A g e	INFORMAL SUBDIVISIONS (*1)	climato-stratigraphic subdivisions (*1)	CHRONO ZONES (Holocene only)	Conventional age ¹⁴ C yr BP	Calibrated age cal ¹⁴ C BP (*2)	Varve chronology from German and Polish lakes (Litt et al., 2001)
					Mangerud et al., 1974, 82; Litt et al., 2001	Stuiver et al., 1998	
H O L O C E N E		LATE	N E O G L A C I A T I O N	Subatlantic	2500	2728-2476	
				Subboreal			
		MIDDLE	T O H P E T R I M M A U L M	Atlantic	5000	5728 5657-5828	
				Boreal	8000 (*5)	8776-9004	
		EARLY	c. 9000 BP	Preboreal	9000	10.189 9944 - 10.004	
					10.000	11.268 - 11.553	11.480-11.590
P L E I S T O C E N E	W ü r m = Weichselian	L a t e g l a c i a l	Younger Dryas (*4)	c. 10.700	12.840 12.896 - 12.644	12.650-12.680	
			late glacial interstadial				
			"early late glacial"	c. 12.300	14.289 15.416 - 14.101	14.450	
			Last Glacial Maximum (Alps)	c. 15.500			

Figura 17:
le suddivisioni dell'Olocene secondo Orombelli & Ravazzi, 1996

Un'altra suddivisione è quella che divide in due l'Olocene con il periodo Altitermico (Optimum climatico, Hypsithermal) e con il Neoglaciale, poiché la prima parte

racchiude la parte più calda dell'Olocene mentre la seconda segna la ripresa dell'avanzata dei ghiacciai montani (Ravazzi, 2003). Il limite tra questi due periodi non è sempre ben definito anche se è consuetudine includere la Neoglaciazione negli ultimi 5.300 anni (Porter & Denton, 1967) (*figura 17*).

Anche per l'Olocene la migliore risoluzione stratigrafica e climatostratigrafica si basa sulle curve isotopiche, specialmente su quelle desunte dalle carote dei ghiacciai artici ed antartici, e di alta montagna. Oltre al rapporto O16/O18, al fine delle ricostruzioni paleoclimatiche risulta significativo anche il contenuto di alcuni gas racchiusi nelle bolle d'aria intrappolate nei ghiacci e/o il contenuto di detriti rilasciati dallo scioglimento dei ghiacciai (Ice Rafted Debris -IRD) (Bond et al, 1992, 1993; Bond & Lotti, 1995).

Tutte le curve isotopiche indicano un massimo termico tra i 9.000 e i 4.000 anni calendario da oggi. Un marcato picco negativo del metano e positivo dell'O18, datato a circa 8.2 ky cal BP (Alley et al, 2005), segna un breve, rapido ma intenso deterioramento climatico che interrompe l'optimum, le cui cause sono state brevemente illustrate precedentemente (*figura 18*).

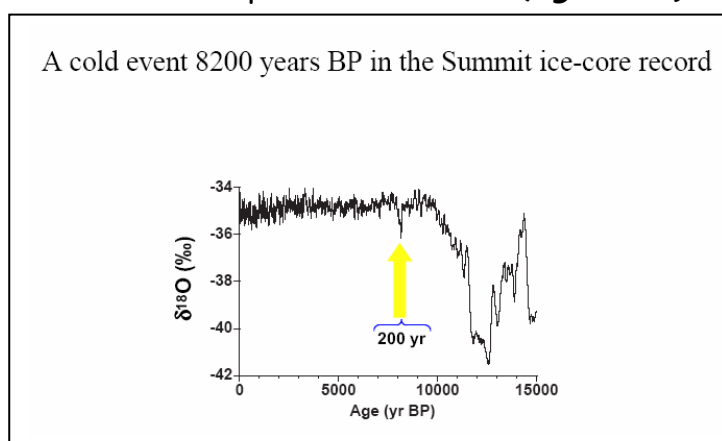


Figura 18: il segnale dell'evento freddo di 8.2 Ka cal BP, da Alley et al (2005)

Tale deterioramento si ripercuote in molte zone del pianeta (Alley et al, 1997; Blunier et al, 1995; Cheddadi et al, 1991; Jalut et al, 2000; Rohling et al, 1998, 1999, 2002; Kallel et al, 1997a), in particolare in area sahariana dove prende il nome di Periodo Arido Medio Olocenico. Esso segna una ripresa generale delle condizioni desertiche nel Sahara e dell'abbassamento del livello dei laghi centrafricani (Petit-Maire, 1989, Petit Maire et al, 1990, 1995). Aumenta la concentrazione di ^{16}O nei ghiacci artici e si assiste ad un generale avanzamento dei ghiacciai montani in America settentrionale (Porter & Denton, 1967), nel Nord Europa e sulle Alpi (Baroni & Orombelli, 1996).

I successivi millenni sono scanditi da fluttuazioni climatiche minori: alcune brevi ma intense crisi di aridità centrate tra 5.5 e 5.0 ky e a 4.1-4.0 ed almeno un periodo più freddo e piovoso (chiamato anche, nell'Europa del Nord, periodo freddo e piovoso dell'Età del Ferro) tra X e V sec a.C. L'epoca romana è segnata da un lieve miglioramento climatico nella sua parte iniziale (fino alla piena età dell'Impero) e da un successivo periodo di piovosità elevata e temperature più basse, coincidente con il

Tardo-Antico e l'Alto medioevo (500-1000 AD) (Vita-Finzi, 1969; Veggiani, 1995; Cremaschi, 1992; Ortolani&Pagliuca, 1994, Allocca et al, 2000) (*figura 19*).

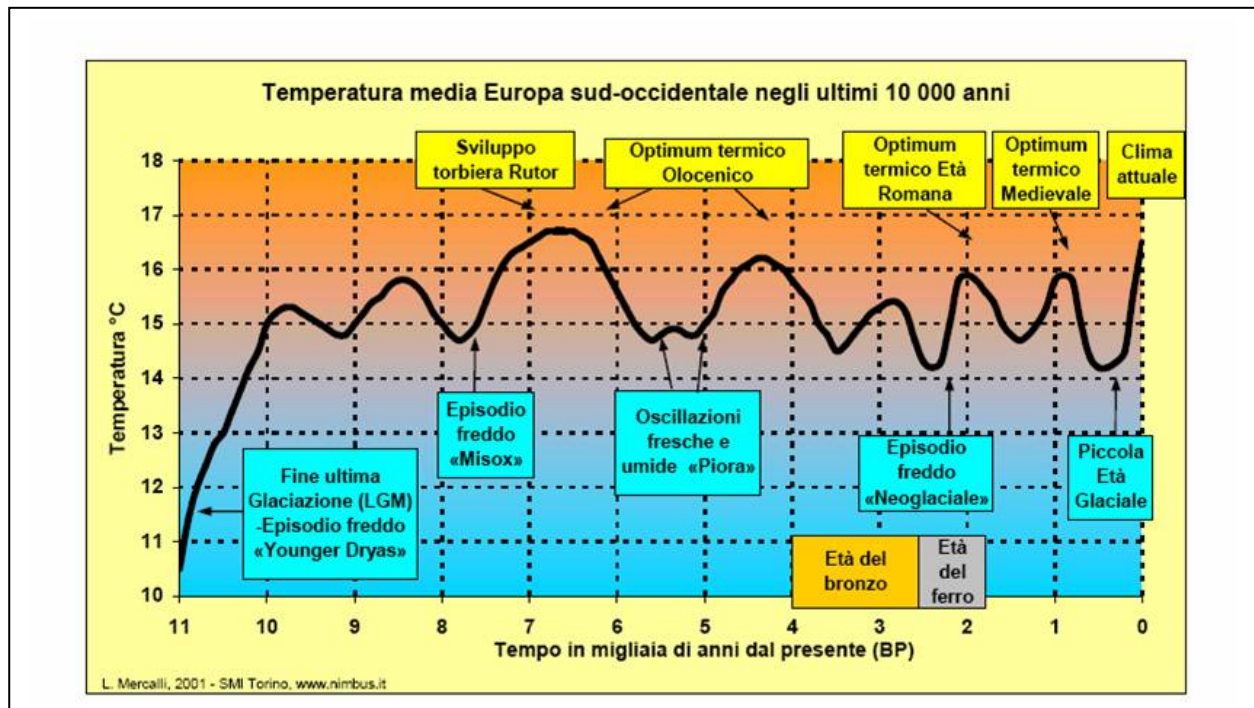


Figura 19: le variazioni di temperatura ricostruite per l'europa sud-occidentale negli ultimi 10.000 anni (da Mercalli, 2004)

Tale periodo è seguito da una marcata crisi di aridità nota come Optimum medievale (circa 1000-1.300 AD) (Loud, 1996; Lamb, 1965, 1977, 1982, 1995; Camuffo, 1990) testimoniata anche da un minimo delle macchie solari (minimo di Mounder); e poi da una marcata recrudescenza climatica che avviene fra il 1450 e il 1850 AD, denominata Piccola Età Glaciale (Little Ice Age -LIA). Questo periodo porta ad un abbassamento della temperatura di 1-1,5 °C e si manifesta attraverso una consistente avanzata dei ghiacciai alpini di tutte le catene montuose, aumento del ghiaccio marino fino in Irlanda, di una marcata riduzione delle temperature estive (Le Roy Ladurie, 1982), e provoca una serie di dissesti ambientali ben documentati dalle cronache di epoca storica (Del Monaco & Margottini, 1999, con bibliografia).

Alcuni autori (Ortolani, Petit-Maire, ecc) ritengono che gli ultimi 2.500 anni hanno visto l'alternarsi di variazioni climatiche caldo-aride e freddo umide con un periodo di ritorno di circa 500 anni. Tali alternanze sarebbero innescate dallo spostamento ciclico delle fasce climatiche sub-sahariane desertiche verso Nord o verso Sud, in fase con l'espansione o contrazione della ITCZ. Tali spostamenti determinerebbero condizioni arido-semiaride in molte regioni mediterranee quando la fascia desertica si muove verso Nord, e condizioni fredde e piovose quando questa si contrae verso Sud (momento che vede prevalere le influenze Nord-Atlantiche).

1.2.2 I CONTRIBUTI DELLE SCIENZE NATURALISTICHE ED UMANISTICHE

Il contributo più significativo fornito dalle discipline naturalistiche non è sempre e solo quello di cercare di dimostrare fasi e/o cicli climatici, ma quello di cogliere gli effetti che tali fasi hanno avuto sull'ambiente fisico e sulla disponibilità delle risorse (cibo, acqua, vegetazione e suolo). La raccolta e l'elaborazione critica delle osservazioni dei naturalisti ed umanisti consentono di riconoscere alcune grandi fasi climatiche, ciascuna delle quali caratterizzata da condizioni climatiche ben definite, così da consentire una netta distinzione da quella precedente e da quella successiva. Spesso la determinazione cronologica relativa all'inizio ed alla fine di queste fasi climatiche lontane nel tempo non può essere fatta che con larga approssimazione, mentre per le oscillazioni compiutesi in epoca storica (da 2.500 anni ad oggi) diventa sempre più precisa, in virtù del maggiore numero di prove archeologiche e testimonianze scritte. Molte volte, anche questi contributi, erroneamente, utilizzano termini quali ciclo climatico al posto del più idoneo fase climatica (trend). Un ciclo è una pulsazione regolare, che, per es., ad un periodo di innalzamento della temperatura ha fatto seguire un periodo di uguale durata di raffreddamento, secondo un ritmo preciso connesso con fenomeni cosmici e/o atmosferici (come per i records ad alta risoluzione). Perciò gli specialisti che pur conoscono le cause delle periodicità regolari, non hanno come obiettivo quello di ricercare se esista un eventuale "eterno ritorno" del clima, ma concentrano i propri sforzi nel difficile scopo di ricostruire le condizioni climatiche nelle varie epoche dell'età post-glaciale, per colmare le lacune che in tale campo esistono nelle conoscenze. Del resto, i dati principali della cronologia climatica tardoquaternaria di cui si è a disposizione attualmente, dimostrano che le fasi calde e quelle fredde non sono mai state di uguale durata fra loro: alcuni cicli di clima freddo e di forte avanzata dei ghiacciai sono durati in alcuni casi dei millenni, in altri solo pochi secoli, senza alcuna regolarità, come del resto è avvenuto per le fasi di clima caldo.

I GHIACCIAI

I ghiacciai reagiscono ai cambiamenti climatici ed ambientali mutando forma e dimensioni e pertanto sono indicatori ambientali molto sensibili. Avanzate e ritiri sono espressione della risposta dei ghiacciai alle variazioni del bilancio di massa, che sono regolate dal bilancio energetico, a sua volta funzione delle condizioni climatiche. Le relazioni tra clima e sviluppo dei ghiacciai non sono sempre così dirette e sono abbastanza complesse, in quanto possono variare in funzione di diversi fattori quali le condizioni climatiche regionali e locali (quantità e distribuzione stagionale delle precipitazioni, il regime termico, ecc), le caratteristiche topografiche del substrato, oltre a vari altri fattori.

È peraltro noto che i ghiacciai hanno modificato forme ed estensione anche recentemente, abbandonando depositi ai margini delle lingue o presso le fronti e lasciando tracce del proprio stazionamento a varie quote, comprese le zone di

accumulo. Numerosi dati su questo tipo di record provengono dagli studi di geologia glaciale e geomorfologia dei ghiacciai alpini (Orombelli, 1985, 1990; Orombelli&Mason, 1997; Baroni & Carton, 1991, 1996; Baroni & Orombelli, 1996; Strumia, 1997) e di alcuni ghiacciai appenninici (Giraudi & Frezzotti, 1997; Giraudi, 1998, 2002, 2004b, 2005a), anche se le informazioni ottenute sono spesso rese discontinue dal fatto che non tutte le tracce dei cambiamenti si sono conservate.

Lo stato dell'arte è ben descritto nel contributo di Baroni C. (in Antonioli et al, 2000 *con bibliografia*), dagli studi sui ghiacciai appenninici di Giraudi, ed illustrati nella *figura 20*.

Questi, per l'Olocene, registrano un lungo periodo di ritiro durato almeno fino a 5.3-5.0 ka fa, intervallato da rapide avanzate centrate intorno a 7.0-6.67 ka BP; a 5.7-5,6 (date non calibrate); e un lungo periodo dominato da fasi di avanzata (denominato Neoglaciale) dominato da almeno 4 pulsazioni positive, la più vigorosa delle quali è quella più recente, nota come Piccola Età Glaciale (Little Ice Age - LIA) (1.500-1850 AD). Le morene di quest'ultima fase sono quelle che generalmente occupano le posizioni più avanzate.

La prima fase di avanzata è quella che segna l'inizio del Neoglaciale (5.3-5.0 ka BP) mentre altre si collocano intorno a 3.0-2.7 ka dal presente, e intorno alla fine del primo millennio dopo Cristo.

Le più marcate fasi di ritiro sembrano essere centrate intorno a 4.4-4.1; a 3.3-3.0; a 2.0-1.8 e nel Medioevo. Dal 1860 ad oggi i ghiacciai stanno conoscendo un marcato e rapido ritiro che ha ridotto le dimensioni areali fino a raggiungere livelli mai raggiunti nel corso dell'Olocene.

Altre informazioni paleoclimatiche derivanti dalle fasi di espansione/ritiro del Ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso, Abruzzo) in Italia centrale vengono fornite da Giraudi (2002), che riconosce:

- fasi di espansione
 - 1) non datata ma dopo Younger Dryas
 - 2) non datata ma più antica di 4.0 ka BP
 - 3) iniziata dopo 3.895 BP
 - 4) iniziata dopo 2.650 BP
 - 5) piccola età glaciale (max espansione degli ultimi 4.000 anni)
- fasi di ritiro
 1. non datata ma dopo Younger Dryas e fino a circa 5.000 anni fa
 2. prima di 3895 ka BP con sviluppo di un paleosuolo all'interno della depressione che ospita il circo glaciale, testimoniando che il ghiacciaio doveva essere scomparso o essere molto ridotto durante l'età del Bronzo.
 3. prima di 2.650 BP
 4. in epoca romana
 5. in epoca medievale

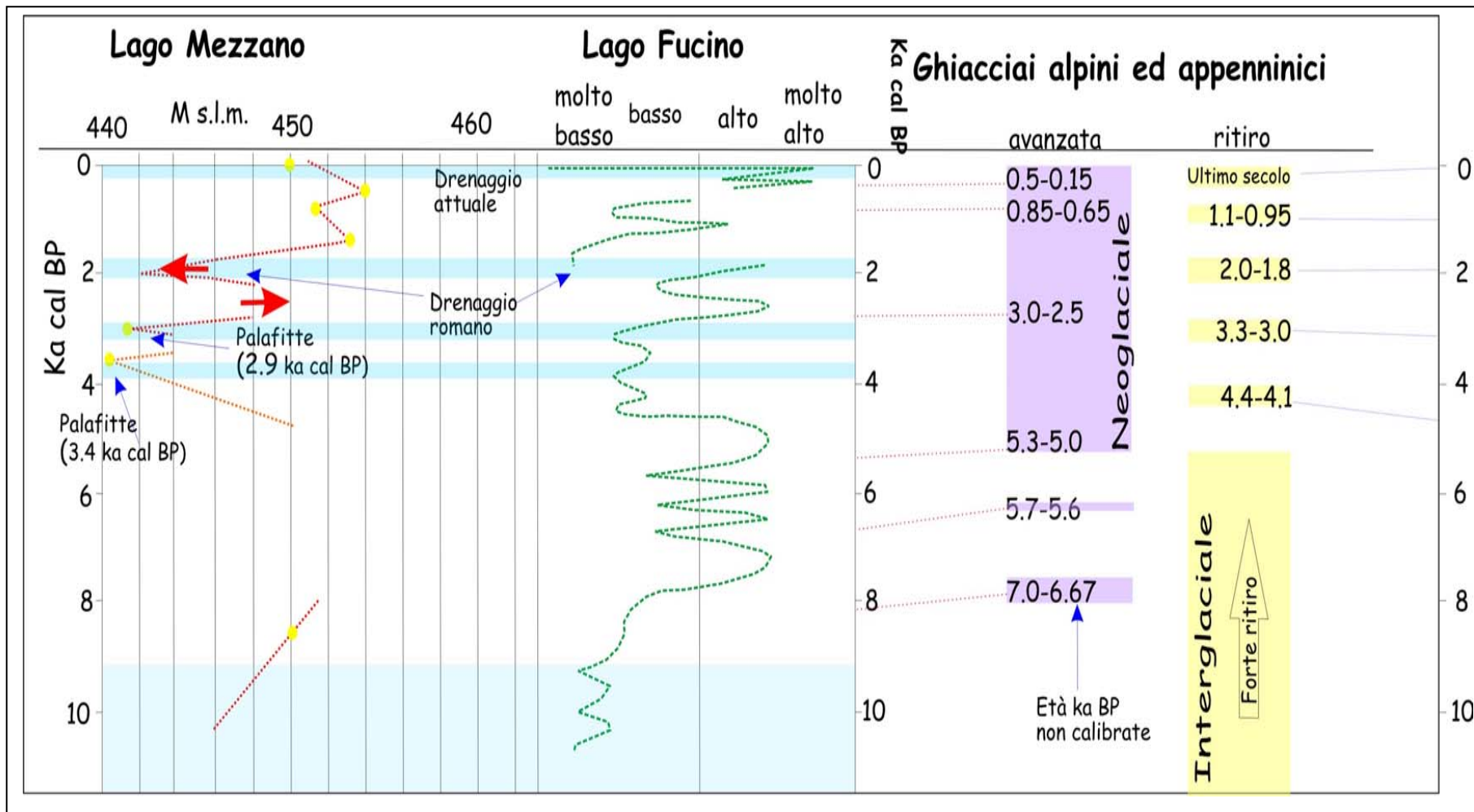


figura 20: correlazioni tra i records delle oscillazioni dei livelli dei laghi in Italia Centrale (da Giraudi, 2004a) e le principali fasi di avanzata/ritiro dei ghiacciai alpini ed appenninici (da Orombelli, 2003)

LE OSCILLAZIONI DEI LIVELLI DEI LAGHI

Lo studio delle variazioni dei livelli dei laghi fornisce utili indicazioni sulle variazioni climatico-ambientali del passato, anche se queste indicazioni non possono essere riferite ad un solo fattore ma piuttosto ad una somma di fattori non sempre facili da discriminare (regimi termici e pluviometrici, vegetazione, ruscellamento superficiale ed infiltrazioni, fisiografici, locali ed antropici) (Giraudi, 2004a). Le oscillazioni sono di norma ben databili, grazie alla presenza di sedimenti caratterizzati da intercalazioni di torbe e livelli ricchi di sostanze organiche, che consentono datazioni radiometriche con il ^{14}C . La più immediata delle indicazioni fornite da questi records riguarda la variazione del bilancio idrologico all'interno del bacino di alimentazione. A livelli lacustri elevati debbono corrispondere bilanci idrologici positivi; abbassamenti di livello sono dovuti a bilanci negativi. Se gli studi si riferiscono ad un singolo lago, è lecito considerare i risultati in via cautelativa, ma se le variazioni di diversi bacini sono in fase diventa necessario pensare a variazioni climatiche con impatto almeno regionale. La sintesi dei dati è ben documentata dai contributi di Giraudi (in Antonioli et al, 2000) e registrano alcune significative variazioni coeve a molti laghi italiani (appenninici ed alpini) (Giraudi, 2004a, *con bibliografia*) nonché dell'Europa meridionale (Magny, 1999; Prentice et al, 1992, 1996)

Un esempio tipico è rappresentato dal IV millennio BP (4.0-3.0 ka BP), quando nel corso di bassi stazionamenti dei livelli dei laghi italiani, molti insediamenti palafitticoli e perispondali erano situati in prossimità delle sponde lacustri e fluviali. I laghi studiati con maggiore dettaglio, e con corredo di numerose dati radiometrici, archeologici, palinologici, tephrocronologici, ecc, sono senza dubbio il lago del Fucino in Italia Centrale (Giraudi, 2004a con bibliografia) e quello di Monticchio (Allen et al, 2000a; Watts, 1985; Watts et al, 1996a,b) in Italia meridionale. In particolare si osserva che (*figura 20*):

- Da circa 11.0 a poco più di 7.0 ka i livelli dei laghi erano prevalentemente bassi con un solo picco pronunciato a poco più di 10.0 ka BP
- Da circa 7.0 a poco più di 4.0 ka i livelli dei laghi si mantengono a quote elevate anche se non mancano brevi episodi ingressivi
- Da circa 4.0 ka a circa 2.7 ka BP i livelli dei laghi oscillano, ma si mantengono sostanzialmente a livelli piuttosto bassi.
- Da 2.7 ka BP ad oggi i livelli dei laghi hanno subito forti oscillazioni ma si sono mantenuti per lo più a livelli alti.
- Negli ultimi 800-1000 anni mostrano fortissimi aumenti di livello nel corso della Piccola Età Glaciale

LE OSCILLAZIONI GLACIO-EUSTATICHE DEL LIVELLO DEL MARE

Le oscillazioni eustatiche sono quelle variazioni a lungo termine del livello del mare indotte dai cambiamenti climatici (scioglimento dei ghiacci, variazioni steriche) o dai fenomeni geologici che interessano i bacini marini (apertura e chiusura dei bacini, colmamento sedimentario).

Risulta ormai accettato universalmente come sia impossibile ricostruire una curva di variazione eustatica valida globalmente, prendendo in oggetto dati provenienti da singole località. La mancanza di un livello di riferimento rappresenta la difficoltà maggiore nel ricavare misure attendibili di questi cambiamenti: infatti ad essi si sovrappongono, lungo le coste, gli effetti dei movimenti verticali del suolo (tettonica e subsidenza, isostasia) per cui solo valutando questi ultimi per altre vie è possibile ricavare indicazioni corrette sugli andamenti delle oscillazioni eustatiche.

L'utilizzo di informazioni archeologiche, stratigrafiche, morfologiche, sedimentologiche, isostatiche e tettoniche di una zona consente valutazioni sull'omogeneità di varie porzioni della costa in un dato bacino, come ad esempio il Tirreno (Antonioli & Leoni, 1998). Una volta ottenuta una curva che esprima in modo attendibile le variazioni nel tempo del livello del mare, per una data regione, questa curva si può, assumere come riferimento sia nel tempo che nello spazio per risalire all'entità e all'età degli eventuali movimenti tettonici differenziali tra un settore e l'altro della stessa regione (Leoni & Dai Pra, 1997).

Esistono alcuni lavori di sintesi, che illustrano le principali variazioni eustatiche del livello del mare in area tirrenica (Pirazzoli, 1976, 1981, 1998; Alessio et al 1996, Demuro & Orru, 1998; Antonioli et al, 1999, 2000; Laborel et al, 1994, 1996; Lambeck & Bard, 2000; Lambeck et al, 2004a, 2004b).

Le curve di variazione del livello del mare per l'Olocene, generalmente, mostrano una netta distinzione tra la prima parte dell'Olocene e gli ultimi 6.000 anni (*figura 21*). La prima parte dell'Olocene mostra una rapida risalita che porta il mare da circa -50 m fino a quote di soli pochi metri sotto il livello attuale del mare (circa 2-3 m), registrando in molte aree costiere tirreniche un trend trasgressivo che trova ancora oggi evidenze morfologiche di superficie in ampi cordoni dunari e/o paleofalesie. Circa l'età della massima trasgressione viene generalmente posta a circa 6.0 ky BP, anche se molte curve di risalita registrano altri massimi trasgressivi sia qualche millennio prima (8.5-7-5 ky BP) che dopo (5.0-4.0 ky BP). Nel corso della rapida risalita alcuni autori (Alessio et al, 1996; Lambeck et al, 2004) riconoscono almeno due momenti di rallentamento dei tassi di risalita centrati intorno a 8.0 ka BP (Bond Event 6? - 8.1 ka cooling event?) e a 6.75 ka BP (bond event 5?).

Il tratto successivo, quello riguardante gli ultimi 6.000 anni, mostra una generale lenta risalita del livello del mare fino alla posizione odierna, che rappresenta la più alta posizione del livello del mare raggiunto durante l'Olocene. È a partire da questo momento che molte piane costiere alluvionali mostrano un trend polifasico

progradazionale, come conseguenza della marcata diminuzione dei ritmi di sollevamento del mare. I dati relativi alle quote del livello del mare per questo periodo sono estremamente discordanti anche se si riconoscono alcune fasi di alto livello che sono generalmente collocate tra 4.5-4.0 ka BP, tra 3.3-3.0 ka BP, in epoca romana e nel medioevo.

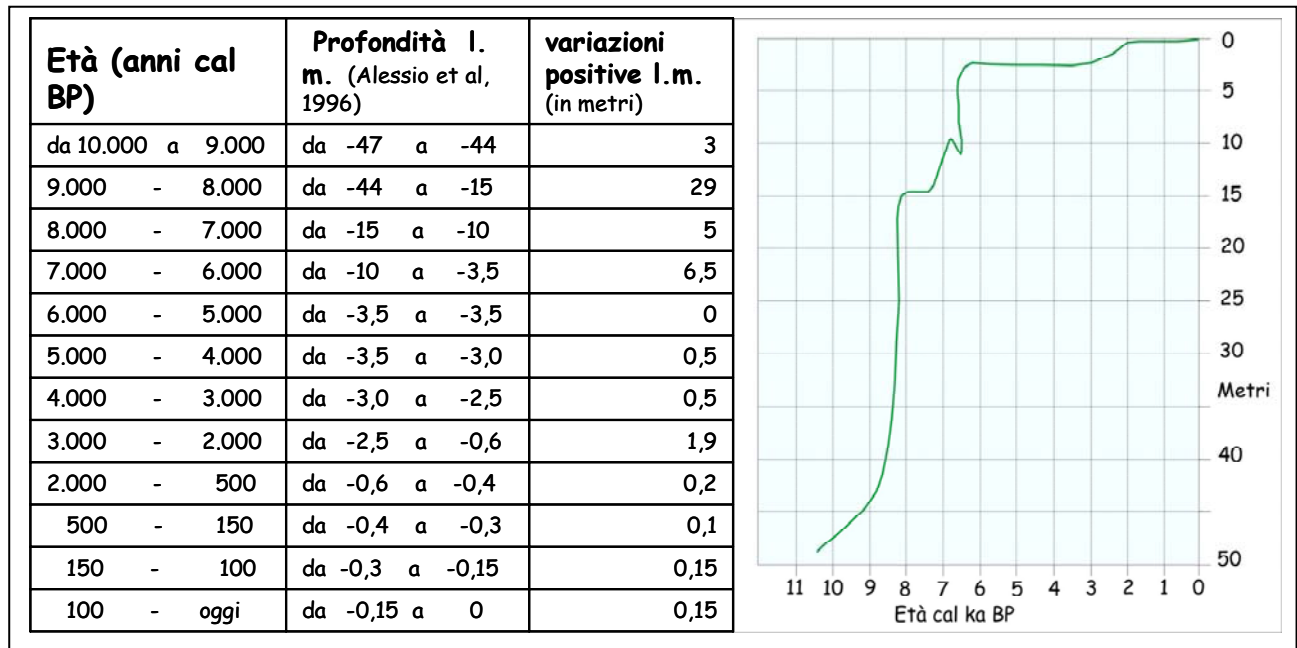


Figura 21: le variazioni glacio-eustatiche (da Antonioli et al, 2000, modificato) e la curva di risalita del livello del Mar Tirreno nel corso dell'Olocene di Alessio et al, 1996, modificata)

TEPHROSTRATIGRAFIA ED ERUZIONI VULCANICHE

Con il termine *tephra* si indicano materiali piroclastici eruttati durante grosse eruzioni vulcaniche, che ricoprono un'ampia area e risultano conservati sulle superfici continentali (paleosuoli, superfici antropizzate, masse glaciali, ecc.) e nei sedimenti di mare profondo o di laghi. I tephra possono essere ben datati, direttamente (K/Ar , $^{40}Ar/^{39}Ar$, tracce di fissione, termoluminescenza (TL e ESR) ed altri metodi) oppure indirettamente (^{14}C applicato a suoli o sedimenti immediatamente al tetto o al letto di essi, attraverso la datazione della materia organica associata -legni, torbe, sedimenti nei limiti temporali del metodo-). Se i tephra vengono individuati nelle carote di ghiaccio o nei sedimenti laminati, la data dell'eruzione (ash fall) può essere ottenuta contando le lamine annuali del materiale relativo (varve, ghiacci, ecc). Altri contributi per la datazione dei tephra vengono dalla loro posizione stratigrafica, dalla loro correlazione paleomagnetica, dai metodi biostratigrafici (pollini e faune) e dalla relazione con i limiti degli stage isotopici dell'ossigeno nelle carote di sedimenti oceanici.

Una volta che l'età è stata determinata, un tephra può essere usato come un livello marker nelle sezioni non databili altrimenti. Questa tecnica è chiamata tephrocronologia o tephrostratigrafia e fornisce orizzonti marker che

permettono precise correlazioni tra record paleoclimatici e paleoambientali del recente passato geologico, ed aiutano a sviluppare cronologie locali e regionali. La virtuale istantanea deposizione atmosferica di un tephra che segue una eruzione permette delle correlazioni cronostratigrafiche di ampio raggio in differenti ambienti deposizionali.

In Europa, un largo numero di vulcani esplosivi è situato nella parte orientale del Mediterraneo e molti di loro sono stati attivi durante il Quaternario. Grazie ai numerosi depositi di tephra originatisi dai vulcani della penisola italiana, dell'arco ellenico e del massiccio centrale dell'Anatolia, è stato possibile ricostruire una dettagliata tephrostratigrafia per gli ambienti marini tirrenici (Carbone et al, 1984; Paterne et al, 1986; 1988, 1990; Narcisi & Vezzoli, 1999; Calanchi, 1988; ecc) e adriatici (Fontugne et al, 1989; Calanchi et al, 1996a, b, 1998; Siani et al, 2001, 2004, ecc) per un intervallo di tempo che si spinge fino a circa 300 mila anni fa. Anche i livelli di tephra negli ambienti lacustri sono stati identificati in recenti studi relativi a numerosi progetti EU (PALICLAS, 1996; EuropaMaars, ecc) (Narcisi, 1996, 1999; Watts et al, 1996a, 1996b; Ramrath et al, 1998, 1999) e di carotaggi in laghi dell'Italia cetro-meridionale (Follieri et al, 1988; Giraudi, 2004a; Lowe et al, 1996; Zolitschka et al, 2000) (*figura 22*).



Figura 22:
Ubicazione delle carote principali nel mar Mediterraneo; da Sulpizio et al. (2003), modificata da Marciano, 2005.

Questo grande numero di dati sui tephra marini e lacustri possono essere supportati dai recenti dati stratigrafici, geochimici e cronologici di alcuni dei più importanti vulcani quaternari dell'Italia meridionale, come per il Somma Vesuvio (Delibrias et al, 1979; Santacroce, 1987; Andronico et al, 1995, 1996, 2002; Rolandi et al, 1993a,b,c, 1998, 2003; Cioni et al, 2003a) , per i Campi Flegrei (Orsi et al, 1996, 1999; Di Vito et al, 1999; Pappalardo et al, 1999; Sulpizio et al, 2003a, b).

Inoltre nelle aree campane tali tephra sono ben identificabili, anche alla semplice osservazione di campagna, in numerose successioni stratigrafiche affioranti o nei sondaggi geognostici permettendo correlazioni e considerazioni morfodinamiche delle varie unità geomorfologiche del paesaggio campano.

A tali tephra, oltre la normale denominazione dell'eruzione (per es. Eruzioni di Pompei o del 79 d.C); negli studi tephrostratigrafici vengono attribuiti delle sigle (per es Y5 per l'Ignimbrite Campana).

La **figura 23** mostra una correlazione schematica di numerosi record marini, terrestri e lacustri. Questa rappresenta un dettagliato schema cronostratigrafico che può essere usato per le correlazioni di differenti archivi delle regioni mediterranee.

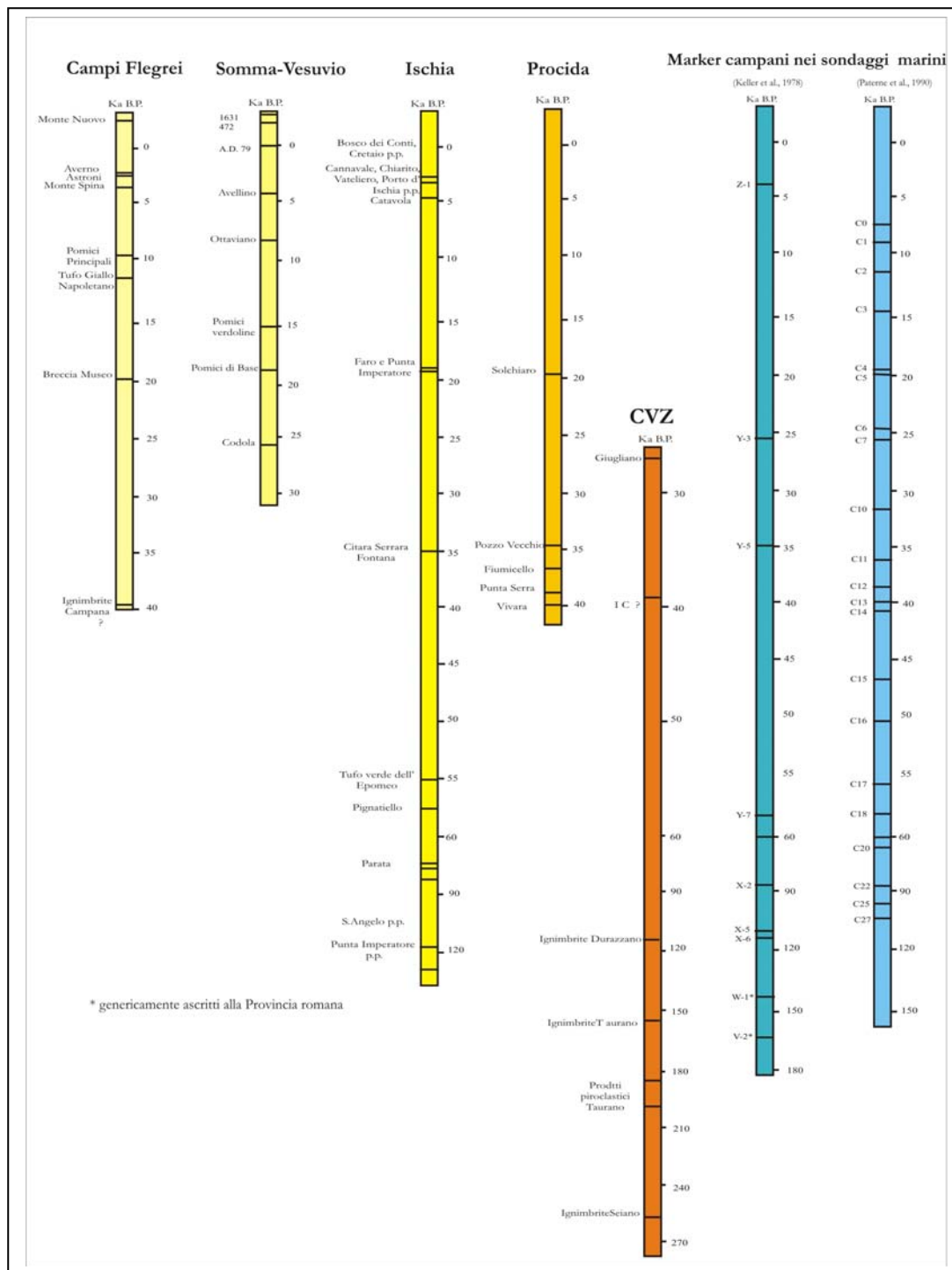


Figura 23: Schema riassuntivo delle principali eruzioni degli apparati campani comparati con i marker tephrostratigrafici, negli ultimi 200 ka BP; da Marciano 2005

17 livelli di tephra sono relativi agli ultimi 20 mila anni e sono identificabili in tutti i record (continentali, marini e lacustri) e solo 2 relativi solo ai record continentali e lacustri (AP1-2). Comunque la successione di tephra è dominata dalle eruzioni dei vulcani napoletani con solo due tephra eoliani (E1-Gabellotto-Fiumebianco e E2-Pollara) ed uno Etneo (Y1-Biancavilla Ignimbrite).

Inoltre i lavori di sintesi tephrocronologica forniscono anche l'area di dispersione dei numerosi livelli di tephra che mostrano spesso un'area di dispersione generalmente più ampia rispetto alle classiche isoiete dei prodotti piroclastici desunte da dati terrestri: per tale motivo forniscono un ulteriore contributo anche su aree lontane dai centri eruttivi. I tephra comunemente messi in risalto dalle stratigrafie marine e lacustri e dagli affioramenti continentali del tardoquaternario sono:

Eruzione di Pollena (AD 472)

Eruzione di Pompei (AD 79) (Z1)

Eruzioni protostoriche (AP1-2) (L1-2)

Eruzione di Avellino (3.760+/-70) (L3)

Eruzione di Agnano Monte Spina (4130+/-50) (AMS)

Eruzione di Mercato o di Ottaviano o delle Pomici Gemelle (8010+/-35) (V-1)

Eruzione delle Pomici Principali (10.480 +/-90) (C1)

Tufo Giallo Napoletano (12.100+/-170) (C2)

Eruzione delle Pomici Verdoline (16.070+/-170) (L8)

Eruzione delle Pomici di Base o di Sarno (18.300+/-180).

Di queste eruzioni si farà una breve sintesi nel capitolo 2.

LE VARIAZIONI VEGETAZIONALI

Gli studi palinologici pubblicati negli ultimi anni in Italia (Magri & Follieri, 1992; Allen et al 2002; RussoErmolli & di Pasquale, 2002; Watts et al, 1996 a, b; Zolistka et al, 2000; Ramrath et al, 1999; Nebout et al, 1998; Tarasov et al, 1998) hanno fornito numerose e significative informazioni sui cambiamenti della vegetazione verificatisi durante l'Olocene, come risultato di cambiamenti climatici e dell'influenza antropica. La distribuzione geografica dei siti recentemente studiati ha mostrato come nel passato, analogamente al presente, si riscontrino notevoli diversità floristiche e variabilità vegetazionali tra regione e regione. Perciò è impossibile identificare per l'Olocene tipi di vegetazione caratteristici di specifici intervalli di tempo e nello stesso tempo rappresentativi di ampie zone geografiche (anche all'interno di una singola regione per motivi orografici e microclimatici). A titolo di esempio si può osservare che la vegetazione intorno a 5.0 ka BP è caratterizzata da dominanza di *Picea* sulle Alpi (Kaniewski et al, 2005), di *Abies* sull'Appennino toscano romagnolo, di querce caducifoglie sull'appennino laziale e di querce sempreverdi nella penisola salentina (Magri, in Antonioli, 2000). Allo stesso modo appare impossibile individuare

dinamiche, durate e velocità di cambiamento della vegetazione olocenica che rappresentino adeguatamente tutta la penisola italiana. Il confronto tra diagrammi pollinici mostra notevoli differenze regionali non solo nella composizione e nella fisionomia della vegetazione, ma anche nell'età e nel modo di diffusione delle popolazioni di alberi e nelle estensioni delle foreste. La complessità dei cambiamenti vegetazionali si riflette anche nella difficoltà di proporre uno schema biostratigrafico pollinico unificato per il post glaciale italiano e nello stesso tempo rende assolutamente inadeguato l'utilizzo delle biostratigrafie tradizionalmente utilizzate nel centro e nord Europa (Dahl & Nesje, 1996). Per tali motivi l'integrazione di questi con altri campi d'indagine (geologia, archeologia, ecc) è di fondamentale importanza soprattutto nell'interpretare le variazioni climatiche tenendo conto delle dinamiche dei processi biologici e dei fattori dovuti alle attività dell'uomo. Il riconoscimento di rapidi e cospicui cambiamenti vegetazionali in contesti ben datati fornisce senza ombra di dubbio indicazioni sugli eventi olocenici sia in termini di fattori predisponenti che causativi, aiutando a discriminare quelli riconducibili a variazioni climatico-ambientali da quelli imputabili ad altri fattori (antropici, fisiografici, locali, ecc.).

Una sintesi dei dati palinologici viene fornita in un contributo di Magri D. (in Antonioli et al, 2000) dove vengono messe in evidenza almeno due momenti di degradazione della copertura forestale, datati intorno a 7.9 ka BP e 3.7 ka BP (date non calibrate). Il primo dei due registra un crollo dei valori di concentrazione pollinica che indica una consistente diminuzione di biomassa forestale, della durata di poche centinaia di anni, seguito da una ripresa rigogliosa della vegetazione. Tale fenomeno può essere correlato all'8.2 ky BP cooling Event anche se non tutti i record (Monticchio, C106 Golfo di Salerno) registrano tale fase (*figura 11*).

Il secondo episodio è interpretato come un evento eccezionale di aridità ed è supportato dal fatto che numerosi insediamenti perifluviali e perilacustri dell'età del Bronzo si ritrovano oggi sommersi. L'importanza di tale evento climatico e la sua collocazione cronologica intorno a 4.0 ka BP lasciano supporre che si tratti dello stesso evento di aridità che ha investito gran parte delle regioni mediterranee.

Inoltre Magri & Follieri (1992) sottolineano che la composizione, le modalità e i tempi di sviluppo della vegetazione sono infine così diversi da quelli dell'Europa centro settentrionale che non è corretto utilizzare per l'Italia centro-meridionale la biostratigrafia europea convenzionale, che suddivide l'Olocene in Preboreale, Boreale, Atlantico, Subboreale e Subatlantico.

Per tali motivi in questa ricerca non saranno utilizzate le classiche suddivisioni delle zone polliniche alpine e nord europee ma si utilizzeranno le informazioni provenienti da record pollinici più prossimi alle aree di studio che in qualche misura possono essere rappresentativi di alcuni ambienti tipici della Campania. Si

farà riferimento alle informazioni dei records continui della carota C106, ubicata nel golfo di Salerno (Russo Ermolli & di Pasquale, 2002; Buccheri et al, 2002), del Lago di Monticchio (Allen et al, 2000a, b; Watts et al, 1996 a, b; Allen et al 2002; Zolitschka & Negendank, 1993, 1996), dei laghi dell'Italia centrale (Giraudi, 2004 *con bibliografia*). In aggiunta a questi altre indicazioni circa la paleovegetazione sono state raccolte da records pollinici discontinui, rappresentativi di condizioni locali e in alcuni casi inquinati da antropizzazioni, di alcuni studi di carattere archeologico in aree della Campania (Russo Ermolli, in IUO 1998; Di Pasquale, in Camardo et al, 2003; ecc.).

I TRAVERTINI

Lo studio di successioni travertinose, integrato con analisi sedimentologiche, paleontologiche, paleobotaniche, di geochimica isotopica dell'ossigeno e del carbonio, e con datazioni assolute, permette non solo di definire i paleoambienti di sedimentazione, ma anche di trarre indicazioni paleoclimatiche (temperatura ed umidità) (Carrara, in Antonioli et al, 2000). Se si hanno a disposizione datazioni del travertino o di materiali in essi contenuti (carboni, legni, frustoli vegetali, molluschi, ecc) si può ottenere una curva climatica correlabile con quelle classiche derivate dai records continui marini e continentali. Sono noti molti lavori nei quali sono riportate curve del $\delta^{18}\text{O}$ e del $\delta^{13}\text{C}$ di depositi calcarei laminati di acqua dolce di svariate regioni, che riproducono abbastanza fedelmente le curve climatiche di altri records ad alta risoluzione.

I limiti talora rilevanti che si incontrano nello studio dei travertini sono prima di tutto geologici, nel senso che i depositi di questo tipo sono spesso poco estesi, poco potenti, frammentari e presentano facies molto variabili da luogo a luogo anche nello stesso affioramento. Ciò si riflette anche nella difficoltà di campionamenti, omogenei per tutto lo spessore del deposito, mirati alla cronostratigrafia e a datazioni assolute, se non ci sono marker stratigrafici affidabili quali tephra, paleosuoli, superfici antropizzate note. Le datazioni assolute inoltre vanno discusse e prese in considerazione con prudenza, e se possibile incrociate con altre tecniche, poiché a volte il campione datato può essere inquinato da materiali allotigeni o interessati da processi di dissoluzione, di riprecipitazione e di ricristallizzazione, ecc. Altre cause di problematicità nello studio dei travertini chiamano in causa il ruolo della sedimentazione migrante (sia in senso monte/valle, ovvero prossimale/distale, sia in senso laterale), per cui una successione locale può manifestare hiatus anche se la deposizione non si interrompe affatto, ma semplicemente è migrata altrove. Occorre quindi avere molte sezioni sparse su tutto il sistema deposizionale.

Inoltre la scarsa o nulla sensibilità della sedimentazione ai livelli di base, sia pure locali, per via della capacità dei travertini di costruire corpi rilevati ed "autoterrazzanti", implica una difficoltà, talora insormontabile, ad usare criteri di correlazione altimetrici tra più corpi travertinosi o tra un corpo travertinoso

ed altri depositi del bacino (fluviali, lacustri, costieri), che potrebbero dare vincoli cronologici e climatostratigrafici (*figura 24b*).

Tuttavia, nonostante le difficoltà ed i limiti che si incontrano, lo studio dei travertini rappresenta un valido ed indispensabile ausilio per ricostruire l'evoluzione morfologica e geologica delle aree in cui affiorano e può dare informazioni utili nelle ricerche paleoclimatiche (*figura 25*).

Numerosi sono i lavori di carattere generale su travertini affioranti nell'area mediterranea che ne definiscono la genesi, le facies, il carattere di indicatori neotettonici, il significato climatico sulla base di ricerche palinologiche e micropaleontologiche.

I travertini italiani ed in particolar modo quelli della Campania sono ampiamente documentati dagli studi di D'Argenio et al (1983 e successivi), ai quali va riconosciuto il merito di avere per primi classificato e studiato le facies di deposizione dei depositi travertinosi nel quadro dell'evoluzione quaternaria dell'Appennino meridionale, ma anche di mettere in evidenza implicazioni tettoniche e paleoclimatiche mediante studi multidisciplinari anche a carattere geoarcheologico. Altri contributi per i travertini dell'Italia centrale vengono forniti dagli studi di Carrara (1991, 1994, 1998, 2003); Dramis et al, (1999); Farabollini et al (2004); Soligo et al (2002). Tutti evidenziano il significato paleoclimatico e paleoambientale della sedimentazione calcarea in ambiente continentale.





Il processo di precipitazione del travertino, roccia esclusivamente composta da CaCO_3 , che precipita da soluzioni acquose, principalmente per perdita di CO_2 , è strettamente legato da una parte a fattori morfologici ed idrogeologici, dall'altra ai caratteri chimico-fisici delle acque (composizione, termalità, ecc), dell'ambiente (umidità intesa come qualità e quantità delle precipitazioni, temperatura) ed alla produttività biologica vegetale ed animale. Il travertino si depone in una grande varietà di ambienti di acqua dolce (fluviale, palustre, lacustre, sorgentizio di tipo termale e non, di pendio acclive e lieve, con la formazione di gradinate di vasche e di cascate, di sbarramento, ecc) (D'Argenio & Ferreri, 1992). Il termine travertino è quindi comprensivo di una grande varietà di litofacies (Travertini, fitoermali, fitoclastici, sabbie calcaree e calcareous tufa) da ben cementate a sciolte, da stratificate a laminate a massiccie, e di associazioni di queste facies (*figura 24a*).

Recentemente numerosi autori (Ford & Pedley, 1996; Frank et al, 2000; Goudie et al, 1993; Pentecost, 1995; Pedley, 1990; Pedley et al, 1996; Horvantincic et al., 2000; Andrews et al, 1994; Zak et al, 2002) hanno messo in evidenza che la deposizione di travertino può avvenire in un vasto campo di regimi climatici: dal temperato fresco al caldo umido, in particolari condizioni anche in regime caldo arido. Generalmente la precipitazione è massima nei periodi freschi, temperati o caldo umidi (interglaciali, interstadiali e/o durante episodi pluviali), mentre

diminuisce notevolmente o cessa del tutto nei periodi freddi ed aridi (glaciali) o caldo aridi (*figura 25a*).

In particolare Dramis et al (1999) suggeriscono che la deposizione dei travertini potrebbe essere favorita nelle fasi di riscaldamento del clima che seguono una fase più fredda, mentre il declino della loro formazione è generalmente legata a forti crisi di aridità (indipendentemente se fredde o calde).

La deposizione di travertini è stata particolarmente intensa nel Pleistocene medio/superiore e nella prima parte dell'Olocene (Calderoni et al, 1996; Farabollini et al, 2004; Soligo et al, 2002) per poi subire una drastica riduzione in tempi tardo-olocenici per cause ancora dibattute, connesse con variazione del regime idrologico, della composizione chimica delle acque o per interferenza delle attività antropiche. Tale fenomeno prende il nome di Mid Holocene Calcareous Tufa Decline di Goudie et al, 1993) (*figura 25b*).

ASSOCIAZIONI di LITOFACIES	1. Travertini Microermali Travertini Stromatolitici Travertini Fitoclastici	2. Travertini Micro-fitoermali Travertini Stromatolitici Sabbie Travertinose	3. Travertini Fitoermali (Briofite) Travertini Microermali	4. Sabbie Travertinose con intercalazioni di Travertini Fitoclastici Travertini Micro-fitoermali
CORPI SEDIMENTARI	Corpi cuneiformi irregolarmente stratificati con fitostrutture inclinate verso valle	Corpi irregolarmente stratificati con strati sabbiosi lentiformi (derivanti da piccole vasche intercalate)	Archi e drappi stratiformi con giacitura suborizzontale	Corpi sabbiosi tabulari con intercalazioni lentiformi di travertino
FOSSILI (inclusi i supporti vegetali)	Alge e Cianobatteri "cuscini" di muschi Macrofite	Alge e Cianobatteri "cuscini" di muschi	Muschi pendenti Cianobatteri e Alge	Ostracodi, gasteropodi polmonati, carofite (oogoni e frustoli)
AMBIENTI SEDIMENTARI	Pendii	Gradinata di vasche	Cascate e rapide	Laghi poco profondi e piccole paludi
				

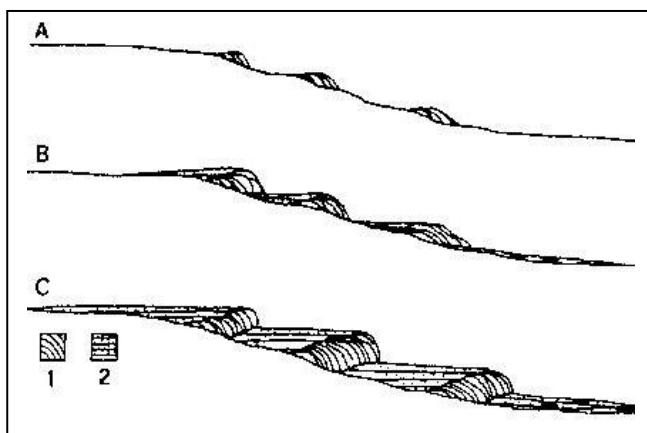


Figura 24:
A: facies tipiche dei travertini della Campania, da D'Argenio et al, 1987.
B: modificazioni geomorfiche indotte dalla deposizione dei travertini, da Calderoni et al, 1996

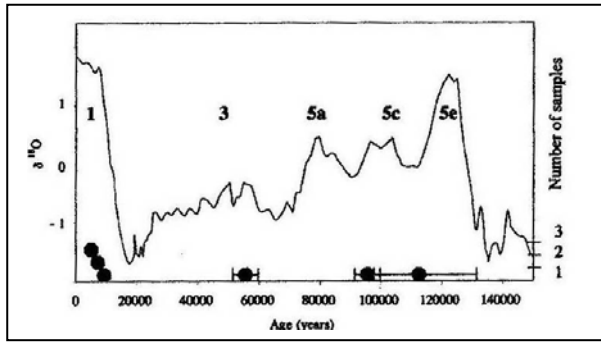
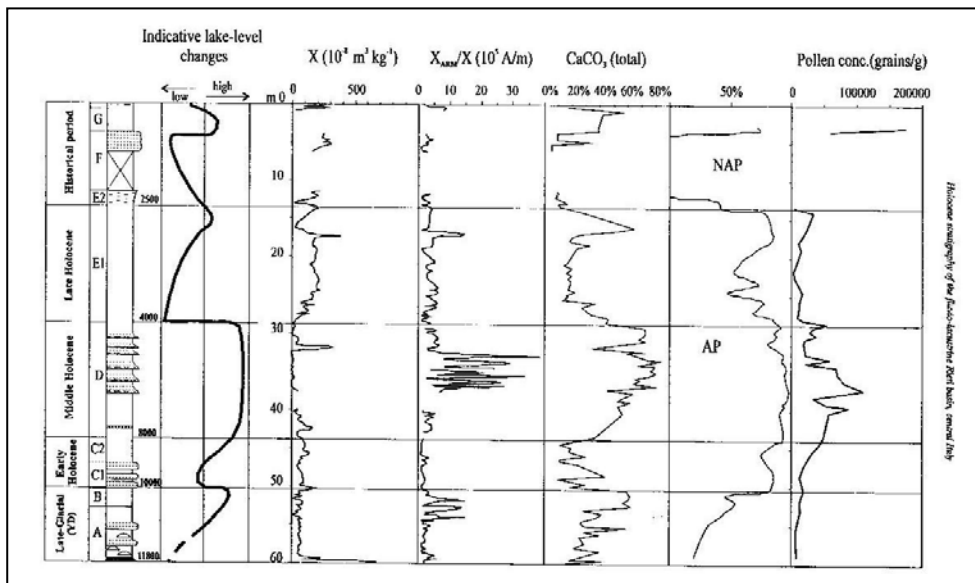


Figura 25:

- A) le fasi di deposizione dei travertini in Europa in relazione agli stage isotopici, da Farabollini et al, 2004, sopra;
- B) le fasi deposizione dei travertini in Italia centrale, da Farabollini et al, 2004, a dx;
- C) HRPD ricavati dai travertini in Italia Centrale, da Brunamonte et al, 2003, sotto.

CRONOLOGIA		INDUSTRIE PREISTORICHE	DEPOSITI DI TRAVERTINO	
		yr B.P.		
OLOCENE	Sub-atlantico	3500	NEOLITICO	
	Sub-boreale	5300		
	Atlantico	6500	MESOLITICO	
	Boreale	8000		
	Preboreale	10200		
PLEISTOCENE SUPERIORE	Wurm recente	37000	PALEOLITICO SUPERIORE	
	Wurm antico	80000		PALEOLITICO MEDIO
	Riss-Wurm	120000		
PLEISTOCENE MEDIO	Riss	250000	PALEOLITICO INFERIORE	
	Mindel-Riss	300000		
	Mindel	650000		
	Gunz-Mindel	700000		
PLEISTOCENE INFERIORE	Gunz	1200000		
Donau-Gunz		1800000		



Viene avanzata l'ipotesi che le variazioni di umidità siano determinanti nel processo di precipitazione del CaCO_3 , forse più delle variazioni di temperatura. Si pone l'accento sul fatto che la deposizione dei travertini medio-olocenici potrebbe essere avvenuta come conseguenza dell'aumento della piovosità che segue l'aridità glaciale durante il tardiglaciale e i primi millenni dell'Olocene. In questo periodo e fino a circa 5.000 anni fa la deposizione di travertino è proseguita con numerose e veloci fasi di accrescimento e poche fasi erosive. L'inquadramento cronologico di queste fasi al momento non è chiaro anche se le cause che le hanno innescate possono essere ricercate nelle numerose alternanze tra fasi calde ed umide con quelle aride succedutesi nel corso dell'optimum climatico olocenico. Intorno a 5.000 anni fa l'accrescimento dei travertini ha subito un forte rallentamento fino a cessare del tutto come probabile

conseguenza della diminuzione di precipitazioni delle fasi aride del Neolitico medio-finale (circa 5.500 anni fa) e del Bronzo Antico-Medio (circa 4.000 anni fa). C'è da tenere presente che in questo periodo l'uomo diventa un importante agente del territorio attraverso le sue attività agricole e pastorali. In particolare un diffuso disboscamento potrebbe aver ridotto la produzione di CO₂ nel suolo e di conseguenza il contenuto di CaCO₃ nelle acque percolanti.

SUOLI, SUOLI SEPOLTI e PALEOSUOLI:

In questo paragrafo si definiscono i significati che il suolo può assumere nell'interpretazione della stratigrafia, intesa sia in riferimento alla stratigrafia geoarcheologica che alla climatostratigrafia del Tardo Quaternario.

Il principale significato del suolo è dato dal fatto che esso rappresenta una *superficie*, cioè individua quella che è o è stata una superficie (topografica, di calpestio ecc.) della Terra.

Un livello archeologico ha un significato simile, ma sostanzialmente diverso: individua lembi di superficie che sono stati interessati da un'azione antropica consistente, mentre il suolo individua superfici che sono state tali per un periodo abbastanza lungo perché la pedogenesi potesse lasciare impronte non reversibili. Potenzialmente, si tratta di superfici assai più ampie rispetto ai suoli antropizzati; per contro, questi ultimi divengono tali in tempi più brevi rispetto ai suoli, e quindi permettono una risoluzione temporale maggiore (Carcinelli, 2004).

Un terzo indicatore di passate superfici sono le superfici di erosione; queste presentano soprattutto evidenze di tipo negativo, ma sono probabilmente le più estese.

L'uso combinato dei tre indicatori ha, chiaramente, potenzialità enormi per la stratigrafia e la climatostratigrafia; un livello archeologico, se associato ad un suolo riconoscibile e tracciabile, permette ricostruzioni di ampio respiro e notevole valore, mentre l'ulteriore correlazione di superfici di erosione consente, potenzialmente, la ricostruzione di interi paesaggi e ambienti.

Il significato del suolo come superficie del passato è riconosciuto dalla moderna nomenclatura stratigrafica, in particolare dai metodi di stratigrafia a limiti inconformi, in cui i suoli sepolti sono usati come marcatori di inconformità stratigrafica.

I suoli nelle ricostruzioni paleoambientali devono rispondere alla definizione di *paleosuoli*, nella sua accezione generica e pratica. Deve cioè trattarsi di suoli che sono il prodotto di una qualche combinazione di fenomeni pedogenetici prolungati verificatisi sotto condizioni ambientali diverse dalle attuali. La differenziazione tra *paleosuoli sepolti* e *paleosuoli relitti*, vede il primo termine riferito a paleosuoli ricoperti da materiali allotigeni che non ne consentono una successiva evoluzione subarea, mentre il secondo termine riferito a paleosuoli esistenti sulla superficie attuale.

I paleosuoli sepolti sono naturalmente un record di qualità superiore. La sepoltura tende a meglio preservare i caratteri originari, e quindi la testimonianza dell'ambiente di formazione. Non è necessario che un paleosuolo sepolto abbia sviluppato caratteri indicatori di una forte evoluzione, poiché è la sua posizione fisica a qualificarlo come testimone del passato. Attraverso i paleosuoli sepolti è così possibile ottenere testimonianze di ambienti più o meno favorevoli alla pedogenesi; nei paleosuoli relitti, tali testimonianze sono generalmente cancellate dagli effetti di un successivo periodo di pedogenesi.

FINESTRA 2

Suoli e paleosuoli in geoarcheologia

A tali definizioni si aggiungono mirati spunti di riflessione su alcuni enunciati classici della paleopedologia, che possono sembrare ovvi per chi opera nel campo delle scienze naturalistiche ma in ambiente geoarcheologico sono, molto spesso, frutto di incomprensioni e di interpretazioni errate.

1. Il suolo indica stabilità della superficie morfologica: il sistema è considerato biostatico, nel senso che un dato punto della superficie terrestre può, in un qualsiasi momento, trovarsi soggetto a processi di erosione o aggradazione, oppure essere in condizioni di stabilità, nel qual caso si forma il suolo.
2. Il suolo si forma "dall'alto verso il basso"; al cessare dei processi geomorfici, la pedogenesi inizia alla superficie e si approfondisce progressivamente con il tempo.

I tassi di aggradazione ed erosione possono essere i più diversi, ed esistono, ben documentati, casi in cui i tassi sono sufficientemente bassi da permettere la coesistenza della pedogenesi. I suoli che si sviluppano su superfici in lenta erosione vengono talvolta definiti **metastabili**, e non sono archivi interessanti, salvo che per lo studio dei tassi di erosione del passato. Per i suoli che si sviluppano su superfici in lenta, o discontinua, aggradazione è stato recentemente coniato il termine suoli **accrezionari** (anche *upbuilding*, Pope & Van Andel, 1984; Pope et al, 2003) o suoli **poli-ciclici** (figura 1).

Questi suoli sono molto diffusi nelle aree campane per i continui e ravvicinati (nel tempo) apporti vulcanoclastici, e costituiscono le superfici antropizzate di molte aree archeologiche. Quando un suolo viene sepolto rapidamente e profondamente, i possibili processi di ulteriore trasformazione sono limitati, perché il suolo è in buona parte rimosso sia dal

contatto con l'atmosfera, sia dalla zona di massima attività biologica.

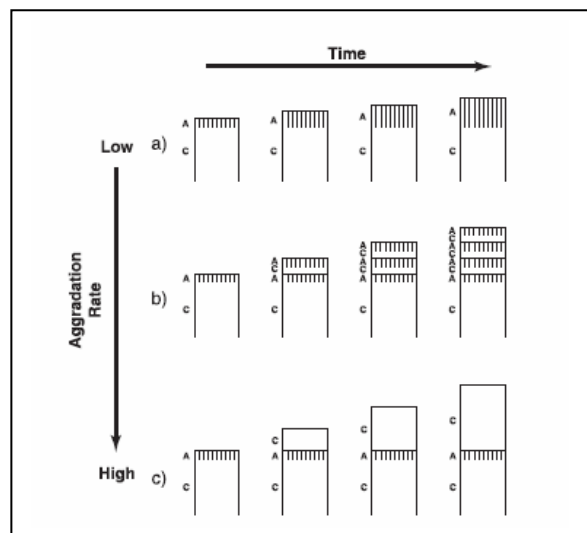
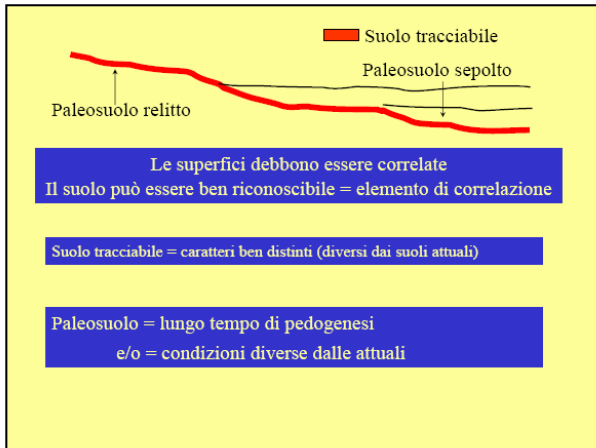


Figura 1: schema di tre comuni pedofacies: a) suoli cumulici; b) suoli sepolti multipli; c) la deposizione supera la velocità di assimilazione pedogenetica, da Daniels 2003.

Un suolo sepolto da uno strato sottile di sedimento, invece, è ancora soggetto alla pedogenesi ed alle attività antropiche, per cui i suoli poli-ciclici continuano a "invecchiare", ma in condizioni anomale. La presenza di una coltre sedimentaria di età successiva, anch'essa soggetta a processi pedogenetici e/o antropizzazioni, permette, nel suolo sepolto, processi impossibili in un suolo "semplice". In primo luogo, la coltre di sepoltura è, normalmente, meno alterata dal punto di vista chimico; questo determina rallentamenti e, in certi casi, parziali inversioni dei processi di alterazione chimica nel suolo sepolto, (Ferrari & Magaldi, 1968; Pope & Van Andel, 1984; Cremaschi, 1989; Cremaschi & Busacca, 1994; Cremaschi, 1991; Cremaschi & Trombino, 1998; Fitzpatrick, 1980).

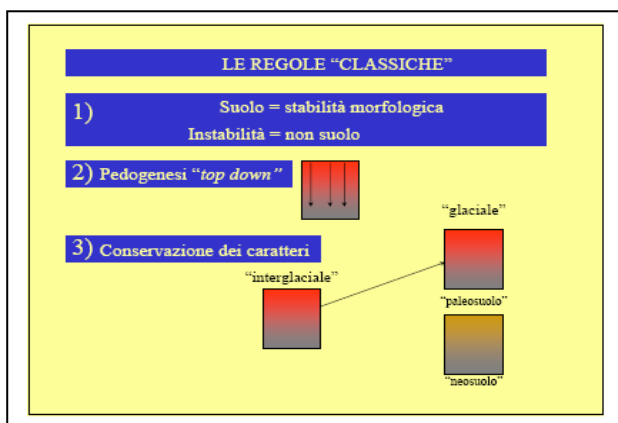
Essi rappresentano infatti una sezione che registra le condizioni dell'ambiente superficiale attraverso un periodo di tempo piuttosto lungo dove l'accrescimento del p.c. avviene ad opera della biomassa vegetale, degli apporti sedimentari e di quelli antropici.



3. Il suolo fossilizza i caratteri acquisiti in una fase ambientale (climatica) particolarmente favorevole alla pedogenesi, successive fasi meno favorevoli non riescono a modificare questi caratteri, se non distruggendo il suolo.

4. Lo sviluppo del suolo aumenta con il tempo

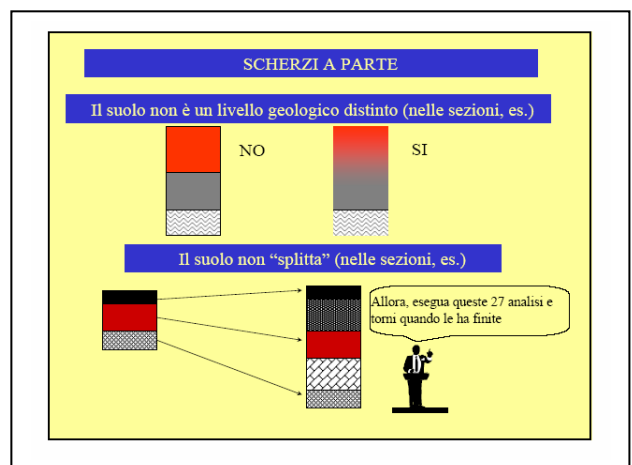
Esiste una latente contraddizione tra gli assunti 3 e 4. Se infatti lo sviluppo del suolo tende ad aumentare con il tempo, fatto logico e incontrovertibile, la fossilizzazione di caratteri legati ad una specifica fase pedogenetica del passato non può sempre essere data per garantita, poiché la pedogenesi accumulata può, in linea teorica, arrivare a sopraffare certi caratteri.



Il problema è particolarmente rilevante per i suoli relitti e accrezionari, ed è all'origine del concetto di *vetusol*, mediante il quale Cremaschi (1987) propone di separare quei suoli i cui caratteri sono dovuti ad accumulo di pedogenesi nel tempo dai "veri" paleosuoli, che registrano più fedelmente uno specifico ambiente del passato. Questa differenziazione è rilevante, e non deve essere ignorata nelle sue conseguenze; ad esempio, la correlazione tra suoli sepolti e suoli relitti

deve necessariamente tenere conto del tempo aggiuntivo esistente nello sviluppo dei suoli relitti.

5. il suolo non possiede una propria identità materiale, paragonabile a quella di uno strato geologico, in quanto si sviluppa a carico di uno o più livelli geologici la cui esistenza non è dipendente dal suolo. Quindi, ad esempio, è scorretto disegnare il suolo, nelle sezioni, come un corpo a se stante (con una linea alla base); è più veritiero indicarlo con sfumature e simbologie. La pedogenesi non crea materiale, non aggiunge, un nuovo strato sulla superficie terrestre, ma si limita a modificare un materiale preesistente (e spesso con riduzione volumetrica).



6. Il suolo, se è semplicemente tale, non può attraversare un contatto tra due tipi litologici rimanendo del tutto identico, ma deve mostrare variazioni coerenti con le diverse proprietà delle due rocce. Se questo non avviene, è il caso di sospettare che il suolo si sia formato a carico di un terzo livello geologico, giacente in modo inconforme sui primi due e non immediatamente riconoscibile, perché interamente alterato. La correlazione pedostratigrafica tra tipi litologici molto diversi richiede cautela ed uno studio approfondito.

Al livello delle osservazioni di campagna e dei dati di routine in genere, è possibile correlare in modo affidabile solo suoli ben evoluti, con caratteri articolati e complessi. Questi suoli devono essere correlati prendendo in considerazione l'intero insieme delle loro caratteristiche. Un paleosuolo non può, in prima approssimazione, "aprirsi" o "splittarsi", cioè dividersi lateralmente in diverse porzioni, intercalate da altri materiali, come è normale per livelli sedimentari.

Le illustrazioni in finestra sono tratte da Carcinelli, 2004

Le successioni tardopleistoceniche di ambiente alluvionale e di versante dell'Appennino centro-meridionale sono caratterizzate da alternanze di depositi detritici grossolani, livelli pedogenizzati e livelli vulcanoclastici (Frezzotti&Narcisi, 1996; Giaccio et al, 2004, *con bibliografia*). Indagini pedologiche, stratigrafiche e mineralogiche corredate da numerose date ^{14}C hanno permesso di identificare due paleosuoli, definiti come Pedomarker A e Pedomarker B. Essi sono generalmente sviluppati a partire dai sedimenti clastici delle rocce carbonatiche meso-cenozoiche e risultano essersi sviluppati a partire da materiali vulcanoclastici rimaneggiati e rielaborati dagli agenti esogeni (acqua e vento). Nei lavori di Geologia del Quaternario degli ambienti continentali dell'Italia centrale questi pedomarker sono generalmente utilizzati per le correlazioni cronoclimatostratigrafiche a scala regionale ed interregionale (Cremaschi & Trombino, 1998; Cremaschi et al, 1998).

Generalmente il pedomarker A è sepolto da depositi detritici riferiti al Pleistocene superiore (post 30 ky BP per Frezzotti & Narcisi, 1996; Giaccio et al, 2004). Questi riferiscono tutta la sequenza (Pedomarker A + detriti) all'OIS3 (*figura 26*). Le caratteristiche del pedomarker A, in particolare la presenza di abbondanti materiali vetrosi e l'abbondante componente organica permettono di riferirlo ad un andosuolo. Questo tipo di pedogenesi si trova in condizioni climatiche umide con brevi periodi aridi. Tali condizioni esistevano almeno all'inizio del processo di formazione del suolo, che sulla base di date radiocarboniche è stata datata a 38.770+/-2170 BP (Frezzotti & Narcisi, 1996). La degradazione del suolo associata alla formazione di halloysite (Luvisol), ad erosioni e colluvionamenti, e seppellimento da parte di depositi periglaciali, suggerisce una fase dettata da condizioni fredde ed aride, datate a dopo 30 ky BP.

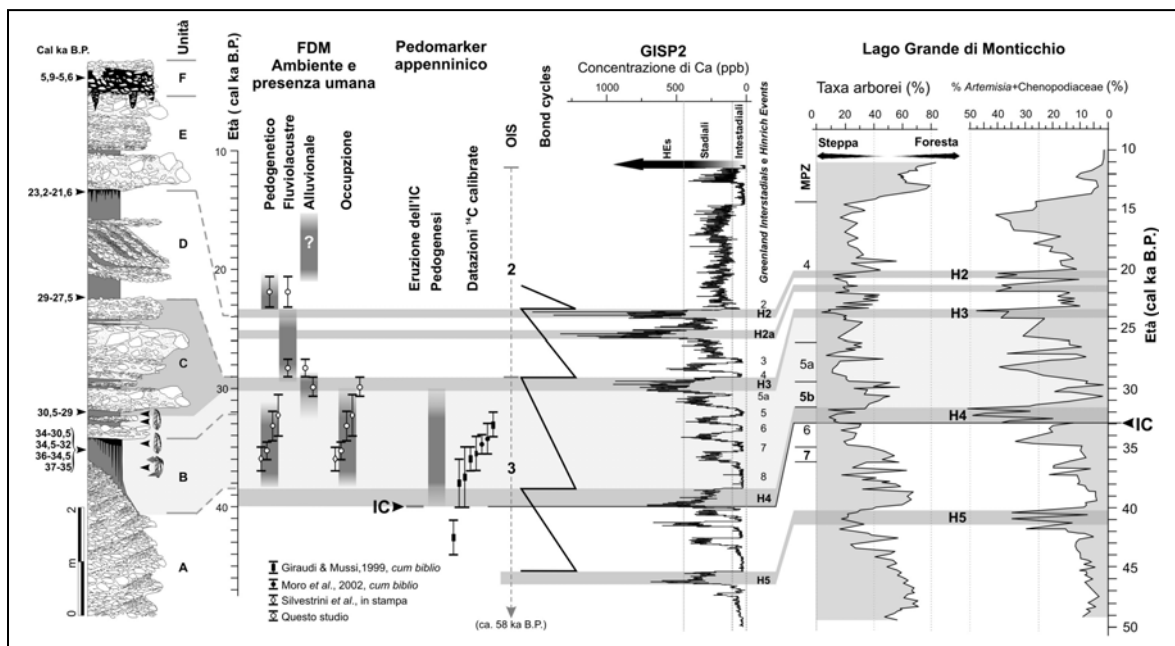


Figura 26: pedomarker e variazioni climatico-ambientali in Italia Centrale, da Giaccio et al, 2004.

Il Pedomarker B è stato ritrovato invece anche negli appennini centro meridionali (Matese) (Frezzotti & Narcisi, 1996 *con bibliografia*) in numerose successioni tephrostratigrafiche. Generalmente si è sviluppato sulle ampie coperture detritiche dei versanti e dei riempimenti dei fondovalle attribuiti al LGM e al post glaciale. Verso sud (Matese ed Abruzzo) è generalmente presente un'abbondante matrice vulcanoclastica rimaneggiata, attribuita al TGN (circa 12 ky BP). I materiali piroclastici rimaneggiati dalle acque e dal vento durante la fase arida dell'ultimo massimo glaciale sono interessati dallo sviluppo di ampie coperture vegetali e pedologiche appena le condizioni climatiche tardiglaciali ed oloceniche diventano più umide. In molte successioni il paleosuolo è sepolto a sua volta da depositi di talus detritici stratificati o caotici consistenti in clasti calcarei in una matrice di suolo. Questa matrice è costituita principalmente da suoli rimaneggiati derivati dalla degradazione dell'orizzonte A del Pedomarker B. La degradazione e il seppellimento di questo suolo e l'inizio della rielaborazione si riscontra generalmente dopo 4.5 Ky BP come un conseguenza di un cambiamento climatico verso condizioni aride (Frezzotti & Narcisi, 1996). Tale crisi di aridità è testimoniata anche da un basso livello dei laghi in Italia Centrale (tra 4.1 e 2.9 ky cal BP (Giraudi, 2004a; Calderoni et al, 1994) come conseguenza delle scarse precipitazioni e da un drammatico calo delle specie forestali nella seconda parte dell'Olocene (Magri & Follieri, 1992).

Pertanto i due paleosuoli presentano caratteristiche simili e sono ampiamente distribuiti su un'ampia area: essi rappresentano dei marker significativi per il tardo pleistocene e per l'Olocene dell'Appennino centrale ed in via preliminare per la Campania (vedi considerazioni finali sui paleosuoli della Campania). Per concludere ambedue i suoli si sono sviluppati inizialmente sotto condizioni climatiche temperate ed umide che hanno influenzato la pedogenesi per un lungo intervallo di tempo (anche millenario). Il pedomarker A si è formato approssimativamente in un intervallo di tempo compreso tra l'IC e circa 30.000 anni fa, durante l'ultimo interstadiale del Pleniglaciale. Il suo sviluppo si è arrestato a causa del cambiamento a condizioni aride della fase iniziale dell'Ultimo Massimo Glaciale. Il pedomarker B si è formato all'inizio dell'Olocene e il suo sviluppo si è arrestato a causa di un cambiamento a condizioni aride posteriori a 4.5 ky BP.

LE CONCREZIONI CARBONATICHE PEDOGENETICHE

Il suolo, come appena accennato, è il più esteso archivio delle condizioni superficiali degli ecosistemi terrestri, e contiene componenti ad alto potenziale di record (resti biologici, faunistici, minerali di neogenesi, concrezioni l.s., micromorfologie, ecc.)

L'uso dei corpi di accumulo di carbonati pedogenetici permette ricostruzioni ad alta risoluzione (isotopi stabili dell'ossigeno, isotopi stabili del carbonio) e

fornisce indicazioni paleopedologiche e vegetazionali riconducibili a variazioni climatico-ambientali. Le concrezioni di ossidi di ferro e manganese, altrettanto frequenti e presenti spesso in suoli privi di carbonati, possono dare risultati simili.

Il carbonato pedogenico precipita dai fluidi nei suoli quando il sistema $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ diventa soprassaturo in CaCO_3 . La soprassaturazione è favorita da molti fattori, il più importante chiama in causa la diminuzione della pressione parziale della CO_2 (P_{CO_2}) nei suoli e/o l'aumento di concentrazione di CaCO_3 disciolto risultanti dalla perdita di acqua per traspirazione delle piante o per diretta evaporazione (Cerling and Quade, 1993). La precipitazione spesso avviene attorno alle radici, formando le cosiddette rizoconcrezioni (Retallack, 1990), e/o filamenti e radici calcificate (*figura 27*).

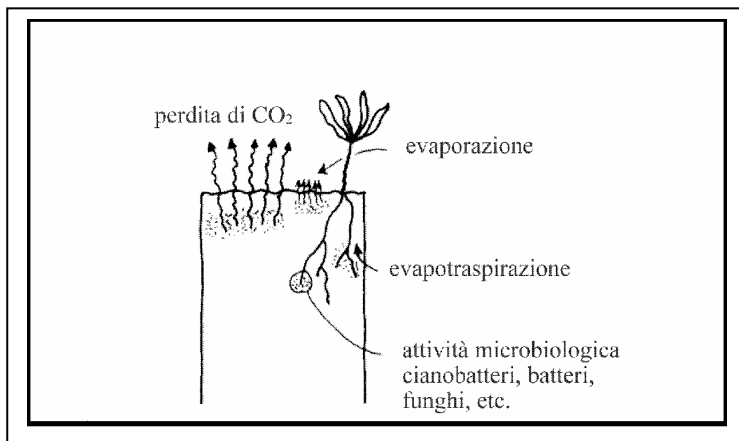


Figura 27:
meccanismi di precipitazione
del CaCO_3 nei suoli
(da Wright, 1991, modificato
da Allocca & Amato, 1996)

La composizione isotopica dell'ossigeno dei carbonati pedogenetici è controllata principalmente dalla composizione isotopica dell'acqua del suolo e dagli effetti della temperatura sul frazionamento isotopico. Superiormente la falda, la sorgente dell'acqua del suolo è principalmente la pioggia locale, che se scarsa e/o poco stagionale, può innescare processi di evaporazione spinta che interessano l'acqua del suolo.

Tali meccanismi di precipitazione di CaCO_3 sono generalmente accompagnati da un aumento del $\delta^{18}\text{O}$, come recentemente dimostrato anche da Zanchetta et al, (2000) per i paleosuoli olocenici di alcune aree perivulcaniche della Pianura Campana (Valle del Clanio) (*figura 28*). Questi autori, oltre a dimostrare che il contenuto di $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua dei suoli attuali delle aree carbonatiche della Campania ben si accorda con quello dei suoli carbonatici di tutto il mondo (Cerling, 1984; Cerling et al 1989, 1991; Cerling & Quade, 1993; Cerling & Wang, 1996), mostrano una interessante ricerca sui carbonati pedogenici sui paleosuoli sigillati da vari eventi piroclastici noti. Essi mostrano che il rapporto $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ha subito varie oscillazioni positive e negative nel corso dell'Olocene con un significativo trend positivo nella prima metà dell'Olocene ed un basso valore, subito dopo l'eruzione di Avellino. Tali autori ipotizzano che il forte calo della concentrazione

di CaCO_3 registrano dai paleosuoli impostati sui prodotti dell'eruzione di Avellino potrebbe riflettere una variazione di temperatura di circa 2° .

Se i processi di evaporazione sono particolarmente accentuati e/o prolungati (soprattutto in aree dove c'è una buona sorgente di carbonati disciolti, quali versanti carbonatici e fasce di aggradazione detritica adiacenti, generalmente con esposizione a Sud) i suoli possono sviluppare orizzonti induriti di carbonato di calcio, definiti generalmente come croste carbonatiche, calcrete, caliche, calizo, ecc.

Il *calcrete* è definito, comunemente, come un deposito di carbonato di calcio che si forma sulla superficie terrestre e che si può trovare in diverse forme: dalla polvere, al nodulare, a fortemente indurito. Esso si origina dalla cementazione, sostituzione e risostituzione di carbonato di calcio nei profili di suolo, bedrock, e sedimenti in ambienti semiaridi (Esteban&Klappa, 1983; Wright & Tucker, 1991; Vogt, 1984).

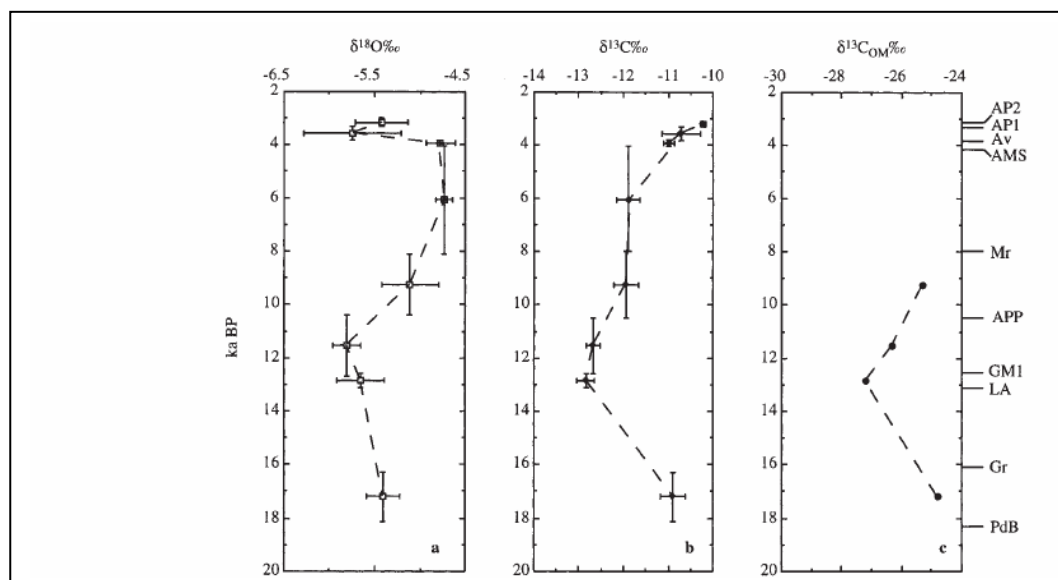
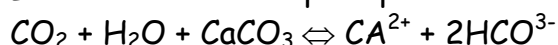


Figura 28: carbonato pedogenetico nei paleosuoli della Campania: Da Zanchetta et al, 2000

Questi accumuli costituiscono orizzonti calcici o petrocalcici, che formano un sottoprofilo all'interno del profilo del suolo principale; sono presenti in numerose aree della superficie terrestre, in particolare nelle regioni dove il clima ha un deficit stagionale di umidità, che permette l'accumulo del carbonato di calcio. Di solito si ritrovano all'interno di *Aridsols*, *Vertisols* e *Mollisols* (Soil Survey Staff, 1975, 1991 e 1992).

La formazione degli orizzonti di *calcrete* risulta dagli effetti combinati dell'evaporazione e dei cambiamenti della pressione parziale della CO_2 all'interno del profilo di un suolo.

La dissoluzione e la precipitazione di CaCO_3 sono regolate dalla reazione:



La dissoluzione della CaCO_3 può essere causata dall'aumento della pressione parziale della CO_2 , dalla diminuzione della temperatura o da un basso pH, mentre la precipitazione può essere causata da una diminuzione in CO_2 , dalla evaporazione o da attività biologiche. L'alternanza di dissoluzione e precipitazione è comune nella zona vadosa, durante i periodi di pioggia che sono seguiti da lunghi periodi di evaporazione (James, 1972).

L'evapotraspirazione, che causa una rapida perdita di acqua vadosa, è indicata come uno dei maggiori fattori nella formazione dei *calcrete* nelle zone semiaride (Cerling, 1984), ed è, probabilmente, la causa maggiore della precipitazione del CaCO_3 intorno alle radici delle piante (rizocrezioni e radici calcificate).

Le perdite di CO_2 è un altro dei processi importanti, che regola la precipitazione del carbonato di calcio: in particolare la bassa $P\text{CO}_2$ nei suoli aridi e semiaridi ne è il fattore contribuente. Anche la temperatura influenza la $P\text{CO}_2$, un suo aumento favorisce l'allontanamento della CO_2 .

La precipitazione può essere favorita da un aumento del pH all'interno del profilo del suolo. Il ruolo dei processi organici, dovuti all'azione dei cianobatteri, batteri, funghi, ecc., oltre ad influenzare la $P\text{CO}_2$, è ritenuto essere il potenziale responsabile di estese precipitazioni di CaCO_3 all'interno dei profili di suoli.

Di conseguenza, sono diversi i meccanismi che causano la precipitazione di CaCO_3 , ma tutti influenzati dalla temperatura: evaporazione ed evapotraspirazione, il grado dell'attività biologica, ed in maniera minore la degassazione, sono tutti controllati climaticamente.

I profili dei *calcrete* possono essere altamente variabili, e di conseguenza il loro sviluppo può essere soltanto discusso in termini generali. Gli orizzonti di *calcrete* sono caratterizzati da stadi di sviluppo distintivi, che riflettono l'aumento di carbonato diagenetico depositosi nel tempo.

Esteban & Klappa (1983), in accordo con la maggior parte degli autori, ritengono che l'evoluzione da un profilo di suolo ad orizzonti *calcrete*, può essere descritta in cinque stadi di sviluppo:

Stadio 1: Preparazione del materiale *host*, weathering.

La disintegrazione meccanica, fisico, chimica e biologica, genera un regolite o un accumulo di detrito alterato. L'evoluzione di quest'ultimo porta alla formazione di un suolo, che implica una velocità di accumulo superiore alla velocità di rimozione.

Stadio 2: Sviluppo del suolo; pedogenesi.

Stadio 3: Accumulo di carbonato di calcio e differenziazione in orizzonti.

Negli stadi iniziali dello sviluppo di un *calcrete*, il profilo è composto da materiali alterati ad alta porosità e permeabilità. I movimenti verticali dell'acqua meteorica vadosa possono impostarsi facilmente, e l'acqua, diventata insufficiente, viene trattenuta per supplire alle richieste della vegetazione.

Alcune piante estendono le radici verticalmente verso il basso, fino alla locale falda. Le alterazioni biologiche e fisico-chimiche del substrato e del suolo influenzano la precipitazione del carbonato di calcio, senza una significativa cementazione, a causa dell'instabilità meccanica e biochimica del profilo. Si forma in questo modo un orizzonte calcareo pulvurulento definito come orizzonte *chalky*. La pedoturbazione (disturbo chimico, fisico e biologico del materiale del suolo) preclude la formazione di strati induriti.

Come l'accumulazione di carbonato di calcio aumenta, diminuisce la porosità e la permeabilità del profilo. I costituenti biologici del suolo possono calcificarsi, formando così strutture carbonatiche biogenetiche come rizoliti, filamenti calcificati, fecal pellets calcificati, bozzoli calcificati, e aggregati di *Microcodium* (Klappa, 1980; 1983). La saturazione e l'essiccamento del suolo, favoriscono lo sviluppo di fessure di contrazione e più tardi la precipitazione di carbonato di calcio nelle fratture. Nei primi stadi di sviluppo del profilo, i movimenti verticali dell'acqua e le radici, tendono a formare noduli carbonatici allungati verticalmente. Ma allo stesso momento dello sviluppo, diviene più facile per l'acqua del profilo muoversi orizzontalmente, piuttosto che verticalmente. Da questo punto in poi, la maggior parte delle piante formano sistemi di radici laterali ed orizzontali, e i loro corrispondenti rizoliti formano il volume dell'orizzonte *platy* del *calcrete*. I rizoliti verticali nella parte bassa del profilo tendono ad essere larghi ed isolati, mentre quelli dell'orizzonte *platy* sono più piccoli, estremamente abbondanti, ramificati ed orientati orizzontalmente.

Stadio 4: Litificazione, cementazione e fossilizzazione.

L'intensità dei processi di formazione del suolo diminuisce ed eventualmente cessa di essere importante. I processi diagenetici, principalmente la cementazione di calcite basso magnesiacca, conducono alla litificazione ed alla fossilizzazione del profilo del suolo, e alla formazione di un *hardpan sommitale*.

Stadio 5: Rielaborazione, brecciazione e weathering (nuovo stadio 1).

Il profilo del *calcrete* litificato è soggetto ai processi di alterazione, di disgregazione e di aggradazione se rimane esposto sulla superficie terrestre. L'attività delle piante più basse (licheni, alghe, funghi e batteri) formerà un protosuolo, uno stadio pionieristico della successione della comunità delle piante. Eventualmente lo sviluppo del profilo del suolo è capace di supportare piante più alte. Il sistema di radici di queste piante penetra, dissolve e frattura l'*hardpan* indurito. Il disturbo del profilo del *calcrete* dovuto alla vegetazione può formare strutture tipo *tepee* e rizobrecce.

Gli stadi sopra descritti rappresentano una schematizzazione molto generale della formazione di un profilo di *calcrete*. In realtà, tali profili si presentano molto vari, in quanto spesso si ritrovano sovrapposizioni, ripetizioni, alterazioni o assenze degli orizzonti tipici. Ciò può essere dovuto alle diverse condizioni ambientali dei luoghi di formazione (*figura 29*).

Di carattere locale risultano essere anche le sorgenti che forniscono il carbonato

di calcio per la formazione dei profili di *calcrete*. Queste sorgenti possono essere estremamente variabili, in quanto le piogge, il deflusso superficiale, le acque sotterranee, i sedimenti eolici, i bioclasti, i detriti di falda, i resti della vegetazione e le rocce, possono contribuire sia singolarmente, che attraverso loro combinazioni a fornire il CaCO_3 necessario per la formazione degli orizzonti.

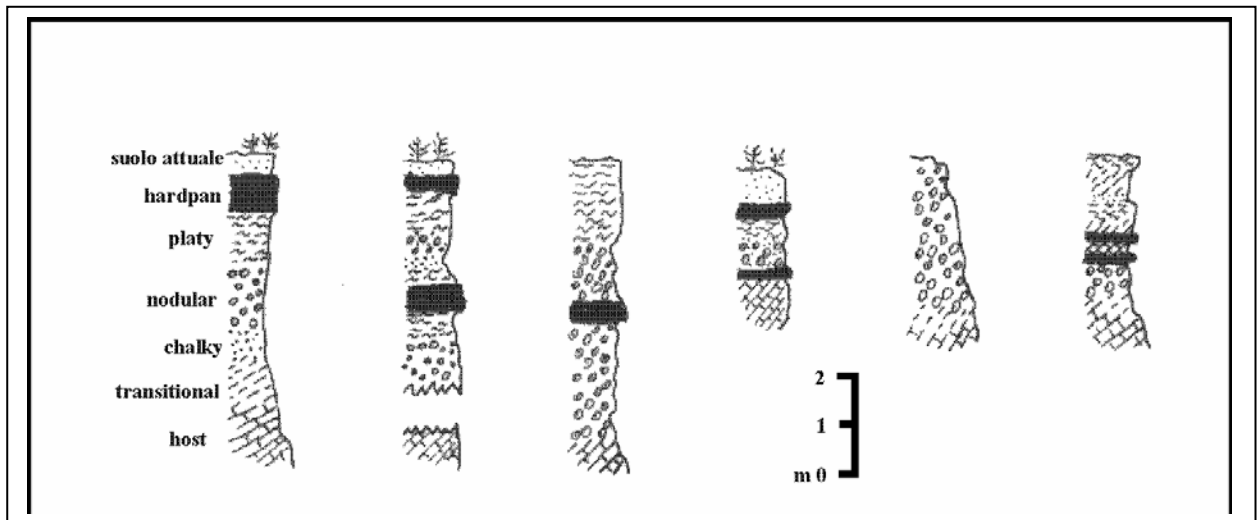


Figura 29: profili tipici dei calcrete, da Allocca&Amato, 1996

Il principale rifornimento di calcio, viene dalla dissoluzione dell'acido carbonico delle rocce carbonatiche e dei loro detriti di falda, ad opera delle acque meteoriche e superficiali. Il carbonato viene trasportato verso il basso, all'interno del suolo, e precipita, di solito alla profondità di azione stagionale della frangia capillare.

In definitiva, le condizioni che regolano la formazione dei *calcrete* attuali non sembrano essere né eccessivamente aride, né eccessivamente umide. Le precipitazioni abbondanti causano il lisciviamento dei sali solubili e la non-precipitazione del CaCO_3 , mentre le precipitazioni scarse permettono solo sottili accumuli superficiali di sali.

Numerosi studi (Arakel, 1982; Magaritz, 1986; James, 1972; Wright, 1987, 1992; Climaco et al, 1991; Allocca et al, 1997) associano alla formazione dei *calcrete*, sia antichi che attuali, condizioni climatiche da semiaride ad aride, con precipitazioni non superiori ai 500-600 mm/anno, concentrate in brevi periodi dell'anno e con un bilancio precipitazione evaporazione largamente a favore di quest'ultima.

Per l'Italia meridionale esistono solo pochi studi dettagliati riguardo la genesi e le facies tipiche dei calcrete (caliche): Climaco et al (1991) per le aree del Tavoliere delle Puglie, Allocca & Amato (1996), e Palumbo (1997) per le aree della Campania (Capri, Mondragone, Capaccio, Penisola Sorrentina). Durante la tesi di laurea, eseguita dallo scrivente nel 1996 con il Prof. Ortolani furono analizzate le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali delle relative facies di orizzonti

pedogenetici tipo calcrete affioranti in numerose località della Campania. I dati furono sintetizzati anche in alcune pubblicazioni collettive (Allocca et al, 1997, 2000) e permisero di ritenere che durante l'Olocene più volte i suoli sono stati interessati da processi di calcretizzazione.

1.3.3 IL CONTRIBUTO DELLA GEOARCHEOLOGIA

La geoarcheologia è una disciplina che interpreta le testimonianze archeologiche utilizzando i metodi e le tecniche proprie delle Scienze della Terra (Butzer, 1982).

Si colloca al confine tra geologia e archeologia in virtù del comune interesse per:

- Successioni stratigrafiche;
- Situazioni paleogeografiche;
- Geocronologia;
- Processi di deposizione e di erosione;
- Processi postdeposizionali;
- Ricostruzioni paleoclimatiche/paleoambientali.

La geoarcheologia non ricerca solo oggetti e resti materiali delle attività culturali dell'uomo, ma studia soprattutto il terreno (suoli, sedimenti ...) che li racchiude, nonché il paesaggio circostante, cioè il "*contesto*".

Questo, meglio definito come record geoarcheologico (inteso anche come geomorfologico) fornisce informazioni significative su molteplici avvenimenti che hanno interessato le comunità antiche:

- Sull'ambiente e sulle interazioni uomo/ambiente al momento della vita delle comunità, ovvero consente di ricostruire il paleoambiente in cui tali comunità vissero.
- Sulle antiche forme del paesaggio e sulla loro evoluzione in rapporto alle attività antropiche
- Sulle fasi di cambiamento delle dinamiche insediative delle comunità del passato, ovvero permette la collocazione dei siti nel paesaggio;
- Sull'età e la genesi delle variazioni della dinamica geomorfologica e sedimentologica provvedendo, caso per caso, a scansare gli eventi sia in termini di fattori predisponenti che causativi, e puntando a discriminare quelli riconducibili a variazioni climatico-ambientali da quelli imputabili ad altri fattori (antropici, fisiografici, locali, ecc.).
- Sugli avvenimenti che hanno modificato un sito o un'area dopo la vita della comunità

Inoltre le testimonianze archeologiche (reperti ceramici e litici, superfici antropizzate, resti emergenti, ecc) sono utili indicatori cronologici per i depositi

superficiali che li contengono. Molto spesso anche il più umile⁷ dei reperti archeologici può fornire delle indicazioni cronologiche di massima, e permettere ragionamenti mediante i termini di *ante e post quem* (per es: la produzione ceramica è solamente olocenica; la ceramica d'impasto molto grezza caratterizza la prima parte dell'Olocene, i metalli vengono introdotti solo nella seconda parte, la ceramica raffinata e depurata è tipica di periodi più recenti, ecc.).

Per queste buone ragioni la Geoarcheologia offre un importante contributo alla conoscenza della Geologia del Quaternario, della Paleoclimatologia, e della Geomorfologia (Cremaschi, 2000; Herz & Garrison, 1998; Rapp & Hill, 1998).

La geoarcheologia offre anche alcune indicazioni circa domande che non sempre trovano adeguate e sicure risposte e che molto spesso, purtroppo sempre più frequentemente, vengono dimenticate o trascurate dagli specialisti geoarcheologi italiani e che invece, sta alla base delle moderne discipline della Archeologia Ambientale (Environmental Archeology), e di Archeologia del Paesaggio.

- In che modo le comunità del passato hanno risposto agli evidenti cambiamenti climatici e alle relative trasformazioni dei sistemi geomorfici che caratterizzano l'Olocene?
- Le grandi trasformazioni culturali registrate a scala interregionale e i cambiamenti delle strategie insediative a scala regionale e/o locale possono essere state influenzate e/o possono avere influenzato le morfodinamiche?

I record archeologici dei cambiamenti culturali, se collocati in contesti di dettagliati e ben datati record paleoclimatici olocenici, offrono l'opportunità di esaminare come ampie e complesse società rispondono ai mutamenti climatico-ambientali.

Nel Mediterraneo i limiti cronologici delle grandi trasformazioni culturali (Neolitico, Eneolitico, Bronzo, Ferro, Epoca storica) sembrano coincidere con i limiti cronologici di varie suddivisioni climato-stratigrafiche dell'Olocene. Inoltre tali limiti cronologici segnano il collasso e/o la scomparsa di importanti civiltà, grandi migrazioni, adattamenti a nuove economie di sussistenza, ecc) (Lamb, 1981; 1995; Van Geel et al, 1996; deMenocal, 2001; Messerli et al, 2000; Berglund 1986, 2003; Sadori et al, 2004).

In ultimo, all'interno delle grandi suddivisioni culturali ed archeologiche dell'Olocene è possibile cogliere altri aspetti culturali e socio-economici (ancora meglio inquadrati in facies culturali di rango inferiore, con caratteristiche tipiche a volte solo localmente (a scala di bacino) che sono il riflesso di importanti trasformazioni, le quali potrebbero testimoniare cambiamenti dei parametri ambientali locali e/o regionali (climatici, vegetazionali, vulcanici, antropici, ecc).

Il più delle volte le variazioni di dinamica registrate dalla geomorfologia, dalla pedogenesi, dall'erosione, dalla sedimentazione, ecc., coincidono con importanti variazioni delle strategie economiche ed insediative delle comunità umane preistoriche e protostoriche, che si riflettono in una diversa occupazione dello spazio geografico, in una diversa utilizzazione ed uso del territorio, e in grandi trasformazioni culturali.

⁷ senza significativi elementi diagnostici che ne permettano una collocazione temporale precisa

Si osserva, insomma, una risposta delle società che riflette una interazione tra elementi culturali umani (socioeconomici, politici e stress secolari) e cambiamenti plurisecolari del clima (Berglund 2003, de Menocal, 2001) (*figura 30*).

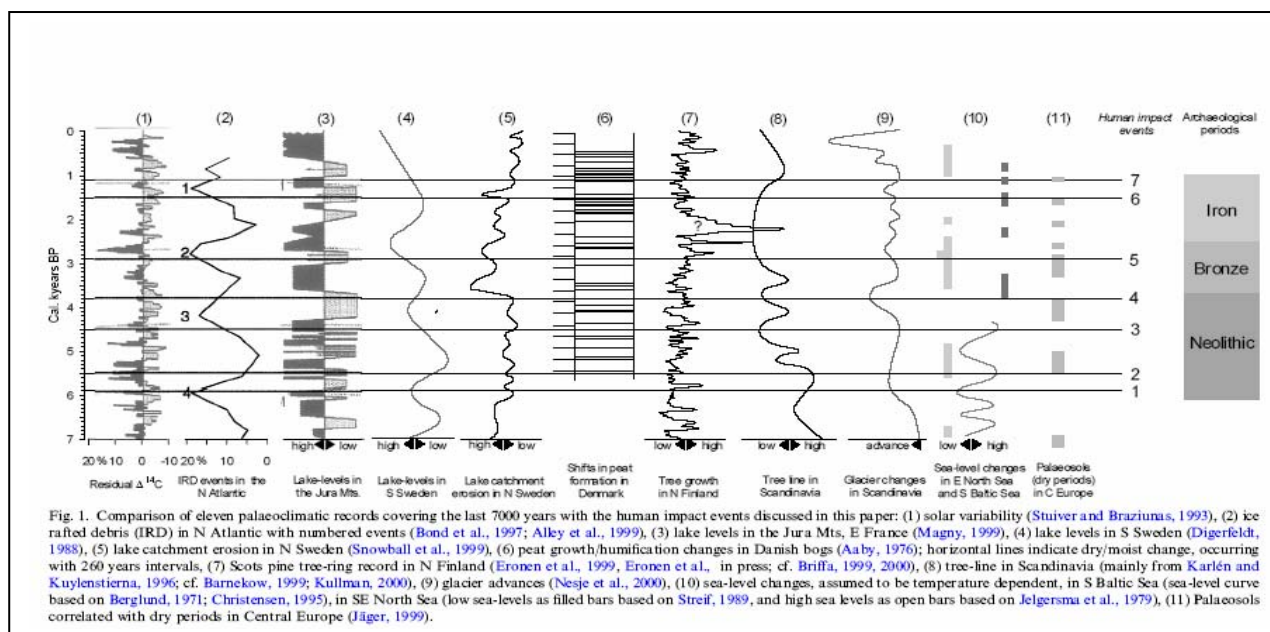


Figura 30: correlazione tra HRPD ed evidenze archeologiche di variazioni climatiche e di impatto antropico, da Berglund et al, 2003

Anche per l'Italia esistono numerosi lavori che pongono l'attenzione su tali aspetti dello studio dell'evoluzione geoarcheologica dell'Olocene e viene qui proposta una sintesi di questi:

- Dagli inizi dell'Olocene e fino a circa 8.000 anni fa si assiste alla conquista delle aree esterne (intese come fuori dalle grotte e dai ripari sottoroccia) da parte dei cacciatori mesolitici ed a una fulminea diffusione di questi specialmente nelle aree rese disponibile dalla deglaciazione.
- Da circa 7.000 a circa 5.500 BP si registra la più grande rivoluzione culturale e sociale di tutto l'Olocene: la nascita dell'agricoltura e l'addomesticamento delle specie animali⁸. In Italia l'introduzione delle pratiche agricole ha avuto conseguenze importanti sull'uso del territorio ed è avvenuta in un contesto ambientale caratteristico. Le aree montuose sono zone solo marginalmente frequentate ad eccezione delle grandi vie di comunicazione, mentre i siti si concentrano nelle aree di pianura a più alta produttività, per l'agricoltura cerealicola. I siti neolitici sono in genere associati a suoli profondi, maturi ed evoluti, (che si sviluppano solo in questo momento dell'Olocene) indicanti una generale stabilità morfodinamica e la presenza di una densa copertura vegetale, che il disboscamento parziale operato dalle comunità neolitiche non riesce a mettere in crisi (Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi, 1996).

⁸ la diffusione delle culture neolitiche consegue all'importazione di tecniche di addomesticamento dei cereali e di animali dal medio-oriente.

- *Da circa 5.500 a 3.300 BP:* tale periodo è teatro di cambiamenti importanti sia dal punto di vista paleoambientale che culturale ancora non ben compresi. L'episodio di deterioramento climatico avvenuto intorno a 5.500-5000 anni fa ha significativi riscontri anche in Italia meridionale dove coincide con una fase di generalizzata erosione dei suoli e degradazione dei versanti (Boenzi et al, 1996; Caldara et al, 1994; Allocca et al, 2000; Cilla & Dramis, 1999). Nello stesso periodo si colloca anche la prima deforestazione sistematica, legata però ad un radicale cambiamento nell'economia delle popolazioni preistoriche consistente nello sviluppo del pastoralismo transumante e la rioccupazione delle aree montane abbandonate nel Neolitico.
- *Da 3.300 a 2.700 anni fa:* scomparsa delle culture terramaricole, degli abitati perifluviali e perilacustri che si erano sviluppati più o meno simultaneamente in tutta Italia.
- *Da 2.700 a 2.300 anni fa:* questi secoli vedono la comparsa di grandi trasformazioni del paesaggio dettate dalle opere antropiche (disboscamenti, sistemi di bonifica, porti, ecc) e che sono frequentemente oggetto di dissesti ambientali (alluvioni, frane, ecc) da imputare alla crisi di piovosità che generalmente viene chiamata dell'Età del Ferro
- *Dal 1.500 a 1.200 anni fa:* periodi ben documentati dalle evidenze archeologiche e dalle fonti scritte. Entrambe delineano in modo concorde un periodo di drammatici dissesti che compromettono la situazione territoriale sostanzialmente stabile assestata nei secoli della Dominazione romana. Le cause del degrado ambientale sono da ricercare nell'azione sinergica di un peggioramento climatico e dell'avvenuto crollo della gestione territoriale tardoromana (Younger Fill di Vita Finzi, 1969).

Capitolo 2

La Campania nel tardo-quaternario: aspetti geomorfologici e geoarcheologici

2.1 INQUADRAMENTO CLIMATICO

Il bacino del Mediterraneo è caratterizzato da un equilibrio climatico delicato e molto sensibile alle perturbazioni. Esso, infatti, si trova nella zona di transizione tra due regimi climatici molto differenti tra loro: le regioni a regime climatico tropicale a sud, caratterizzate dai regimi monsonici, e le regioni delle "medie latitudini" a nord, dove il clima è dominato dall'attività delle correnti occidentali (*figura 31*). Il "clima Mediterraneo" è il risultato di un delicato equilibrio fra queste due componenti climatiche. Una perturbazione del sistema, perciò, può portare la regione ad essere più soggetta a un regime o all'altro, provocando sostanziali cambiamenti nelle caratteristiche del suo clima.

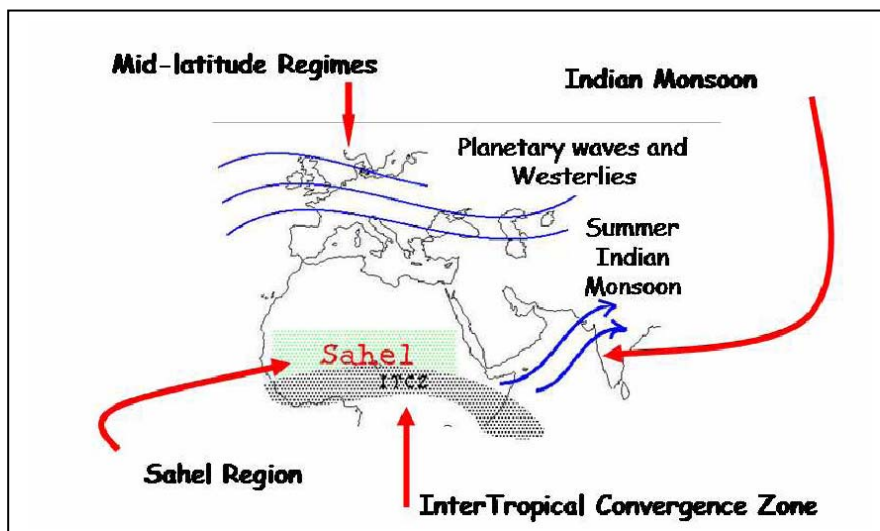


Figura 31: schema mostrante i regimi climatici che caratterizzano le regioni immediatamente a sud e a nord del bacino del Mediterraneo

Il clima odierno del bacino del Mediterraneo, costituito da inverni umidi ed estati secche, è generalmente controllato dall'espansione e contrazione stagionale del vortice circumpolare che determina il conseguente spostamento e arretramento delle fasce climatiche delle medie ed alte latitudini. Le terre mediterranee sono inoltre influenzate dall'intrusione di ampio corpo d'acqua, il Mar Mediterraneo, appunto, all'interno di un'ampia area continentale (Eurasia e Africa), il quale mare ha importanti effetti sul clima delle aree ad esso adiacenti. Durante l'estate l'effetto principale è quello di moderare le temperature, mentre in inverno la

sovrapposizione delle masse d'aria fredde e secche continentali con l'aria calda del mare causa una forte evaporazione e una instabilità atmosferica che porta a relativamente lunghe stagioni piovose. Comunque ci sono marcati contrasti regionali e locali nel regime delle precipitazioni annuali. Queste sono parzialmente determinate da disturbi a larga scala (per es. perturbazioni che provengono dal Nord Atlantico o anticicloni che si formano sopra le adiacenti masse continentali) e parzialmente dall'interazione tra l'orografia e il mare, nonché da altri effetti locali (depressioni lacustri, laghi montani, ecc.). La quantità di precipitazioni e la durata della stagione piovosa nel Mediterraneo diminuisce da ovest verso est e anche da nord verso sud (*figura 32a*).

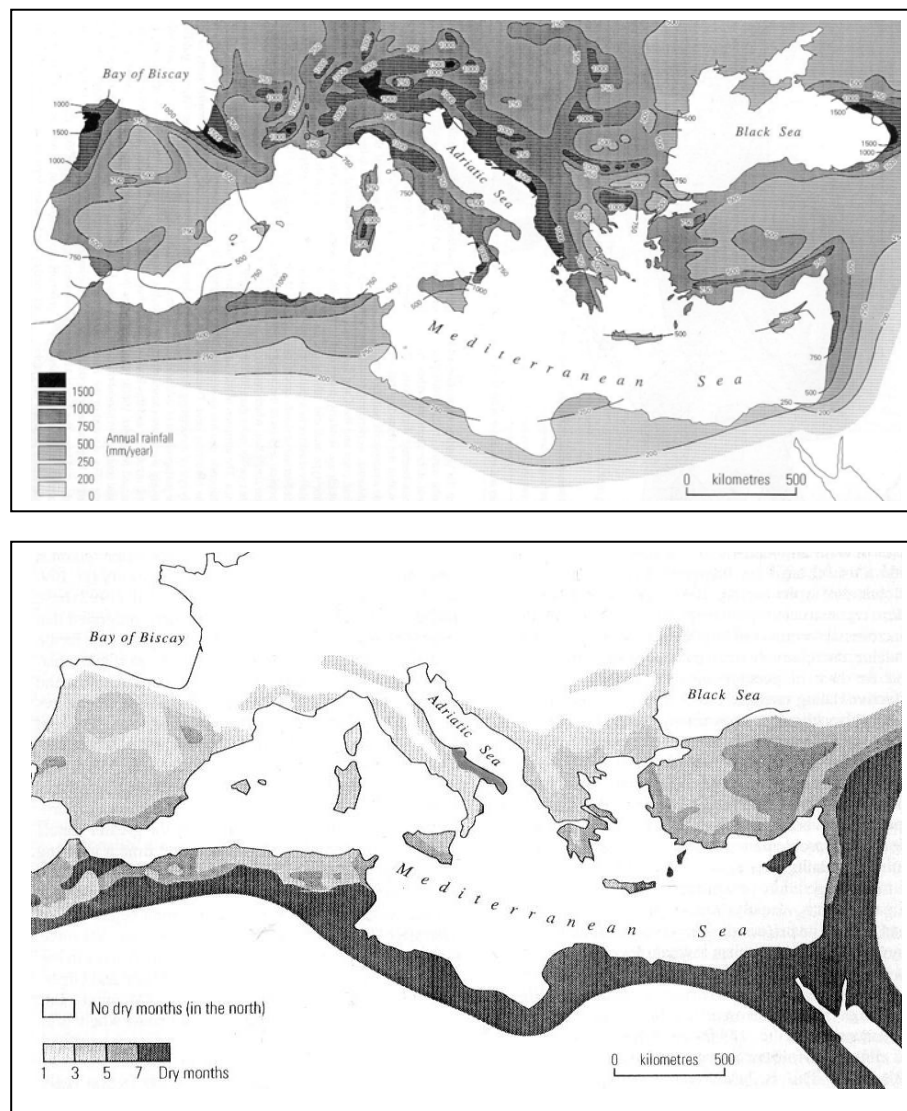


Figura 32: le precipitazioni (A) e le temperature (B) nel bacino del Mediterraneo, da Maklin, in Lewin et al, 1995, modificato

La siccità estiva aumenta nella stessa direzione sia in lunghezza che in intensità (*figura 31b*). C'è anche (come conseguenza delle circolazioni oceaniche/atmosferiche a larga scala) un marcato contrasto nelle condizioni di pressione atmosferica tra la zona italiana ed occidentale, e quella più orientale,

durante l'estate e l'inverno. In estate tutte e due le aree sono generalmente stabili sebbene la parte occidentale è principalmente sotto l'influenza di un forte cuneo di alta pressione che spinge verso est partendo dalla fascia subtropicale delle Azzorre (Anticiclone delle Azzorre). La parte più orientale del bacino è sottoposta ad un'area di bassa pressione che si estende dal Golfo Persico fino alla Grecia, a cui si associano le precipitazioni del monzone estivo Indiano. In inverno la pressione sopra la parte più orientale è generalmente più alta che nella parte occidentale, che è influenzata dalle correnti di aria fredda siberiana a cui si associano le masse d'aria continentali di provenienza polare. Al contrario la parte occidentale in inverno è normalmente un'area di permanenza di bassa pressione permanente come conseguenza della relativamente alta temperatura del mare e dell'incursione di masse d'aria marittime polari umide dal Nord-Est Atlantico. La pioggia invernale è generalmente associata con disturbi ciclonici che si originano nel bacino del Mediterraneo (pochi cicloni hanno origine atlantica) sebbene il loro sviluppo sia fortemente influenzato dalla orografia articolata del territorio del Mediterraneo. La maggior parte delle precipitazioni nel Mediterraneo, specialmente nella parte più meridionale ed orientale del bacino, avvengono quando le correnti occidentali sono praticamente ferme o addirittura bloccate, e il fronte polare arriva fino alle latitudini meridionali trasportando arie fredde che favoriscono le precipitazioni. Solo in rare occasioni, di recente fattesi più frequenti, le masse d'aria monsoniche possono portare piogge estive nelle parti più occidentali del Bacino del Mediterraneo.

In termini generali il clima del mediterraneo nella preistoria e nella storia ha variato tra fasi relativamente umide e fasi relativamente aride, differenti per ampiezza e durata (Maklin et al, in Lewin 1995). Come prima sottolineato, i principali fattori che controllano il tempo atmosferico nella regione mediterranea sono la temperatura della superficie del mare e la potenza e la posizione latitudinale delle correnti occidentali circumpolari che principalmente determinano la distribuzione geografica e la quantità di precipitazione.

Il territorio della Campania si estende in una fascia di latitudine medio-bassa, compresa tra il 40° e il 41° N , in un ampio intervallo di altitudine, compreso tra il livello del mare e i 2.050m s.l.m. della quota più alta, rappresentata dal monte Miletto del Matese.

La Campania è contraddistinta da un clima globalmente omogeneo che generalmente viene ascritto al tipo "*mediterranean*", ovvero caratterizzato da inverni temperati ed umidi e ad estati con piogge scarse o nulle.

Come si evince dal raffronto dei diagrammi termopluviometrici di aree poste a diverse quote ed in differenti contesti fisiografici, il clima della Campania è caratterizzato da:

- regimi tipicamente "marittimi" (un grande minimo estivo di precipitazioni meteoriche che va da aprile a settembre) lungo le coste;

- regimi "sublitoranei appenninici" (un minimo principale estivo di precipitazioni, uno secondario alla fine dell'inverno, un massimo principale alla fine dell'autunno ed uno secondario in primavera) nelle ampie superfici pedemontane e nei fondovalle appenninici;
- regimi tipicamente "appenninici" (con un minimo di precipitazioni estivo, un massimo di precipitazioni in autunno ed uno in primavera e con numerosi giorni invernali con temperature sotto lo zero) nelle aree di alta quota sopra i 1000 m.

La carta delle isoiete e delle isoterme (*figura 33*), rappresentative, rispettivamente delle precipitazioni annue e delle temperature medie annue del trentennio 1966-1995, rilevati dalle principali stazioni pluviometriche e termometriche della Campania elaborata dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N.) - Compartimento di Napoli, mostra come alla generale omogeneità climatica di fondo, faccia riscontro una notevole variabilità locale in funzione del variegato assetto orografico del territorio.

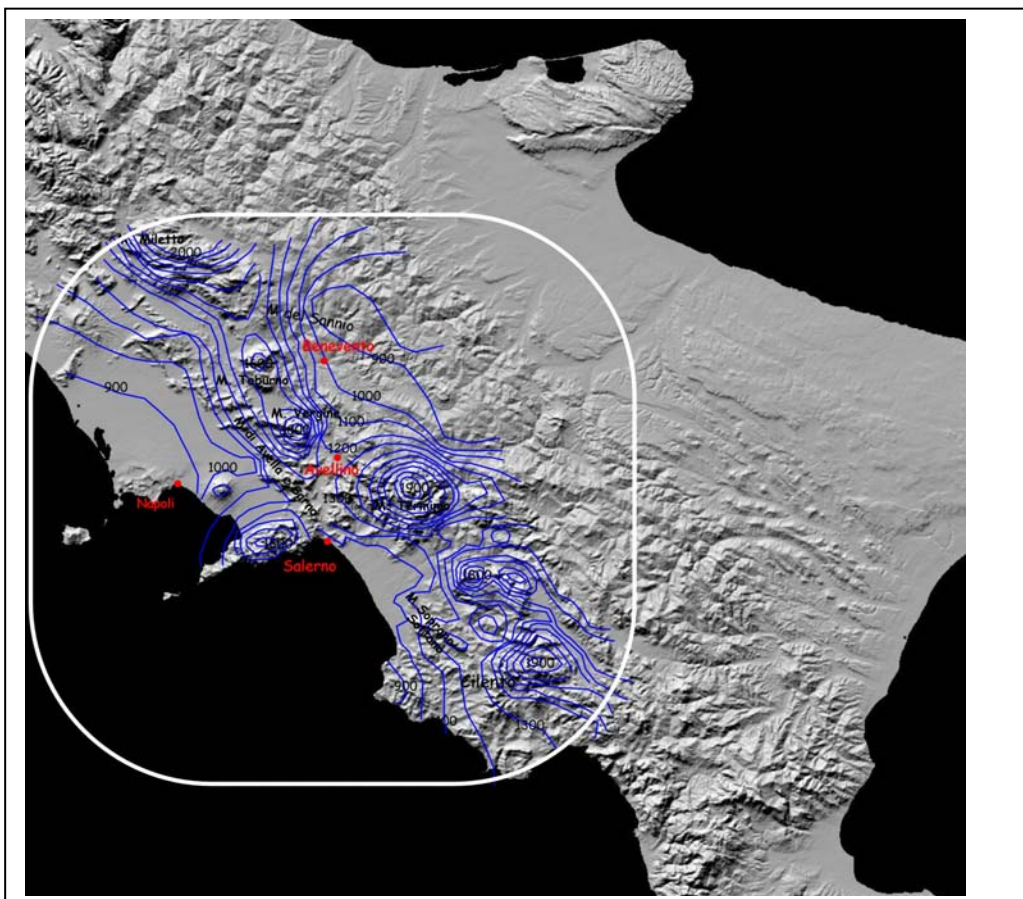


Figura 33a: Carta delle isoiete della Campania. Da S.I.M.N. (2000), modificato

Le precipitazioni tendono ad aumentare con le quote, anche se la relazione diretta tra precipitazioni e la quota è variabile spazialmente (*figura 33a*). Infatti la differente esposizione dei versanti dei rilievi montuosi, rispetto alle correnti umide proveniente prevalentemente da Ovest, determina una suddivisione

del territorio in differenti sottozone pluviometriche: i versanti montuosi prospicienti al Mar Tirreno, culminanti negli spartiacque più elevati, essendo interessati per primi dalle masse d'aria umida provenienti dal mare, hanno precipitazioni più elevate. Al contrario, le zone "d'ombra", rispetto a quelle esposte direttamente alle correnti d'aria umida provenienti dal mare, sebbene a parità di altitudine, hanno minori precipitazioni.

La temperatura dell'aria invece è spazialmente meno variabile delle precipitazioni meteoriche, essendo influenzata principalmente dall'altitudine ed in maniera minore dall'esposizione dei versanti (*figura 33b*).

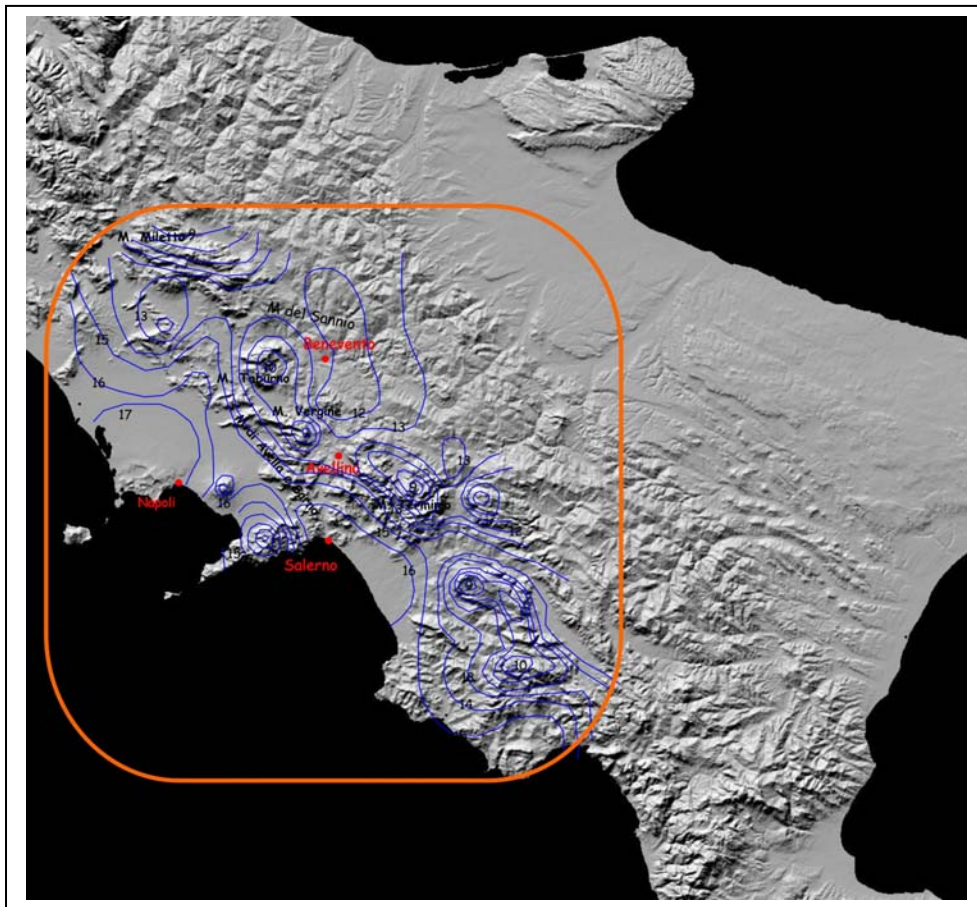


Figura 33b: Carta delle isoterme della Campania. Da S.I.M.N. (2000), modificato

Si evidenziano due principali zone climatiche, contraddistinte da caratteristiche nettamente diversificate in relazione alle differenti condizioni orografiche e dalla distanza dal mare.

Nella prima zona climatica, alla quale sono ascrivibili essenzialmente la Piana del Volturno, la Piana Campana, la Piana del Sele e le pianure costiere minori, si verificano caratteristiche climatiche notevolmente influenzate dalla vicinanza del mare, contraddistinte da temperature dell'aria elevate e con escursioni termiche annuali contenute, quindi con inverni miti e poco piovosi e con estati calde e relativamente asciutte. Le temperature medie dell'aria si aggirano intorno ai 16°C; le precipitazioni variano in relazione alla distanza dal mare e all'orientamento dei

rilievi costieri e sono generalmente modeste, essendo comprese tra 800 e 1000 mm annui (De Vita, 2001).

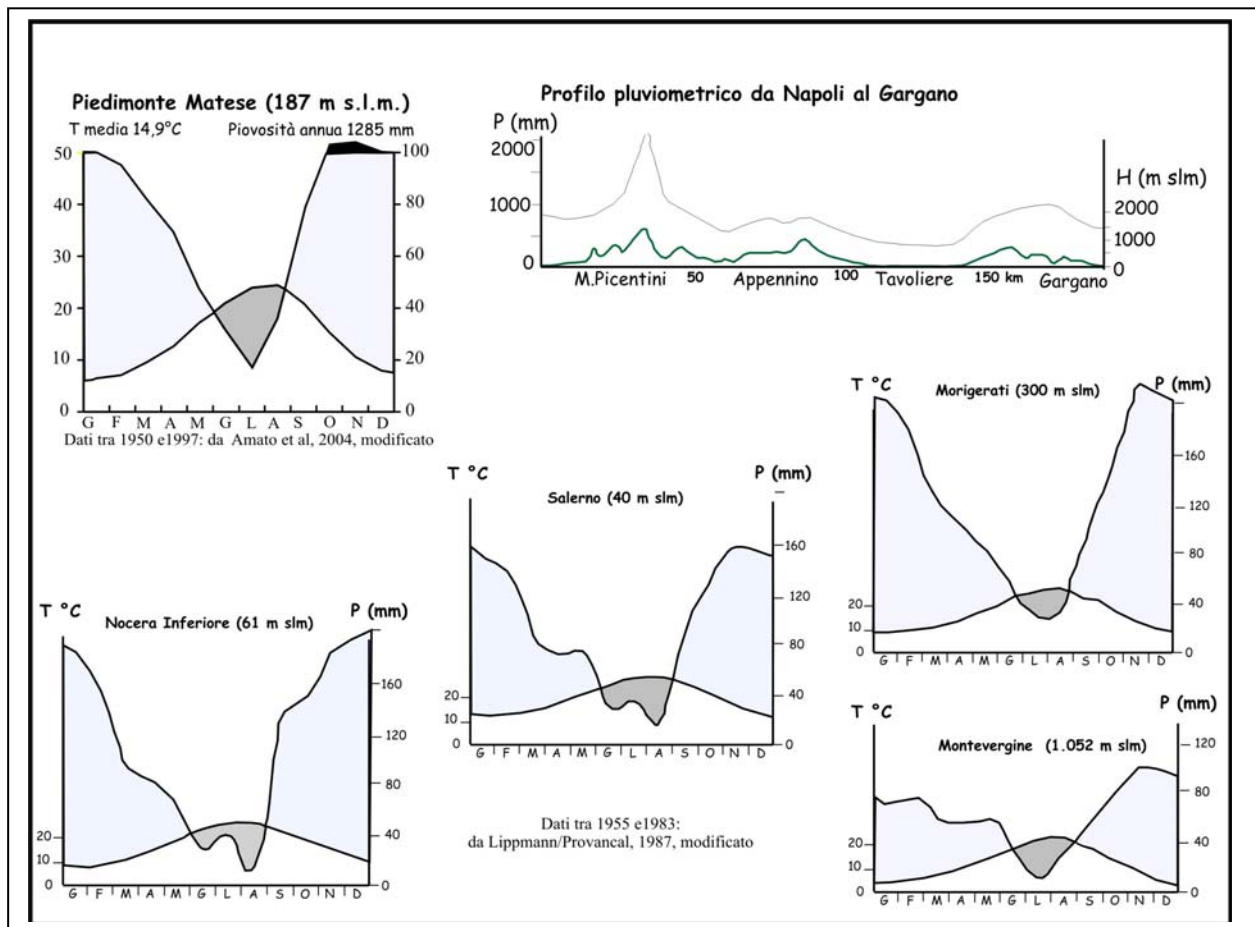


Figura 34: Diagrammi termo-pluviometrici di varie località della Campania e profilo pluviometrico da Napoli al Gargano.

Nella seconda zona climatica, alla quale sono generalmente ascrivibili le zone interne appenniniche, le escursioni termiche annuali aumentano progressivamente con l'altitudine con temperature medie annue che scendono fino a 8°C a Montevergine (1.270 m s.l.m.), e salgono fino a 14°C nelle aree depresse interne, come si verifica nelle conche di Avellino (13°C a 350 m s.l.m.) e di Benevento (14°C a 135 m s.l.m.). In queste zone le precipitazioni sono più ingenti raggiungendo valori compresi tra 1000 1500mm/annui con picchi che superano i 2000mm/annui nei gruppi montuosi del Matese, del Cervati e dei monti Picentini (De Vita, 2001) (*figura 34*). Nell'ambito di questa zona climatica si nota che le conche intermontane sono contraddistinte da precipitazioni notevolmente più basse delle aree circostanti essendo protette dagli elevati rilievi montuosi che li schermano dagli apporti provenienti dal mare. In entrambe queste due ultime zone climatiche interne le precipitazioni sono distribuite in maniera simile nel corso dell'anno idrologico medio, concentrate nei mesi da Novembre a Gennaio con valori minimi a luglio.

La reale disponibilità di risorsa idrica, ovvero di acqua non evapotraspirata (o legata al suolo), ma libera di generare ruscellamento superficiale (run off) o infiltrazione efficace, presenta una marcata asimmetria tra la stagione invernale e quella estiva (*figura 35*). La figura mostra il bilancio idrologico del suolo, riferito all'anno idrologico medio della stazione pluviometrica di Sarno, rappresentativo della prima zona climatica.

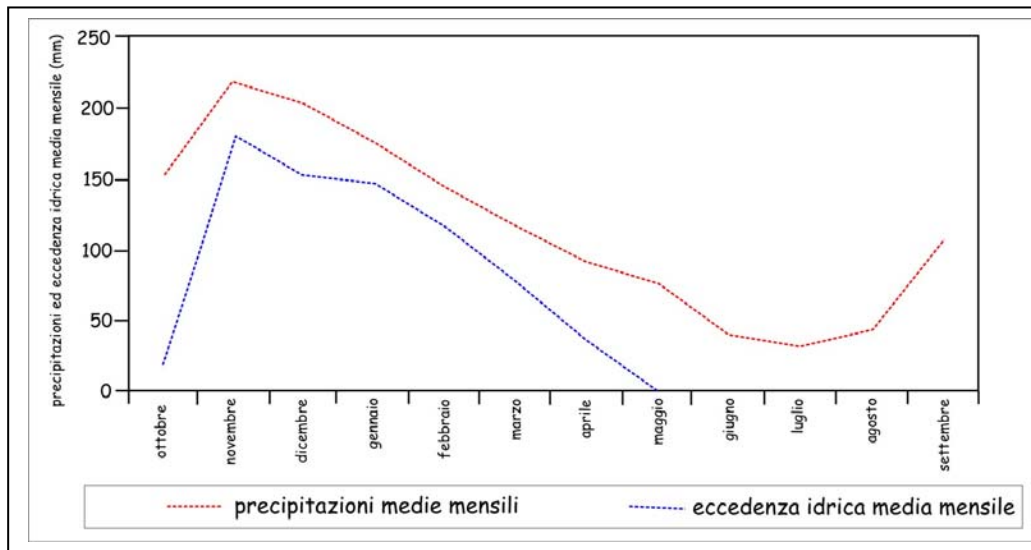


Figura 35: Distribuzione della pioggia e dell'eccedenza idrica medie mensili nell'arco dell'anno idrologico medio, alla stazione pluviometrica di Sarno, da De Vita, 2001,

Si evince che la disponibilità in termini di eccedenza idrica, ovvero delle acque di precipitazione meteorica utili ai fini della formazione di deflusso superficiale o di ricarica delle falde sotterranee, è limitata ai mesi compresi tra Novembre ed Aprile (stagione umida); nei restanti sei mesi (stagione secca), le acque di precipitazione compensano il fabbisogno di acque di ritenzione del terreno, ovvero l'aliquota necessaria al fabbisogno delle piante (De Vita, 2001). Analoga asimmetria è presente anche nella seconda zona climatica, sebbene in questa, per i maggiori apporti pluviometrici e per la minore temperatura, si evidenzia in media una maggiore durata della stagione umida (Novembre-Maggio) rispetto a quella secca (Giugno-Ottobre) (De Vita, 2001).

Altra importante differenziazione microclimatica si evidenzia nella diversa esposizione che hanno i versanti esposti N e quelli esposti a S: questi ultimi sono interessati da una maggiore insolazione che determina una maggiore evapotraspirazione al suolo, una maggiore durata ed intensità del deficit d'acqua nel suolo durante l'estate, fattori che generalmente si riflettono in una minore densità della vegetazione. Le precipitazioni solide in forma nevosa interessano di norma solo le parti poste a quote superiori i 1.000 m e più orientali della regione, con spessori significativi e con una durata di più giorni all'anno, mentre il resto della Campania è interessato solo da sporadiche nevicate.

2.2 L'EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DI LUNGO E BREVE TERMINE

L'evoluzione geomorfologia di lungo e breve termine, qui proposta, tende a sottolineare quali sono attualmente gli aspetti più significativi del paesaggio che caratterizzano la regione. A questo scopo, il territorio regionale è stato suddiviso in settori (o *unità geomorfologiche*), più o meno omogenei (*figura 36*), e per ciascuno di essi sono descritte le forme e le associazioni di forme più tipiche, la loro origine e le loro tendenze evolutive più recenti. Inoltre si sono messi in evidenza i cambiamenti morfodinamici tipicamente olocenici, discriminando quelli indotti da crisi climatiche ed ambientali da quelli dovuti all'interferenza antropica.

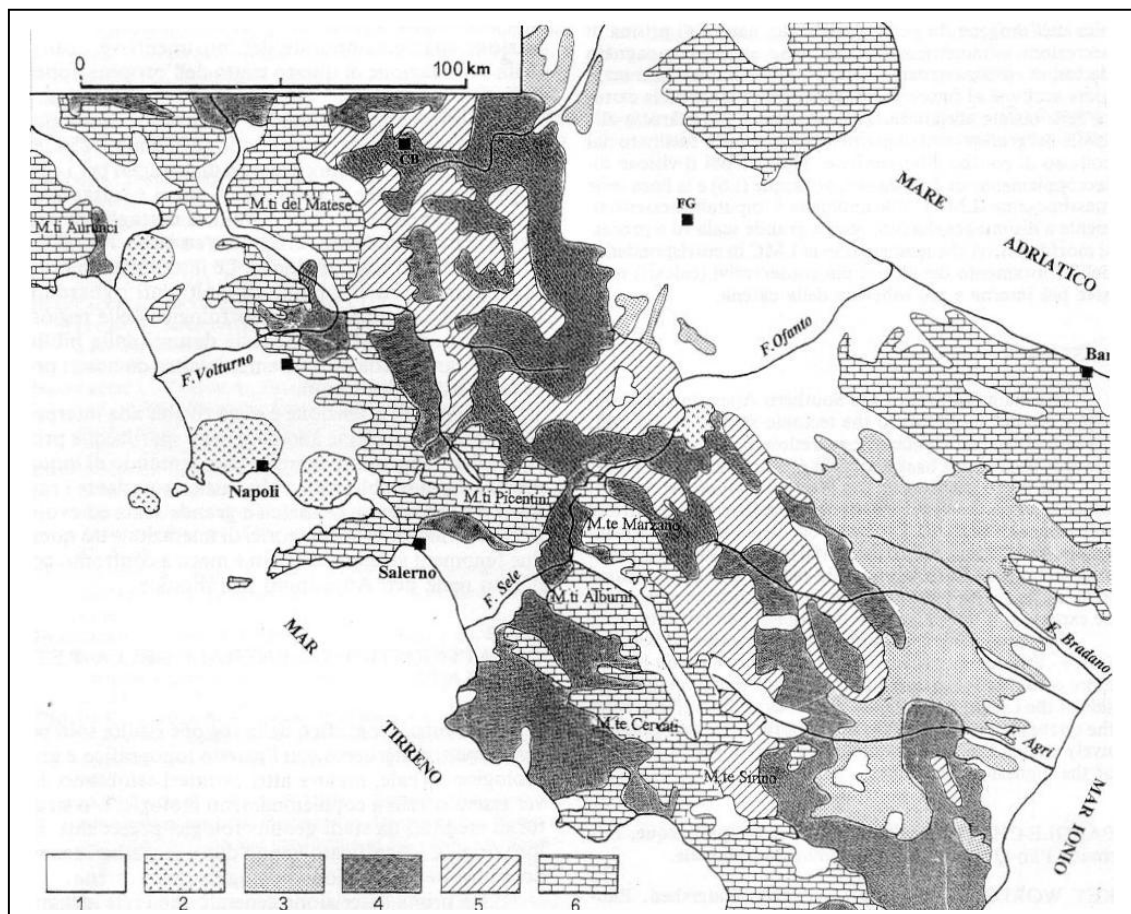


Figura 36: Schema litologico dell'Appennino meridionale. 1) depositi di riempimento delle piane alluvionali costiere e delle conche intramontane; 2) depositi vulcanici; 3) depositi di riempimento dell'avanfossa; 4) coltri plastiche dell'edificio appenninico; 5) unità litoidi non carbonatiche; 6) unità carbonatiche. Da Amato A. et al, 1995.

Come l'intera penisola italiana, il territorio della Campania ha un paesaggio relativamente giovane, solo recentemente scolpito dagli agenti endogeni ed esogeni, anche se vi affiorano rocce molto più antiche (fino a circa 200 milioni di anni). La storia del rilievo generalmente viene fatta risalire fino alla fine del Miocene e l'inizio del Pliocene, quando alcune parti della attuale catena appenninica cominciarono ad emergere dal Mediterraneo e ad essere modellate dall'erosione (inizio della morfogenesi) (Cinque & Romano, 2001) (*figura 37*).

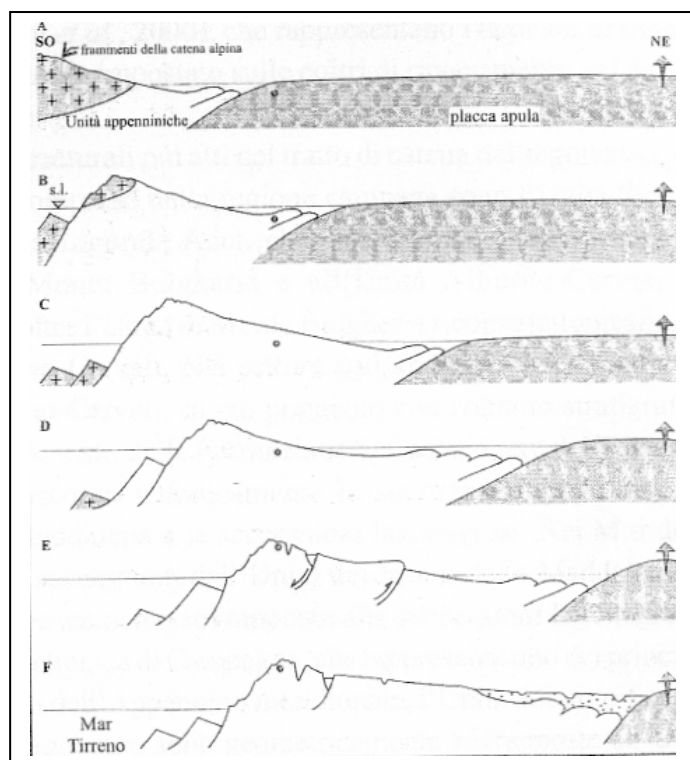


Figura 37:
 aspetti di paleogeografia dell'Appennino:
 Sezione schematica trasversale dell'Appennino Campano mo­strante la migrazione nel tempo del dominio in compressione e del dominio in estensione. Lo schema A si riferisce al Miocene, quello F al presente. Mentre il cuneo orogenico in accrezione migra verso la zona esterna (NE), la zona interna è affetta da dislocazioni e ribassamenti sotto il livello del mare in risposta alla nascita ed estensione del bacino tirreno. Il cerchietto nero simboleggia lo spostamento relativo che coinvolge una generica unità tettonica nel tempo. Da Cinque & Romano, 2001

In queste prime fasi la morfogenesi interessa solo le rocce che formano la parte di Appennino più vicina alla costa tirrenica, denominata solitamente *zona interna*¹, mentre le aree appenniniche della *zona esterna* del Sannio, dell'Irpinia e della Lucania erano ancora occupate dal mare dell'avanfossa, con una serie di bacini satelliti incastrati tra le basse colline appenniniche. Ad oriente dell'avanfossa si estendeva il dominio dell'avampaese apulo-garganico, con un dolce paesaggio carsico molto simile a quello delle odierne Murge. Le tracce dei primi modellamenti erosivi sono testimoniate dai lembi relitti delle più alte tra le generazioni delle *Paleosuperfici* che sono riconoscibili sui rilievi della zona interna. Tali lembi relitti appartengono a dolci paesaggi d'erosione che presumibilmente si modellarono lungo il fianco esterno della catena (specie nelle aree che erano a basse quote e vicine all'avanfossa) e che si sono conservate solo laddove risultano scolpiti su rocce dure e conservative (ad es. sui calcari mesozoici) (Cinque & Romano, 2001).

A queste si accompagnarono anche deformazioni tettoniche e sollevamenti dovuti alla procedere della tettonica compressiva appenninica (pieghe, faglie inverse e corrugamenti), con conseguente approfondimento erosivo delle valli fluviali e genesi di nuovi spianamenti (paleosuperfici più giovani) incastrati a quote minori tra i relitti delle paleosuperfici più antiche (Cinque & Romano, 2001).

¹ Per completare la paleogeografia di questo antico stadio evolutivo occorre precisare che all'epoca, la catena emersa si estendeva maggiormente verso SO, occupando anche una fascia, larga decine di km, che è oggi pertinenza del Mar Tirreno. In questa fascia oggi sprofondata e sommersa si trovavano le cime più alte della catena e quindi lo spartiacque principale. Da esso si dipartivano sia fiumi che drenavano verso SO che altri che correvano mediamente verso NE, cioè verso il mare di avanfossa. Di questa antica condizione oro-idrografica restano poche tracce geomorfologiche, in quanto successivi eventi di erosione e di deformazione tettonica hanno ampiamente rimodellato il rilievo. Tra le tracce conservate sono certamente da citare alcune paleovalli abbandonate e sospese che marciano antiche direzioni di drenaggio ed indicano livelli di base dell'erosione molto più alti di quelli odierni (Cinque&Romano, 2001)

Nel frattempo l'area continentale si andava ampliando verso NE per accrezione ed emersione di nuovi volumi rocciosi deformati. Per esempio, nel corso del Pliocene si aggiunsero all'Appennino Campano i terreni esterni dell'Appennino sannitico ed irpino, mentre nel corso del Pleistocene inferiore quelli che ricadono nella Daunia e in Basilicata. Man mano che questi terreni emergevano dal mare di avanfossa (e/o dai suoi bacini satelliti) prendeva avvio su essi la morfogenesi continentale, ancora una volta testimoniata da dolci paesaggi di erosione, e dalla dissezione successiva delle paleosuperfici ad opera dei fiumi.

Mentre le aree continentali si ampliavano verso NE, la costa tirrenica migrava anch'essa verso NE tramite ribassamento sotto il livello marino di successive tranches della catena lungo faglie dirette (Cinque & Romano, 2001). Ciò ha comportato la nascita ed il mantenimento di una sensibile asimmetria della catena appenninica, con un versante tirrenico decisamente più ripido di quello adriatico. I ribassamenti della catena verso il Tirreno, durante il Plio-Quaternario, sono avvenuti sia lungo faglie orientate circa NO-SE che lungo faglie ad andamento circa NE-SO, dando luogo alla nascita di una linea di costa molto articolata, con rientranze e prominenze che corrispondono ad altrettanti alti e bassi strutturali (*Horst e Graben*) (**figura 38**).

Da NO verso SE si individuano gli alti strutturali del Monte Massico, dei Monti Lattari-Penisola Sorrentina e del Cilento. Ad essi si alternano, nell'ordine, i bassi strutturali della Piana del Garigliano a Nord, della Piana Campana, della Piana del Sele e del Golfo di Policastro via via verso Sud.

I ripidi pendii che bordano i bassi strutturali sono generalmente versanti di faglia. Va anche notato che le depressioni che ospitano le grandi pianure costiere della Campania continuano verso il Tirreno con fosse subacquee che gli apporti clastici dei fiumi appenninici non sono riusciti a colmare. Solo le zone più orientali delle depressioni stesse, dove infatti ritroviamo le citate pianure emerse, risultano colmate da materiali di riempimento (alluvionali, palustri e vulcaniti), spessi fino ad oltre 3.000 metri.

La tettonica estensionale, che nel corso del Pleistocene interessa le zone interne dell'Appennino ha creato anche diverse depressioni intra-appenniniche, alcune delle quali allungate circa parallelamente alla catena (NO-SE) ed altre, invece, trasversali ad esse e zigzaganti (per es. la valle dove scorre l'alto e medio Volturno). Alcune di queste conche sono state occupate per periodi più o meno lunghi del Quaternario, da laghi tettonici (Piana di Telesse e di Montesarchio, media valle dell'Ufita, bacino di Lioni, Vallo di Diano, Bacino di Camerota, Bacino di Acerno, ecc). Altre depressioni chiuse nell'ambito dei massicci calcarei sono invece divenute sedi di polje e depressioni carsiche con laghi modesti o acquitrini stagionali (lago Matese, Piana del Dragone, Lago Laceno, Bacino di S.Gregorio Magno, il Campo del M.Taburno e quello del M.Erbano, la depressione di Montenero Valcocchiara, ecc).

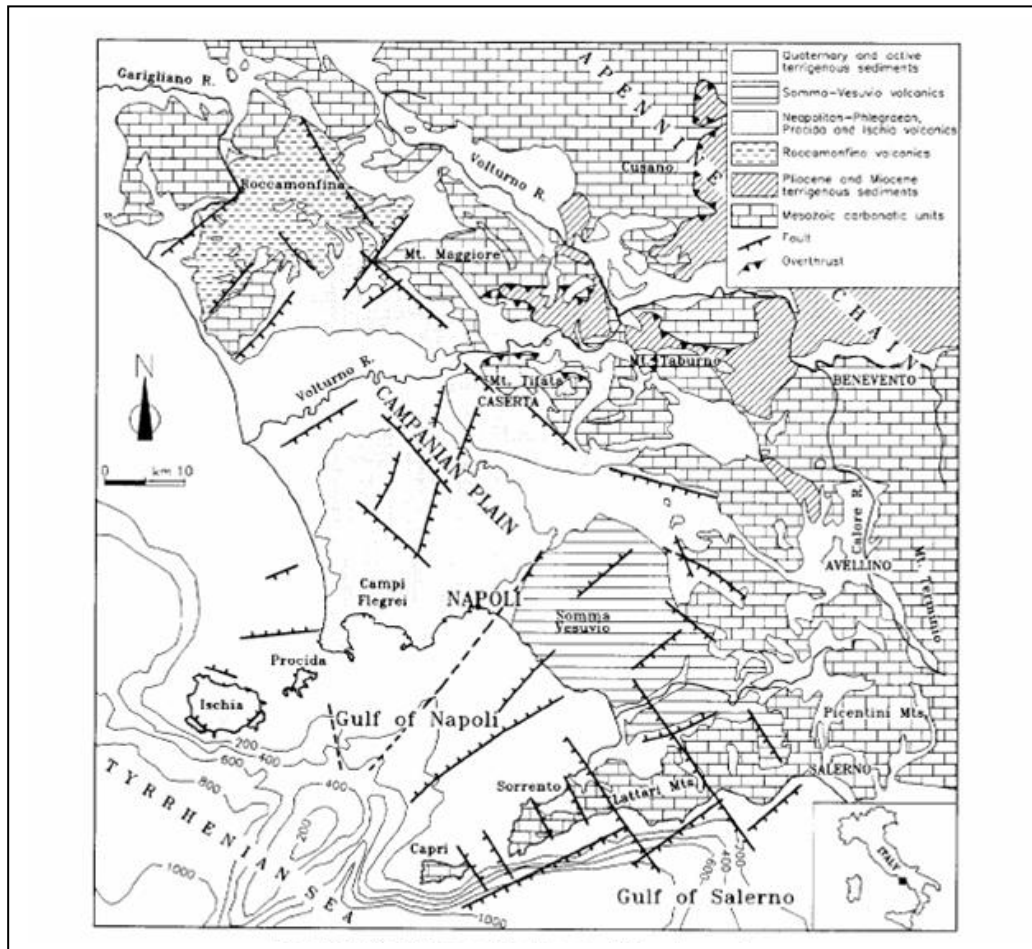


Figura 38: schema lito-strutturale della Piana Campana costiera, da Orsi et al, 1996

Nel Pleistocene inferiore si può ritenere grossomodo conclusa la migrazione tettonica verso NE della costa tirrenica. Le grandi depressioni costiere del Garigliano, della Piana Campana, della Piana del Sele e del Golfo di Policastro erano già definite ed i promontori tra essi interposti avevano profili simili a quelli odierni. Successivamente mentre le depressioni continuano a collassare e ricevere sedimenti, i promontori interposti (per es. la Penisola sorrentina e il Cilento) subiscono sollevamenti di ordine ettometrico che conferiscono ai rilievi l'ultimo quarto della loro presente elevazione (Cinque & Romano, 2001). Tali ultimi sollevamenti sono avvenuti in modo discontinuo e durante le pause il mare ha avuto il tempo di modellare lungo i fianchi dei rilievi costieri dei terrazzi marini, che sono stati poi sollevati fino a 400 m s.l.m. (Monti di Caserta, Picentini)².

I movimenti surrettivi regionali, la nascita di locali depressioni tettoniche intrappenniniche e l'arretramento tettonico della costa tirrenica hanno avuto come effetto geomorfologico anche quello di favorire i fenomeni di dissezione fluviale sulla catena. Nella colline appenniniche, dove è tipico trovare masse rocciose

² A queste elevazioni massime troviamo i terrazzi del Pleistocene inferiore, mentre quelli del Pleistocene medio non salgono più di 150-180 m. s.l.m. Quelli del Pleistocene superiore (Tirreniano o Ultimo Interglaciale) si trovano pressochè alla loro quota di origine, dimostrando che i moti surrettivi tendono a rallentare e poi ad annullarsi durante il Pleistocene medio (Cinque & Romano, 2001).

resistenti (ad es. i massicci calcarei) accostate lateralmente a masse rocciose molto più erodibili (ad esempio i flysch ad abbondante contenuto arenaceo ed argilloso), la dissezione si è quasi sistematicamente indirizzata lungo le fasce dove affiorano i terreni più teneri, procedendo molto agevolmente e scavando profonde ed ampie vallate. In diversi casi però i tracciati dei fiumi in corso di approfondimento non si sono trovati ad agire su rocce tenere, né sono riusciti a deviare verso questi perché già precocemente incastrati entro valli di una certa profondità. Approfondendosi su rocce dure e stabili, i tratti vallivi hanno allora assunto e mantenuto alti valori del rapporto profondità/larghezza, configurandosi spesso come vere e proprie forre (T. Titerno, F. Sabato, F. Ufita, F. Calore Silentino, ecc).

Nella Piana Campana e in quella del Garigliano l'attività tettonica quaternaria si accompagna ad un diffuso vulcanismo. I vulcani tardo-quaternari di Roccamonfina, Ischia, Procida, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio hanno rilievo ben evidente anche se loro base giace quasi sempre sotto il livello del mare attuale. La forte componente esplosiva di questo vulcanismo, ha consentito una estesa e talora forte capacità di aggradazione e appiattimento delle superfici topografiche. Il caso più noto ed evidente in merito è quello dell'eruzione che diede luogo, circa 39.000 anni fa, alla potente coltre della Ignimbrite Campana (IC) (anche nota come Tufo Grigio Campano TGC). Più in generale si deve osservare che le emissioni vulcaniche hanno fortemente contribuito a colmare i graben del Garigliano e della Piana Campana ed a formare in esse delle pianure emerse. In alcuni casi, inoltre, l'IC ha ostruito le vie fluviali e le vallate verso il Tirreno determinando condizioni di palustrinità nelle aree più interne fino a che le soglie non sono state reincise. (per es. stretta di Triflisco sul F. Volturno, valle del F. Calore beneventano).

Nei Campi Flegrei e sulle vicine isole vulcaniche vi sono poi chiare evidenze di forti movimenti verticali tardo-quaternari. I depositi litorali e terrazzi marini portati più in basso o più in alto delle loro quote originarie e gli evidenti movimenti differenziali verticali, che generalmente interessano i depositi dell'IC, sono il risultato di fenomeni vulcano-tettonici o bradisismi anche molto recenti (per es. Terrazzo della Starza a Pozzuoli (Cinque et al, 1985; Russo et al, 1988).

Fin qui si è sottolineato il ruolo della tettonica nel determinare le grandi linee dell'evoluzione del paesaggio, ma anche le variazioni climatiche hanno avuto un ruolo decisivo in certi fenomeni che hanno modellato i rilievi campani.

Nel corso delle grandi fasi glaciali del Quaternario la regione ha conosciuto, specie alle quote alte, condizioni di tipo periglaciale, con marcato aumento della degradazione crioclastica delle rocce. Alle cime più alte di circa 1.600 metri, lo sviluppo di piccoli circhi glaciali, sui versanti esposti a NE, ha anche alimentato modeste lingue glaciali e deposizioni moreniche (Matese, Giraudi, 2004b, *con bibliografia*).

I versanti di faglia dei rilievi bordieri delle piane della Campania e delle valli intrappenniniche mostrano modelli evolutivi che possono essere ricollegati ai modelli

di slope replacement (Penck, 1924; Lehmann, 1933; Brancaccio et al, 1979 *con bibliografia*; e recentemente Ascione&Cinque, 1997, 2003) che prevedono l'arretramento, parallelo a se stesso, di una scarpata in rocce carbonatiche (free face), la cui altezza via via si riduce per innalzamento del piede della scarpata. Alla base di questa si sviluppa un versante di sostituzione (Young, 1972) che può supportare (versanti di Lehmann) o meno (versanti di Richter) una copertura detritica. I versanti di sostituzione in roccia sono forme relativamente stabili nel tempo, in quanto la sua inclinazione (intorno a 35°) è insufficiente per determinare l'ulteriore distacco per gravità di detriti. Il tasso di arretramento della scarpata è limitato dall'efficacia con la quale la degradazione meteorica provvede a produrre detriti. Generalmente si ritiene che tale evoluzione si produce quando il versante ha una pendenza nettamente maggiore dell'angolo di attrito interno del detrito e quando quest'ultimo è di granulometria grossolana. Queste circostanze si verificano in regimi di resistasia, cioè dove dominano processi di degradazione fisica tipici (ma non esclusivi) dei sistemi aridi, crionivali e glaciali.

In Campania, nel corso dell'Olocene la scarsa o nulla produzione detritica dai versanti è stata accompagnata dalla ripetuta aggradazione piroclastica vesuviana e flegrea, nonché dall'aumento delle precipitazioni e delle temperature medie. Ciò ha generato ampie aree inerbite e vegetate sulle ampie coperture detritiche wurmiane ed originato profonde incisioni, lineari o poco sinuose, sui versanti. Queste presentano un elevato profilo longitudinale e si raccordano in basso a una o più generazioni di conoidi fluvio-detritiche, generalmente riferite all'Olocene, in quanto contengono frequentemente i prodotti delle eruzioni flegree e vesuviane più recenti. Tale situazione è stata certamente favorita nel corso dell'Olocene ogni qualvolta il carico solido (vulcanoclastico o terrigeno) è aumentato per via dei grandi volumi di materiali piroclastici disponibili al trasporto e/o a causa di importanti crisi vegetazionali indotte da brevi ed intense aridità e/o da impatti antropici. Ciò si verifica generalmente quando il materiale trasportato a valle dai flussi gravitativi è in eccesso rispetto alla capacità di rimozione del materiale stesso ad opera di corsi d'acqua. Inoltre la capacità del fiume di rimuovere i materiali in eccesso dai versanti è direttamente proporzionale con la quantità ed il regime di piogge che ne regolano la portata e la potenza.

Va pure ricordato che connesse con le fluttuazioni del clima si sono avute variazioni del livello marino (glacio-eustatismo) che hanno portato a forti spostamenti della linea di costa. L'ampiezza delle variazioni glacio-eustatiche è stata, come è noto, di molte decine di metri, giungendo fino a 120-130 metri durante l'ultimo glaciale (con picco massimo intorno a 18.000 anni fa). Le tracce geomorfologiche (terrazzi marini, solchi di battigia, ecc) e sedimentarie (depositi di spiaggia) delle linee di riva connesse ai periodi glaciali ed interglaciali dimostrano che sulle pianure costiere della Campania si sono avuti avanzamenti ed arretramenti della costa di ordine plurichilometrico, fino al caso massimo della Pianura Campana, che nell'ultimo interglaciale era quasi completamente sotto il livello del mare mentre nel momento

dell'ultima glaciazione la costa si era portata presso il limite esterno della piattaforma continentale.

Sia pure con variazioni locali di età e di articolazione, sulle pianure costiere della Campania si osserva un trend olocenico composto da una fase di retrocessione della linea di riva (per lo più sommersiva sia pure incrementata localmente da abrasione di successioni sciolte tardopleistoceniche) che perdura sino a circa metà dell'Olocene. Segue una fase di prevalente avanzamento delle coste (progradazionale) che alcune volte inizia quando si esaurisce la risalita versiliana (6.0 ky o 4.5 ky BP a seconda degli autori) e altre volte, di fronte a foci fluviali capaci di notevole supply detritico, anche prima, allorquando il ritmo di sedimentazione costiera supera il ritmo di residua risalita eustatica. Questo trend generale ammette comunque sensibili variazioni locali legate al diverso comportamento tettonico delle pianure campane, al rifornimento piroclastico che a luoghi diviene dominante ed anche alle fasi di impatto antropico sui bacini fluviali e sui versanti, divenute più intense proprio a partire dalla seconda parte dell'Olocene, ed in maniera vistosa dall'età del Ferro (dove divengono tali da poter interferire con le dinamiche naturali).

2.3 LE PRINCIPALI UNITÀ GEOMORFOLOGICHE

La articolata storia morfoevolutiva descritta precedentemente, combinandosi con la notevole variabilità litologica e strutturale che caratterizza l'Appennino Campano, ha dato luogo ad un'ampia varietà di morfotipi e di paesaggi che richiederebbero ampie revue separate. In questa sede si preferisce tuttavia ricomporre tale variabilità di situazioni nell'ambito di una suddivisione del territorio in Unità Geomorfologiche (UG) che si caratterizzano per una sostanziale omogeneità dei caratteri fondamentali. Qui di seguito vengono elencate e descritte le principali UG, dando per ciascuna di esse le informazioni essenziali riguardo la distribuzione geografica, i morfotipi, le associazioni di forme caratteristiche, le tendenze evolutive del paesaggio e l'eventuale ruolo giocato dall'uomo e dall'attività vulcanica.

➤ I rilievi carbonatici

I rilievi carbonatici sono una delle UG principali più rappresentative dell'Appennino Campano; essi occupano in maniera discontinua una fascia allungata, in direzione NO-SE che comprende il massiccio del M. Matese (culminante a 2.050 m s.l.m. con la cima del M. Miletto, la più alta della Campania), quello del M. Maggiore, il gruppo del Taburno-Camposauro, i monti di Caserta, il gruppo dei monti di Avella-M. Partenio, i monti di Sarno, i monti Picentini, il gruppo del monte Marzano, i monti della Maddalena, il massiccio del monte Alburno, la dorsale del monte Soprano-Monte Chianello, il gruppo del monte Cervati. Le massime cime dei gruppi montuosi superano frequentemente la quota di 1000 metri s.l.m., spingendosi anche oltre i

1500 metri. In direzione ortogonale (NE-SO), ed in continuità fisica, si sviluppa la dorsale dei monti Lattari-Penisola Sorrentina, formante il promontorio costiero interposto tra il Golfo di Napoli e quello di Salerno. Ancora in posizione costiera, ma isolati dagli altri rilievi carbonatici, si elevano il massiccio carbonatico del Monte Bulgheria nel Cilento meridionale ed il rilievo del Monte Massico nel casertano che separano fisicamente rispettivamente la piana del Sele da il Golfo di Policastro e la piana del Garigliano da quella Campana. L'Isola di Capri, quasi totalmente impostata in successioni carbonatiche mesozoiche, è di conseguenza assimilabile alla UG in questione; i suoi morfotipi e le sue tendenze evolutive rientrano in quelli di seguito esposti.

L'andamento planimetrico poligonale di tali rilievi è il risultato dei sistemi di faglie dirette e/o trascorrenti che durante il Pliocene ed il Quaternario hanno dislocato le serie di rocce carbonatiche che ne costituiscono l'ossatura; i singoli blocchi strutturali raggruppati formano i più estesi massicci e gruppi montuosi sopra citati. L'alta resistenza all'erosione delle successioni calcaree e calcareo-dolomitiche, organizzate in strati di variabile spessore ed immersione, conferisce un aspetto generalmente aspro al paesaggio, con versanti con una elevata acclività (mediamente con angoli tra i 40° ed i 30°) e nella maggiorparte dei casi da un profilo trasversale rettilineo (versanti di faglia). In altri casi, dove le successioni carbonatiche sono dominate dalle dolomie, o dove le rocce sono estesamente cataclasizzate, i versanti possono assumere pendenze minori e l'andamento planimetrico poligonale imposto ai massicci dalle faglie bordiere risultano essere meno leggibili in quanto maggiormente disseccate da valli o obliterate da fasce di aggradazione pedemontana. All'interno delle UG in questione, i morfotipi più ricorrenti e tipici sono:

- *le paleosuperfici*: paesaggi a bassa energia di rilievo e con pendenze al di sotto dei 15°-10°, la cui genesi va ascritta all'azione prolungata di processi di erosione carsica e fluvio-carsica sviluppatasi in periodi di relativa stabilità dei livelli di base dell'erosione, condizione che si è verificata più volte durante la crescita orografica dell'Appennino Campano (Cinque & Romano, 2001). Probabilmente alla genesi di questi spianamenti hanno contribuito anche i costanti climi caldo-umidi del Terziario pre-glaciale, che hanno favorito i processi di alterazione chimica della roccia e di rimozione dei sedimenti ad opera delle acque ruscellanti. Questi paesaggi sono spesso organizzati secondo gradinate, a testimonianza di soste dei livelli di base a quote relative via via decrescenti (M.Faito-M.Cerreto) M.Bulgheria e bordo NE del Cervialto, M.Monaco di Gioia, bordo SE del Matese) oppure di dislocazioni tettoniche successive ad un unico ciclo di erosione (fianco SE del Cervialto e fianco NO del Polveracchio) (Cinque, 1986). Tra le paleosuperfici si possono ascrivere, per analoga genesi e significato morfoevolutivo, anche i tronchi di valli fluviali con basso gradiente longitudinale e fianchi molto dolci, in disequilibrio con la rete idrografica di oggi e spesso decapitati delle loro testate, anch'essi sospesi sulla sommità dei massicci (es. Valle Sottana

presso il massiccio del Cervati, valli secche sospese fino a 1100 metri di quota sul fianco del monte Motola a Sacco (SA).

- *i versanti impostati lungo faglie*: quasi tutti i pendii ripidi che bordano le dolci paleosuperfici sospese sono versanti strutturali legati all'esistenza di faglie ad alto angolo e forte rigetto verticale. Si distinguono due casi: il primo, molto frequente nei rilievi più vicini alla costa tirrenica e lungo i bordi delle depressioni intramontane, è quello dei versanti di faglia, cioè delle scarpate che sono l'espressione topografica diretta dei fagliamenti occorsi dopo il modellamento delle paleosuperfici (Cinque & Romano, 2001). L'altro caso è quello dei versanti di linea di faglia, che sono scarpate nate per erosione selettiva lungo i piani di faglia anche molto antichi (precedenti al modellamento delle paleosuperfici) che avevano messo a contatto laterale le rocce carbonatiche e rocce meno coerenti, come le successioni di natura silico-clastica (o unità terrigene). Sia i piani di faglia recenti³ (post paleosuperfici ed in massima parte quaternari), sia quelli esumati presentano andamenti planimetrici rettilinei, ma i primi mostrano maggiore continuità e costanza di altezza rispetto ai secondi. In entrambi i casi, poi, l'originario piano di faglia, di solito subverticale o comunque molto ripido, appare rimodellato su pendenze minori. Tipico è il caso dei versanti rimodellati tramite il processo di sostituzione di pendio il quale prevede l'arretramento della parete iniziale (per degradazione fisica della roccia e caduta dei detriti) con la graduale crescita al suo piede di una nuova superficie che assume angoli di inclinazione regolati dall'angolo di riposo del detrito stesso (di solito tra 35°-30°), di cui si è parlato precedentemente. Questo processo di evoluzione delle scarpate di faglia è stato senz'altro agevolato dalle fasi climatiche fredde ed aggressive del Pleistocene glaciale che hanno fornito condizioni ottimali ai processi di degradazione crioclastica delle rocce dure esposte lungo pareti verticali e pendii molto ripidi. Esempi di versanti di faglia quaternari sono quelli che segnano il passaggio tra la piana Campana e i primi rilievi calcarei, quelli che limitano i monti Picentini verso la Piana del Sele e quelli che bordano a NO le depressioni tettoniche di Alife, nella parte mediana del Volturno e il Vallo di Diano.
- *le fasce di aggradazione pedemontana*: ulteriore aspetto morfologico molto frequente è la presenza di fasce di aggradazione pedemontana, costruite dall'accumulo dei prodotti derivanti dall'erosione areale dei versanti (coni e talus detritici colluviali) (**figura 39**), che bordano con una certa continuità i fronti montuosi. L'elemento morfologico più importante sono le *conoidi di deiezione o alluvionali (alluvian fan)* che con forme convesse si aprono a ventaglio allo sbocco dei corsi d'acqua nella pianura o nei fondovalle. Si tratta di forme di deposizione fluviale, caratterizzate da dimensioni e pendenze

³ Da ricordare che alcuni di questi (M.Massico, valle dell'Ufita, valle del Calore, Matese NE, ecc) mostrano segni di attività anche in tempi storici

molto varie, in stretta relazione con le dimensioni e la natura delle rocce del bacino idrografico che li sottende (Blair & McPherson, 1994)). Lo sviluppo e la forma delle conoidi alluvionali sono controllati da numerosi fattori come la grandezza del bacino di alimentazione, la quantità di sedimento trasportato corso d'acqua, dall'energia del rilievo, dalle condizioni di attività tettonica⁴ del rilievo montuoso retrostante e dalle variazioni climatiche (Harvey, 1984, 1990; Harvey et al, 1999).

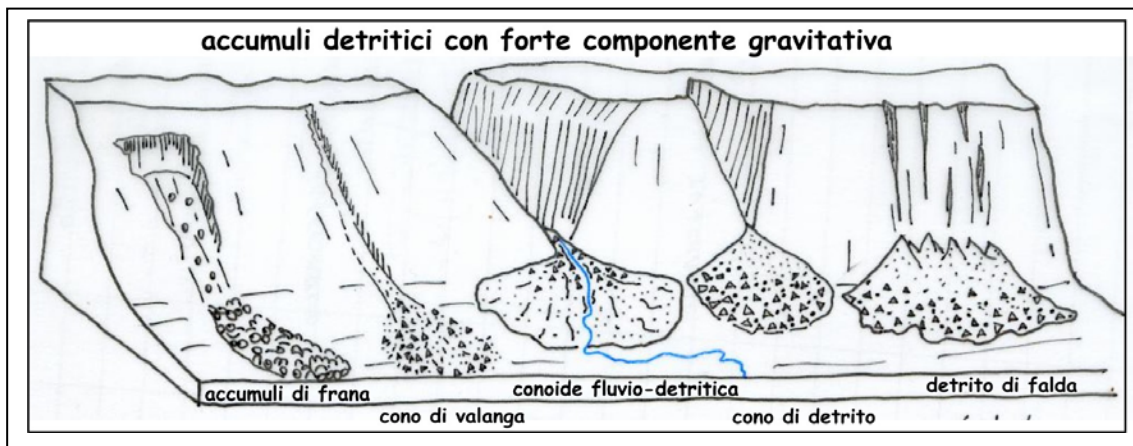


Figura 39: l'aggradazione pedemontana: accumuli detritici e vulcanoclastici con forte componente gravitativa

Generalmente si ritiene che le conoidi associate a grandi aree alimentatrici sono meno pendenti di quelle formate dallo stesso materiale, ma con un bacino retrostante di piccole dimensioni. Inoltre le conoidi sono più ripide, quando il materiale a disposizione è detritico e grossolano, quale è generalmente quello rilasciato dai litotipi duri esposti a degradazione fisica; e meno pendenti quando sono alimentati da bacini su rocce tenere, come vulcanoclastiti, rocce marnose e arenacee, soggette a generare clasti fini anche quando l'alterazione è dominata da processi fisici, oppure con un bacino in rocce dure (lapidee), ma con versanti a dolce pendenze e/o con condizioni climatiche tali che vi domina l'alterazione chimica e mancano e sono rari i franamenti.

In bacini di alimentazione piccoli, costituiti da terreni di coperture piroclastiche e paleosuoli appoggiati sui calcari mesozoici, le conoidi risultano specialmente attive in determinati periodi con intense precipitazioni, scarse coperture vegetali, forti impatti antropici e vulcanici. Si possono generare conoidi alluvionali con caratteristiche alquanto diverse da quelle descritte prima, determinate da colate di detriti (debris flow) o colate di fango (mud flow). Si tratta di flussi gravitativi di sedimenti, la cui matrice tipicamente argilloso-limosa cineritica funge da supporto a vulcanoclastiti e clasti e

⁴ L'attività tettonica dell'area di alimentazione condiziona l'evoluzione dei conoidi nei loro cicli di crescita, modificando i rapporti tra erosione e sedimentazione del bacino idrografico.

frammenti rocciosi anche di grandi dimensioni in essa dispersi. Di conseguenza mentre i depositi delle conoidi legati a processi tipicamente fluviali si presentano ben stratificati e ben gradati, i depositi relativi a debris flow o di mud flow invece non contengono strutture sedimentarie e sono caratterizzati da una elevata matrice che rende i depositi stessi fango sostenuti e vi predominano i depositi massivi. Si tratta di un processo intermedio fra i fenomeni torrentizi veri e propri e i fenomeni gravitativi dall'altro. Per questo motivo in questo elaborato verranno definite come conoidi fluvio-detritiche. Per lo più si manifestano e si sono manifestate in occasioni di abbondanti precipitazioni dopo lungo periodi secchi e sono favorite ogni qualvolta le crisi di aridità e le manomissioni antropiche hanno impattato fortemente sulla vegetazione e suoi suoli.

Le conoidi sono cresciute soprattutto durante le fasi climatiche fredde del Pleistocene medio-superiore, in cui all'aumento di produzione detritica dai versanti in recessione si accompagnava un sovraccarico solido nei torrenti aiutato dalla scarsità di coperture arboree capace di formare forti e spesse superfici pedogenizzate. Alcune di queste conoidi si sono riattivate a più riprese anche durante l'Olocene, con una minore intensità rispetto alle fasi pleistoceniche probabilmente come conseguenza di una variazione dei parametri climatici e vegetazionali. Lungo molti fronti montuosi, i conoidi torrentizi si rinvengono oggi organizzati in più generazioni: le più antiche appaiono reincise e terrazzate, le più giovani hanno apici localizzate a quote più basse e fasce distali ben raccordate alle pianure circostanti (*figura 40a*). La presenza di due o più generazioni di conoidi è un carattere comune all'intera fascia pedemontana dei rilievi bordieri della piana campana e di ampi settori della piana del Sele, e risulta particolarmente evidente lungo i bordi dei rilievi carbonatici situati a minore distanza dal Somma-Vesuvio e dai Campi Flegrei. (*figura 40b*).

Questa aree hanno visto depositarsi sui versanti, in più riprese, i prodotti piroclastici da fall (ceneri, pomici, lapilli, scorie) delle eruzioni che i citati complessi vulcanici hanno dato soprattutto durante il Pleistocene superiore e l'Olocene. Ai ripetuti arrivi di questi materiali incoerenti, facilmente preda dell'erosione lineare e dei dissesti in massa, si sono alternati fasi di pedogenesi ed argillificazione e periodi in cui sono prevalsi fenomeni di rimozione e rideposizione nella fascia pedemontana, sotto forma di depositi alluvionali, colluviali e di frane (debris flow, mud flow e colate rapide che anche recentemente hanno interessato alcuni centri abitati -Sarno, Bracigliano, Nocera, Pozzano).

Sia le alluvioni che le colate di materiale piroclastico hanno contribuito alla crescita di falde prettamente costituite da materiali vulcanoclastici, soprattutto durante l'Olocene; periodo che sui rilievi calcarei privi di

coperture piroclastiche importanti ha visto fasi di accumulo pedemontano di entità minore.

I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota consentono di affermare che la prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale, quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli e climi più aridi e secchi predisponavano il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei, determinando un abbondante carico solido grossolano ai torrenti presenti.

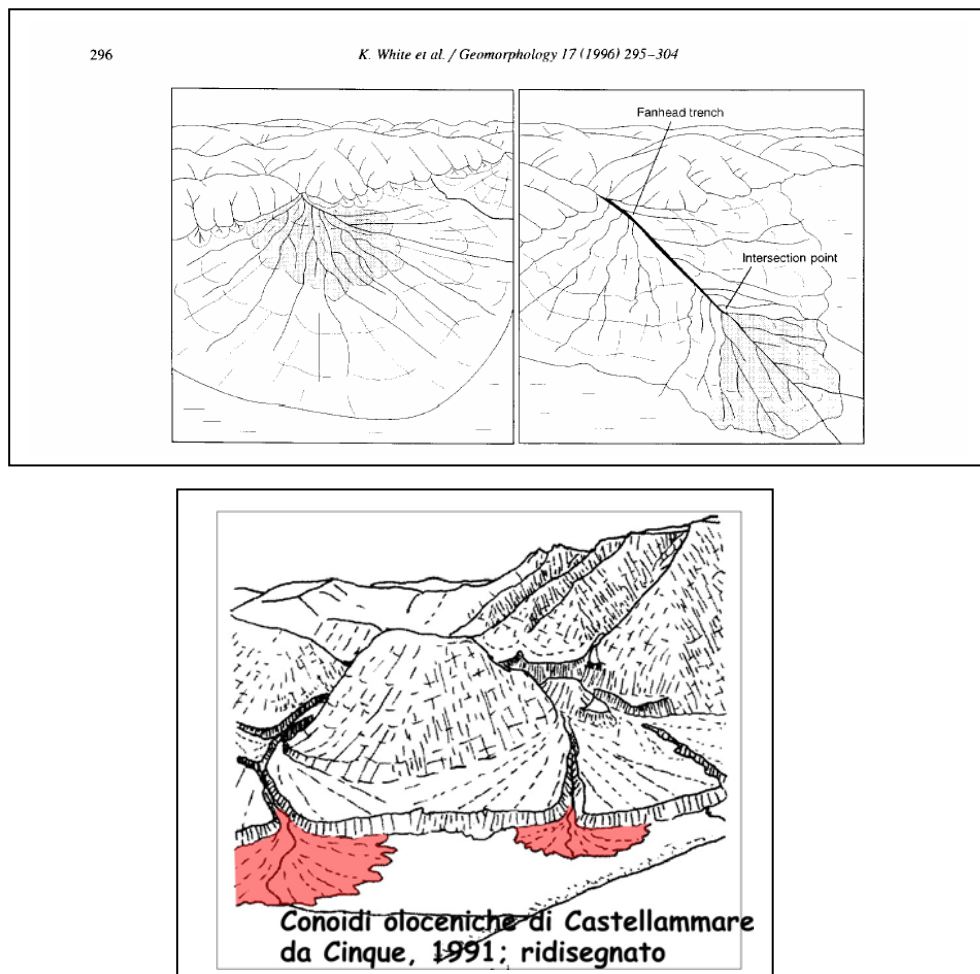


Figura 40: conoidi policicliche: A: modello teorico da White et al, 1996.
B: conoidi oloceniche di Castellammare di Stabia.

Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche era tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie presenti permettono di ascrivere i singoli episodi conglomeratici a debris flows e a flussi iperconcentrati; rare invece sono le facies indicative di una deposizione ad opera di correnti trattive (stream flows) (Brancaccio et al, 2000a).

Le conoidi della seconda generazione, a tessitura più fine, meno acclivi e poco o niente re-incisi, sono da ritenersi di età olocenica in quanto rimaneggiano o

recano intercalate, i materiali delle eruzioni di Mercato e di Avellino ed in qualche caso (Monti di Avella e di Sarno) i prodotti dell'eruzione di Agnano Pomici Principali (10.300 BP) (Di Vito et al, 1998). Inoltre le conoidi della seconda generazione possono essere definite come quiescenti, piuttosto che come inattive in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia indicative di colate detritiche recenti. Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (laghi) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

- Altro aspetto morfologico è quello di piccoli *bassi strutturali intramontani* che sono stati sede temporanea di sedimentazione lacustre, oggi testimoniata da forme terrazzate, (es. bacino di Acerno del Pleistocene medio e quello di Tizzano nei Picentini. Altri bassi strutturali intramontani sono oggi ancora endoreici e sedi di laghi e/o acquitrini (Piano Laceno, Piana del Dragone, lago Matese, Il campo del M.Taburno e il campo del M.Erbano, Montenero Valcocchiara, ecc) e sono stati sede di sedimentazione lacustre più o meno continua durante l'Olocene.
- Un ulteriore morfotipo ricorrente è quello dei *terrazzi marini* delle dorsali poste in prossimità della costa (Penisola sorrentina, M.Bulgheria, Monte Massico, Isola di Capri). Si tratta di ripiani di erosione e/o deposizione che, formati nella zona litorale, sono stati poi portati in emersione per abbassamento eustatico del livello marino e/o per motivi tettonici (Cinque & Romano, 2001). Tali ripiani sono scarsamente documentati per l'Olocene sia perchè le entità degli innalzamenti/abbassamenti del livello del mare non è certamente paragonabile a quelle delle fasi glaciali/interglaciali, ma anche per il fatto che durante questo periodo sembrano nulli i moti surrettivi di questi massicci, ed anche per l'alto livello del mare odierno, il più alto di tutto l'Olocene. Vengono qui citati in quanto spesso sono stati una attrattiva per la scelta insediativa delle comunità umane del passato, che vi hanno messo dimora fin dalla preistoria e fondato città nella parte più recente della storia.

➤ *i bacini fluviali intrappenninici*

Appartengono a questa unità geomorfologia quelle depressioni morfostrutturali generatesi tra i rilievi appenninici in seguito alla tettonica estensionale pleistocenica. Le maggiori di queste conche hanno ampiezze plurichilometriche, giungendo fino a diverse decine di chilometri quadri di estensione (*figura 41*). Esse fungono da elementi di separazione fra i massicci carbonatici e durante la storia dell'uomo sono state le vie preferenziali dello sviluppo e della veicolazione delle varie culture.

La principale e più settentrionale depressione tettonica della regione è quella che ospita l'alta e la media valle del Volturno, compresa tra il Matese, il m. Maggiore e il gruppo del Taburno-Camposauro. Essa si estende longitudinalmente per circa 30 km in direzione NO-SE, e si sviluppa trasversalmente fino ad un massimo di 10 km presso Alife.

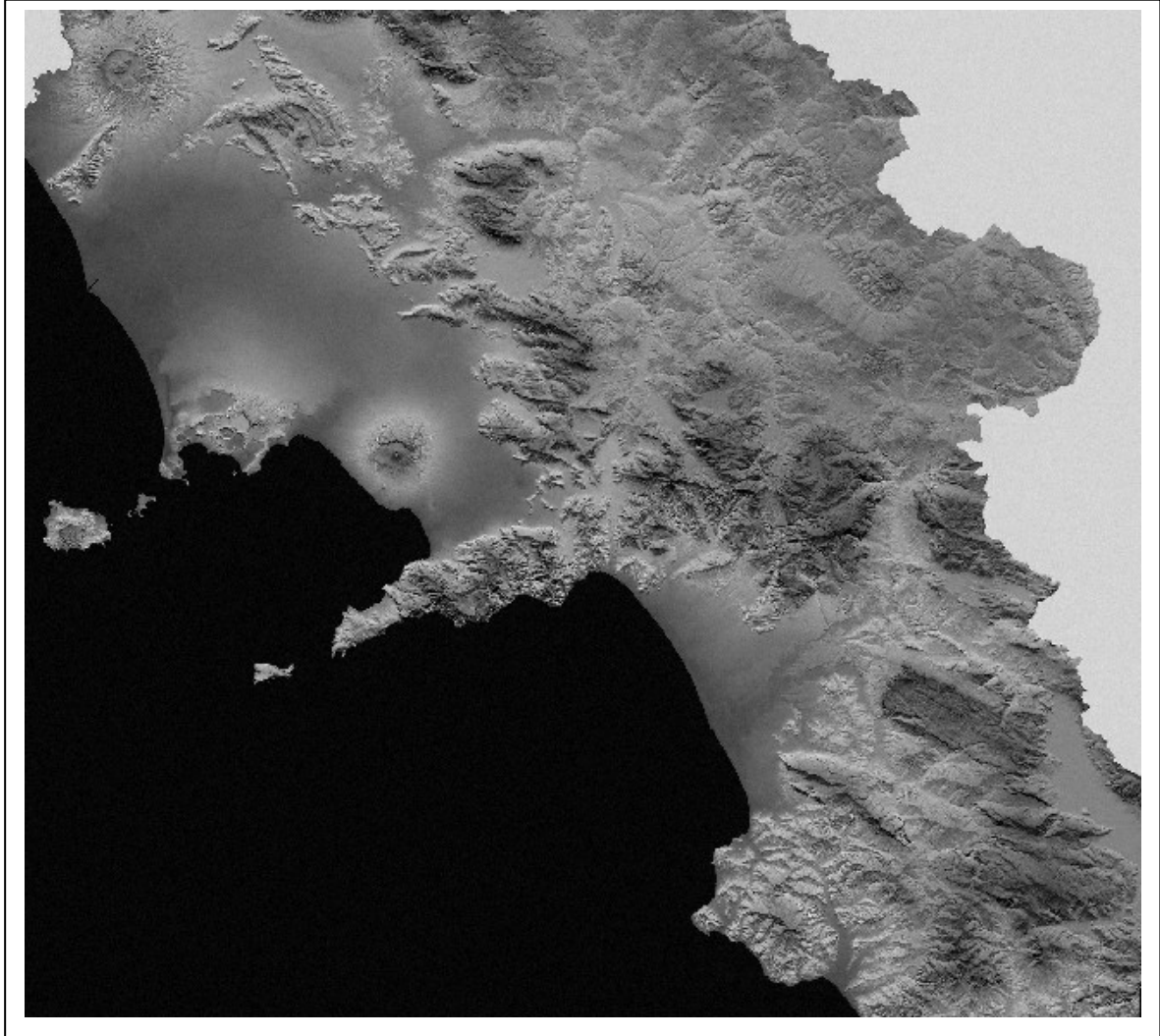


Figura 41: DEM della Campania con in primo piano le principali depressioni tettoniche fluviali della Campania, da Atlanteitaliano web site

Medesima direzione di allungamento, ma di dimensioni minori, presentano le depressioni della Piana di Montesarchio, incastrata tra i Monti di Avella ed il Taburno, e della valle del Fiume Sabato, che borda il Terminio. Ancora allungate in direzione NO-SE si hanno più a Sud le due ampie depressioni, contigue, ma strutturalmente separate, che ospitano rispettivamente la bassa valle del Tanagro ed il Vallo di Diano. Spostandoci nella zona esterna della catena appenninica, riconosciamo ancora grandi depressioni strutturali in alcuni tratti della valle del Calore beneventano, con direttive di allungamento E-O, e nell'alta valle del Fiume Ufita, corso d'acqua tributario a sua volta del Calore. La genesi di queste aree strutturalmente e morfologicamente depresse ha condizionato la direzione di

sviluppo di alcuni importanti segmenti del sistema fluviale della regione, che nella loro evoluzione si sono ad essi adeguati.

I due principali fiumi della Campania sono il fiume Volturno, che ha come affluente principale il fiume Calore beneventano, e il fiume Sele, i cui principali tributari sono i fiumi Tanagro e Calore silentino. Questi due grandi sistemi fluviali hanno recapito rispettivamente nelle due grandi depressioni strutturali costiere della regione: la Piana Campana e la Piana del Sele. La loro storia ha visto alternarsi fasi di cospicua aggradazione sedimentaria (accumulo di decine e decine di metri di depositi fluviali o lacustri) e fasi dissezione dei piatti fondovalle che questi accumuli avevano generato. Le fluttuazioni climatiche tarsoquaternarie hanno talora contribuito a determinare dette alternanze di comportamento (incidendo sui ritmi di produzione detritica sui versanti e sulla capacità di trasporto dei fiumi) anche se i cicli di maggiore aggradazione e dissezione a carattere regionale sono senz'altro riconducibili a cause di natura tettonica. I caratteri morfologici comuni a queste aree sono quindi forme terrazzate di origine fluviale o lacustre; variabile invece da conca a conca, sono il numero di ordini di terrazzi e la loro disposizione altimetrica. Per es. l'alta valle del Calore, tra Telesse e Solopaca, conserva in dx orografica tre ordini di terrazzi fluviali di età medio pleistocenica e due ordini di età più recente (uno probabilmente medio olocenico), presenta un ampio fondovalle alluvionale attivo con alveo meandriforme e strette golene. Un numero inferiore di terrazzi e caratteri diversi nel fondovalle attivo caratterizzano l'alta valle del Volturno, la quale presenta aree potenzialmente esondabili molto ampie disposte ai fianchi di un alveo meandriforme, a tratti pruricursale e a tratti monocanale, espressione di un regime delle portate annue meno costante che nella valle del Calore. Ancora diverso è il profilo trasversale del fondovalle del fiume Sabato, che conserva un solo ordine di fondovalle terrazzato, uno stretto alveo attivo, subrettilineo, incassato in sponde alte.

I terrazzi più bassi e più recenti dei bacini fluviali intrappenninici possono essere considerati come terrazzi alluvionali climatici in quanto la genesi tettonica può essere circoscritta solo a casi particolari e locali. Alcune volte le faglie oloceniche cumulano fino a 2-3 metri di rigetto e spesso tale è l'altezza relativa di certi terrazzi olocenici mentre il più delle volte i terrazzi alluvionali sono molto diffusi, essendo molte le zone delle valli fluviali che sono indeformate.

Un *terrazzo alluvionale* è una superficie pianeggiante, corrispondente ad un'antica pianura alluvionale, originata da processi deposizionali e/o erosivi, e delimitata da scarpate fluviali (Bull, 1990). Un terrazzo climatico deve la sua origine a variazioni nella dinamica fluviale indotta da cambiamenti climatici (piovosità, quantità carico solido, vegetazione, ecc.) (McLaren, 2000) (*figura 42*).

La superficie superiore del terrazzo può originarsi alla fine di una fase di aggradazione, quando la quantità di sedimenti che giungono dai versanti eccede la capacità di trasporto del corso d'acqua. Se l'alterazione subaerea si esplica per un lungo lasso di tempo, su un terrazzo possono svilupparsi suoli. Questi ultimi possono

presentare un grado di alterazione elevato e caratteristiche omogenee su vaste aree, originando unità pedostratigrafiche che contraddistinguono una fase specifica dell'evoluzione di una valle.

La superficie inferiore si modella durante il massimo approfondimento dell'alveo, alla fine della fase di incisione. Questa si verifica quando un corso d'acqua è privo o quasi di carico solido e tutta la sua energia viene spesa nell'erosione e nel modellamento del fondo. Il corpo sedimentario è originato dalla sommatoria di eventi deposizionali, separati da superfici di erosione minori. Solo lo studio stratigrafico può permettere di valutare la complessità di un terrazzo. Infatti, dato che un evento deposizionale importante può seppellire eventi minori, nel corpo sedimentario si possono rinvenire suoli sepolti con gradi più o meno elevati di alterazione, superfici di erosione e persino antichi terrazzi sepolti (Cremaschi, 1989).

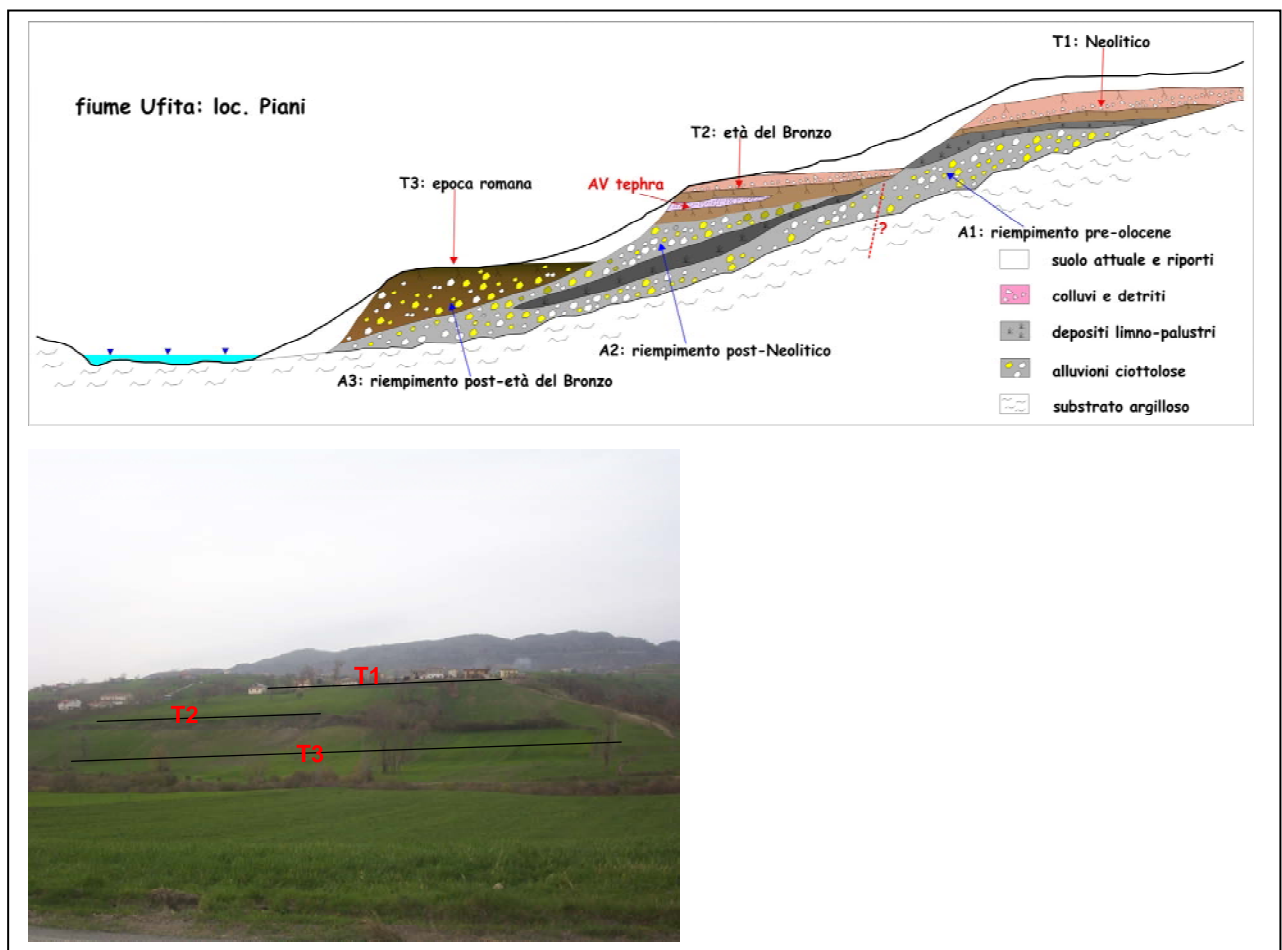


Figura 42: i tre ordini di terrazzi alluvionali dell'alta Valle dell'Ufita⁵

I terrazzi deposizionali, essendo caratterizzati da un'estrema uniformità topografica e genetica, ed essendosi depositi nel medesimo intervallo cronologico, assumono una notevole importanza da un punto di vista morfostratigrafico, cioè

⁵ Per la descrizione dei depositi e delle forme vedi capitolo 4 aree di studio, bacini fluviali intrappenninici

come strumento di correlazione di un evento deposizionale lungo la valle (Bull, 1990, 1997; Nemec & Postma, 1993).

In una pianura alluvionale, durante ogni ciclo climatico, generalmente si ritiene che si ha dapprima l'incisione della valle (interglaciale) e successivamente il suo riempimento (glaciale) (Bull, 1990, 1997).

Durante l'Olocene, ogni qualvolta la diminuzione di carico solido (più vegetazione più umido) ha indotto una generale incisione si è avuta la formazione di terrazzi. Dato che i fiumi sono estremamente sensibili alle variazioni del rapporto portata/carico solido, le medesime variazioni sono state registrate più o meno sincronicamente nelle ampie successioni archeo-tephro-stratigrafiche visibili lungo tali valli. Nelle regioni aride e semiaride del bacino del mediterraneo (Grecia, Turchia, NordAfrica, Spagna e Sicilia) sono noti periodi di forte aggradazione seguiti da periodi di incisione, con conseguente formazione di terrazzi, sia durante l'Olocene antico (Older Fill di Vita Finzi, 1969) che in epoca storica (Younger Fill di Vita Finzi, 1969) (Ortolani & Pagliuca, 1994; Allocca et al, 2000 *con bibliografia*; Giraudi, 2005b, *con bibliografia*; Maklin, in Lewin 1995; Cilla & Dramis, 1999).

➤ ***Le colline appenniniche***

Un'altra dominante del paesaggio campano, che interessa circa la metà del territorio, è la presenza di colline che si contraddistinguono prevalentemente per le dolci morfologie e le basse pendenze e che raggiungono una elevazione sul livello del mare dell'ordine delle centinaia di metri fino a raggiungere i 1000 metri solo nell'area sannita e lucana. Occupano interamente la zona esterna della catena dell'alta Irpinia e dell'alto Beneventano. Le colline sono costituite da terreni di natura essenzialmente argillosa, arenacea e conglomeratici a diverso grado di cementazione ed alterazione, che complessivamente formano ammassi rocciosi a bassa resistenza all'erosione. Ciò determina un paesaggio quasi privo di elementi a forti pendenze (dominano i pendii meno acclivi di 20° circa) con rare eccezioni localizzate laddove affiorano formazioni più coerenti e litoidi (per es membri calcarenitici del Flysch Rosso; porzioni conglomeratiche delle Unità di Ariano ed Irpine). Pur essendo presenti sia strutture tettoniche a pieghe e sovrascorrimenti, sia dislocazioni lungo faglie ad alto angolo, il paesaggio del sub-appennino esterno non mostra eclatanti morfologie di tipo strutturale in virtù del fatto che la grande erodibilità delle sue litologie ha certamente favorito l'obliterazione di queste forme a vantaggio di quelle prettamente erosionali.

La sommità dei rilievi presenta spesso elementi a dolcissima pendenza che sono resti di *paleosuperfici* d'erosione modellatesi prima degli ultimi sollevamenti della catena (Pliocene sup-Pleistocene inf.). Tali relitti morfologici sono stati quasi ovunque distrutti dalla dissezione fluviale che ha accompagnato e seguito i sollevamenti tettonici. I rilievi collinari sono separati tra loro soprattutto da valli di erosione fluviale di vario ordine gerarchico, le quali danno luogo a reti di drenaggio di notevole fittezza anche in virtù della bassa permeabilità delle litologie

affioranti. L'organizzazione planimetrica della rete idrografica è generalmente di tipo dendritico ovvero con ramificazioni ad andamento arborescente dei segmenti fluviali di ordine via via inferiore (*figura 43*).

I *versanti* di questa unità geomorfologica mostrano generalmente profili trasversali del tipo convesso-concavo (convessità nella parte alta e concavità in quella bassa). Planimetricamente i versanti sono molto articolati, sia per il susseguirsi di valli e vallecole da erosione lineare, sia per la presenza di nicchie di frana, movimenti lenti, creep e soliflussi di varia natura e dimensioni.

Questo secondo caso si verifica soprattutto nelle zone dove affiorano formazioni argillose e/o caoticizzate da antichi fenomeni di trasporto tettonico (Argille VariColori o Unità Sicilidi). La distribuzione geografica delle morfologie da frana rimarca spesso i fianchi e le testate di valli di basso ordine gerarchico, che sono di recente sviluppo o ancora in fase di approfondimento.

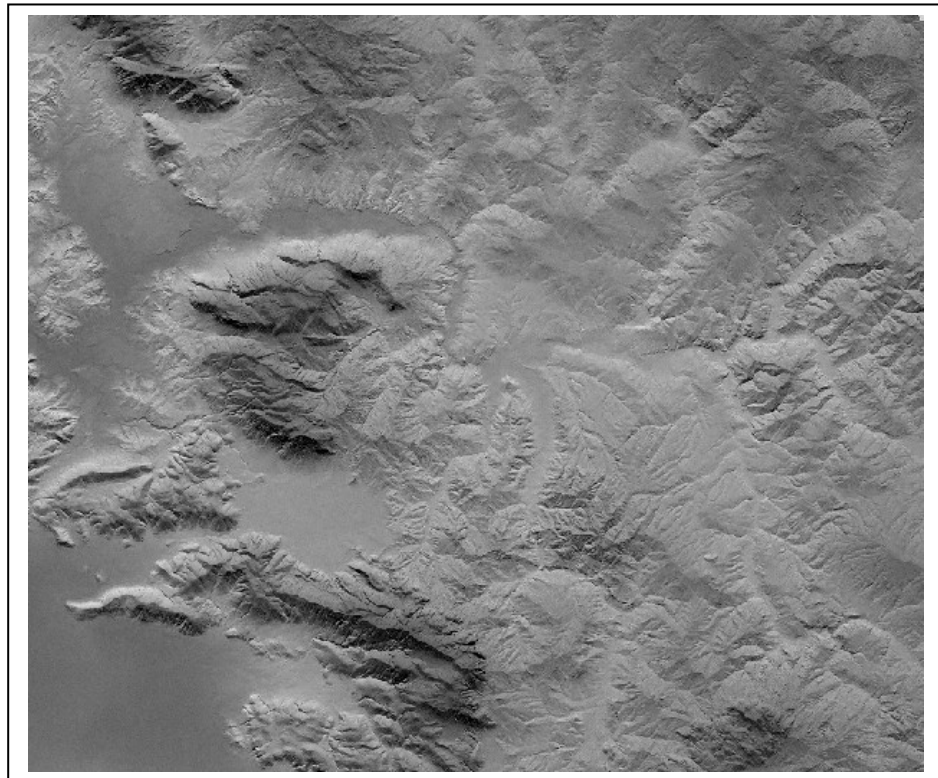


Figura 43: DEM delle valli fluviali appenniniche oggetto di studio, da Atlanteitaliano web site

Anche le valli maggiori e più antiche (Calore, Ufita, Miscano, Sabato, Fredane ecc) manifestano delle instabilità dei fianchi dove il corso d'acqua si trova a scalzarli al piede per migrare lateralmente. Tali fenomeni sono tuttora attivi e certamente lo sono stati anche durante l'Olocene, ogni qualvolta le coperture vegetali arboree sono venute a mancare sia a causa delle variazioni climatiche tardoquaternarie che dei ripetuti e continui impatti antropici (incendi, disboscamenti, agricoltura estensiva ed intensiva), che dalla nascita dell'agricoltura neolitica ad oggi hanno interessato le dolci morfologie sub-appenniniche.

Sebbene non appartengono alla fascia sub-appenninica esterna fin qui descritta, possono essere assimilati per analogia morfologica i rilievi dell'alta valle del Sele fra i Picentini e il Marzano, dell'alta valle del Calore silentino, fra gli Alburni e la dorsale del M.Soprano/M.Chianello, della media valle del Volturno a tergo dei monti di Caserta e di altre aree modellate su complessi litologici teneri che si rinvengono interposte tra i massicci calcarei a formare paesaggi di quota media più bassa. I rilievi del Cilento peninsulare, infine sono almeno a tratti un pò diversi: sono areanaceo/conglomeratici più duri e più ripidi con versanti con gradienti minori di 35° e locali pareti più ripide.

➤ *Le pianure alluvionali-costiere*

Le aree costiere della Campania presentano scenari di costa alta solo dove i rilievi appenninici e vulcanici si spingono fino al mare. Questi scenari possono presentare sottili nastri pianeggianti al passaggio tra la base dei rilievi (spesso marcate da falesie morte) e la battigia. Gli elementi pianeggianti assumono maggiore ampiezza solo laddove si insinuano, verso l'interno, dentro valli fluviali che dissecano profondamente i rilievi costieri (costa a rias per es. la pianura terminale del F.Alento, in Cilento, la piana del Fiume Irno a Salerno). Ben maggiore estensione e rilevanza hanno, invece, le due grandi pianure costiere della Piana Campana e della Piana del Sele (*figura 44*).

La prima è posta nella parte settentrionale ed ha una pianta grossomodo rettangolare e presenta una superficie di circa 2000 km²; la seconda ha pianta sub-triangolare ed è ampia circa 500 km². Queste aree hanno in comune l'impostazione legata alla tettonica estensionale quaternaria ed hanno visto, durante la loro evoluzione recente, l'alternarsi di ambienti di sedimentazione dal continentale (fluviale) al transizionale (lagunare e deltizio) al marino. La storia di queste due pianure costiere è stata regolata principalmente da complesse e variabili interazioni fra movimenti tettonici verticali, fluttuazioni glacio-eustatiche del livello del mare, variazioni del ritmo di apporto detritico da parte dei fiumi appenninici ed in particolar modo dalle fasi di aggradazione topografica dovute all'accumularsi di lave e piroclastiti emesse dai locali centri vulcanici (soprattutto la pianura campana) (Barra et al 1989; Barra, 1991; Barra et al, 1996; Barra et al, 1998; Brancaccio et al, 1987, 1988, 1991, 1995; Calderoni et al, 1994; Cinque, 1986, 1991; Cinque & Russo, 1986; Cinque et al, 1988a,b, 1995; Mohrange et al, 1999; Romano et al, 1994).

Per l'evoluzione più recente delle pianure costiere si rimanda ai paragrafi che illustrano la sintesi dei dati, mentre in questa sede ci soffermeremo soprattutto sulla loro evoluzione tardo-quaternaria e sulle morfologie cui essa ha dato luogo.

La Piana Campana comprende le pianure costiere recapito dei sistemi fluviali del Volturno, del Clanio-Regi Lagni, del Sebeto e del Sarno, ben separate tra loro dai rilievi vulcanici dei Campi Flegrei e del Vesuvio. I due fiumi principali che la solcano hanno pattern diverso: il Volturno presenta meandri molto sinuosi e tratti pensili

mentre il Sarno ha un andamento sub-rettilineo dovuto principalmente alla rettificazione che subì durante le bonifiche borboniche.

Il Clanio Regi Lagni, invece presenta un corso sinuoso, anch'esso regimentato in epoca borbonica, che all'altezza della città di Acerra (nella parte centrale della Piana) presenta un'ampia ansa che porta il canale verso Nord. Questa brusca deviazione è senz'altro il riflesso dell'attività vulcanica olocenica dei campi Flegrei e del Somma/Vesuvio. Circa il Sebeto ed altre linee d'impiuvio delle aree napoletane e flegree (Arena S. Antonio) vi è da dire che questi corsi d'acqua, già di per sé modesti, hanno visto le loro portate ridursi con il crescere degli emungimenti d'acqua dai pozzi e dell'urbanizzazione e sono stati trasformati in canali coperti sedi di collettori fognari.

La depressione strutturale della Piana Campana si individua come tale nel corso del Pleistocene inferiore lungo faglie che trovano evidenza morfologica nei versanti rettilinei che delimitano i rilievi carbonatici che la circondano. L'attività vulcanica che accompagna e segue la genesi del graben determina insieme all'attività di altri lineamenti tettonici, una evoluzione via via differenziata per le due pianure costiere.

Quella del fiume Volturno ha conosciuto grazie ad una generale tendenza alla subsidenza, ambienti marini estesi fin sotto le pendici dei monti di Caserta sino all'Ultimo interglaciale (circa 130.000 anni fa).

Successivamente si ha concomitanza di condizioni favorevoli alla sua crescita come area emersa. I ritmi di subsidenza si riducono fino ad azzerarsi nel corso del Pleistocene superiore e l'area viene investita dai prodotti piroclastici da flusso e da caduta di provenienza flegrea (in particolare della potente coltre ignimbratica del Tufo Grigio Campano, circa 39.000 anni fa). L'ultima fase di progradazione di circa 2 km, che è stata agevolata dalla redistribuzione lungo costa dei sedimenti fluviali forniti dal Volturno, si è realizzata durante gli ultimi 6.000 anni.

In prossimità della foce e delle antiche linee di riva il fiume tende a scorrere sopraelevato sui sedimenti da esso stesso deposti (pensile sulla pianura circostante).

Nella porzione di Piana Campana posta a sud dell'edificio del Somma-Vesuvio, la Piana del Sarno, si è verificato un incremento dei tassi di subsidenza, fino a circa 2 mm all'anno, durante l'Olocene (*figura 45*). Ne sono testimonianza spiagge e sedimenti di stagni costieri di circa 5.000 anni fa, ribassati e sepolti sotto la bassa pianura a quote di circa -10 metri s. l.m. (Zona di Scafati). Anche in epoca storica l'area ha registrato ancora sensibili ribassamenti, come prova il fatto che presso Pompei (come ad Ercolano) le linee di riva del 79 d.C. sono state rinvenute a circa 4 metri sotto il livello marino attuale (Cinque et al, 1991).

Da segnalare tra i morfotipi più evidenti delle piane le paleofalesie molte volte tagliate in conoidi alluvionali, sabbie dunari e piccoli rilievi intra pianura.

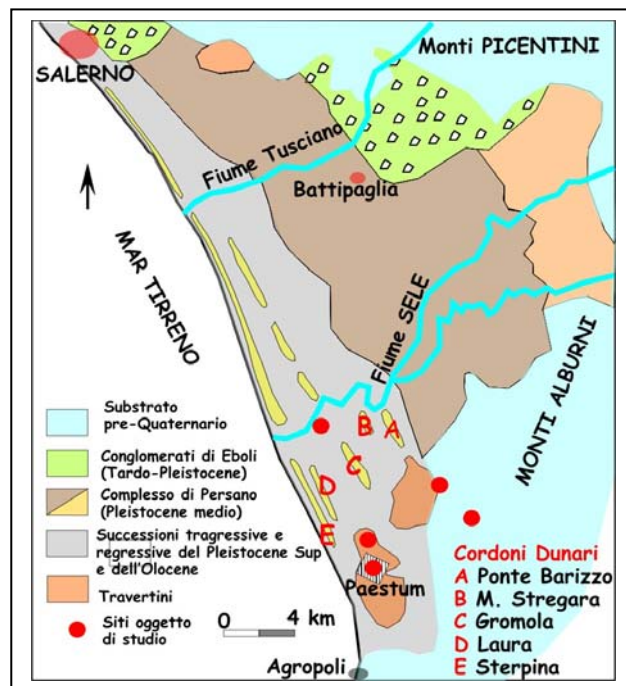
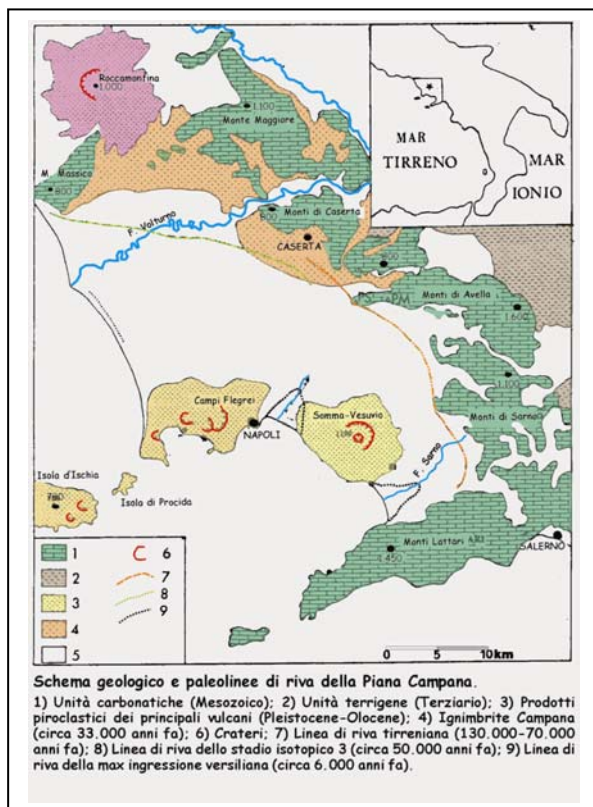


Figura 44: schemi geologici della piana Campana, da Romano et al, 1994; ridisegnato, a sx ; e la piana del fiume Sele, sopra.

Tale falesie sono state erose dal mare durante la risalita post-glaciale ed sono state poi inglobate nella pianure costiere quando queste, cessata la rapida risalita glacio-eustatica medio olocenica, hanno potuto riprendere a progradare (emblematico il caso delle conoidi dei Monti Lattari (*figura 40 e 45*).

Alcune volte tale morfotipo risulta essere sormontato ed obliterato da nuove fasi di attività delle conoidi retrostanti favorite dalle oscillazioni climatiche e dai cambiamenti vegetazionali ad essi associati e dalla azioni antropiche. Data la sua evoluzione recente, dominata da subsidenze e da aggradazioni piroclastiche, tutta la Piana Campana oggi presenta una morfologia poco articolata, da piatta a dolcemente ondulata (dove si sono accumulati spessori maggiori di piroclastiti), e solo presso la costa sono presenti cordoni dunari olocenici che si elevano di pochi metri s.l.m. Tale paesaggio pianeggiante è rotto da alti morfologici che si elevano di qualche metro dalla piana, che possono essere interpretati come vecchie poaleomorfologie vulcaniche (quelle della piana Sarno) e da basse depressioni sede di sedimentazione palustre e travertinoso, prima delle recenti bonifiche.

Più complicato è l'assetto morfologico della piana del Sele a causa del fatto che in questa depressione si sono avute non solo fasi di subsidenza ma anche fasi di sollevamento che hanno generato il terrazzamento dei tratti più interni della pianura (*figura 44*).

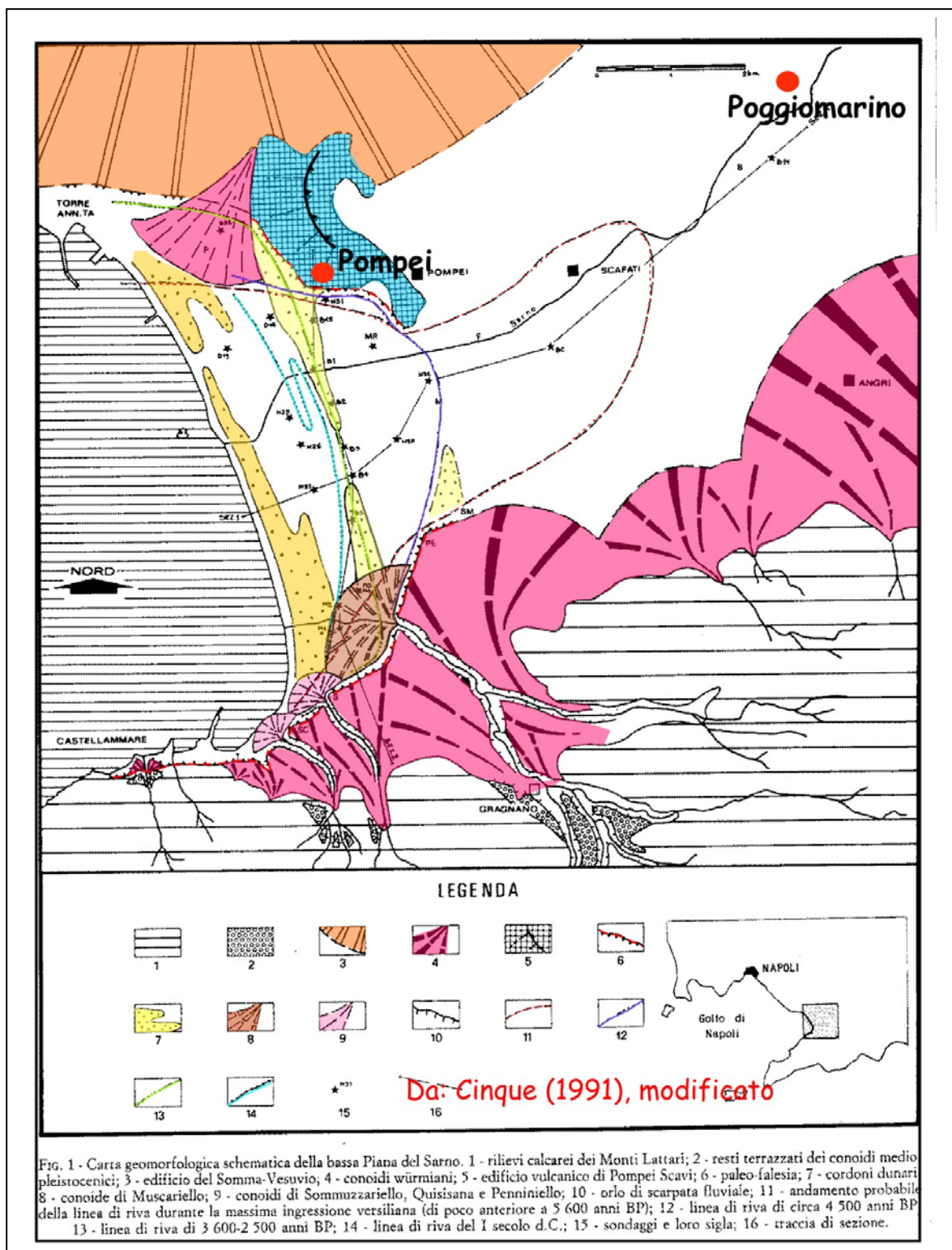


Figura 45: Carta geomorfologica schematica della piana del fiume Sarno

Della pianura alluvionale che era nata nel Pleistocene inferiore restano in verità solo poche tracce sedimentarie. Si tratta dei conglomerati fluviali che affiorano nelle colline di Eboli e di Salerno, sollevati fino a circa 400 metri di quota e tanto erosi da non conservare più la piattezza che avevano in origine.

La pianura che si riformò più a valle nel corso del Pleistocene medio è invece conservata come terrazzi posti tra i 100 ed i 30 metri s.l.m. nella zona che si

sviluppa a monte della statale 18. A valle di questa si ritrova poi, sottoforma di terrazzi a quote comprese tra 25 e 13 metri s. l.m., la pianura costiera che si formò durante l'ultimo interglaciale tirreniano. Essa comprende sia sedimenti fluviali che deltizio-lagunari, sia sedimenti di spiaggia e duna. Questi ultimi formano un paleocordone costiero ancora oggi visibile. Gli ultimi tre Km circa della pianura sono infine cresciuti durante l'Olocene e si compongono, come di solito, di una piatta e depressa zona ex lagunare-stagnale (ora bonificata) delimitata verso mare da cordoni dunari alti pochi metri che si sono formati a partire da 5.000 anni fa. Peculiare del paesaggio della piana nell'area di Pontecagnano, nell'alta valle del Tanagro ed in sinistra Sele, presso Capodifiume-Paestum sono alcuni dossi dovuti alla deposizione di travertino che si elevano anche di decine di metri dal paesaggio pianeggiante della piana. La deposizione di travertini è influenzata dal clima, dalla presenza di vegetazione e da numerosi altri fattori (vedi paragrafo dedicato nel capitolo 1).

➤ *Le forme vulcaniche*

I vulcani della Campania hanno paesaggi caratteristici e diversi tra loro in relazione alle diverse tipologie di attività eruttiva, ma anche in rapporto alla maggiore o minore antichità degli edifici vulcanici stessi (*figura 46*). Quelli più antichi sono gli edifici che compongono l'Isola d'Ischia, in crescita fin da oltre 150.000 anni circa e pesantemente rimodellati da fagliamenti vulcanotettonici, dalla dissezione torrentizia e da grandi frane.

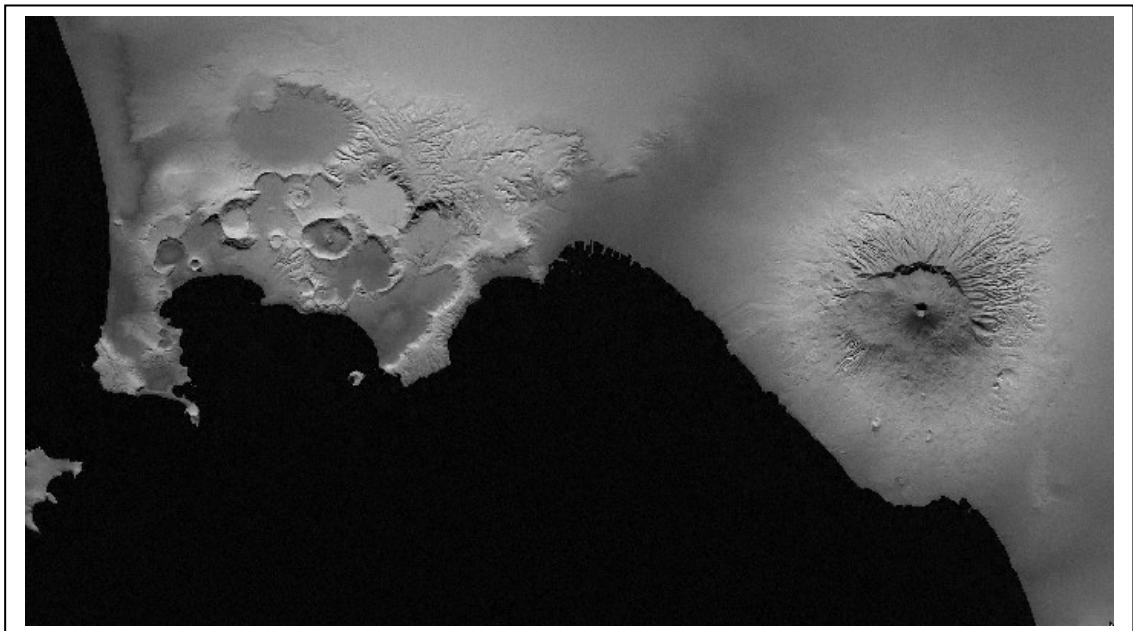


Figura 46: DEM dell'area vulcanica napoletana (Campanian Volcanic Zone -CVZ), da atlanteitaliano web site

I molti vulcani che si riconoscono nei Campi flegrei e nelle isole napoletane (esclusa Capri) sono tutti di tipo esplosivo ed hanno costruito soprattutto edifici a basso rapporto altezza/larghezza, quindi con fianchi non molto ripidi e spesso

caratterizzati da ampie depressioni centrali di origine craterica e/o calderica⁶. Alcune delle depressioni crateriche dei vulcani flegrei l.s. sono state occupate da laghi freatici (Averno, Astroni, Agnano, ecc). Altre depressioni, invece, sono state sventrate dall'erosione costiera e divenute baie tondeggianti (Vivara, Procida, Miseno e Nisida).

Altro morfotipo ricorrente nei Campi Flegrei e nelle isole vulcaniche vicine è quello dei terrazzi marini. Quello più noto è stato individuato a Pozzuoli (La Starza), ed è costituito da depositi litorali depositi durante la prima parte dell'Olocene e poi rapidamente sollevati fino a 40 m di altezza da spinte vulcano-tettoniche. Analoghe cause hanno sollevato ad Ischia altri terrazzi marini anche in epoche più recenti, francamente storiche (i più recenti, di epoca romana, si rinvengono fino a 25 m di quota, per es. Spiaggia dei Maronti).

Il Somma-Vesuvio, invece, presenta un elevato rapporto altezza/larghezza ed è composto da un più antico vulcano (M. Somma), e un cono più recente, il Vesuvio, all'interno della caldera (*figura 47*). Questo complesso vulcanico, che raggiunge quote vicine ai 1300 m slm, domina la parte centrale della costa campana e rappresenta l'elemento più caratteristico del paesaggio napoletano. La presenza di crateri, coni eruttivi, colate laviche, ecc. e la "freschezza" delle forme del rilievo ne denotano la sua notissima e recentissima attività vulcanica. Si tratta di un complesso vulcanico che comprende il semirecinto calderico del monte Somma (alto 1131 m con la punta del Nasone) e l'attuale attivo cono craterico del Vesuvio, che occupa quasi interamente, mascherandola, la porzione occidentale e meridionale della depressione calderica. Somma e Vesuvio sono separati da una depressione semilunata (o valle intracalderica), la valle del Gigante, aperta alle due estremità.

L'attuale cono del Vesuvio è il prodotto delle attività eruttive dell'ultimo ciclo vesuviano, (cominciato con l'eruzione del 1631 e terminato con quella del 1944, ultima eruzione del Vesuvio), e presenta una forma generale che è quasi troncoconica, con versanti interni subverticali e versanti esterni piuttosto acclivi e con profilo marcatamente concavo. I versanti del Somma, in quanto più antichi, presentano un reticolo idrografico più denso ed articolato. Le incisioni torrentizie sono caratterizzate da valli strette, ripide e profonde (valloni o cupe) che prendono ad ampliarsi verso valle (lagni). Il cambiamento morfologico, ma anche toponomastico, avviene in una fascia altimetrica compresa tra le isoipse dei 200 e dei 300 metri, proprio dove i lagni ed i valloni risultano quasi tutti fortemente antropizzati: appaiono totalmente o parzialmente regimentati e spesso sono sedi della viabilità locale (alvei-strada). I settori occidentale e meridionale dell'edificio vulcanico costituiscono le falde⁷ del giovane ed attivo vulcano vesuviano, la cui

⁶ Fanno eccezione la cupola lavica di M.Olibano, il vulcano Senga ed il Monte Nuovo, che è un cono di scorie a fianchi piuttosto ripidi nato nel 1542 AD.

⁷ Il versante vesuviano può essere scomposto in due zone, superiore ed inferiore, separate da un «gradino» morfologico (il piano delle Ginestre, intorno ai 550-600 m di quota), che rappresenta la traccia, solo in parte affiorante, del relitto calderico del Somma.

superficie, sebbene ampia, presenta un drenaggio meno sviluppato rispetto a quella sommana.

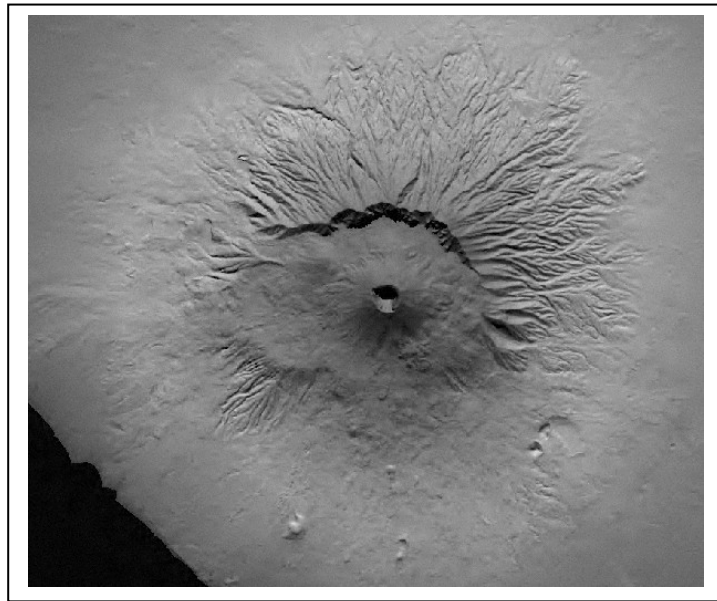


Figura 47: DEM dell'edificio vulcanico del M. Somma/Vesuvio, da atlanteitaliano web site

Ciò va imputato all'estrema "giovinezza" della superficie topografica vesuviana che, tra un'eruzione e l'altra, non ha conosciuto un tempo sufficientemente lungo da permettere all'erosione torrentizia di esplicare efficacemente la sua azione. Le poche aste vallive, comunque, hanno un andamento radiale centrifugo o parallelo e sono per gran parte, anche qui, sedi della viabilità locale. Alla conformazione generale del settore vesuviano contribuiscono alcuni rilievi secondari, legati agli allineamenti di bocche eruttive eccentriche dell'attività esplosiva ed effusiva laterale del Vesuvio.

Altro elemento del paesaggio sono le colate laviche e gli imponenti depositi di flussi piroclastici che hanno interessato chiaramente i centri urbani antichi e recenti riversandosi verso mare, dove hanno vistosamente alterato il naturale profilo rettilineo della linea di costa.

Altri morfotipi chiaramente vulcanico-tettonici della Piana Campana, sono alcuni relitti di edifici vulcanici che si elevano ancora di pochi metri dalla circostante piana (Vulcano/Pompei, di Cinque & Irollo (2004); Colline di San Marzano, Striano e San Valentino in Piana Sarno, colline di Nola? e Palma Campania?, ecc⁸). Questi presentano superfici di raccordo con la circostante piana alquanto dolci e con basse pendenze (spesso mascherate dall'urbanizzazione), per la notevole aggradazione vulcanoclastica e fluviale che ha interessato la piana nel corso del Tardoquaternario. In alcuni casi gli alti di origine vulcanica (Pompei, Vulcano S.Teresa a Bagnoli) presentano un lato più ripido dovuto all'erosione marina operata dal mare in tempi recenti. A queste piccole emergenze si sommano una serie di

⁸ Vedi carta geoarcheologica della media valle del Sarno, nel capitolo 4 delle aree di studio

depressioni vulcano-tettoniche di varie dimensioni e di diversa origine che hanno ospitato o ospitano piccoli laghi ed aree umide: alcune di queste sono posizionate nella fascia pedemontana SE del Monte Massico nel margine N della piana del Volturno, e marcano un allineamento tettonico antiappenninico, attivo nel corso del tarδοquaternario.

2.4 ASPETTI DI GEOARCHEOLOGIA DELLA CAMPANIA

2.4.1 LE FORMAZIONI TARDOQUATERNARIE TIPICHE

La variabilità litologica e fisiografica del territorio della Campania, precedentemente illustrata, si riflette ancor di più nella variabilità delle dinamiche geomorfologiche e sedimentologiche (costiera, palustre, fluviale, pedemontana, ecc) che hanno interessato i litotipi delle formazioni pretardoquaternarie.

Nell'ambito di questa variabilità lito-fisiografica le formazioni che caratterizzano alcuni "contesti" tipici della Campania possono essere schematicamente riassunti attraverso due sezioni che attraversano le aree significative, oggetto di studio nel presente lavoro (sezione AA' e BB' di *figura 48 e 49*):

- la prima, collega i settori costieri tirrenici, le aree subpianeggianti della pianura, i settori pedemontani ai versanti dei massicci bordieri (sez AA') (*figura 48*);
- la seconda schematizza un profilo tipico di una valle fluviale intrappenninica bordata da rilievi lapidei da un lato e da rocce tenere dall'altro (sez BB') (*figura 49*).

I terreni tarδο quaternari tipici delle aree di pianura alluvionale-costiera della Campania sono costituiti prevalentemente da una alternanza di depositi sabbiosi medio-fini molte volte limosi dal colore variabile dal giallastro al grigiastro di origine eolico/marina e di depositi limosi ed argillosi bruno scuri con intercalazioni torbose nerastre e sabbie ghiaiose. Generalmente questi terreni sono riferibili alle più recenti variazioni glacioeustatiche (oloceniche) e sono in relazione ai sistemi dei cordoni dunari/depressioni retrodunari che caratterizzano tutti i settori medi e terminali delle pianure campane. All'interno delle serie trasgressive/regressive molto spesso si interdigitano potenti serie alluvionali sabbiose e ghiaiose dei principali corsi d'acqua: queste sono costituite essenzialmente da materiali vulcanoclastiti rimaneggiati, e solo raramente accompagnati da una componente detritica carbonatica. I settori più prossimi ai principali corsi d'acqua che solcano le pianure sono sempre occupati da potenti serie alluvionali sabbiose grossolane prevalentemente costituite da vulcanoclastiti rimaneggiate e da detriti di varia genesi e natura. Spesso queste sono interdigitate da depositi palustri argillosi e torbosi a testimoniare antiche depressioni fluviali ed aree di ristagno delle acque. Entrambe sono frequentemente separate da paleosuoli brunoscuri molto humificati,

che in alcuni casi costituiscono anche paleosuperfici antropizzate, e dai prodotti piroclastici da fall o da flusso in deposizione primaria.

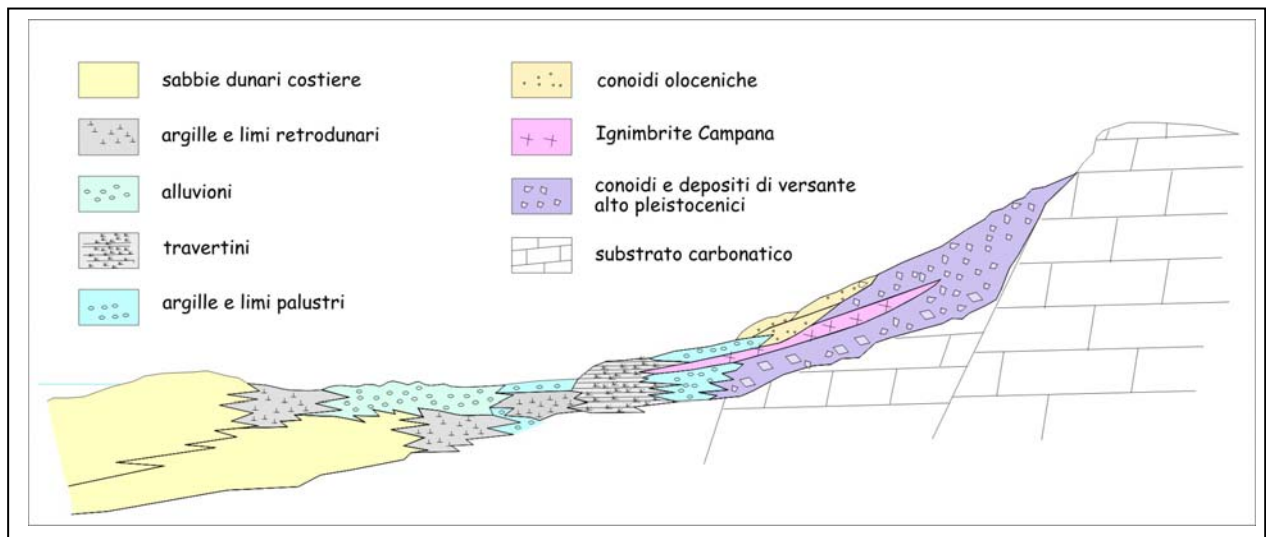


Figura 48: sezione geologica schematica che mostra i rapporti stratigrafici tra i terreni tardoquaternarie delle piane alluvionali costiere e dei rilievi bordieri

In alcuni casi la pianeggiante morfologia delle pianure è rotta da ampie placche di depositi travertinosi e di sabbie calcaree concrezionate, che con vari cicli deposizionali (variabili lateralmente e verticalmente) determinano superfici autoterrazzanti e lobate che verso la piana si interdigitano con i depositi palustri e verso monte sono frequentemente intercalati sia a depositi francamente alluvionali che ad episodi palustri. Questi depositi travertinosi sono frutto dell'attività incrostante di alcune sorgenti sovrassature in CaCO_3 che drenano le acque dei massicci bordieri delle piane. L'evoluzione latero-verticale di queste placche è stata fortemente condizionata nel corso dell'Olocene sia dai cambiamenti climatici che dalle azioni antropiche, che spesso ne hanno governato le dinamiche sedimentologiche ed erosive.

Nella ampia fascia di raccordo pedemontana, che le piane presentano con i versanti bordieri della Campania i terreni tipici sono costituiti prevalentemente da una serie di alternanze di depositi alluvionali sabbiosi ed argillosi costituiti da materiali vulcanoclastici (e/o terrigeni) e da ghiaie grossolane, molto spesso (in prossimità di importanti valloni fluvio torrentizi che dissecano i rilievi) organizzate in strati piano paralleli con continue variazioni latero-verticali in chiara facies di conoide alluvionale. Qui lungo le incisioni torrentizie si riconoscono più generazioni di conoidi sempre interdigitate da paleosuoli e da prodotti piroclastici in deposizione primaria, che presentano un differente gradiente longitudinale, nonché un più elevato contenuto di detriti grossolani. Generalmente quelle più basse, a diretto contatto con la piana, presentano bassissimi gradienti e sono costituite prevalentemente da materiali vulcanoclastici rimaneggiati e scarsi apporti detritici terrigeni e carbonatici e sono riferite il più delle volte all'Olocene Recente. Quelle appena più alte e più ripide di pochi gradi, sono generalmente più antiche (Olocene antico),

presentano un abbondante contenuto di materiali detritici grossolani in matrice vulcanoclastica cineritica argillificata e materiali terrigeni, con strati mal organizzati e poco evidenti, il più delle volte in facies da flussi di materiali iperconcentrati. Verso l'alto invece sono generalmente costituite da detriti grossolani, anche di grandi dimensioni, che solo raramente presentano una matrice vulcanoclastica e sono riferite al periodo glaciale wurmiano. Nei settori invece dove le pendenze dei versanti sono più elevate (pareti sub verticali) e non alimentati da torrenti e valloni, i depositi alluvionali da conoide si interdigitano anche con le ampie coperture detritiche gravitative dei versanti. Queste ultime presentano frequentemente paleosuoli con piani di frequentazione antica, ricoperti da vulcanoclastiti primarie e, solo localmente da depositi da colata rapida, debris flow, mud flow e flussi iperconcentrati di materiali vulcanoclastici o terrigeni, che hanno rimaneggiato verso valle le coperture piroclastiche e i paleosuoli. Procedendo verso monte i depositi sono francamente detritici grossolani solo raramente in matrice fine (vulcanoclastica o terrigena) abbondante.

La sezione BB' invece mostra uno schema rappresentativo di uno spaccato tipico di una valle fluviale intrappenninica, costituita da un basso fondovalle terrazzato, bordato da un lato, da una fascia di aggradazione pedemontana di un rilievo in rocce lapidee e dall'altro da un versante molto dolce, dominato da processi franosi, che interessano terreni teneri (argille e sabbie).

I terreni che costituiscono le potenti serie di riempimento alluvionale delle valli fluviali intrappenniniche sono costituite prevalentemente da depositi sabbiosi e ghiaiosi in una estrema variabilità di facies e sottofacies di ambiente di piana alluvionale, che comprendono l'alveo fluviale, le barre tra i canali, i meandri, ecc).

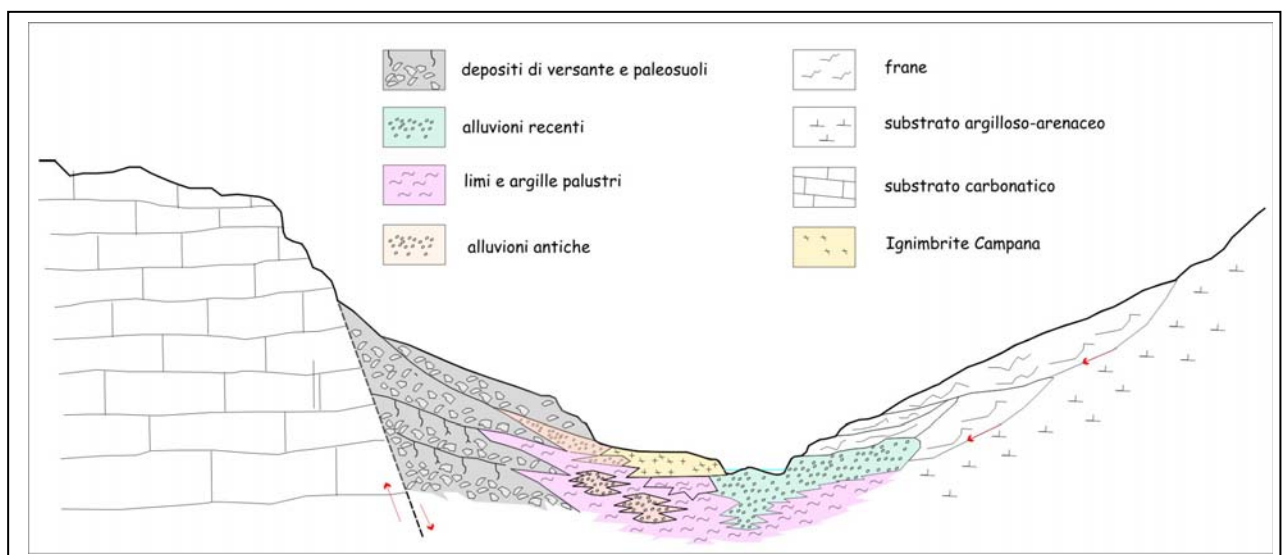


Figura 49. sezione geologica schematica che mostra i rapporti stratigrafici tra i terreni tardoquaternari di una valle fluviale appenninica

Questi nella parte più ampia del fondovalle sono sovente interdigitati da sedimenti argillosi e limosi con intercalazioni di livelli torbosi e travertinosi di chiara origine

palustre. Verso i fianchi della valle invece i depositi francamente alluvionali passano alle superfici di aggradazione pedemontana.

Dove quest'ultime sono supportate da rilievi in rocce lapidee e sono alimentati da valloni più o meno ortogonali alla valle principale, le intercalazioni sono frequentemente costituite da depositi grossolani detritici in scarsa matrice terrigena e vulcanoclastica, organizzati in strati piano paralleli con soventi convoluzioni lateroverticali in chiara facies da conoide alluvionale. Dove invece l'alimentazione è principalmente gravitativa dominano le brecce ed i depositi di versante costituiti prevalentemente da clasti carbonatici in strati sovrapposti e separati da livelli dove è presente anche una matrice terrigena e/o vulcanoclastica. Le coperture detritico/alluvionali sono frequentemente intervallate da paleosuoli, che molte volte rappresentano paleosuperfici antropizzate, e da livelli piroclastici in deposizione primaria o rimaneggiati (debris flow, mud flow, flussi iperconcentrati, ecc).

Dove invece i fianchi della valle presentano litologie più tenere (argille e sabbie flisciodi) la fascia di aggradazione pedemontana è molto ridotta, in alcuni casi assente, e si raccorda dolcemente ai bassi terrazzi del fondovalle. Vi dominano generalmente movimenti franosi lenti (creep e soliflussi) e rapidi (colate anche con detriti), alimentati fortemente dall'erosione fluviale operata sui fianchi delle colline e rapidamente evacuati dal corso d'acqua. Solo in alcuni casi, dove il fondovalle è molto ampio e presenta superfici terrazzate di genesi tettonica e/o climatica, l'aggradazione dai versanti (frane e dissesti) sul fondovalle si alterna ai depositi francamente alluvionali e/o a paleosuoli con/senza superfici antropizzate e/o a livelli prioclastici primari da fall e/o rimaneggiati.

2.4.2 I SUOLI ED I PALEOSUOLI

La Campania, come abbiamo appena visto, nel suo insieme rappresenta un territorio assai differenziato sotto l'aspetto fisico ed ambientale. La grande variabilità litologica e morfologica ha certamente influito sull'evoluzione dei suoli e sulle loro caratteristiche fisiche, chimiche e biologiche.

Le ricerche pedologiche, agronomiche e archeo-tephro-stratigrafiche in aree significative della Campania (pianure alluvionali-costiere, rilievi carbonatici e rilievi prevalentemente argillosi di zone interne appenniniche) (Buondonno et al, 1989; Ermice et al, 2002) e le osservazioni di numerosissime successioni archeo-tephro-pedologiche hanno consentito di delineare alcuni degli aspetti principali che controllano i rapporti tra l'evoluzione geologica e geomorfologica del territorio ed i vari processi che hanno regolato l'evoluzione pedogenetica antica ed in corso.

In prima istanza si possono distinguere (*figura 50*):

- I suoli e i paleosuoli delle formazioni alluvionali
- I suoli e i paleosuoli delle dune costiere

- I suoli e paleosuoli delle aree palustri, lagunari e delle bonifiche
- I suoli e paleosuoli dei travertini
- I suoli e paleosuoli delle colline interne appenniniche (argillose, arenacee e marnose)
- I suoli e paleosuoli delle aree pedemontane
- I suoli e paleosuoli dei versanti carbonatici
- I suoli e paleosuoli delle coperture piroclastiche

Nelle aree montane ed in quelle collinari con forte pendenza, si hanno suoli per lo più non molto evoluti, appartenenti all'ordine degli Entisuoli⁹, ossia suoli all'inizio del proprio sviluppo. Le forti pendenze, l'erosione diffusa, l'attività antropica, quella vulcanica, il clima ed il tempo costituiscono i fattori che principalmente rallentano la pedogenesi o addirittura determinano una fase regressiva nei suoli più evoluti.

Ove la morfologia diventa più dolce e la copertura forestale svolge il suo ruolo, si possono riscontrare suoli appartenenti agli ordini degli Inceptisuoli o Mollisuoli. Questi due ordini sono diffusi in moltissime aree forestali, con vegetazione a prevalenza di latifoglie. Sono caratterizzati da orizzonti superficiali, spesso molto ricchi in humus, che deriva dall'alterazione della abbondante materia organica attraverso profonde trasformazioni determinate dall'attività biologica. L'humus si lega intimamente alla parte minerale con formazione di complessi stabili che giocano un ruolo fondamentale sulla stabilità dei versanti, sulla ritenzione idrica, sulla lunghezza della stagione secca, sull'intensità e la durata della pedogenesi. Cambiamenti nell'uso del suolo possono determinare variazioni sulla pedogenesi o accelerare la degradazione. Ampie superfici della Campania vengono degradate a causa di interventi antropici non compatibili con il tipo di suolo e di clima. C'è da ricordare inoltre che anche l'esposizione del versante alla radiazione solare determina una migliore copertura vegetale e sviluppo di suoli più maturi ed evoluti: generalmente quelli esposti a NE.

L'associazione di suoli e paleosuoli più tipica sulle *formazioni alluvionali* è costituita da *Vertisuoli e Fluents vertici* la cui genesi è chiaramente legata alla natura e la morfologia del territorio. Questi hanno caratteristiche costituzionali che conferiscono loro buone potenzialità agronomiche, hanno generalmente tessitura variabile dall'argillosa alla sabbiosa con prevalenza delle classi più vicine a quella argillosa; elevata capacità di scambio, elevata capacità di ritenzione idrica. Sostanzialmente le fenomenologie che articolano l'associazione dominante sono legate a situazioni localizzate: per es. l'idromorfia di alcune zone con falda molto superficiale nelle aree più depresse o in prossimità delle aree di esondazione lungo le aste fluviali.

⁹ I suoli ed i paleosuoli vengono riferiti alla classificazione della Soil Taxonomy. Questa è articolata in 11 ordini sulla base delle caratteristiche e proprietà che derivano dall'azione singola o combinata dei fattori della pedogenesi, attraverso numerosi processi di tipo chimico, biologico, fisico. Ciascun ordine è suddiviso in sottordini, ciascun sottordine in grandi gruppi e ciascuno di questi in sottogruppi. Gli ordini del sistema sono: Entisuoli, Inceptisuoli, Vertisuoli, Mollisuoli, Alfisuoli, Ultisuoli, Aridosuoli, Spodosuoli, Oxisuoli, Histosuoli, Andosuoli.

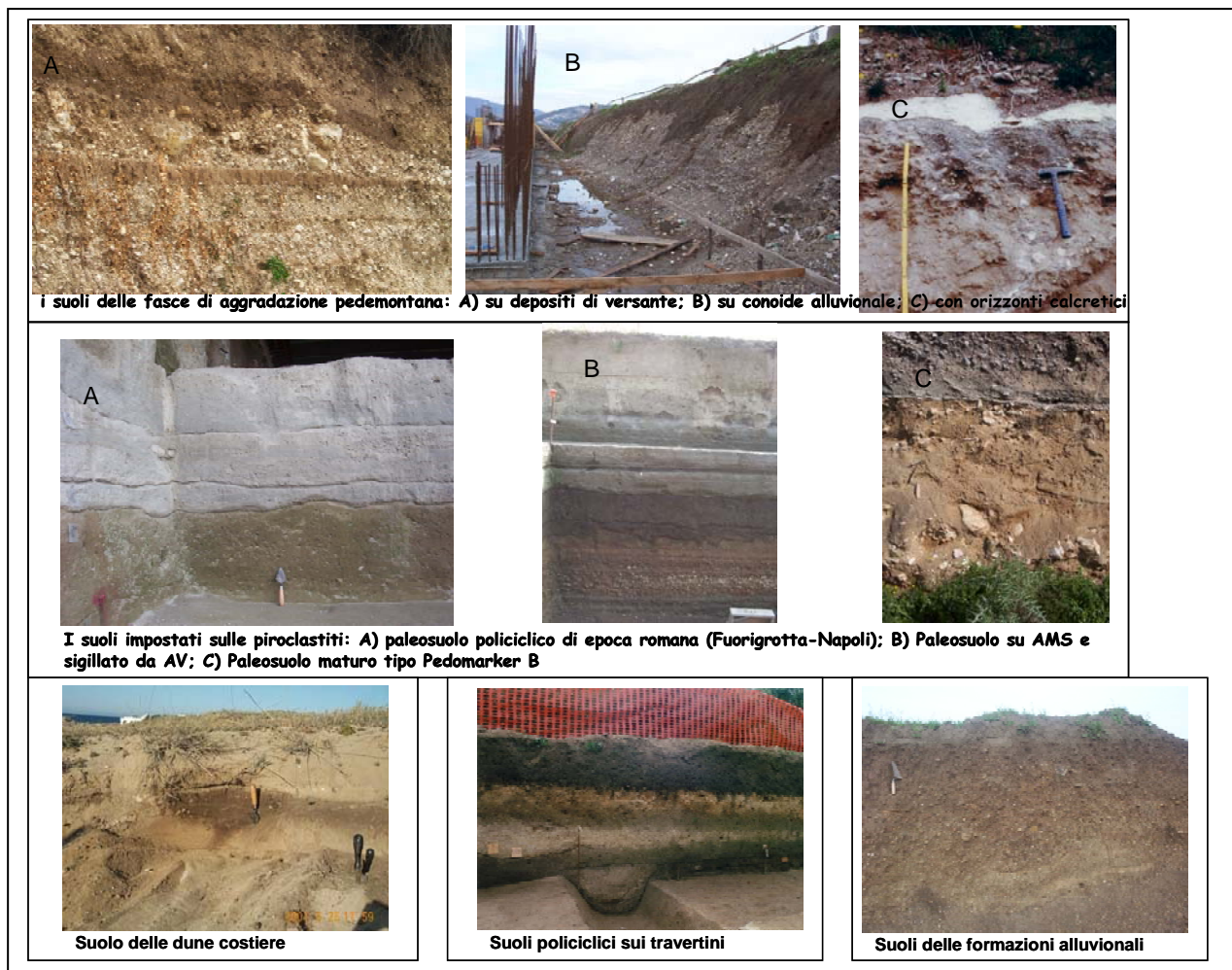


Figura 50: foto dei suoli e dei paleosuoli più comuni sui terreni tardequaternari della Campania

I suoli delle dune litoranee appartengono sempre all'ordine degli Entisuoli e risultano essere poco evoluti in quanto caratterizzati da una fitta copertura di una macchia-foresta di sclerofille sempreverdi. Le dune stabilizzate da questo tipo di vegetazione hanno sviluppato suoli con una elevata percentuale di sostanza organica che fungeva sia da aggregante sia come contenitore di umidità, che veniva poi ceduta alle piante. Oggi si registra che tutte le aree costiere dunari della Campania sono prive di vegetazione ed è evidente la forte connotazione antropica del paesaggio.

I paleosuoli relativi alle **dune sabbiose costiere** sono rappresentati dal profilo tipico degli *Xeropsamment*, caratterizzato da alcuni elementi distintivi riassumibili in: assenza o debole accenno di processi evolutivi, presenza di esili orizzonti organici sopra il suolo minerale, presenza di pomice e litici vulcanici anche grossolani distribuiti irregolarmente nei profili e di numerosi gusci di gasteropodi, localizzati negli orizzonti inferiori. La classe granulometrica dominante è quella sabbiosa.

Sempre nell'ambito delle aree costiere frequenti sono i paleosuoli in corrispondenza di **aree umide recenti ed antiche**. Queste aree rappresentano le zone più depresse delle pianure costiere alluvionali, sede di ambienti lagunari ed acquitrinosi prima

delle recenti bonifiche. I suoli caratteristici di queste aree sono *entisuoli di tipo fluventico*, con frequenza di morfologie vertiche, spesso spiccate, al punto da consentire la classificazione in *vertisuolo*.

In alcune zone depresse delle piane alluvionali costiere e/o in prossimità di sorgenti con acque sovrassature di CaCO_3 (Piana Campana -Acerra, Sarno-; Piana Sele - Pontecagnano, Paestum, Alta Valle del Sele-; Valle Calore -Telese-; ecc.) si rinvencono molto spesso suoli, paleosuoli sepolti e relitti, sviluppatisi a partire da **depositi travertinosi**. È evidente che i suoli qui sviluppatisi hanno sempre una elevata percentuale di carbonato di calcio, la prevalenza di tale fattore risulta ancora più evidente per il fatto che i suoli qui presenti hanno matrice essenzialmente vulcanica, mentre i caratteri pedologici riflettono più i fattori legati alla fisiografia che alla natura del parent material. Dove le pendenze sono più accentuate, i suoli si presentano con profili di limitato spessore sui travertini; dove la pendenza è più lieve, lo spessore del suolo aumenta e lungo il profilo si riconoscono solitamente depositi carbonatici sotto forma di pseudomiceli, di calcare soffice, di noduli e concrezioni travertinosi fino a formare in qualche caso un vero e proprio orizzonte petrocalcico. Nelle aree sub-pianeggianti, l'accumulo di carbonato determina la formazione di un orizzonte calcico (Ck) di spessore anche considerevole. Le tre situazioni sopradescritte riferibili rispettivamente alle seguenti unità tassonomiche: *Lithic Xerochrept*; *Petrocalcic Xerochrept*, *Fluventic Haploxeroll* (Buondonno et al, 1989).

I suoli della fascia centro-orientale della catena appenninica, comprese tra i 500 e i 1000 m s.l.m., costituita prevalentemente da **terreni argillosi, arenacei, marnosi e conglomeratici**, sono in gran parte il riflesso del fattore morfologia sull'evoluzione dei tipi pedologici. Il *Vertisuolo*, infatti è l'espressione più tipica della pedogenesi sulle rocce argillose, laddove chiaramente la morfologia subpianeggiante lo ha consentito. Sono suoli di norma profondi con humus superficiale e spaccature larghe e profonde ben visibili durante la stagione secca, con frequenti e grandi sliken sides o strutture da disseccamento. La tessitura argillosa del substrato se da un lato determina condizioni di drenaggio lento, dall'altro consente la formazione di una buona riserva idrica che prolunga il periodo di disponibilità per le piante. In tal senso, tale caratteristica tessiturale, che in altre realtà potrebbe rappresentare una limitazione, qui assume un valore agronomico significativo. Dove le pendenze si accentuano, ai Vertisuoli si associano *Inceptisuoli*, mentre nelle condizioni di maggiore erosione, gli *Entisuoli*.

I suoli sviluppatisi sulle **formazioni calcaree**, quando i materiali della pedogenesi provengono dal calcare stesso, sono rappresentati generalmente dal *Mollisuolo*, caratterizzato da pietrosità e rocciosità abbondanti. Lo stretto legame genetico con la matrice calcarea si manifesta e si è manifestata nel corso dell'Olocene, ogni qualvolta prevalgono o sono prevalse processi di evapotraspirazione spinta e prolungata nel tempo, con la presenza di orizzonti calcici (Bio e/o petrocalcici) denominati calcretes, caliche o anche croste carbonatiche. Le limitazioni produttive

di questi suoli sono legati al complesso di fattori lito-geomorfologici rappresentati essenzialmente dalla rocciosità e dalla pietrosità nel caso dei Mollisuoli e dalla scarsità d'acqua nel caso dei calcretes.

I suoli ed i paleosuoli sviluppatisi sulle piroclastiti affioranti sui rilievi e sulle ampie superfici di aggradazione pedemontana o nelle piane costiere sono stati interessati da processi pedogenetici connessi ai prodotti vulcanici di provenienza, epoca e natura differenti. Questi suoli sono stati interessati da evoluzioni differenti a seconda della grande variabilità dei materiali di alterazione che dalle piroclastiti possono prendere origine, delle condizioni morfologiche e climatiche. L'espressione più caratteristica della pedogenesi sulle piroclastiti, (prevalentemente quando il contributo di cineriti è dominante) è rappresentata dall'*Andisuolo* (o *Andosuolo*), suolo la cui frazione colloidale è dominata da minerali di basso ordine cristallino e da complessi AL-Humus (International Committee on the Classification of Andisols. And, 1987). Gli Andosuoli si manifestano con un profilo alquanto indifferenziato che presenta le seguenti caratteristiche: densità apparente inferiore a 1, elevata capacità di scambio, Al e Fe in forme relativamente labili, elevata capacità di ritenzione idrica. Quando la pedogenesi si svolge sotto condizioni di persistente umidità, con modesti disseccamenti è consentita l'alterazione degli allumosilicati primari solo, fino alla formazione di minerali di basso ordine cristallino come l'allofane, l'analcime, l'imogolite, la ferryhidrite, ecc, trovando condizioni di stabilità per lungo periodo (Buondonno et al, 1989). La pedogenesi degli andosuoli in Campania è propria dei siti dove la geomorfologia in primis, la vegetazione e l'assenza di antropizzazione hanno fatto persistere condizioni ambientali adatte alla stabilizzazioni delle fasi amorfe intermedie del processo di ricristallizzazione degli allumosilicati. Dove invece le caratteristiche dei luoghi di deposizione delle piroclastiti, l'intensa antropizzazione, le crisi di aridità, hanno accentuato i processi di disseccamento e ricristallizzazione dei componenti amorfi, è possibile una ampia differenziazione delle linee genetiche.

2.4.3 LE UNITA' PIROCLASTICHE

Il vulcanismo della Campania è il prodotto di complesse deformazioni della crosta terrestre che hanno generato e generano delle risalite di magmi localizzate lungo fratture e nelle giunzioni tra queste. I prodotti più antichi del vulcanismo possono farsi risalire ad almeno alcune centinaia di migliaia di anni fa, come è stato rilevato da un campione di lava rinvenuto in una perforazione profonda per ricerche geotermiche (Pozzo Trecase 1). La maggior parte dei prodotti affioranti invece sono molto più giovani: quelli più antichi tra questi si ritrovano nell'Isola di Ischia e mostrano una età intorno a 150.000 anni mentre solo recentemente sono state datati alcuni livelli ignimbratici che testimoniano attività vulcaniche ancora più antiche, quali le Ignimbriti di Seiano (Rolandi et al, 2003b), datate a circa 289 ka

BP e 245 Ka BP; il Tufo Giallo di Taurano (Rolandi et al, 2003b; De Vivo et al, 2001), datato a 157,4 ka BP; il tufo o Ignimbrite di Durazzano (Bellucci et al, 2003) datato a circa 116 ka BP (*figura 51*).

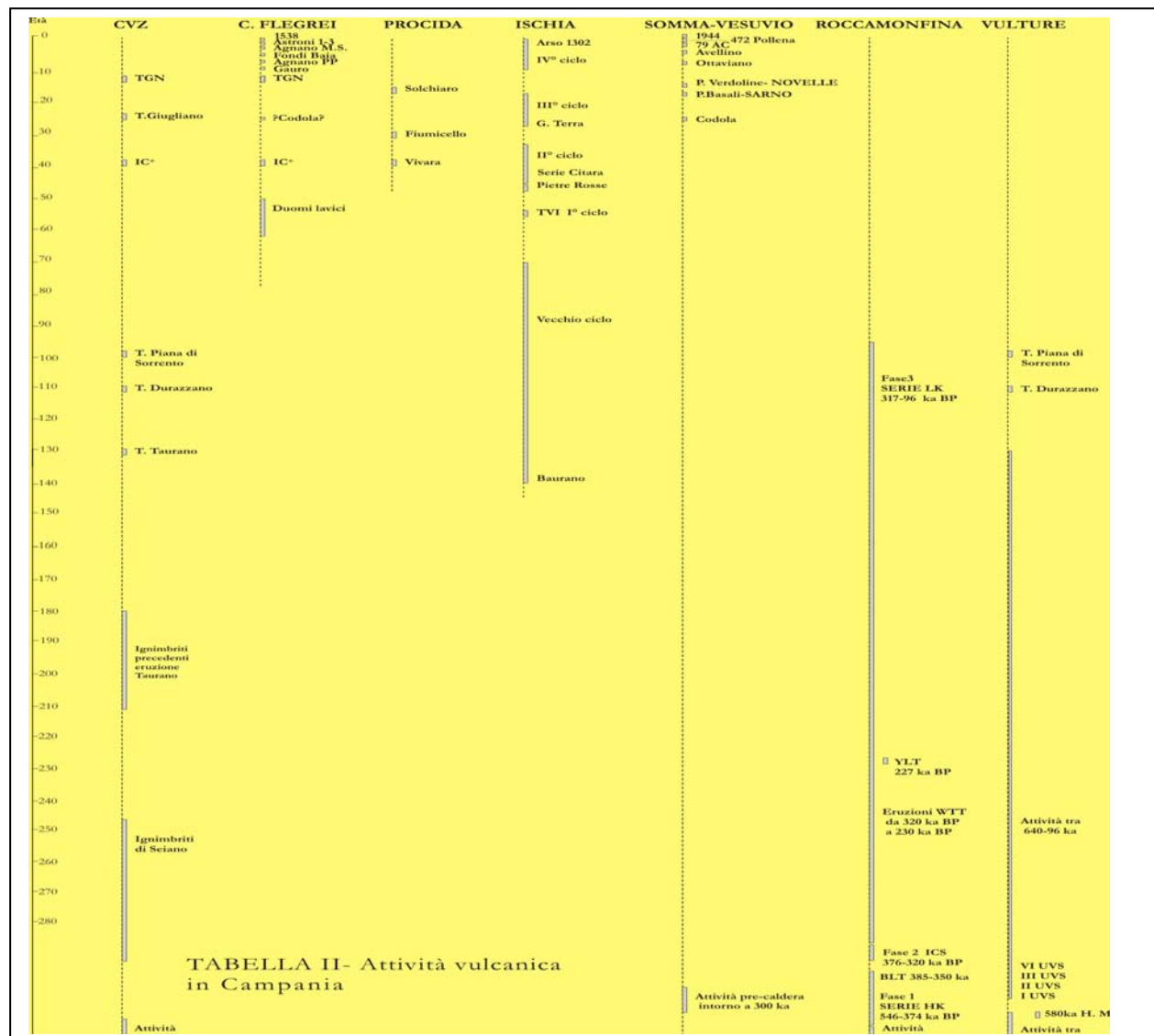


Figura 51: attività vulcanica e tephra cronologia quaternaria della Campania, da Marciano, 2005

I dati cronotephrostratigrafici degli ultimi 55.000 (dalla eruzione del Tufo verde d'Ischia) sono meglio documentati sia in affioramento che nel sottosuolo e non mancano lavori dedicati alle singole manifestazioni vulcaniche (con dettagliate descrizioni delle varie facies e sottofacies che compongono l'evento vulcanico) e di sintesi tephrostratigrafica sia dei dati terrestri, sia lacustri che marini. A partire da questa data le principali manifestazioni vulcaniche si concentrano nelle aree vulcaniche che oggi prendono il nome di Campi Flegrei, Somma/Vesuvio e Ischia¹⁰. Tutte e tre le aree hanno avuto eruzioni fortemente esplosive e mostrano caratteristiche morfologiche completamente differenti che denotano la diversa evoluzione delle tre aree: Ischia e particolarmente i Campi flegrei sono vulcani

¹⁰ Le manifestazioni vulcaniche più antiche vengono generalmente attribuite alla Campanian Volcanic Zone (CVZ)

monogenici e formano campi vulcanici, il Vesuvio invece è un vulcano poligenico e forma uno strato vulcano.

I prodotti vulcanici più recenti dell'isola d'Ischia trovano scarsa o nulla diffusione sul territorio della Campania, così come pure nei lavori di sintesi tephrostratigrafica basati su dati terrestri, lacustri e marini¹¹ essendo in larga misura confinati nelle aree circostanti l'isola.

La morfologia della piana Campana e la difficoltà ad avere informazioni sulle manifestazioni vulcaniche più antiche dei Campi flegrei viene dalla marcata e spessa presenza della formazione dell'Ignimbrite Campana. Questa imponente coltre piroclastica da flusso con spessori variabili tra 30 e 50 metri ha colmato tutte le depressioni morfologiche preesistenti (strutturali e incisioni fluviali) e creato un vasto plateau deposizionale.

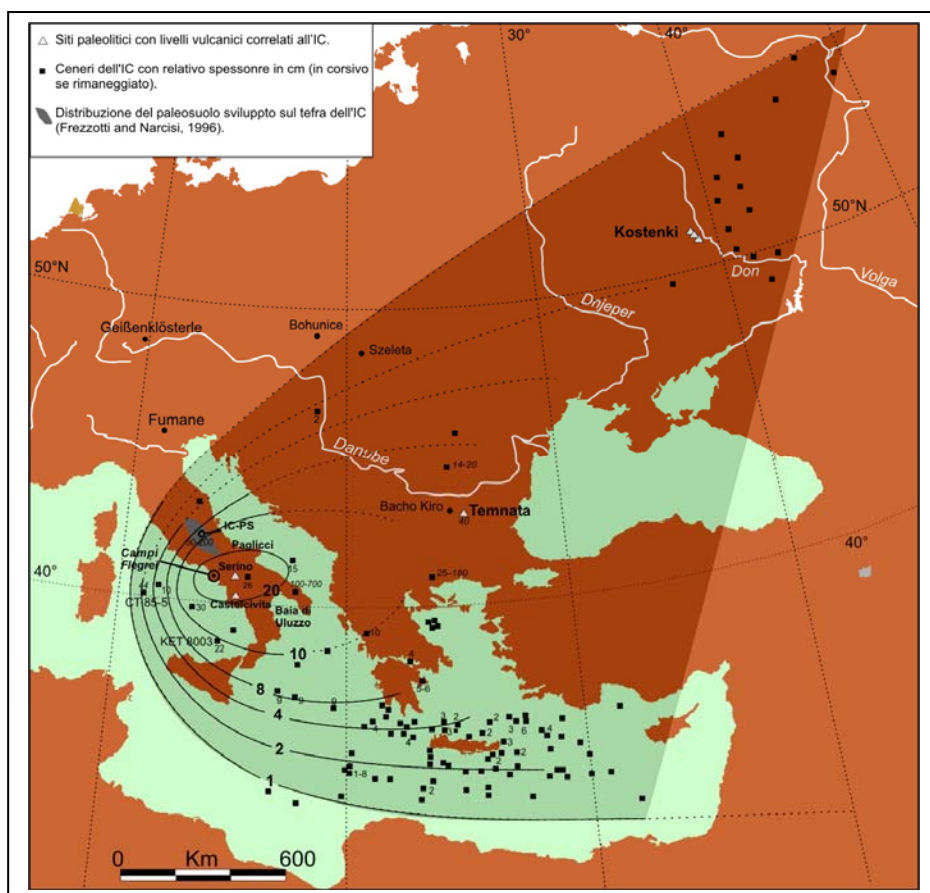


Figura 52: areali ed asse di dispersione dei prodotti piroclastici dell'IC, da Giaccio, 2005

Inoltre è molto facile da riconoscere sia in affioramento che in sondaggio per le sue note caratteristiche litologiche. Sebbene numerosi studi indichino i Campi Flegrei come centro di emissione di questa grande eruzione (Fischer et al, 1993; Orsi et al, 1996; Rosi & Sbrana, 1987; Rosi et al, 1983), mentre recenti lavori (Rolandi et al, 2003b) contraddicono questo modello rivalutando l'ipotesi, già avanzata in passato (Di Girolamo, 1968; Di Girolamo et al, 1984), di una o più

¹¹ A tal proposito c'è da segnalare che i lavori tephrostratigrafici sulle carote lacustri di Monticchio (Wulff et al, 2004) identificano due tephra riferiti in via preliminare alle eruzioni di Piano Liguori e del Cretaio

eruzioni fissurali lungo sistemi di fratture parallele alle faglie peritirreniche, che bordano la Piana Campana.

Altra eruzione flegrea che trova ampia diffusione areale a terra nei settori posti a NE della Piana Campana fino al massiccio del Matese, è l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, datata a circa 12.000 anni fa (Rosi & Sbrana, 1987; Scandone et al, 1991, Scarpati et al 1993; Orsi et al, 1992). Tra queste due grandi eruzioni, i lavori di De Vivo et al, 2001 e Rolandi et al, 2003 e Bellucci et alii, 2003 segnalano la presenza di un deposito da flusso piroclastico (tufo di Giugliano, datato tra 18 ky BP (De Vivo et al, 2001) e 23 ky (Rolandi et al, 2003b) mentre in penisola sorrentina si segnalano prodotti piroclastici riferibili al tephra, denominato Y3 nella tephrostratigrafia mediterranea e datato a circa 26 ky BP. Altri eventi vulcanici tardo pleistocenici sono ben documentati dalla tephrostratigrafia dell'Italia meridionale e sono riassunti nella tab.1, dove si evidenzia l'età, la relativa diffusione areale, le facies principali e i riferimenti bibliografici dedicati alle più importanti eruzioni. Questa estesa formazione vulcanica, datata dapprima 37 ky BP (Deino et al, 1992) e successivamente 39 ky BP (De Vivo et al, 2001), rappresenta il più importante marker stratigrafico della regione Campania, in quanto ha un vastissimo areale di affioramento a terra, fino ai confini con la Regione Puglia e la Basilicata. È inoltre ben rappresentata in tutte le carote marine, lacustri e terrestri del Bacino del Mediterraneo, dove prende il nome di Y5 (*figura 52*).

Per quanto riguarda i Campi Flegrei, si definiscono tre epoche di intensa attività vulcano-tettonica della Caldera Flegrea nel corso dell'Olocene: tra 12.000 e 9.500, tra 8.600 e 8.200 e tra 4.800 e 3.800, separate da due periodi di quiescenza, della durata di circa 1000 e 3500 anni rispettivamente, caratterizzati dallo sviluppo di due paleosuoli, e da una relativa stabilità tettonica (*figura 54*). L'ultima eruzione avvenuta è quella di Monte Nuovo del 1538 AD, dopo un altro periodo di quiescenza durato circa 5.000 anni. Tali manifestazioni vulcano-tettoniche sono avvenute attraverso un campo di faglie orientate NE-SW, NW-SE e subordinatamente N-S. Il primo periodo di attività inizia subito dopo il collasso calderico post TGN ed è durato circa 2.500 anni, e ha visto manifestarsi 34 eruzioni esplosive con una frequenza di una ogni 70 anni. Tutte le eruzioni di quest'epoca sono esplosive, variando da magmatiche a freatomagmatiche e presentano una posizione dei coni eruttivi lungo i margini strutturali della caldera.

L'eruzione di Agnano Pomice Principali (10.3 ky BP) è quella di maggiore rilevanza di questa epoca in quanto presenta una diffusione areale che dai Campi flegrei si estende verso E-SE. È ben documentata in affioramento nella zona dei Monti di Sarno, dei Monti di Avella, Monti Picentini e dove presente marca il passaggio Tardiglaciale/Olocene di molti sistemi geomorfici fluviali e di versante della Campania (Zanchetta et al, 2004; Sulpizio et al, 2003a; Di Vito et al, 1999). Questa eruzione, inoltre, è ben documentata nella tephrostratigrafia mediterranea, dove assume il nome di C1, mentre nelle carote di Monticchio assume il nome di L5.

TABLE 1 Main characteristics of the volcanic deposits discussed in the text. PDC=pyroclastic density currents; lc=leucite, pyr=pyroxene, san=sandrine, bt=biotite; $1-^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method					
Eruption	^{14}C Ages (years BP)	Characteristics of pyroclastic deposits	Characteristics of juvenile clasts	Isopach maps	References
AD 1631	—	Fall deposit comprises a light gray scoria basal layer followed by a dark gray scoria upper layer. PDC are subordinate and crop out only on western and southern slopes of the volcano	Light gray scoria highly to moderately vesicular, porphyritic (lc + pyr + san), tephri-phonolitic composition. Dark gray scoria: moderately to incipiently vesicular, porphyritic (lc + pyr + san). Phono-tephritic composition.		Rosi et al., 1993
Pollena (AD 472)	—	Fall deposit comprises a basal layer of greenish-gray pumice followed by several layers of dark gray scoria. PDC are abundant but crop out only on the volcano slopes	Greenish-gray pumice: highly vesicular, porphyritic (lc + pyr + san), tephri-phonolitic composition. Dark gray scoria: highly to incipiently vesicular, porphyritic (lc + pyr + san). Leucitic-tephritic-phonolite composition.		Rosi and Santacroce, 1983; Santacroce, 1987
Pompeii (AD 79)	—	Fall deposit comprises a white pumice basal layer followed by a gray pumice upper layer. PDC are abundant and crop out on the volcano slopes and in part of the surrounding plain	White pumice: highly to extremely vesicular, porphyritic (san + pyr + bt), phonolitic composition. Gray pumice: highly vesicular, porphyritic (san + pyr + bt). Tephri-phonolitic composition.		Sveinsson et al., 1985; Cioni et al., 1995
(continued on next page)					
Avellino	3760 ± 70	Fall deposit comprises a white pumice basal layer followed by a gray pumice upper layer. PDC are abundant and crop out on the volcano slopes and in part of the surrounding plain	White pumice: highly to extremely vesicular, porphyritic (san + pyr + bt), phonolitic composition. Gray pumice: highly vesicular, porphyritic (san + pyr + bt). Tephri-phonolitic composition.		Andronico et al., 1995; Cioni et al., 2000
Agnano M.S.	4100 ± 50	Fall deposit comprises several massive, poorly sorted layers of yellowish pumice. PDC are abundant but crop out only inside the Campi Flegrei caldera (less than 10 km from the vent)	Juvenile fragments are highly to extremely vesicular, gray in color with a yellowish patina, porphyritic (san + bt + pyr). Trachytic in composition.		Rosi and Sbrana, 1987; de Vita et al., 1999
Mercato	8010 ± 50	Fall deposit comprises three massive, well-sorted layers of light-colored pumice. PDC are abundant but crop out only on the volcano slopes	Light-colored pumice (5Y 8/1 yellowish gray) highly to extremely vesicular, almost aphyritic (san + pyr). Phonolitic composition.		Santacroce, 1987; Andronico et al., 1995
Agnano P.P.	10,370 ± 50	Fall deposit comprises an alternation of three layers of pinkish gray pumice and pinkish brown ashes. PDC are abundant but crop out only inside the Campi Flegrei caldera (less than 10 km from the vent)	Juvenile fragments are highly to extremely vesicular, gray in color, almost aphyritic (san + bt + pyr). Trachytic to latitic in composition.		Rosi and Sbrana, 1987; Di Vito et al., 1999
Lagno Amendolare	13,070 ± 90	Fall deposit comprises a basal layer of light-colored pumice followed by fine brown ashes. Upper layer comprises mixed light-colored and black pumice. No data about PDC	Light-colored pumice (5Y 7/2 yellowish gray to 5Y 6/1 light olive gray). Black pumice (5Y 4/1 brownish gray to N3 Dark gray). Both are highly vesicular and aphyritic. Homogeneous trachytic composition.	Not available	Andronico et al., 1995; Andronico, 1997
Greenish	16,020 ± 130	Fall deposit comprises an alternation of fine to coarse lapilli and ash layers. Different types of juvenile fragments mixed in the same layer. PDC are scarce	Color from light gray (10Y 6/2 pale olive) to dark green and brown. Highly to moderately vesicular, almost aphyritic (san + pyr). Homogeneous trachytic composition.		Andronico et al., 1995; Siani et al., 2001; Cioni et al., 2003b
Pomici di Base	18,300 ± 150	Fall deposit comprises a white to gray pumice basal layer followed by a black scoriae upper layer. PDC crop out only on volcano slopes	Light-colored pumice (5Y 8/1 yellowish gray to 5Y 6/1 light olive gray): highly vesicular, almost aphyritic (san + pyr). Trachytic composition. Black scoriae (N3 dark gray): moderately vesicular, aphyritic. Latitic composition.		Santacroce, 1987; Andronico et al., 1995; Bertagnini et al., 1998
Campanian ignimbrite	39 ka ¹	Fall deposits comprise three layers of light-color pumice dispersed towards east-southeast. PDC are very abundant and widely dispersed, and form thick ignimbritic deposits	Light-colored pumice (5Y 7/2 yellowish gray to 5Y 5/2 Light olive gray), highly to extremely vesicular, almost aphyritic (bt + san). Trachytic composition.	The pyroclastic deposits of Campanian Ignimbrite completely cover the study area	Deino et al., 1994; Barberi et al., 1978; Rosi and Sbrana, 1987; Orsi et al., 1996; De Vivo et al., 2001

G. Zanchetta et al. / *Scandinavian Journal of Geology* 168 (2004) 249–268

Figura 53: le principali eruzioni flegree e vesuviane, da Zanchetta et al, 2004.

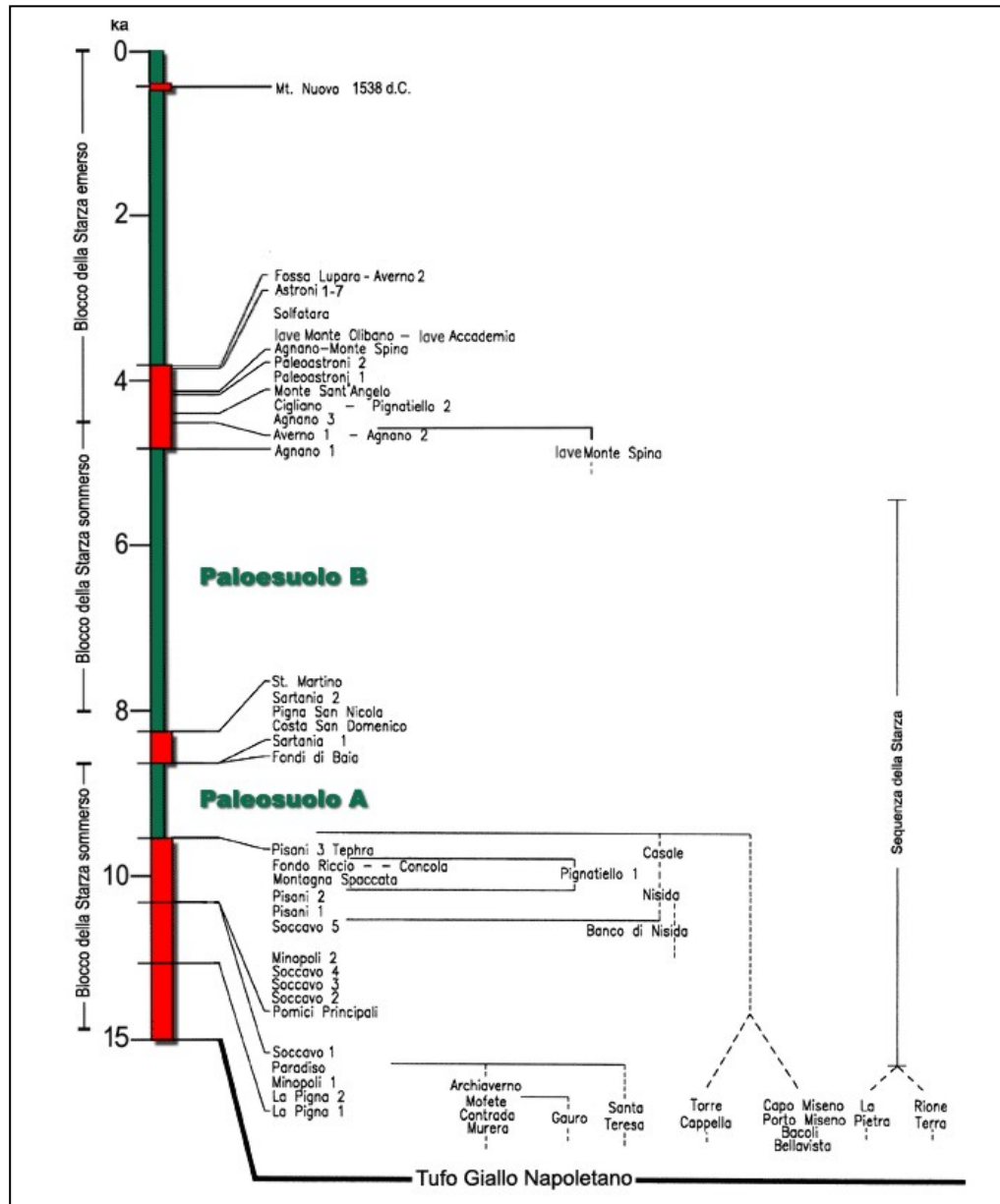


Figura 54: le eruzioni dei Campi Flegrei, da Di Vito et al, 1999, modificato.

L'intenso vulcanismo è seguito da un periodo di quiescenza, durato circa 1000 anni che ha portato alla formazione del paleosuolo A. La seconda epoca comincia a circa 8.600 BP con l'eruzione dei Fondi di Baia. Anche qui le eruzioni magmatiche e freatomagmatiche produssero depositi distribuiti principalmente sopra le parti emerse della caldera e scarsa diffusione areale nelle aree distali. Questa epoca termina con l'eruzione di San Martino, circa 8.200 anni fa. Successivamente si verifica un lungo periodo di quiescenza durato da 8.200 fino a 4.800 anni fa, contemporaneo alla rapida risalita glacio-eustatica versiliana. Il mare invase le aree precedentemente continentali. Il maturo e ampiamente distribuito paleosuolo B si formò sulle parti emerse della caldera flegrea. Alla fine di questo episodio di quiescenza il blocco della Starza riemerse di nuovo, indicando un aumento della velocità di risalita tettonica, ma anche un attenuarsi della velocità di risalita del

livello marino. A 4.800 BP il tephra di Agnano 1 marca l'inizio della terza epoca durante la quale 16 eruzioni esplosive e 4 effusive si sono verificate, ad un intervallo medio di circa 50 anni. Le eruzioni esplosive variano da magmatiche a freatomagmatiche e produssero piroclastiti da caduta e da flusso principalmente distribuiti nel settore NE della caldera. Solo l'eruzione di Agnano Monte Spina datata a circa 4.1 ky BP ha prodotto depositi piroclastici da caduta dispersi anche a più di 45 km verso E; inoltre i flussi piroclastici raggiunsero una distanza di circa 14 km dai limiti della caldera (Di Vito et al, 1999; De Vita et al, 1999). L'eruzione di Agnano Monte Spina è presente con potenti spessori in tutta la Piana Campana nel suo settore nord orientale e molte volte marca i piani di frequentazione dell'eneolitico. È inoltre riconosciuta in numerosi record tephrostratigrafici sia marini (Mar Adriatico) che lacustri (Monticchio) dove viene siglata come AMS.

Altra eruzione di questo periodo che trova una rappresentazione nei record di Monticchio e dell'Adriatico e poche evidenze terrestri nelle aree distali dei Campi Flegrei, è l'eruzione di Astroni 3, datata a circa 3.7 ky BP che chiude questo importante periodo di attività vulcano/tettonica.

Per quanto riguarda l'attività vulcanica vesuviana poco si conosce circa l'attività eruttiva antica del complesso vulcanico, ma è certo che essa ebbe inizio alcune centinaia di migliaia di anni fa con tipologie eruttive prevalentemente laviche ed in ambiente verosimilmente sottomarino (Santacroce, 1987). Recentemente Brocchini et al (2001) hanno datato le rocce vulcaniche presenti a 1350 m di profondità del Pozzo Trecase 1, fornendo una data di almeno 400 ka BP. Generalmente si ritiene che il Somma/Vesuvio si sia formato dopo l'eruzione dell'Ignimbrite Campana e la sua attività è stata principalmente effusiva e subordinatamente esplosiva, con eventi di bassa energia (Cioni et al, 2001). La storia del vulcano è stata caratterizzata sia da lunghi periodi di quiescenza, interrotti da eruzioni pliniane o sub-pliniane, che da periodi di persistente attività vulcanica con effusioni laviche ed eruzioni stromboliane e freatomagmatiche rispettivamente riferite all'alternanza di condizioni di apertura e di chiusura del condotto.

Le eruzioni esplosive, dette anche pliniane, sono quelle che hanno eruttato grandi volumi di materiali piroclastici che hanno mantellato le aree prossimali e distali dell'edificio, fino ai primi rilievi bordieri ed in qualche caso li hanno superati fino a raggiungere le regioni adriatiche e ioniche (*figura 53*). Esse hanno tempi di ricorrenza dell'ordine di qualche migliaio d'anni ed inaugurano un ciclo eruttivo che si conclude poche centinaia di anni dopo, con un'eruzione altrettanto esplosiva, ma di energia decisamente minore. A quest'attività fa seguito un lungo (anche millenario) periodo di quiescenza o riposo. L'attività parossistica iniziale del ciclo è seguita da eruzioni caratterizzate da emissione di volumi di magma decisamente inferiori rispetto a quelle pliniane: sono eruzioni di tipo prevalentemente esplosivo o misto che caratterizzano, nel complesso, la cosiddetta attività interpliniana. Anche quest'ultima si esplica in cicli, e consiste in eruzioni per lo più miste, con discreta entità esplosiva, alternate a frequenti e modeste effusioni laviche, responsabili

rispettivamente della distruzione/costruzione del cono vulcanico e di modeste alterazioni della superficie complessiva dell'edificio vulcanico.

L'inizio dell'attività del Complesso Somma/Vesuvio, fino a pochi anni fa, veniva fatta risalire a circa 25.000 anni fa con l'eruzione di Codola, ma recenti lavori hanno ipotizzato che quest'ultima è da attribuirsi all'attività flegrea (Sulpizio et al, 2003). La prima eruzione che trova una buona rappresentazione negli affioramenti dei Monti di Sarno e di Avella e nei lavori di sintesi tephrostratigrafica di Monticchio e del mare Adriatico (dove è siglata come 595-17) è l'eruzione delle Pomici Basali o di Sarno, che è datata a circa 18.3 ky BP (Bertagnini et al, 1998; Cioni et al, 2001, 2003a). Questa eruzione determinò il collasso sia del Monte Somma che della Caldera. Le pomici di base furono seguite da eruzioni di lava lungo il versante orientale del Vulcano, da un periodo di quiescenza interrotto da dall'eruzione subpliniana delle Pomici Verdoline o Greenish (datata a circa 16.1 ky BP o 15 ky BP da Cioni et al, 2003b). Questa eruzione presenta la stessa area di distribuzione dei prodotti dell'eruzione delle Pomici di Base, ed è evidente soprattutto nelle carote di Monticchio e del Mar Adriatico mentre trova una scarsa rappresentatività dei prodotti a terra nelle aree più lontane dall'edificio vulcanico (per es. Monti di Sarno/M. di Avella).

Il periodo seguente è di lunga quiescenza, durante la quale si verificano solo due eruzioni di bassa energia, generalmente poco rappresentate sia negli affioramenti che nei record delle perforazioni marine, lacustri e terrestri. Questo periodo è interrotto dall'eruzione pliniana di Mercato (o di Ottaviano), datata a circa 8.0 ky BP (Rolandi et al, 1993a). Questa eruzione pliniana è una delle più importanti, sia per i volumi di materiali emessi che per la loro diffusione, generalmente a E/ES del Vesuvio. Qui (M. di Sarno; M. di Avella, valli fluviali intrappenniniche del Calore, del Sabato, dell'alto Picentino, ecc) è un preciso marker stratigrafico di riferimento per l'Olocene, in quanto, come vedremo, rappresenta il termine post-quem a cui riferire molte successioni ed in quanto marca importanti variazioni dei sistemi geomorfici fluviali e di versante (passaggio Tardiglaciale/Olocene). Nella tephrostratigrafia marina e lacustre mediterranea è siglata come V1 ed ben rappresentata nelle carote del Mar Adriatico e di Monticchio.

L'eruzione delle pomici di Avellino, datata a 3.7 ky BP, è il marker archeotephrostratigrafico più significativo per le aree campane, sia per volumi di materiali emessi e per distribuzione areale, che per importanza archeologica:

- Le pomici grigie e bianche e le cineriti grigiastre interessano tutti i settori posti ad est del Vesuvio fino alla regione Puglia¹².

¹² L'eruzione di Avellino è segnalata nel sito di Coppa Nevigata (FG) da Caldara et al 1994, e si riflette nella produzione ceramica del Bronzo medio e recente pugliese, la quale presenta elevati valori di minerali vulcanici attribuiti a questa eruzione (Cioni et al, 2000). Inoltre dati mineralogici e geochimici inediti di alcune collaborazioni scientifiche personali post laurea (che coinvolgevano anche il Prof. Ortolani e i dott. Giaccio e Allocca) hanno mostrato sempre elevati valori di minerali vulcanici solo nei depositi eolici dell'età del Bronzo medio, mentre gli altri livelli sabbiosi eolici pre e post erano essenzialmente costituiti da bioclasti. Il lavoro che contiene le informazioni stratigrafiche e le interpretazioni paleoclimatiche è stato pubblicato in Mem.Soc.Geol.It. con al primo nome Francesco Allocca.

- Presenta un numero di datazioni radiocarboniche al tetto ed al letto che la costringono in un range di età calibrate tra il 1860 e il 1660 a.C.
- Segna il passaggio culturale Bronzo Antico/Bronzo medio con la scomparsa della facies di Palma Campania
- Seppellisce superfici antropizzate, interi villaggi, il paesaggio agrario e boschivo, e la vita delle comunità del Bronzo Antico della Campania
- Marca un evidente cambiamento dei sistemi geomorfici e delle strategie economico/insediative
- Probabilmente segna un raffreddamento climatico di circa 1° (Vogel et al, 1990) o 2° (Zanchetta, et al, 2000)¹³.
- I paleosuoli al tetto ed al letto presentano sempre una buona documentazione bibliografica relativa ad indagini paleopedologiche, paleobotaniche, paleontologiche, geoarcheologiche, ecc

Anche tutte le carote marine adriatiche, nonché le carote lacustri dell'Italia centrale e di Monticchio rivelano la presenza del tephra di Avellino, dove è siglato come L3 ed in alcuni casi (erroneamente) come Z1.

I depositi da caduta sono prevalentemente costituiti da lapilli grossolani, di natura pomicea (in massima parte pomici bianchi e grigi) e litica ((clasti lavici e carbonatici) e subordinatamente di sabbie e ceneri più o meno fini. Sono distribuiti oltre che negli immediati dintorni del vulcano anche nel settore NE dove si rinvencono fino ad oltre 100km di distanza. L'area di distribuzione dei depositi da caduta ha una tipica forma ellittica molto eccentrica che testimonia l'influenza dei venti di SW dominanti ad alta quota durante la fase esplosiva dell'eruzione, caratterizzata da una colonna eruttiva alta circa 36 km, secondo Rolandi et al, 1993a. Il volume di materiali emesso durante questa eruzione è stato stimato di poco superiore a 4 km³. Si tratta in genere di un livello di pomici che mostra una spiccata gradazione inversa-normale: insieme alle pomici, generalmente subarrotondate, sono presenti cristalli liberi di sanidino, clinopirosseno e nefelina oltre a vari litici di natura lavica e carbonatica. Il livello pomiceo può essere scomposto in due porzioni: una basale, di colore bianco ed una sommitale di colore grigio, più densa e ricca di cristalli. Le pomici bianche sono generalmente gradate in senso inverso mentre quelle grigie sono generalmente massive e con accenni di gradazione diretta. Gli spessori delle due porzioni pomicee sono all'incirca uguali mostrando un netto limite di separazione tra le due parti. Le caratteristiche sedimentologiche, stratigrafiche, geochimiche e petrografiche sono descritte in numerosi lavori dedicati (Di Girolamo et al, 1973; Lirer et al, 1973; Delibrias et al, 1979; Rolandi et al, 1993b) ai quali si rimanda per gli eventuali approfondimenti.

Questa grande eruzione è seguita da almeno 8 eruzioni stromboliane e interpliniane che prendono il nome di Eruzioni Protostoriche (AP1, AP2 ...APn per la

¹³ Vogel et alii, 1990 riconoscono un abbassamento di T di circa 1° giustificandolo con la forte presenza di polveri vulcaniche atmosferiche riferite all'eruzione di Avellino e dei Vulcani Egei. Zanchetta et alii, 2000, notano una diminuzione del DO18 dei carbonati pedogenetici nei paleosuoli post eruzione che testimonia una variazione di T di 2°

tephrostratigrafia), in un intervallo di tempo relativamente breve. Sono ben documentate dai lavori di Rolandi et al, 1998, da Albore Livadie et al, 1986 e da Andronico & Cioni, 2002 che ne identificano, a terra, almeno 6, di cui 2 più importanti: la prima protostorica (AP1) è datata su basi archeologiche intorno a 3.500 anni fa (o 3.3 ky BP), la seconda è probabilmente sincrona al 1.000 a.C, mentre la terza protostorica (AP2) recentemente è stata datata a 750 a.C da Rolandi et al (1998). La distribuzione areale di questi prodotti è limitata alle sole aree prossimali del Vesuvio ed in alcuni settori della Piana del Sarno. Ne segue ancora un periodo di quiescenza interrotto solo da una nuova eruzione pliniana.

L'eruzione pliniana in questione è ben nota a tutti con il nome di Eruzione di Pompei o del 79 d.C (Z1? per la tephrostratigrafia) ed ha interessato i settori costieri a S-SE del Vesuvio fino a raggiungere i rilievi del Cilento (fino a Velia). Notissime (anche da fonti storiche come Plinio il Giovane, Tacito, ecc) sono le fasi distruttive delle città romane (Ercolano, Pompei, Oplonti, ecc) poste ai piedi del Vesuvio, ad opera delle varie manifestazioni vulcaniche sin e post eruzione, mentre solo pochi tentativi ne analizzano i meccanismi post-deposizionali delle pomice grigie e delle cineriti grigiastre che la compongono. Recentemente Cinque et al (2000), evidenziano la capacità aggradativa lungo le fasce di aggradazione pedemontana e i relativi meccanismi deposizionali a valle dei rilievi dei monti Lattari e della penisola Sorrentina.

L'eruzione del 472 d.C o di Pollena ha lo stesso areale di dispersione dell'eruzione di Avellino: ha raggiunto sia i rilievi bordieri della piana campana a E del Vesuvio, che le valli fluviali intrappenniniche oggetto di studio della tesi. Questa viene generalmente riferita ad una fase di attività interpliniana del Vesuvio (Rolandi et al, 2003a; Lirer et al, 2001); anche se sia per il volume e qualità dei materiali emessi che per la loro diffusione, potrebbe essere considerata come una pliniana. Anche le carote adriatiche e di Monticchio registrano tale tephra. I prodotti di questa eruzione sono caratterizzati da una elevata presenza di clasti litici, lavici e scoriacei e pomicei con scarsa frazione cineritica e sono sempre interessati da meccanismi post deposizionali primari che chiamano in causa debris flow, flussi iperconcentrati di materiali piroclastici. Gli effetti di questa eruzione sono poco conosciuti, in virtù del fatto che poche fonti storiche li hanno testimoniati o che probabilmente essi si sommano a quelli dovuti alle forti piogge che interessano il tardo-Antico Alto-Medioevo ed al declino del paesaggio agrario romano.

Le attività più recenti del Vesuvio sono ben documentate sia dalle fonti storiche che dai lavori di sintesi di Rolandi et al (1993c): queste trovano una diffusione dei prodotti limitata solo alle aree prossimali al cratere, e solo in alcuni casi (Eruzione Medievale del 1052 ed eruzione del 1631) hanno raggiunto la Piana ed i Monti di Sarno.

FINESTRA 3

Cambiamenti nei processi geomorfici del paesaggio e nelle strategie economico-insediative indotti dalle eruzioni dei vulcani napoletani

Come è ben noto in Campania, sin dal Paleolitico superiore, le eruzioni esplosive dei vulcani napoletani hanno avuto un notevole impatto sui più antichi insediamenti dell'uomo e sulle risorse geoambientali disponibili (suoli, acqua, cibo, ecc.).

I lavori di Giaccio et al (2005) ben mettono in risalto l'impatto di una di queste eruzioni, l'Ignimbrite Campana, la più grande e catastrofica eruzione napoletana, avvenuta circa 39 ka fa, sull'ambiente, sul clima e sull'avvicendamento culturale Homo Neanderthalensis/Homo Sapiens.

Infatti tutti gli insediamenti e i ritrovamenti archeologici della Campania, sia antichi (preistorici) che recenti (protostorici e storici), sono sempre in relazione a livelli vulcanici dei centri eruttivi campani. Da tutto ciò si evince che la storia del vulcanismo deve essere strettamente intrecciata con le vicende umane dell'intera Campania.

Una attenta lettura archeologica consente la ricostruzione della storia degli uomini del passato, del loro adattarsi alle variabili condizioni di vita determinate dalle catastrofi vulcaniche e alle modifiche dell'habitat, dei suoli, delle risorse ed in qualche caso del clima. Permette inoltre la valutazione del tempo necessario per la ripresa della vita dopo un evento catastrofico.

I dati vulcanologici forniscono un contributo fondamentale nelle ricerche archeologiche. Infatti, la caratteristica continuità areale dei depositi piroclastici, ed in particolare dei livelli da ricaduta (pyroclastic fall) è uno strumento di correlazione stratigrafica semplice ed affidabile per la datazione dei siti archeologici.

Nei casi in cui le eruzioni sono state causa diretta o indiretta di abbandono degli insediamenti umani in ampie zone della Campania, lo studio interdisciplinare vulcanologico-archeologico può concorrere a valutare con maggiore accuratezza i meccanismi eruttivi e quindi gli effetti indotti. Inoltre alcune eruzioni (per es. Avellino) segnano importanti

avvicendamenti culturali delle popolazioni preistoriche della Campania.

In questa nota si vuole evidenziare il loro impatto sull'ambiente fisico e sul contesto antropico, con particolare attenzione agli effetti delle eruzioni ed ai tempi di rifrequentazione nelle varie fasi preistoriche e storiche.

Il confronto tra le caratteristiche stratigrafiche e vulcanologiche delle principali formazioni pliniane rivela importanti analogie, riconducibili alla ricorrenza di analoghi processi deposizionali nel corso delle migliaia di anni di attività dei vulcani.

Le varie eruzioni pliniane (Agnano P.P. Mercato, Agnano M.S., Avellino, 79 e 472 AD), sebbene diverse nella successione degli eventi e nella natura chimico-mineralogica dei prodotti, sono comparabili in termini di volumi di magma eruttato (tra circa 1 Km³ e pochi km³, Albore Livadie et al, 1998). Le eruzioni pliniane e subpliniane sono caratterizzate da importanti trasformazioni di stile e regime eruttivo. Nella maggior parte dei casi, infatti i depositi presentano alternanze di strati da caduta di pomice e livelli cineritici.

I primi dovuti ad attività di fall out, prevalgono nei livelli più bassi delle sequenze eruttive e quindi nelle fasi iniziali delle eruzioni, mentre i secondi, più spessi, in zone prossimali (fino a qualche decina di chilometri dal vulcano), sono il risultato di eventi da flussi piroclastici turbolenti a bassa concentrazione di particelle (pyroclastic surge), e flussi laminari ad alta concentrazione solida (pyroclastic flow).

Questi ultimi sono spesso presenti nelle fasi finali delle sequenze pliniane o alternate alle unità da fall.

Lo studio delle isopache (curve di uguale spessore dei depositi) fornisce oltre ai limiti dell'area di caduta delle pomice e delle ceneri trasportati in regime eolico-balistico, il carico dei depositi sui manufatti, nonché il potenziale grado di impatto ambientale.

Di particolare importanza sono gli effetti secondari delle eruzioni e principalmente i lahar e gli alluvionamenti sottoforma di debris o mud flow, rockslide avalanches, flood deposits, che spesso le accompagnano o le seguono con ritardi da alcuni giorni a qualche mese.

Inoltre studi stratigrafici (Celico & Guadagno, 1998; De Crescenzo & Santo, 1999, 2005; Lirer et al, 2001; Sulpizio et al, 2000; Pareschi et al, 2000; Santo et al, 2002; Pescatore et al, 2004) hanno rilevato l'estensione e la rilevanza di eventi geomorfologici su scala regionale direttamente connessi agli eventi pliniani.

I depositi da fall out sono originati per diffusione eolico-balistica del materiale piroclastico in nubi convettive che spesso raggiungono altezze stratosferiche e la successiva deposizione in formazioni continue che mantellano uniformemente il territorio.

La figura della dispersione dei prodotti mostra le isopache esterne delle unità da fall delle principali formazioni pliniane del Somma-Vesuvio (Albore Livadie et al, 1998). Si nota una concentrazione di depositi intorno a E-NE mentre soltanto il fall del 79 d.C., oltre ad eventi minori non rappresentati sono orientati verso SE (Scandone et al, 1991; Lirer et al, 1993).

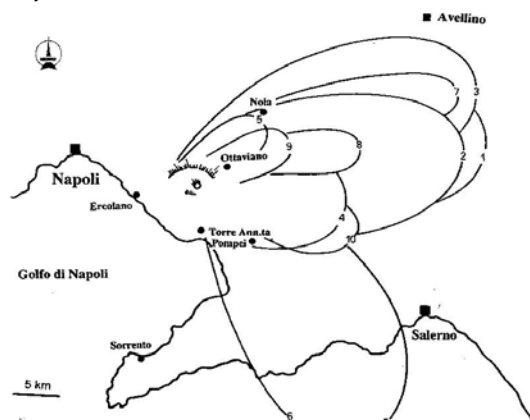


Fig. 1 - Mappa delle varie isopache delle eruzioni. 1) Sarno; 2) Ottaviano (o Pomici Gemelle); 3) Avellino; 4) "Protostorica A"; 5) "Protostorica B"; 6) Pompei; 7) Pollena; 8) 1631; 9) 1906; 10) 1944.

Questa caratteristica (assi di dispersione con orientazioni sempre comprese tra SE e NE), dovuta alla provenienza da ovest dei venti dominanti, è comune alla maggior parte delle eruzioni avvenute nell'area mediterranea (compresa la più grande eruzione dell'Ignimbrite Campana), conferma che la direzione dei venti dell'area è rimasta costante almeno per qualche decina di migliaia di anni ed è conforme al

regime attuale a livello troposferico e stratosferico¹⁴.

I depositi da flusso piroclastico associati alle eruzioni pliniane e subpliniane del Vesuvio comprendono un'ampia varietà di tipologie dovute a differenti meccanismi eruttivi e deposizionali. Essi derivano da drastici cambiamenti dello stile eruttivo, anche nel corso di una singola fase pliniana, prevalentemente nei momenti finali dell'eruzione.

Comune a tutti i depositi da flusso è la notevole variabilità laterale di spessore e di caratteri sedimentologici dovuto al forte controllo operato dagli elementi topografici sulla propagazione.

Per tale motivo i depositi da surge e da flow prodotti nelle eruzioni esplosive, contrariamente ai depositi da fall, presentano notevoli differenze in spessore, distribuzione areale e caratteri sedimentologici. Scarse evidenze sono disponibili sui depositi da flusso delle eruzioni vesuviane più antiche tardo-pleistoceniche, ma sono stati definiti con discreto dettaglio i limiti dell'eruzione delle pomici di Mercato, avvenuta nella prima parte dell'Olocene (Rolandi et al, 1993).

Questi sono presenti in un settore a circa 180° a NE dell'edificio. Una distribuzione molto diversa caratterizza i depositi da flusso dell'eruzione di Avellino dell'Età del Bronzo, che sono costituite principalmente da pyroclastic surge molto direzionali, diffusi nel settore NNO dell'edificio fino ad una distanza di circa 30 Km.

I recenti scavi di Gricignano e Afragola (TAV) mostrano un'alternanza di livelli piroclastici da flusso ascrivibili alle eruzioni dell'ultimo periodo flegreo, in particolare Agnano M.Spina, nonché all'eruzione di Avellino, che ricoprono resti di suddivisione delle aree coltivate, diffuse tracce aratura, oltre a strutture insediamentali nonché suggestive impronte di animali ed umane nei livelli cineritici da flusso immediatamente dopo l'evento.

¹⁴ Infatti le serie storiche di rilevamenti della direzione dei venti in quota del sito di Brindisi (Cornell et al, 1983) mostrano una direzione di provenienza prevalente da O; una eccezione si osserva nella stagione estiva caratterizzata da venti in quota con direzioni variabili da N, NO ed O a quote troposferiche e da E per quote stratosferiche (l'eruzione del 79 d.C è avvenuta ad agosto).

L'eruzione del 79 d.C. presenta notevole depositi da flusso piroclastico comprendenti distinte unità da surge e da flow diffusi in un arco di circa 360° intorno al vulcano con una forte prevalenza nei settori meridionali dell'edificio (Sigurdsson et al, 1985).

Un'analoga distribuzione dei prodotti da flusso si è verificata nell'eruzione subpliniana del 1631 AD, mentre le unità da flusso idromagmatico dell'eruzione di Pollena del 472 d.C. sono diffuse esclusivamente nel settore nord-orientale del Vesuvio.

Localmente i depositi presentano accumuli notevoli nelle valli e nelle incisioni dei canali. I depositi associati con fenomeni secondari, connessi in modo diretto o indiretto con l'attività esplosiva sono rilevabili in tutti i settori della Campania interessati dalle eruzioni. I più comuni sono quelli da colate di fango (mud flow), affioranti principalmente sui pendii a nord del Somma a distanze limitate a circa una decina di km dall'area craterica.

I depositi tipo lahar si riscontrano esclusivamente nei canali e nelle paleoincisioni, con spessori anche di alcuni metri, e sono di tipo diretto o indiretto; nel primo caso sono contemporanee all'eruzione, mentre nel secondo caso si verificano da qualche giorno a qualche mese dopo l'eruzione (Albore Livadie et al, 1998).

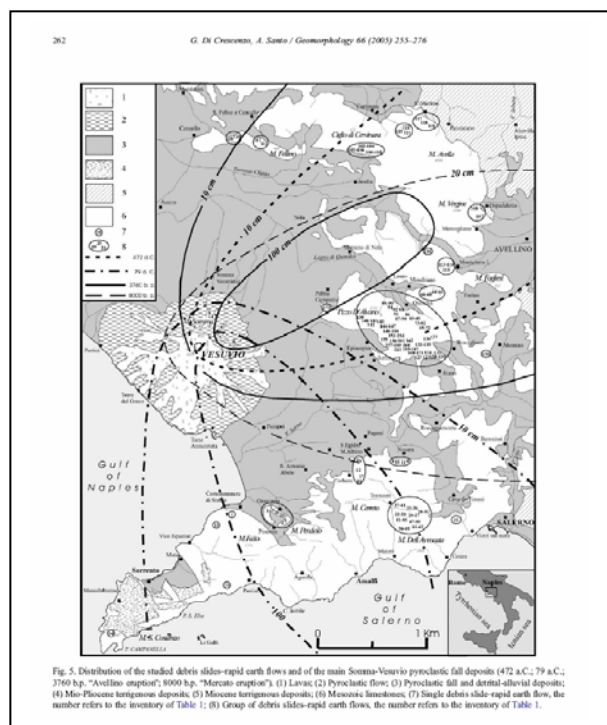
Le aree prossimali e distali ai centri eruttivi presentano anche grande estensione di depositi vulcanoclastici rimaneggiati da alluvionamenti e generati dai cambiamenti del reticolo idrografico indotti direttamente o indirettamente dalle eruzioni.

La maggiore disponibilità di sedimenti per il trasporto e la deposizione, dovuta principalmente all'alto potere erosivo delle acque superficiali su sedimenti sciolti non compattati e non trattenuti dalla vegetazione, generano ampie superfici di aggradazione pedemontana, sovralluvionamenti nelle piane alluvionali e ampie progredazioni della linea di costa.

Tali effetti sui sistemi geomorfici sono attivi per un tempo limitato subito dopo l'eruzione e molte volte dipendono dai trend climatici (precipitazioni e temperature) ed ambientali (suoli e vegetazione, capacità antropica di superare l'evento) in atto al momento o subito dopo l'eruzione.

A titolo di esempio si riportano gli estesi depositi vulcanoclastici rimaneggiati associati all'eruzione di Pollena del 472 d.C. (in alcuni casi, per es nell'area compresa tra Avella e Nola, quest'ultima formazione raggiunge spessori di vari metri).

Le caratteristiche dei depositi (flussi iperconcentrati di materiali vulcanoclastici, debris e mud flows, colate rapide, colluvi) suggeriscono un processo di continuo rimaneggiamento probabilmente legato alla concomitanza di un periodo con precipitazioni eccezionali, contemporanee o successive all'eruzione.



Altro esempio sono i fenomeni rilevati da Cinque et al, 2000, lungo i versanti dei Monti Lattari: questi hanno ricevuto circa 1,5-2 metri di depositi da caduta dell'eruzione del 79 d.C ed in numerosi affioramenti mostrano spessi debris flow vulcanoclastici e depositi alluvionali (noti localmente come *Durece*). Questi sono stati successivamente ma rapidamente, interessati da una crisi di accelerata erosione e frane che hanno prodotto:

- Una forte aggradazione (superiore a 40 m) nelle valli più basse V-shaped dell'area.
- Riattivazione di vecchie conoidi stabilizzate
- Crescita di nuovi fan-delta (avanzati anche di 500 m) allo sbocco dei fiumi.

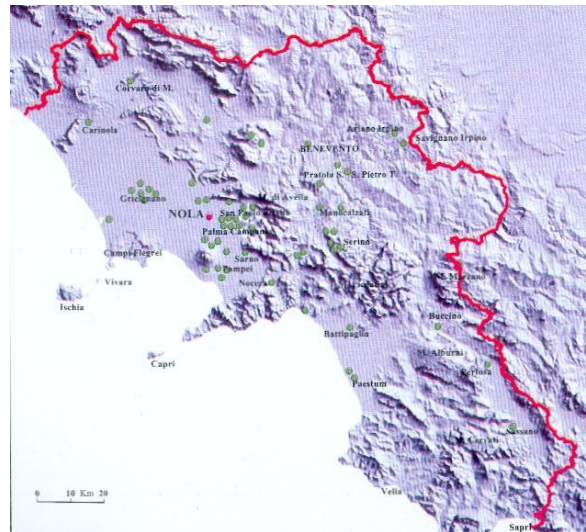
Questa risposta è dovuta in primo luogo alla ripida topografia dell'area, ma anche alla scomparsa della vegetazione e all'aumento del run-off causato dai livelli cineritici finali della sequenza eruttiva. Numerosi dati geoarcheologici indicano che la crisi geomorfologica è durata un periodo dell'ordine della decade ed è stata seguita da un periodo di dissezione dei depositi di Durece e di smantellamento del fan-delta ad opera delle onde del mare.

Altro aspetto di interazione tra archeologia e vulcanologia è la constatazione che i siti archeologici dell'età del Bronzo, nonchè quelli del Neolitico finale, sono presenti sul territorio non casualmente ma rispondenti a precisi dettami geomorfologici ed ambientali. Se consideriamo tutti i siti scoperti nell'area direttamente o indirettamente interessata dall'eruzione di Avellino, si osserva che il loro numero assai considerevole non sembra dovuto alla casualità delle scoperte (come per altri periodi della storia dell'uomo) ma ad una precisa occupazione piuttosto densa del territorio e ben posizionati geograficamente tali da rispondere ad interessi sia di tipo agricolo che ad orientamenti verso una economia pastorale basata sull'allevamento brado e sulla transumanza verticale a piccolo raggio, forse stagionale.

A confermare questa constatazione concorrono tanto i dati archeologici che la documentazione di un continuum antropizzato tra siti posti in pianura (pochi) o nelle aree pedemontane e le contigue zone collinare o montane. La maggiorparte dei siti archeologici occupa rilievi caratterizzati da bassissime pendenze, in prossimità di zone collinari, di sfiori sorgentizi, di corsi d'acqua o di depressioni fluvio-lacustri (Palma Campania, Sarno, Avellino, Pratola Serra, Nola S. Paolo Belsito, Frattaminore ed altri) o zone più francamente pedemontane e a ridosso dei versanti (Roccarainola, Figlioli, Ribottoli, Sant'Anastasia, Ottaviano ed altri).

Dalla scelta dell'ubicazione risalta chiaramente l'intenzione di destinare a proprio habitat luoghi in posizioni prossime o in corrispondenza di importanti vie di passo sia pedemontane che fluviali. Il sito di San Pietro Torre d'Elia a Mirabella Eclano è prossimo al fiume Calore, i siti di Figlioli, Passatoia e Ribottoli sono in

relazione al passo dei Picentini che collega l'Agro solofrano a quello della media ed alta valle del Sabato, la quale appare ben controllata strategicamente dal sito di Pratola Serra.



Distribuzione dei siti del Bronzo Antico, da Albore Livadie, 2001

L'insediamento di Cava dell'Arciprete ad Atripalda, occupa un ampio terrazzo strutturale della conca avellinese, posta allo sbocco di un importante itinerario che la collega, attraverso il passo di Monteforte alla Piana dei Regi Lagni. Il sito di Palma Campania è posto a guardia dello spartiacque tra la Piana del Sarno e quella dei Regi Lagni. Anche questo sito come quelli di Monte Fellino e dell'Avellano, si trova in corrispondenza di importanti vie d'accesso all'entroterra appenninico. Uno degli esempi più importanti per esprimere queste condizioni è senza dubbio rappresentato dalla posizione occupata dal sito de La Starza di Ariano Irpino, (anch'esso interessato dalla deposizione di un sottile livello di pomici bianche fini (10 cm), che è posto strategicamente in prossimità dello spartiacque appenninico in una zona che permette di controllare il territorio interno, attraverso il Passo di Mirabella e la valle del Cervaro, tra l'entroterra pugliese ed i siti interni appenninici, e tramite quest'ultimi, con le zone tirreniche. Sembra lecito pensare che la scelta di alcune località della fascia pedemontana, poste a guardia degli accessi alle vallate, probabilmente per una maggiore difendibilità e controllo del territorio, non possono non escludere una scelta motivata dalla posizione lungo quegli itinerari legati alle

transumanze ed ai percorsi degli scambi e dei traffici che sono all'origine della formazione dei futuri centri abitati protourbani.

Solo pochi siti mostrano una rioccupazione successiva all'evento eruttivo delle pomice di Avellino. Uno di questi, La Starza di Ariano Irpino offre un importante contributo nel valutare il grado di impatto dell'eruzione sul territorio e la capacità dell'ambiente di autorigenerarsi. In questo sito la presenza delle pomice permette di separare nettamente i livelli del Bronzo Antico da quelli del Bronzo medio. Le datazioni ¹⁴C effettuate sui livelli antropici immediatamente successivi all'eruzione documentano che la più antica frequentazione del sito, dopo l'evento è ascrivibile, al Bronzo medio e sembra che non sia avvenuta prima che siano trascorsi almeno 230 anni (Albotr Livadie et al, 1997b). Se si considera che il sito de la Starza dista circa 80 km dal Somma Vesuvio, si intuisce facilmente quale deve essere stato il grado di distruzione del territorio causato direttamente dall'eruzione, tanto da determinare un così lungo abbandono. A questo spopolamento delle aree interessate dall'eruzione fa riscontro una crescita degli

insediamenti nelle vallate e nelle fasce pedemontane delle aree poste a Nord della piana Campana e della Piana del Sele, nonché delle vallate interne appenniniche non interessate direttamente dall'eruzione. In altri siti invece la ripresa è avvenuta solo molto tempo dopo con entità valutabili nell'ordine di circa un migliaio di anni o non è avvenuta per niente. I tempi della ripresa sono legati non solo al ripristino delle risorse geoambientali danneggiate ma anche allo sviluppo di un suolo fertile capace di far riattivare produttivamente la superficie topografica.

C'è da sottolineare, a conferma del basso grado di impatto antropico su scala territoriale regionale esistente almeno fino all'età del bronzo, che il tempo della ripresa sono stati più lunghi quando hanno visto protagonisti o vittime le primitive civiltà del passato (Neolitico, Bronzo Antico, ecc), fortemente dipendenti dalle locali risorse geoambientali, e sono stati più brevi per le civiltà più recenti (romana, medievale, ecc), sempre meno dipendenti dall'utilizzazione del territorio. Questi tempi sono praticamente nulli già a partire dal 79 d.C. se si considerano i territori interessati da questa eruzione.

2.4.4 ASPETTI SOCIO-CULTURALI E STRATEGIE INSEDIATIVE DEL POPOLAMENTO UMANO PREISTORICO E PROTOSTORICO DELLA CAMPANIA

Tracciare un quadro del popolamento umano tardoquaternario e dei relativi aspetti culturali e socio-economici, soprattutto della preistoria ed in parte della protostoria, risulta alquanto complesso, anche agli specialisti della materia (archeologi, paleontologi, antropologi ecc).

I grandi periodi archeologici quali Paleolitico, Mesolitico, Neolitico, Eneolitico, età del Bronzo, età del Ferro, ed epoca storica, hanno limiti temporali relativamente ben definiti (archeozone in *figura 55*); possono essere utilizzati anche per le "correlazioni" (archeologiche, geoarcheologiche, paleontologiche) a scala interregionale, e marcano grandi cambiamenti (degli aspetti culturali, produttivi e di sussistenza, commerciali e migratori, ecc) che interessarono le comunità antiche della Campania. Gli aspetti culturali e insediamentali delle popolazioni preistoriche e protostoriche campane sono brevemente descritte in appendice, mentre qui si sottolineano solo alcuni momenti di discontinuità archeologiche.

La *figura 55* mostra ulteriori suddivisioni in sottoperiodi (subarcheozone) e relative facies culturali con lo stesso meccanismo di suddivisione di una scala dei tempi geologici: ai periodi geologici (per es. trias, giura, creta) corrispondono le archeozone, suddivise generalmente in antico, medio, recente/finale al posto di inferiore, medio e superiore. Così come gli strati geologici coevi sono differenti da regione a regione (concetto di facies), anche le stratigrafie archeologiche coeve possono presentare differenze significative, che a seconda delle regioni e dei luoghi assumono caratteri locali generalmente raggruppati in facies e sottofacies culturali.

Per la Campania, inoltre, tali aspetti sono estremamente più frammentari a causa delle continue eruzioni catastrofiche dei vulcani napoletani, le quali hanno più volte interrotto e/o condizionato fortemente lo sviluppo delle comunità antiche. Sotto altri aspetti, invece i prodotti delle eruzioni pliniane (per es. Avellino, Agnano M. Spina, 79 d.C., 472 d.C. ecc) hanno permesso la conservazione di numerosi piani antropizzati che hanno mostrato gli aspetti salienti della vita quotidiana antica in relazione ai contesti naturali che ospitavano le attività di produzione, di sussistenza, di controllo del territorio, di sistemi irrigui e di bonifica, ecc.

Pertanto la storia del popolamento antico della Campania presenta buone informazioni ed un'ottima produzione scientifica sulle popolazioni interessate dalle eruzioni quali quelle dell'Eneolitico (in relazione all'eruzione di Agnano M. Spina), del Bronzo Antico (in relazione all'eruzione di Avellino), dell'età del Ferro (in relazione alle protostoriche vesuviane) e dell'epoca storica (per il 79 d.C., per il 472 AD ed altre).

Altri momenti della storia, quali il Mesolitico, il Neolitico antico, alcuni momenti dell'Eneolitico antico e del Bronzo recente e finale mostrano una documentazione di scavo poco significativa (quando presente) per poterne cogliere aspetti culturali di valenza regionale.

Questi periodi di scarsa documentazione potrebbero anche riflettere momenti di grandi trasformazioni ambientali in quanto i loro limiti sembrano coincidere con i grandi cambiamenti ambientali e climatici registrati dai proxy data precedentemente illustrati (*RCC, Bond events, 8.1 Cooling event*), e dai record naturalistici, quali pollini, oscillazioni dei limiti crinonivali e del livello dei laghi, ecc. In questa prospettiva, durante le ricerche della tesi di dottorato ho avviato una serie di collaborazioni scientifiche con archeologi campani esperti della materia (vedi premessa) mirate a revisionare criticamente in chiave paleoclimatico-ambientale, le maggiori discontinuità archeologiche della Campania (Tozzi, 1975; Bailo Modesti & Salerno, 1998; Albore Livadie, 1987, 1989, 1994a; Boenzi et al, 1999).

Pertanto si è provato ad analizzare le caratteristiche topografiche, sociali ed economiche della storia del popolamento umano di molte aree significative della Campania, con particolare attenzione ai suoi momenti più critici, proprio per valutarne le potenziali interazioni paleoclimatiche e paleoambientali.

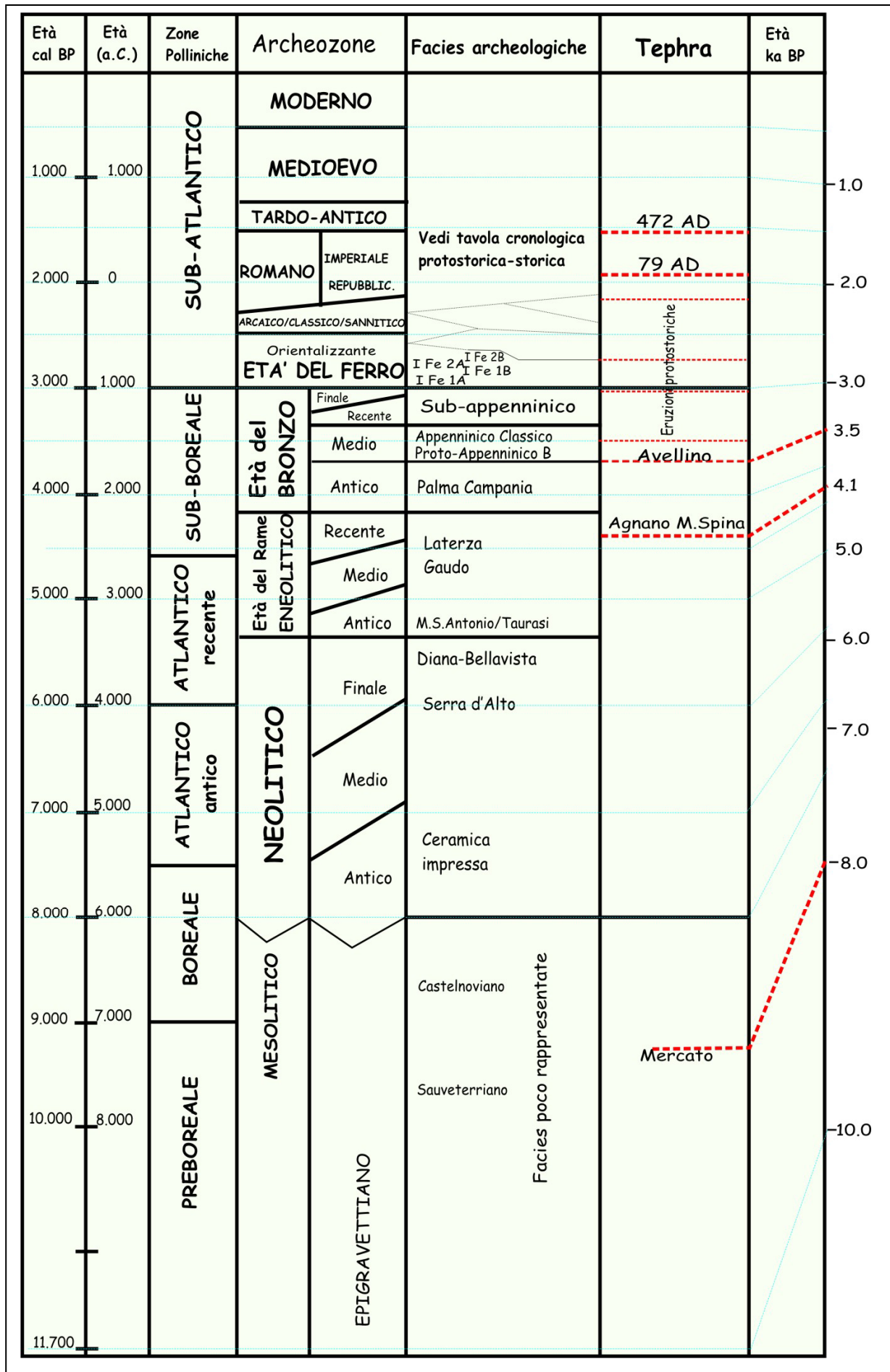


Figura 55 : Archeozone e facies culturali della Campania in relazione alle eruzioni vulcaniche ed alle suddivisioni climatostratigrafiche dell'Olocene

Il quadro delle conoscenze è brevemente illustrato nella lista seguente, che riporta le principali discontinuità/continuità/tendenze rilevate, e che è il frutto di una sintesi dei contributi specialistici volti a sottolineare l'occupazione del territorio della Campania nei vari momenti culturali.

- Assenza/scarsa presenza di ritrovamenti riferibili generalmente alle culture Mesolitiche e quelle del Neolitico Antico.
- Tendenza delle comunità umane nel primo Olocene al graduale abbandono delle aree montane di alta quota a favore delle aree di fondovalle, con una scelta di siti in aree prossimali alla costa, alle aree di pianure e di valli fluviali, vicino a fonti di approvvigionamento.
- Rapido aumento delle dimensioni e delle densità degli insediamenti nelle aree dove si afferma pienamente l'economia di produzione (agricoltura ed allevamento) a partire dal Neolitico medio.
- Tendenziale preferenza delle comunità umane, in determinati momenti culturali dell'Olocene, per le zone umide perilacustri, perilagunari, palustri e perifluviali, mediante bonifiche delle rive (Bronzo finale-Età del Ferro).
- Tendenza dell'occupazione umana, tra V e IV millennio BP, ad essere più rada sul territorio con una bassa densità abitativa e di breve durata.
- Progressiva stabilizzazione dell'insediamento nel corso del IV millennio BP, con particolare interesse per le zone collinari e montuose con caratteristiche tattico-strategici in posizioni forti e dominanti
- Significativi movimenti migratori interregionali e regionali particolarmente evidenti nell'Eneolitico (Gaudio), nel Bronzo medio finale, nell'Età del Ferro ed in aggiunta a quelli noti di colonizzazione arcaica, greca e romana.
- Brusche contrazioni e/o sviluppo degli insediamenti umani, collocate in fase con le più importanti eruzioni pliniane napoletane ed in coincidenza delle più grandi trasformazioni culturali e sociali che hanno interessato le comunità antiche.
- Fenomeno di rapido sviluppo e repentino abbandono degli abitati dell'area di piane costiere fluvio-palustri durante la fine del IV millennio BP/prima età del Ferro e intorno al III sec a.C.
- Occupazione sistematica delle emergenze altimetriche nelle piane della Campania (placche di travertini, duomi lavici, cordoni dunari, ecc) in particolare nell'eneolitico (Gaudio) e agli inizi dell'età del Ferro) e rapido e/o graduale abbandono.
- Assetti topografico-geomorfologici di antichi insediamenti incompatibili con le attuali condizioni ambientali (siti ubicati su fondovalli attualmente interessati da frequenti alluvionamenti; sepolti da dune mobili; sepolti da depositi detritici, sommersi da specchi lacustri, ecc.).

Capitolo 3

Concetti di base sulle reazioni geomorfiche alle variazioni climatiche

Un sistema geomorfico si compone di un certo numero di variabili tutte legate fra loro da stretti rapporti di interdipendenza che ne definiscono l'evoluzione nello spazio e nel tempo (*figura 56*).

I cambiamenti climatici influenzano sensibilmente i sistemi geomorfici naturali, mediante variazioni lente e/o improvvise del paesaggio e delle altre variabili interdipendenti, nonché favorendo, o inibendo morfodinamiche, come le tempeste, le frane, il carico solido, la frequenza delle alluvioni, la stabilità della corrente di un canale, lo sviluppo dei suoli, ecc.

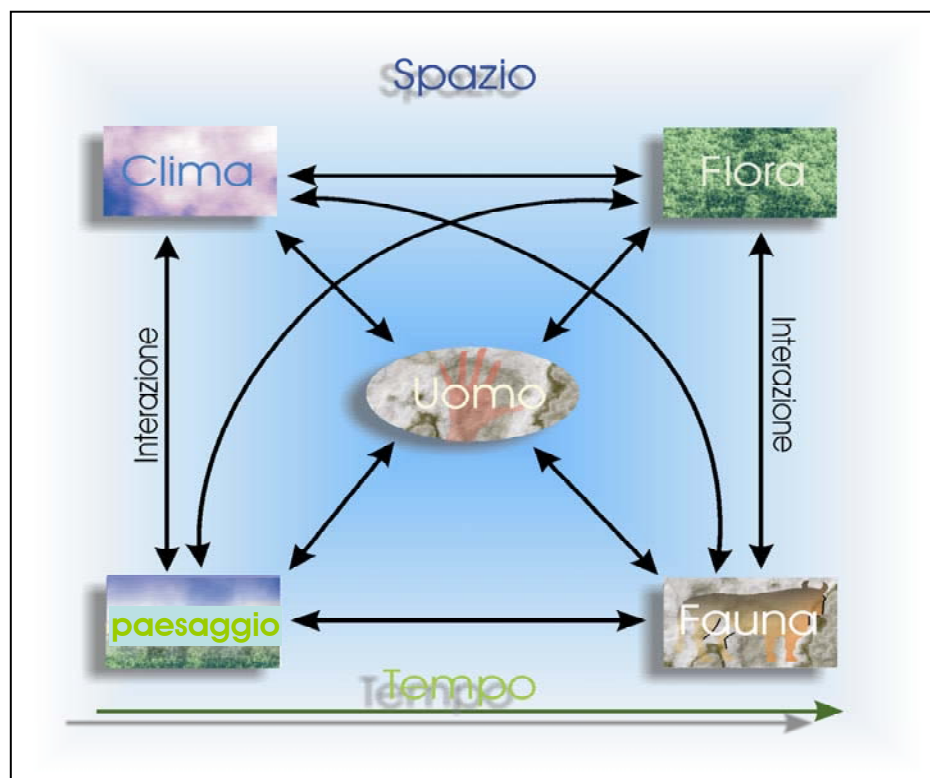


Figura 56: variabili interagenti in un sistema geomorfico

In letteratura esistono numerosi contributi di sintesi (Bull, 1991, 1997; Lewin et al, 1995, Brown, 2001; Daniels, 2003; Harvey, 1984, 1990; Harvey et al, 1999; Pope et al, 2003; Reading, 1996) circa la sensibilità dei vari sistemi geomorfici ai cambiamenti climatici l.s., mentre altri (Zanchetta et al, 2004; Cinque, 1986; Cinque et al, 1997; Boenzi et al, 1996; Cilla & Dramis, 1999; Brancaccio et al, 2000; Giraudi, 2005b; Lippmann-Provancal, 1987a; Nemeč & Postma, 1993; Ogushi & Ogushi, 2004; Ortolani & Pagliuca, 1994; Di Vito et al, 1998; Vita Finzi 1969) dettagliano criticamente gli effetti dei passati cambiamenti climatici in aree mediterranee, aree soprattutto condizionate da variabili locali (vulcanismo,

tettonica, impatti antropici, ecc). Il riconoscimento di antiche forme del paesaggio, legate a trends morfoclimatici attualmente non attivi, e le evidenze di significative variazioni delle dinamiche sedimentologiche confermano che nel corso del tardoquaternario si sono succeduti importanti cambiamenti nei processi geomorfici, i più forti ed evidenti dei quali causati dal grande cambiamento climatico Pleistocene/Olocene.

Questo capitolo pone l'attenzione sui concetti fondamentali che meglio aiutano a capire la risposta di un bacino idrografico al cambiamento climatico. Verranno introdotti i concetti base che regolano le condizioni limite e le condizioni di equilibrio in sistemi aperti (per es. nei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi) composti sia da variabili dipendenti che indipendenti. Tale approccio teorico alla "risposta del sistema" al cambiamento climatico è applicabile a sistemi geomorfici tipici di aree mediterranee (Bull, 1991), mentre per le aree oggetto di studio di questa ricerca, la Campania, non si deve trascurare assolutamente il ruolo di un'altra variabile indipendente dalle altre, l'attività vulcano-tettonica, che proprio nel tardoquaternario si concentra in questa regione.

3.1 SISTEMI GEOMORFICI

I sistemi geomorfici consistono di una serie di fattori o processi morfologici che agiscono contemporaneamente.

Un sistema geomorfico può essere definito come un sistema aperto che coinvolge massa ed energia in un ambiente fisico (spazio) definito attraverso il tempo (Bull, 1991).

Un esempio è un bacino idrografico dove le rocce e i terreni sono esposti ai processi di denudamento e di erosione che consentono, in alto, una diminuzione del rilievo locale ed in basso una aggradazione.

L'energia che fa muovere tali materiali è quella gravitazionale (potenziale e cinetica) mediata dall'acqua, che è un input esterno (una funzione del clima) fluttuante attraverso il sistema.

L'energia potenziale dell'acqua delle precipitazioni è determinata dall'elevazione tettonica del paesaggio; essa è convertita in energia cinetica quando l'acqua scorre verso le basse quote.

I sistemi aperti sono, anche, caratterizzati da processi reversibili, come l'aggradazione o la degradazione di un fondovalle ad opera di corsi d'acqua e l'avanzata e ritiro dei ghiacciai.

I sistemi chiusi sono caratterizzati invece da processi irreversibili, come molte reazioni chimiche che causano trasformazioni diagenetiche sui sedimenti e su altro.

3.1.1 VARIABILI DEI SISTEMI FLUVIALI

I componenti base di un sistema fluviale e le relazioni tra essi sono mostrati nella **figura 56**:

Le variabili indipendenti sono elencate in alto nel diagramma di flusso di **figura 57**.

I sistemi fluviali possono dividersi in due sottosistemi (versanti e alveo fluviale). Il sottosistema alveo fluviale ha due modus operandi di disequilibrio, l'aggradazione e la degradazione, e un momento di equilibrio operante durante i periodi di assenza di cambiamento netto nelle variabili interagenti. Un limite deposizione/erosione (soglia critica) separa il modus operandi aggradazionale da quello degradazionale.

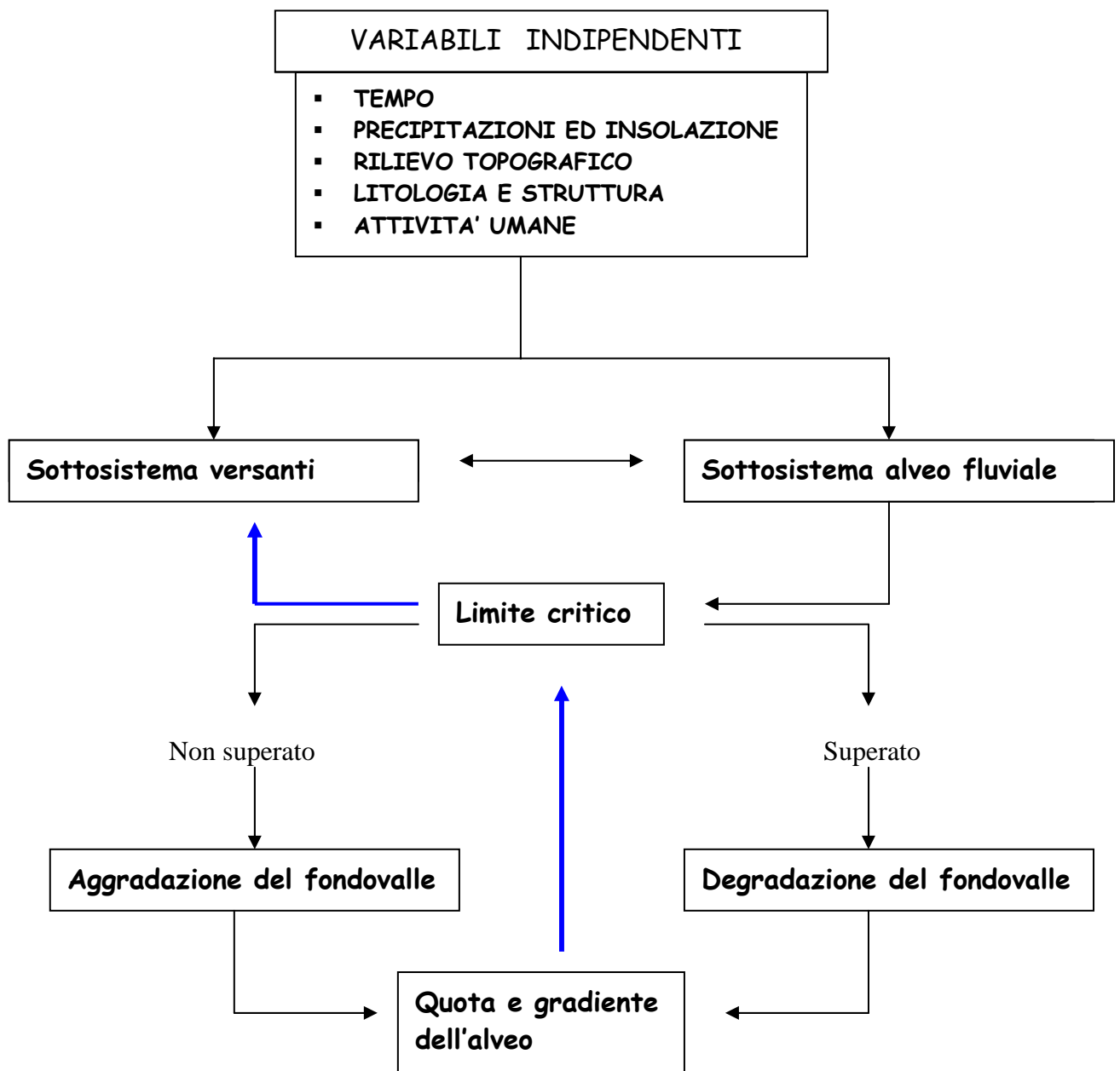


Figura 57: le relazioni tra le componenti di un sistema fluviale (in blu i meccanismi di feedback).
Da Bull, 1991, modificato

Una variabile è un oggetto o un attributo che varia nel tempo, nello spazio o in ambedue. Variabili come il clima e la litologia hanno poca relazione con altre variabili in un sistema di alveo fluviale di un bacino idrografico e possono essere definite come variabili indipendenti. Le variabili indipendenti esercitano un controllo primario sui sistemi fluviali (da ora in poi sostituisce alveo fluviale) e possono essere considerate come esterne, perché esse sono parzialmente o totalmente il risultato di processi esterni al sistema fluviale. Tra esse vi sono le strutture geologiche e molte attività antropiche, con le principali variabili (indipendenti e dipendenti) mostrate nella tabella della *figura 58*:

VARIABILI INDIPENDENTI	VARIABILI DIPENDENTI
Clima	Bacino idrografico
Rilievo	Morfologia dei versanti
Livello di base generale	Vegetazione e fauna
Litologia	Sviluppo dei suoli
Strutture geologiche	Acqua e disponibilità di sedimenti
Attività umane	Pendenza dei canali e reticolo idrografico
	Attività umane

Figura 58: le variabili dipendenti e indipendenti di un sistema geomorfico. da Bull, 1991, modificato.

Le maggiori variabili dipendenti possono essere considerate come interne, perché esse sono il risultato dei processi che interagiscono all'interno del sistema. Le variabili dipendenti (per es. la vegetazione, la fauna e lo sviluppo dei suoli) sono controllate sia dalle variabili indipendenti che da altre variabili dipendenti (per es. le attività umane, la morfologia dei versanti).

La morfologia di un versante e il reticolo idrografico possono essere considerati come variabili indipendenti generalmente nei tempi brevi (ordine di 10-100 anni), mentre il bacino idrografico è una variabile indipendente per un tempo che copre meno di 100 anni, in quanto generalmente costante durante tali brevi tempi geologici.

La litologia e le strutture petrologiche associate con formazioni rocciose sono soggette a minimi cambiamenti con il tempo, mentre il clima e il rilievo possono cambiare continuamente.

Il rilievo è il dislivello tra minima e massima elevazione (H; local relief degli anglofoni). La sua genesi può essere frutto sia di eventi endogeni (tettonica e vulcanismo) sia esogeni (dissezione erosionale). Nelle aree campane, alla tettonica si deve in gran parte la quota massima, mentre la quota minima di un bacino è più legata a quanta dissezione erosionale si è avuto dopo l'uplift. In paesaggi da block faulting o movimenti tettonici recenti anche la locale quota minima può dipendere

dalla tettonica. In ogni caso, per bacini prossimi alla costa, come quelli campani, la quota minima (e di conseguenza H) dipende anche dall'eustatismo.

Si può porre un certo ordine gerarchico (per importanza) tra le diverse variabili dipendenti, tenendo conto del fatto che il grosso della morfologia dei versanti per esempio, è influenzata principalmente dalle variabili indipendenti, ma nel dettaglio, è anche il risultato di variabili dipendenti come la vegetazione ed il reticolo idrografico. La morfologia del versante influenza lo sviluppo del suolo che controlla la crescita delle piante, che a sua volta influenza l'acqua e il carico dei sedimenti.

Le attività umane possono essere considerate sia come variabili dipendenti che indipendenti. Gli uomini hanno l'abilità di controllare la vegetazione ed altre variabili dipendenti dei sistemi geomorfici. Gli uomini sono una variabile indipendente quando modificano i sistemi fluviali con azioni decise indipendentemente da ciò che sta avvenendo e sono variabili dipendenti quando attuano comportamenti che sono completamente influenzati da ciò che sta accadendo nel bacino.

Le interazioni tra le variabili in un sistema geomorfico possono essere influenzate da meccanismi di retroazione sia positiva ($R+$, autorafforzante, positive feedback o self-enhancing) che negativa ($R-$; autoarrestante, negative feedback o self-arresting) (Bull, 1991). Le tendenze ai progressivi accumuli o all'erosione dei colluvi di un versante sono un esempio di meccanismi di retroazione positiva ($R+$). Il colluvio depositatosi sulla roccia nuda aumenta la capacità di infiltrazione, in tal modo fornisce acqua e suolo come supporto della vegetazione. La vegetazione intrappola ancora altri colluvi aggiuntivi trasportati in basso dal versante, in tal modo promuove la tendenza all'accumulo del colluvio. Una importante azione erosiva, influenzata da importanti cambiamenti della vegetazione (cambiamenti climatici e/o antropici) può interessare i colluvi e i suoli così sviluppati sui versanti. Questi lentamente si esauriscono e le azioni erosive interessano nuovamente i materiali del substrato del versante, in tal modo diminuiscono i processi erosivi e si possono generare meccanismi di retroazione negativa ($R-$). Generalmente i meccanismi $R-$ favoriscono evoluzioni tendenti verso una condizione di equilibrio.

3.1.2 EQUILIBRIO IN UN SISTEMA FLUVIALE

L'equilibrio è una condizione di bilancio tra i vari processi che operano in un sistema fluviale. Quest'ultimo tende verso l'equilibrio anche quando più variabili stanno cambiando. L'equilibrio geomorfico si trova quando i meccanismi di retroazione negativa ($R-$) ostacolano gli effetti delle perturbazioni delle variabili del sistema, in modo che la morfologia del paesaggio non cambi con il tempo. Questo aggiustamento interno fa sì che i cambiamenti minori delle variabili indipendenti non vengano registrati, mentre solo i maggiori cambiamenti tendono

a disturbare l'equilibrio. Durante un periodo di equilibrio, pendenza, velocità, profondità, larghezza, turbolenza, pattern, e/o morfologia del canale, possono mutare delicatamente, garantendo che ci sia potenza ed efficienza tali da trasportare il carico dei sedimenti senza né aggradazione né incisione del canale. Ciò genera profili longitudinali stabili per lunghi periodi.

Per i sottosistemi dei versanti che diventano progressivamente più bassi e/o più dolci attraverso il denudamento, l'equilibrio è meglio definito come una configurazione tempo-indipendente (che non cambia) del paesaggio. Così, in generale, la morfologia dei versanti rimane costante nel tempo, dove la velocità di denudamento è uguale a quella dell'uplift.

Un simile approccio può essere usato per definire i tipi di equilibrio nei corsi d'acqua. Le retroazioni R- tendono a provvedere alla regolazione che è necessaria per una portata all'avvicinarsi dell'equilibrio. L'aggiustamento di un corso d'acqua ad un aumento di detriti dai versanti è un esempio tipico di R-: se si assume che la portata d'acqua rimane costante e non cambia, il sistema geomorfico fluviale cambierà ugualmente. Nei canali meandriiformi, abbondanti aumenti di sedimenti di fondo (bedloads) causano alterazioni in tutte le variabili idrauliche, che a sua volta risultano in una diminuzione della sinuosità del canale, cosicché più detriti possono essere trasportati. Nei canali tipo braided, aumenti del carico di fondo causano un forte alluvionamento in tutto il bacino idrografico. Questo aumento nel gradiente di streamflow è la causa principale dell'aumento del potere di flusso (stream power). Sia nei canali meandriiformi che braided, l'aggiustamento delle variabili idrauliche continuerà fino a che il corso d'acqua non ha trasportato il carico di fondo in eccesso (Bull, 1991).

Molti geomorfologi dimostrano che i sistemi aperti nei paesaggi fluviali possono essere considerati come approssimazioni di condizioni stazionarie (steady-state), in base a: *"il principio di equilibrio dinamico afferma che quando un versante è in equilibrio può essere considerato come una parte di un sistema aperto in uno stato stazionario del bilancio"*. Così l'equilibrio di tutto il bacino di drenaggio si raggiunge quando tutte le parti del paesaggio cambiano alla stessa velocità e le locali variazioni delle morfologie risultano soltanto da differenze delle variabili come la litologia, i tipi di processi erosionali, e la posizione di un dato elemento del paesaggio nel sistema.

Differenti parti di un sistema fluviale (per es. elementi di basso ordine del paesaggio, bassi terrazzi, barre, meandri di una valle, ecc) possono cambiare considerevolmente, durante il tempo necessario per ottenere un nuovo stato stazionario, dopo un cambiamento di una o più variabili indipendenti, ma anche nel lasso di tempo in cui l'equilibrio è mantenuto. Un corso d'acqua meandriiforme in una valle è un esempio di stato stazionario secolare. Il canale non è stazionario, in quanto il meandro si muove verso il basso e attraverso la valle ma conserva geometrie simili, finché le variabili indipendenti non cambiano.

3.1.3 SOGLIE GEOMORFICHE E TEMPI DI RISPOSTA

Una soglia geomorfica in un sistema aperto divide differenti processi reversibili che tendono a cambiare parte del sistema. Una soglia in un sistema chiuso separa invece processi irreversibili (per es. il cambiamento da condizioni stabili ad instabili di un movimento franoso). Concettualmente la soglia include all'interno il concetto di equilibrio, per esempio quando l'equilibrio si raggiunge tra i tempi di aggradazione e degradazione. Sebbene il tempo di ricorrenza delle soglie e l'ampiezza delle variabili che interagiscono non possono essere previste accuratamente a prima mano, il cambiamento del modus operandi associato con una soglia è facilmente identificabile in campagna. La ricognizione di un fenomeno limite è un riconoscimento della non linearità dei processi geomorfici (fluviali e di versante) e della loro sensibilità alle perturbazioni minori. Differenze tra i concetti di limite e di equilibrio sono illustrate in *figura 59*.

Punti o periodi nel tempo che separano le inversioni dei modus operandi di un sistema, sono soglie (T). Periodi di equilibrio sono soglie quando esse separano modus operandi aggradazionali o degradazionali del sistema. La fig 4 a mostra una ipotetica situazione in cui i cambiamenti nelle variabili di un sistema fluviale sono frequenti o richiedono lunghi periodi di aggiustamento prima di avere nuove condizioni di equilibrio (E). Le soglie sono comuni, i periodi di equilibrio sono infrequenti e brevi.

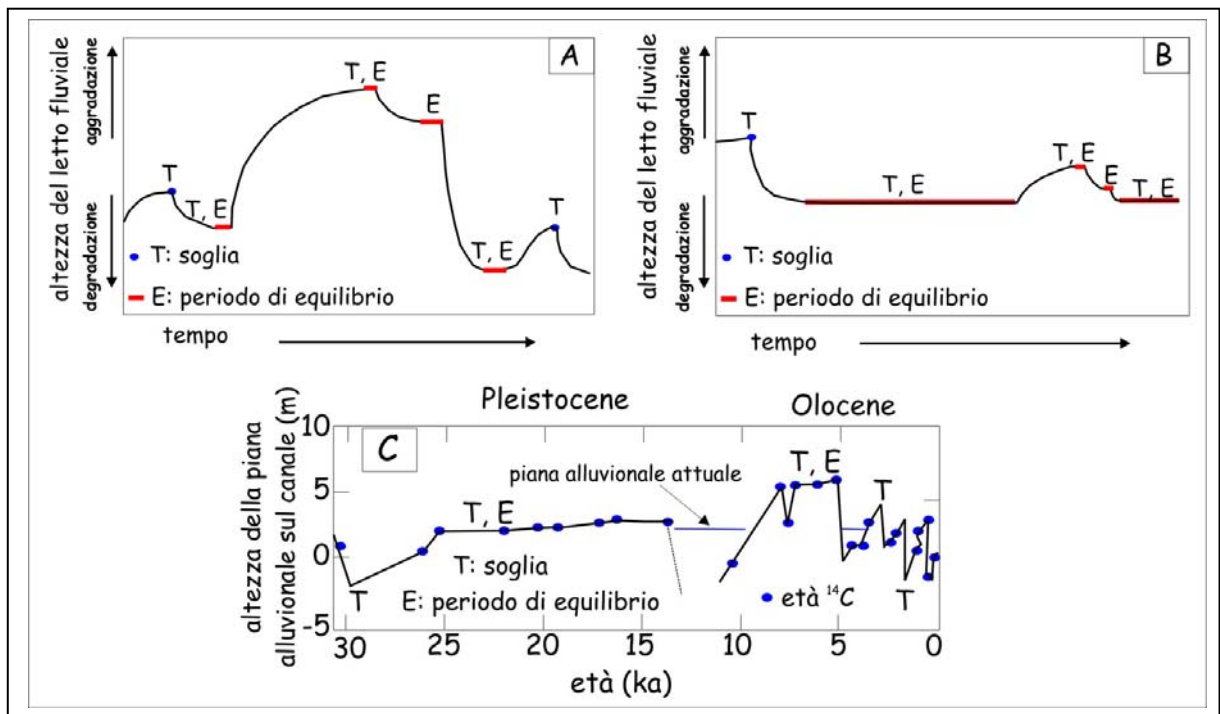


Figura 59: altezza del letto fluviale nel tempo. A) situazione ipotetica di frequenti soglie e brevi periodi di equilibrio: le velocità del cambiamento dell'altezza del letto fluviale vanno da estremamente rapide a molto lente; B) situazione ipotetica di episodiche soglie e lunghi periodi di equilibrio; C) periodi di soglie e di equilibrio per un tributario del Missouri (USA) durante gli ultimi 30 ka (da Brakenridge, 1981). Il tardo pleistocene è caratterizzato da 13 ka di equilibrio, mentre l'olocene è caratterizzato da frequenti soglie. (da Bull, 1991, modificato).

I sistemi fluviali raramente ottengono equilibrio per un lungo lasso di tempo, in quanto sono generalmente influenzati da frequenti cambiamenti delle variabili indipendenti (clima, uplift, e impatti antropici) e sono altamente instabili (per es. i corsi d'acqua effimeri delle regioni semiaride).

La **figura 59b** mostra una situazione opposta, in cui il sistema fluviale mantiene l'equilibrio per un lungo lasso di tempo. L'equilibrio può essere più facilmente raggiunto nei sistemi fluviali sia delle regioni umide che di quelle aride.

I dati di campagna necessari per capire i diagrammi soglia/equilibrio per i corsi d'acqua comprendono dettagliate informazioni circa le stratigrafie ed i suoli e soprattutto di moltissime determinazioni cronologiche. Un esempio è fornito dalla **figura 59c** relativa agli studi di Brakenridge (1981, in Bull, 1991) per un fiume del Missouri che ha avuto una storia evolutiva simile a quelle precedentemente descritte nelle figure 59a e 59b. L'equilibrio prevale durante l'ultimo periodo glaciale. Al contrario durante l'Olocene il livello della piana alluvionale è cambiato continuamente, probabilmente come risultato delle variazioni delle coperture vegetali e dell'abbondanza e dei tipi di precipitazione. Periodi di aggradazione appaiono essere gradualmente interrotti da brevi episodi di incisioni dei canali e degradazione della piana alluvionale.

Il termine soglia geomorfica tiene quindi in considerazione i cambiamenti del *modus operandi* e tende a non sottolineare l'accelerazione dell'aggradazione o della degradazione, anche dove si interpongono periodi di equilibrio. Una variazione temporanea nella velocità di aggradazione o di degradazione non viene considerata una soglia solo per una scelta pragmatica, principalmente perché in campagna può essere di difficile identificazione ed il più delle volte richiede informazioni quantitative (Bull, 1991)

Al contrario però, l'uso dei concetti di soglia offre numerosi vantaggi: le soglie possono essere brusche o graduali; possono essere usate negli studi che coinvolgono periodi di tempo che vanno da pochi minuti a milioni di anni e sono particolarmente utilizzate negli studi sulle interazioni tra l'uomo e l'ambiente, in quanto danno buone informazioni su come si è evoluto un sistema a partire da condizioni stabili (cioè valutare qual è il ruolo giocato dall'uomo in un sistema al momento del suo significativo impatto).

Il concetto di tempo di risposta che segue un cambiamento di una variabile indipendente o di una variabile interna di un sistema, è mostrato nel diagramma dell'equilibrio limite di **figura 60**.

I cambiamenti dell'altezza del letto del fiume indotti climaticamente non avvengono istantaneamente; c'è un tempo di reazione tra la perturbazione ed l'inizio dell'aggradazione o della degradazione. Il tempo necessario per stabilire un nuovo equilibrio è il tempo di riposo (R_x , relaxation time), e se il tempo di questo equilibrio dura si chiama tempo di persistenza (P_s , persistence time). Il tempo di risposta (R_t , response time) è la somma del tempo di reazione (R_a ,

reaction time) e del tempo di riposo (Rx). Il tempo di persistenza Ps delle nuove condizioni di equilibrio mentre T ed E sono rispettivamente la soglia geomorfica e le condizioni di equilibrio.

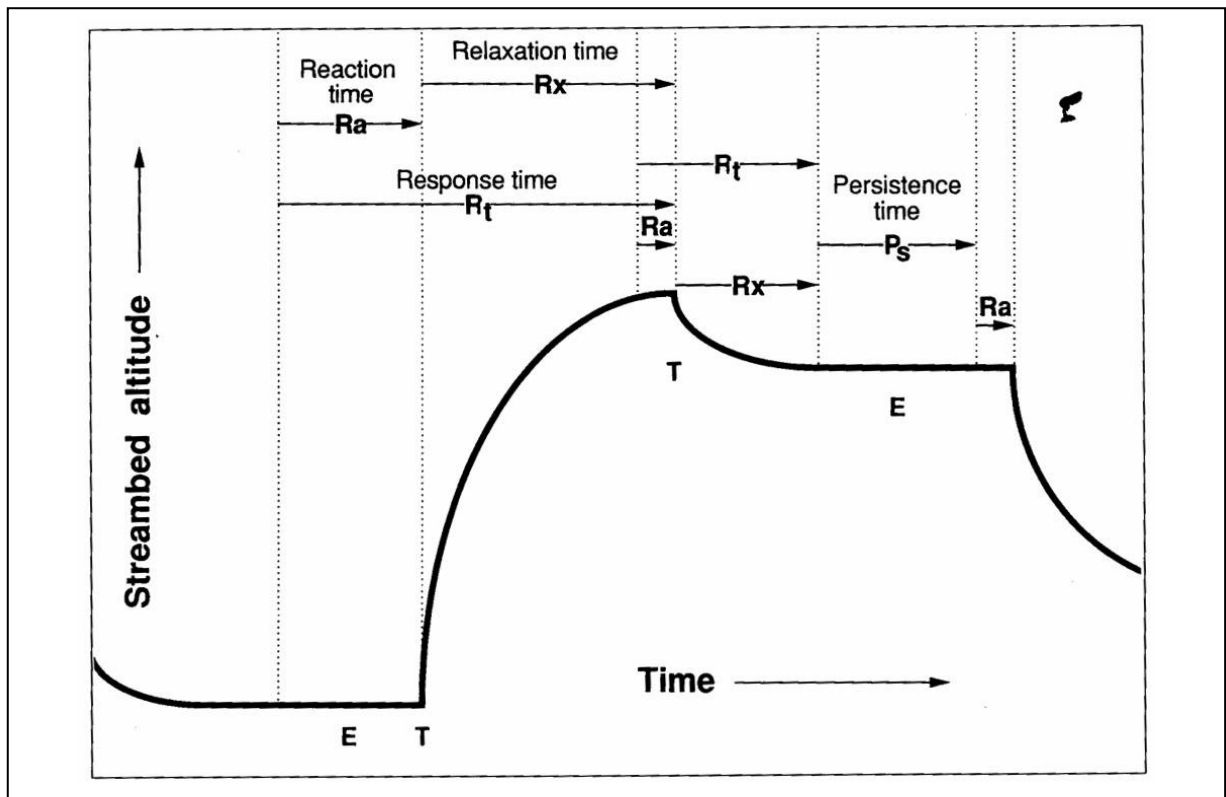


Figura 60: i cambiamenti dell'altezza del letto fluviale causati dall'aggradazione e dalla degradazione sono utilizzati per mostrare i componenti dei tempi di risposta. Il tempo di risposta R_t è la somma del tempo di reazione (R_a) e del tempo di rilascio (R_x). P_s è il tempo di persistenza delle nuove condizioni di equilibrio, e T ed E sono condizioni limite e di equilibrio, rispettivamente. Da Bull, 1991.

3.2 MODELLI DI RISPOSTA GEOMORFICA DEI PAESAGGI FLUVIALI AI CAMBIAMENTI CLIMATICI

3.2.1 RISPOSTA BIOGEOMORFICA

Elemento centrale dei modelli di risposta geomorfica è senz'altro la vegetazione, in quanto questa è molto influenzata dalle variazioni climatiche e influenza, a sua volta, i processi morfodinamici sui pendii e lungo i corsi d'acqua.

Bull, 1991, 1997; Lewin et al, 1995, Brown, 2001; Harvey et al, 1999; Pope et al, 2003; White et al, 1996; Wilkinson & Pope, 2003 hanno analizzato l'influenza dei cambiamenti controllati climaticamente sulle coperture vegetali e sui fenomeni di aggradazione/degradazione delle pianure alluvionali. In particolare tali studi

mostrano in che modo reagiscono ai cambiamenti climatici i versanti e i corsi d'acqua delle regioni umide e sub-umide mediante curve della risposta biogeomorfica (*figura 61*). La linea A della *figura 61b* rappresenta un ciclo climatico che partendo da condizioni normali registra dapprima un brusco aumento delle precipitazioni, poi un periodo di precipitazioni costanti seguito da una drastica crisi di aridità e di nuovo a condizioni normali. La linea B descrive la densità delle coperture vegetali che proteggono i suoli dall'erosione durante il ciclo climatico. La linea D è la curva del carico dei sedimenti (sediment yield) e mostra un pronunciato aumento del carico dei sedimenti immediatamente dopo il cambio da condizioni climatiche normali a condizioni umide. Ciò è dovuto al fatto che anche scarse ma concentrate precipitazioni su un paesaggio dominato da scarse coperture vegetali facilitano l'erosione diffusa ed aumentano la disponibilità di sedimenti per l'erosione. Grandi quantità di precipitazioni dopo periodi aridi innescano processi sedimentari di rapida ed improvvisa azione quali, frane, debris e mud flow, conoidi alluvionali, sheet erosion ed altro.

Dopo questa fase iniziale di erosione generalizzata le abbondanti precipitazioni favoriscono lo sviluppo di una prima copertura vegetale, anche sui versanti, che inizia ad inibire l'erosione. Di seguito, il carico dei sedimenti diminuisce fino ad un drastico calo in coincidenza del passaggio da condizioni umide ad aride per poi bruscamente risalire quando il degrado della copertura vegetale, indotto dall'aridità, favorisce nuovamente i processi erosivi.

Le curve di risposta biogeomorfica per le zone desertiche (*figura 61a*) sono opposte a quelle delle regioni umide come mostrato nelle curve C ed E. Una maggiore differenza sta nella maggiore disponibilità di sedimento da essere eroso dai versanti: nei deserti il volume dei materiali dei versanti che possono essere erosi è limitato e cambia anche con il tempo in risposta ai cambiamenti climatici. La linea C indica che la copertura vegetale diminuisce durante i periodi aridi (primo tratto del ciclo climatico) mentre la linea B per una regione umida è dominata da una linea orizzontale indicativa di condizioni di equilibrio. Come la curva umida anche la curva arida mostra un brusco repentino declino nella copertura vegetale, come conseguenza della brusca diminuzione delle precipitazioni effettive.

Poi la vegetazione continua a diminuire a causa della graduale riduzione dei suoli sui versanti. Al contrario è vero anche quando il clima cambia da arido a semi arido: la rapida crescita iniziale della vegetazione dopo un aumento di precipitazioni effettive è seguita da una graduale aumento del weathering che produce più suolo capace di trattenere l'acqua per le piante. La linea E riflette le interazioni tra vegetazione desertica e carico dei sedimenti. Il massimo di carico dei sedimenti si raggiunge rapidamente, dopo di che il carico progressivamente declina fino a che non si esaurisce il colluvio dei versanti ed affiora la roccia. Il contrario si riscontra quando il clima cambia da arido a semiarido. Il declino iniziale del carico dei sedimenti risulta da piccole aree di suolo che restano dal

precedente periodo arido e si sottopone ad un rapido aumento della vegetazione, ma il weathering degli affioramenti esposti di suolo ha ancora effetto sulla maggiorparte dei versanti. Con l'aumentare del tempo, il weathering gradualmente converte la roccia in suolo, che a sua volta è stabilizzato dall'aumento della copertura delle piante. La linea E si avvicina alla condizione stazionaria, indicata dalla linea tratteggiata orizzontale che descrive velocità uniformi di carico dei sedimenti, perché tutti gli affioramenti hanno sviluppato coperture con suolo.

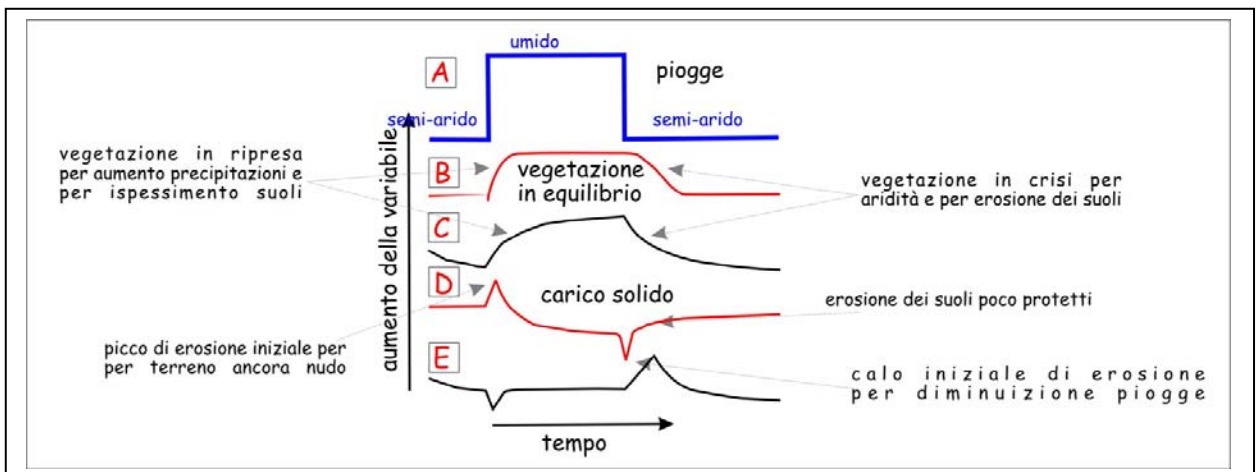
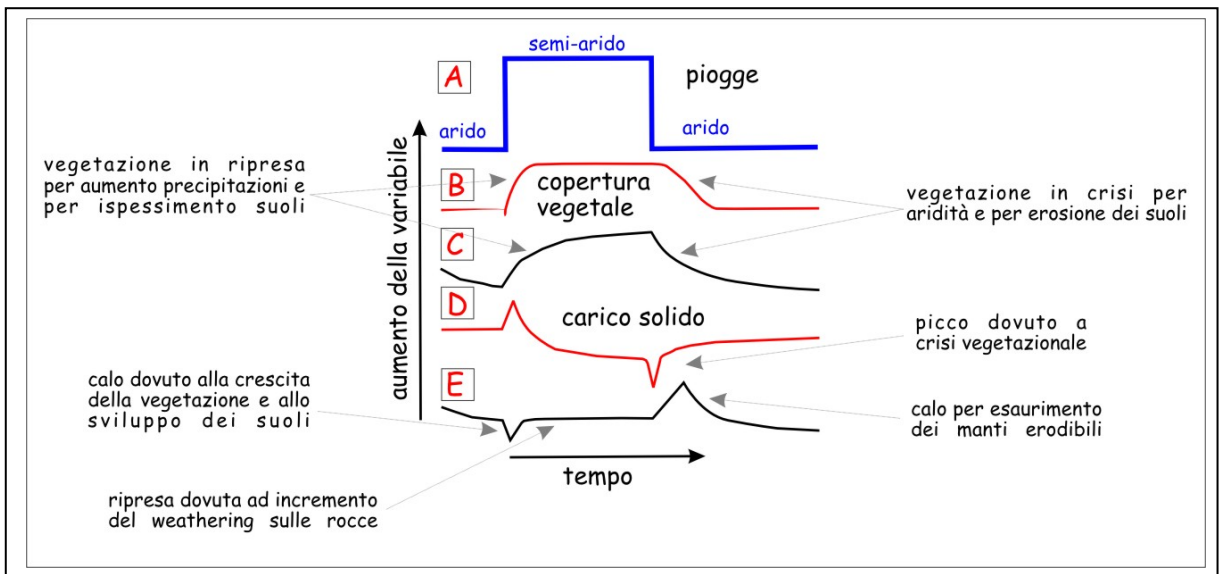


Figura 61: Modelli di risposta biogeomorfica del sistema dei versanti ai rapidi cambiamenti climatici. La linee rosse B e D si riferiscono ad una regione umida con illimitato materiale erodibile, mentre le linee nere C e D si riferiscono a regioni aride con manti erodibili limitati. (da Bull, 1991, modificato).

4.2.2 MODELLI DI RISPOSTA DEI PROCESSI DI VERSANTE

I marcati contrasti dei carichi dei sedimenti tra un periodo glaciale ed un interglaciale sono generalmente accompagnati da una sequenza importante di eventi sui versanti da cui deriva il carico di sedimenti disponibili per l'erosione ed il trasporto.

In un periodo umido e caldo, e in condizioni di equilibrio raggiunto, la velocità di erosione è minore della velocità di weathering perché la copertura delle piante è sufficientemente densa da favorire l'accumulo di materiali.

Il cambio verso condizioni climatiche più secche o più calde fa diminuire la protezione della vegetazione per i colluvi di versante, per cui il carico dei sedimenti fornito ai corsi d'acqua aumenta abbondantemente (parzialmente anche a causa dell'aumento dell'intensità delle precipitazioni).

Le valli diventano intasate con alluvioni e materiali di riempimento.

I processi geomorfici cambiano nel sottosistema dei versanti come risultato dei cambiamenti climatici tardoquaternari (*figura 62*).

La diminuzione delle precipitazioni o l'aumento della temperatura riduce l'umidità disponibile a supportare la vita delle piante sui versanti.

La risultante riduzione della densità della vegetazione fa diminuire la velocità di infiltrazione ed espone il suolo all'erosione ad opera delle piogge.

Sia il runoff dell'acqua che la concentrazione di sedimenti trasportati aumenta per eventi di precipitazione di una certa entità ed intensità.

I sedimenti più grossolani diventano disponibili in quanto l'erosione dei suoli e dei colluvi sui versanti mette a nudo i sottostanti blocchi fratturati del substrato (orizzonte C dei palesuoli).

Aumenti nella quantità e nella taglia dei sedimenti trasportati condizionano il comportamento del flusso della corrente fluviale che tende a depositare il carico in eccesso e a promuovere una forte tendenza per l'aggradazione.

Continuando la diminuzione dello spessore dei suoli e il concomitante aumento nell'area di rocce esposte del substrato fa sì che aumenta il runoff dell'acqua mentre la concentrazione e la disponibilità di sedimenti diminuisce.

La soglia geomorfica si supera nuovamente e l'erosione del riempimento della valle comincia (terrazzi climatici convergenti).

4.2.3 TEMPO DI RISPOSTA

Le risposte alle perturbazioni climatiche tardoquaternarie possono essere descritte con un semplice modello concettuale del tipo di quello proposto da Bull, 1991 e riportato in *figura 63*.

Il modello mostra una singola brusca diminuzione della precipitazione effettiva al tempo B e mostra le varie risposte innescate da tale cambiamento in una varietà di sottosistemi.

Da umido ad arido: regioni mediterranee

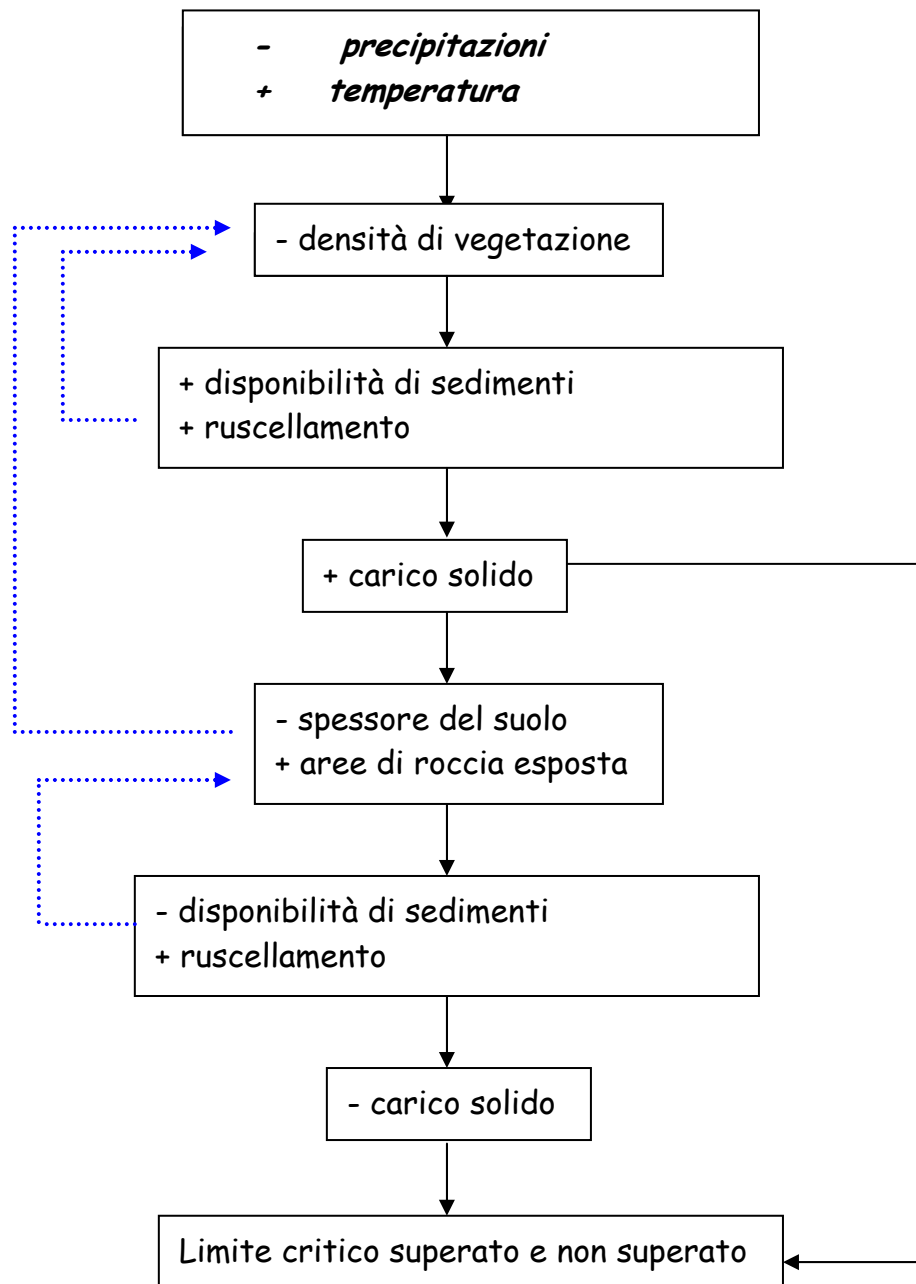


Figura 62: Diagramma di flusso che mostra l'aumento (+) e la diminuzione (-) delle variabili in un sottosistema di versante di una regione mediterranea in cui il clima passa da umido a semiarido. I meccanismi di ritorno self-enhancing sono mostrati con la linea tratteggiata blu.

Il primo intervallo di tempo (AB) mostra un clima, che qui definiamo "normale" ed è caratterizzato da condizioni di equilibrio nei sottosistemi dipendenti.

Al tempo B, una riduzione della precipitazione effettiva produce una serie di cambiamenti nei sottosistemi raffigurati in figura 63, che hanno differenti tempi di risposta e di adeguamento alla perturbazione.

La vegetazione, i versanti, il piedmont, e i suoli hanno differenti tempi di risposta alle perturbazioni climatiche.

Le piante reagiscono velocemente, ma hanno un lungo tempo di reazione (C-G).

Durante A-B la velocità di denudamento diminuisce lentamente mentre gli spessori dei suoli aumentano sotto una buona copertura di piante.
 La velocità di denudamento dei versanti ha un tempo di reazione (CD) molto rapido perché al cambiamento climatico si somma la perturbazione della diminuzione della copertura delle piante.

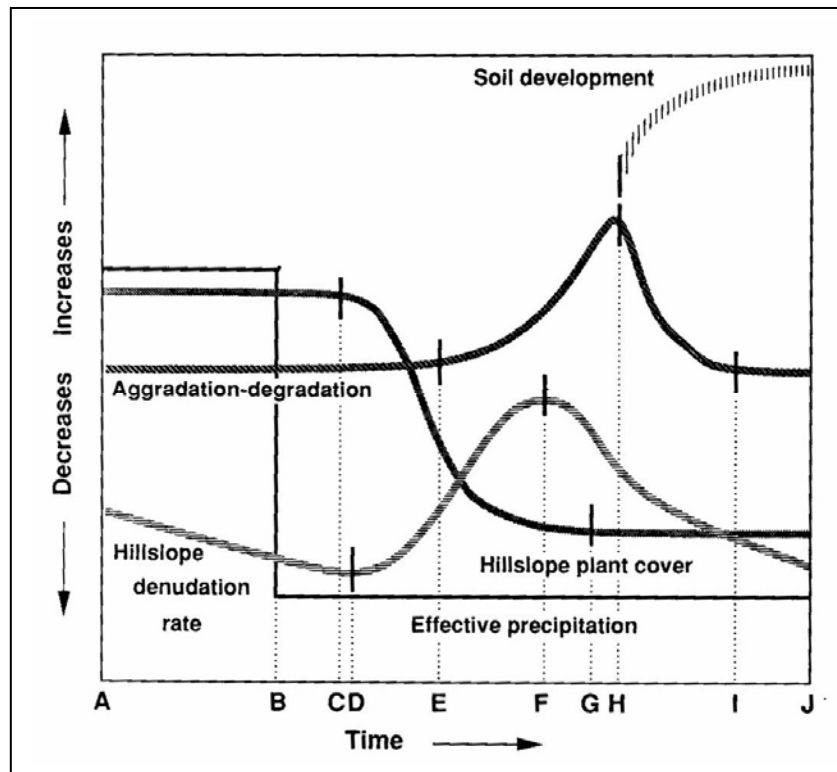


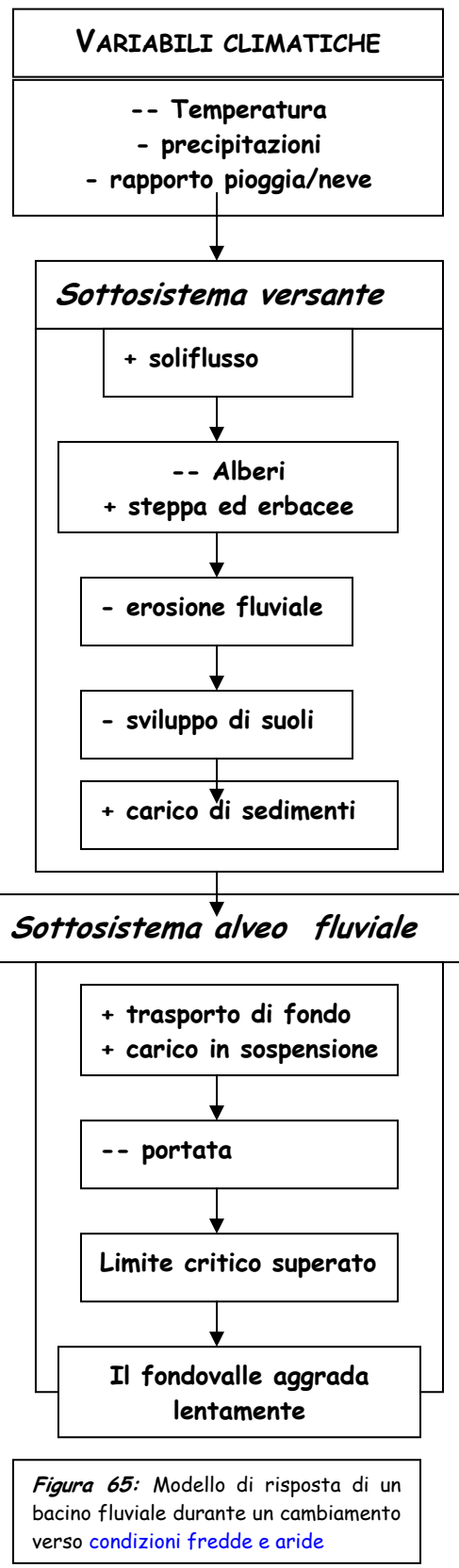
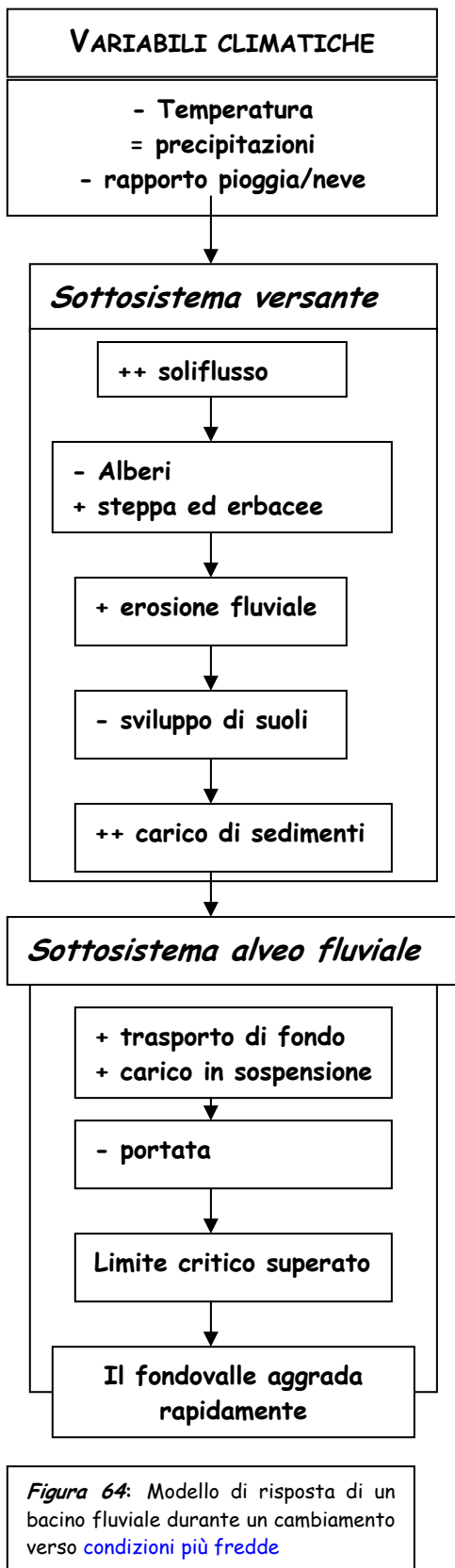
Figura 63: modello concettuale di Bull, 1991 sui tempi di risposta ai cambiamenti climatici

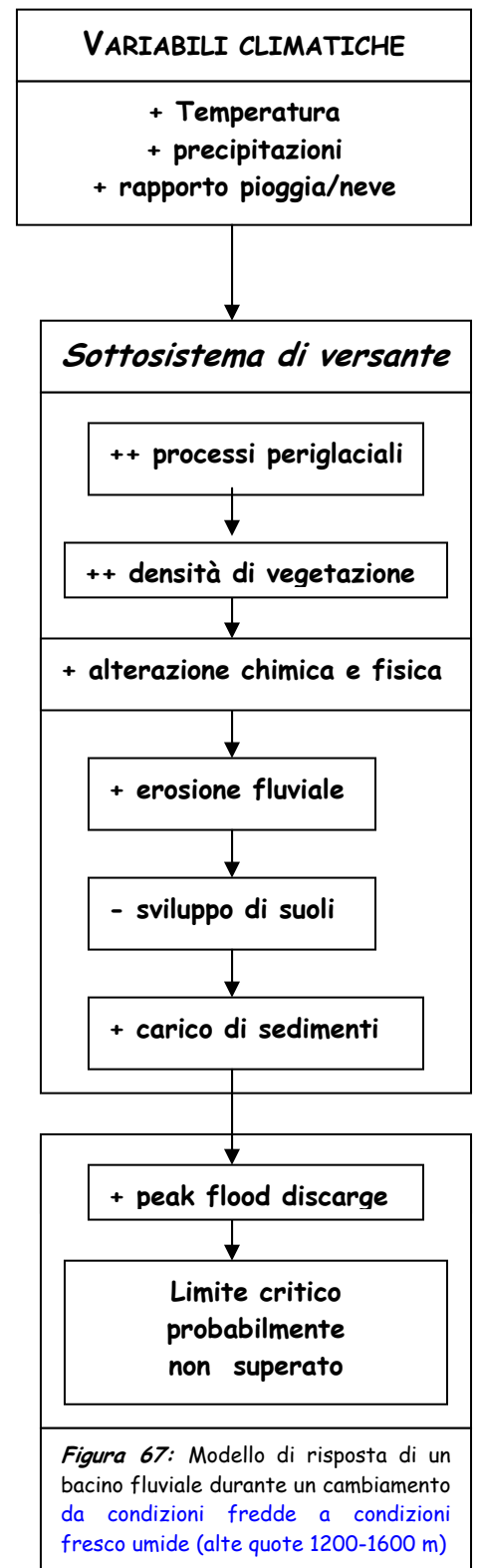
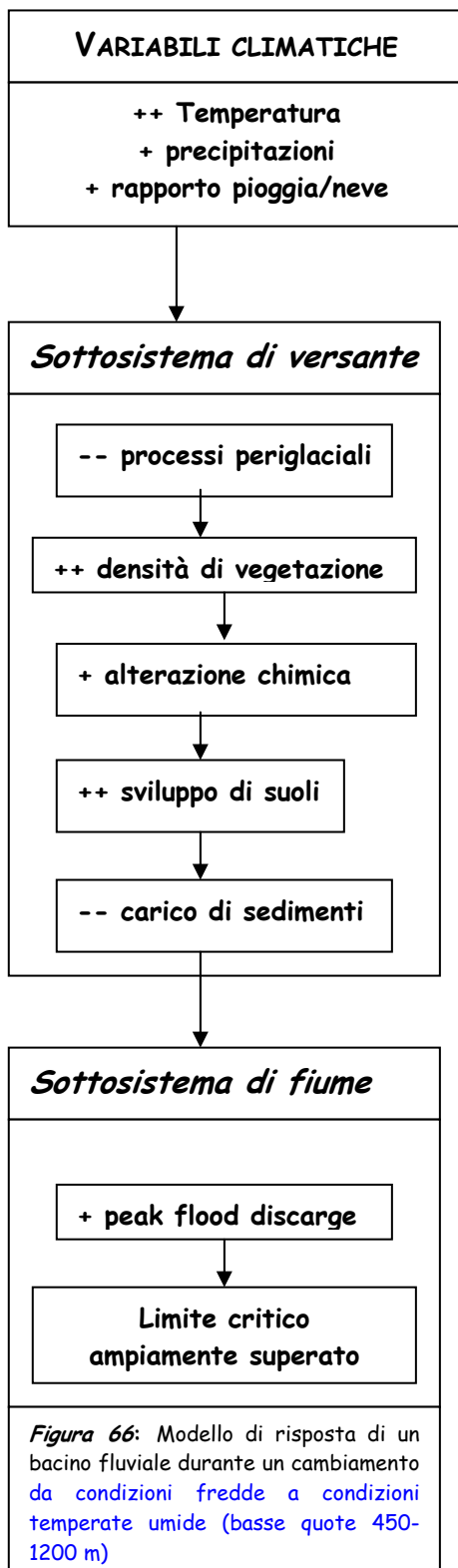
L'aggradazione e la degradazione della valle e del piedmont hanno un tempo di risposta molto lungo in quanto reagiscono gradualmente al cambiamento climatico. Le condizioni di equilibrio statico prevalgono durante AB, e poi persistono fino al tempo E, quando la velocità e la disponibilità del carico di sedimenti aumenta. L'aggradazione continua fino alla soglia critica al tempo H.

Durante IJ, i fiumi della valle incidono il substrato fino al livello che era durante AB.

Il terrazzo che si forma dall'incassamento del canale nel riempimento della valle dopo il tempo H diventa stabile ed è atto allo sviluppo di suoli (terrazzo fluviale climatico).

La variabilità climatica e i relativi cambiamenti morfodinamici di alcuni sottosistemi di versanti e fluviali sono sintetizzati nei diagrammi di flusso delle **figure 64, 65, 66, 67.**





FINESTRA 4

Le conoidi alluvionali (alluvial fans)

Le conoidi alluvionali (alluvial fans) negli ambienti aridi e semi aridi sono accumuli lobati di materiali grossolani, e meno comunemente di materiali fini, che si ritrovano all'interno di valli fluviali, nelle pianure costiere, nelle adiacenti fasce pedemontane (Harvey et al, 1999). Questi sono luoghi strategicamente importanti, in quanto essendo aree di transizione tra diversi sistemi morfodinamici sono più sensibili a registrare fasi di sedimentazione e di erosione.

Una crescita verticale e spaziale della conoide da evidenze delle maggiori fasi di aggradazione nelle aree pedemontane (Blair & McPherson, 1994), mentre le differenti caratteristiche delle unità sedimentarie che costituiscono un segmento individuale indicano processi di trasporto e deposizione del materiale. (Harvey, 1984; Pope et al, 2003).

Altri elementi diagnostici delle cronosequenze delle conoidi sono le incisioni che interessano i suoli sviluppati a partire dalle successive superfici delle conoidi. Questi possono essere usati per valutare l'età relativa dei vari segmenti delle conoidi, mentre i paleosuoli sepolti stanno ad indicare fasi di incisione della conoide ed una relativa stabilità dei terrazzi da cui nascono.

Numerosi studi multidisciplinari e indagini geoarcheologiche (Vita-Finzi, 1969; Bintliff, 1977, 2000; Giraudi, 2005b *con bibliografia*), sulle fasi di erosione e sedimentazione dell'evoluzione del paesaggio puntano l'attenzione sui cambiamenti climatici e/o sugli impatti antropici, sebbene spesso l'azione combinata dei due fattori è meglio documentata (Bintliff, 2000).

Comunque dove i cambiamenti climatici e le modificazioni antropiche del paesaggio si trovano in aree tettonicamente attive è più difficile capire il ruolo giocato da ciascun fattore all'interno delle sequenze deposizionali.

Il problema può essere esasperato quando mancano dati paleoecologici o evidenze geomorfologiche in quanto i cambiamenti

climatici e la storia tettonica non possono essere definiti con accurato dettaglio.

Le attività tettoniche oloceniche sono ben evidenti in quasi tutti i massicci bordieri delle pianure campane, ed hanno senza dubbio contribuito alle variazioni del rilievo influenzando la velocità di alterazione del bedrock, la disponibilità e il trasferimento di materiali.

Nelle aree interne i movimenti regionali e locali hanno influenzato l'attività fluviale, controllando il livello di base dell'erosione, in maniera più forte che le variazioni del livello del mare. Essi hanno prodotto l'effetto di un graduale ma continuo abbassamento del livello di base dell'erosione, producendo un ringiovanimento all'interno del sistema di drenaggio.

Principalmente durante i periodi di ridotto trasporto di sedimenti, il corso fluviale produce incassamento all'interno del bacino di drenaggio (Bull, 1991) e incisione della conoide almeno nella sua parte apicale e media.

Fasi di incisione e deposizione delle conoidi sono generalmente interpretate come una risposta ai cambiamenti climatici da numerosi autori (Harvey, 1994; White et al, 1996; Pope et al, 2003).

Generalmente le fasi di deposizioni vengono riferite a periodi aridi con scarse coperture vegetali, buona disponibilità di materiali per l'erosione e per il trasporto, mentre le fasi di incisioni vengono riferiti a periodi più umidi con vegetazione fiorente, suoli ben sviluppati e drenati, poco carico solido disponibile, generalmente periodi definiti biostatici.

Per esempio è generalmente accettato che durante l'ultimo glaciale (periodo con clima arido e freddo) nel bacino del mediterraneo le conoidi alluvionali si sono particolarmente accresciute a causa delle scarse coperture vegetali (generalmente steppiche) e della grande disponibilità di materiali derivanti dalla disgregazione crioclastica delle rocce del substrato.

Piccole oscillazioni più calde ed umide hanno generalmente stabilizzato le conoidi con la

crescita di una vegetazione primordiale e con suoli poco evoluti, successivamente reincisi o sepolti con il ritorno a condizioni aride glaciali. Infine tali conoidi wurmiane sono state reincise nei primi millenni dell'Olocene a causa dell'instaurarsi di condizioni calde ed umide. Tali condizioni hanno favorito la crescita di suoli con vegetazione fiorente rendendo il paesaggio meno disponibile all'erosione ed al weathering superficiale.

I fenomeni di incisione e di instabilità possono essere favoriti anche quando la distribuzione delle piogge segue andamenti poco stagionali (per es. piogge eccessive in primavera ed in autunno dopo lunghe stagioni secche).

Inoltre, durante i periodi di intense piogge stagionali, l'aumento del run off può favorire brevi fasi di deposizione seguiti da un più esteso periodo di erosione, risultante nella rielaborazione dei sedimenti superficiali del conoide ed una maggiore incisione della superficie della conoide.

Durante le fasi aride una riduzione della copertura vegetale all'interno del bacino di drenaggio fa sì che i sedimenti dei versanti sono più disponibili all'erosione.

Vistosi run-off generati da infrequenti ma intensi eventi di precipitazioni rilasciano significativi volumi di sedimenti nelle aree pedemontane e nelle piane alluvionali.

Appena la disponibilità di sedimenti diminuisce, il volume dei sedimenti rilasciati al sistema di conoide dalle infrequenti piogge, progressivamente diminuisce (Pope et al, 2003).

I sedimenti accumulatisi in piccoli e profondi bacini di drenaggio sono trasferiti al sistema conoide come debris flow viscosi e flussi iperconcentrati di materiali.

Al contrario, quando il bacino di drenaggio è largo e meno profondo la taglia dei sedimenti va dai ciottoli al silt ed è trasferito al sistema conoide da correnti di flusso (stream-flow) o più raramente come flussi iperconcentrati.

Al contrario periodi di ridotta deposizione e di maggiore incisione della superficie del conoide sembrano coincidere con la transizione a climi più caldi e più umidi.

Prima del Neolitico l'uomo ha avuto un minimo impatto sull'ambiente e quindi l'evoluzione delle conoidi alluvionali è proceduta con il modello precedentemente descritto.

Nel Neolitico invece, con la nascita dell'agricoltura e dell'allevamento, aumenta la potenziale interferenza antropica ai sistemi naturali precedentemente descritti.

Comunque, per la maggior parte dell'Olocene, gli impatti antropici devono essere considerati in aggiunta al clima ed alla tettonica nel determinare l'evoluzione delle conoidi.

Nel periodo tra l'inizio dell'Olocene e il medio Olocene (circa 5.000 anni fa) il clima è cambiato da freddo e secco a caldo e progressivamente umido.

Il progressivo riscaldamento e l'aumento delle precipitazioni hanno certamente favorito lo sviluppo della copertura vegetale e ridotto la disponibilità di sedimenti trasferiti alla zona pedemontana.

Le fasi di crescita sembrano essere avvenute ogniquale volta l'impatto dell'intervento antropico e/o dei cambiamenti climatici sulla vegetazione di interi bacini di drenaggio è stato determinante nell'aumentare il carico solido disponibile (le occasionali deposizioni possono essere dovute a localizzate pulsazioni di sedimenti durante intense precipitazioni fuori stagione).

FINESTRA 5

Le piane alluvionali di fiumi di aree mediterranee

Molti studi sulle piane alluvionali, volti a capire l'evoluzione geomorfologica e sedimentologica di breve e lungo termine, hanno focalizzato l'attenzione sugli ambienti fluviali (Carling & Petts, 1992; Anderson et al., 1996; Marriott and Alexander, 1999). La formazione e la

morfologia delle piane alluvionali, oltre che dalle variazioni glacio/eustatiche del livello del mare e dalla tettonica, dipende anche da una serie di fattori interagenti come la morfologia fluviale, i regimi idrologici, e la periodica deposizione di sedimenti di overbank.

Le piane alluvionali che si formano sotto regimi di flusso effimeri, specialmente nelle regioni aride e semiaride mediterranee, mancano di molte delle relazioni tra idrologia, sedimentologia e morfologia che generalmente sono valide per i fiumi perenni (Leopold & Miller, 1956; Graf, 1982; Alexander et al, 1999). L'idrografia della piana alluvionale dei fiumi effimeri è generalmente caratterizzata da flussi non stazionari e non uniformi (Schumm et al, 1987; Thornes, 1977; Butcher & Thornes, 1978). Queste condizioni, associate alla diminuzione della velocità della corrente man mano che si procede verso la foce (es. a causa dei flussi di corrente che si infiltrano nel letto del fiume), possono influenzare le modalità della deposizione e del trasporto dei sedimenti (Graf, 1982; Bryan & Campbell, 1986).

Le differenze tra processi sedimentari dei fiumi effimeri e dei fiumi perenni sono messe in evidenza da Nanson & Croke (1992), i quali definiscono una categoria di piana alluvionale associata a regimi di flusso effimeri: le piane alluvionali di incisione e riempimento (*cut-and-*

fill floodplain). Queste piane alluvionali si formano con regimi di alta energia, con aree di alimentazione ripide e con alto potere di corrente. La stratigrafia alluvionale è caratterizzata da due distinte facies sedimentarie: depositi di overbanks di accrezione verticale e depositi di riempimento del canale abbandonato. La deposizione di flussi laminari nelle piane alluvionali *cut-and-fill* è episodica, con trasporto e deposizione dei sedimenti soltanto durante o subito dopo tempeste con alta intensità di precipitazione. Questi sistemi sono i più sensibili al cambiamento delle variabili indipendenti e dipendenti, quasi come se fossero perennemente allo stato di soglia geomorfica che viene superata ogniqualvolta una perturbazione del sistema (climatica, vegetazione, carico solido, impatto antropico) vi interferisce.

FINESTRA 6

La pedogenesi e l'aggradazione

La velocità della deposizione dei sedimenti in una piana alluvionale, sottoposta ad azioni di incisioni e riempimento (*cut-and-fill floodplain*), influenza fortemente l'evoluzione pedogenetica dei suoli che si sviluppano tra un'azione e l'altra.

Negli ambienti aridi e semiaridi delle regioni mediterranee, sono generalmente riconosciute tre pedofacies caratteristiche associate ai depositi alluvionali, che sono classificate in base alla velocità di aggradazione crescente, in:

- (1) *cumulic soils*;
- (2) *multiple buried soils*
- (3) *no pedogenic features*.

Pope et al, 2003 mostrano, attraverso minuziose datazioni radiocarboniche dei riempimenti fluviali e dei paleosuoli di regioni mediterranee, che determinazioni di una

aggradazione della piana alluvionale più grande di 0,5 cm/anno limita la formazione del suolo: questo rappresenta una velocità limite della assimilazione pedogenica.

Quando tale soglia non viene superata (cioè che l'aggradazione è presente ma non supera tale limite) la pedogenesi riesce a trasformare gli scarsi apporti alluvionali.

La relazione tra velocità di aggradazione e di pedogenesi è stata ampiamente discussa nel contesto dei suoli cumulativi o cumulici (*cumulative soils* di Nikiforoff, 1949) (ma anche suoli policiclici o suoli accrezionari), dove i materiali alluvionali vengono assimilati dalla pedogenesi all'interno del profilo del suolo, generando profili pedologici molto spessi.

Esempi di suoli cumulici si ritrovano in un ampio range di ambienti deposizionali, che includono le dune eoliche (Rawling & Fredlund,

1999), i colluvi (Amit et al, 1995; Hanson, 2001), e specialmente loess ed eruzioni vulcaniche (McDonald & Busacca, 1990; Feng et al, 1994; Mason & Kuzila, 2000).

Sulle piane alluvionali i processi di cumulizzazione dei suoli sono particolarmente importanti in quanto tutte sono soggette a relativamente brevi periodi di deposizione di sedimenti.

La Figura (tratta da Pope et al, 2003) mostra come le tre pedofacies comuni nelle piane alluvionali cut-and-fill possono essere diagnostiche per interpretare le velocità dell'aggradazione della piana.

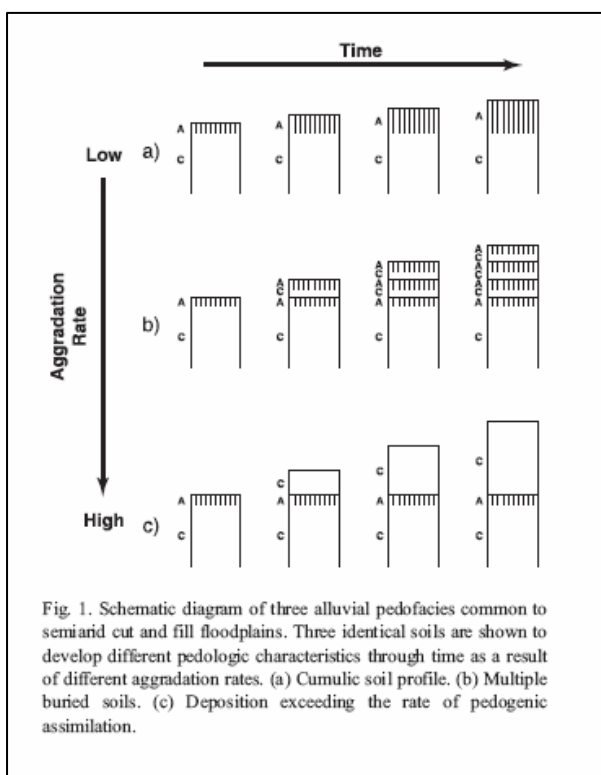


Fig. 1. Schematic diagram of three alluvial pedofacies common to semiarid cut and fill floodplains. Three identical soils are shown to develop different pedologic characteristics through time as a result of different aggradation rates. (a) Cumulic soil profile. (b) Multiple buried soils. (c) Deposition exceeding the rate of pedogenic assimilation.

I tre identici profili di suolo (con orizzonti denominati A-C) mostrano differenti caratteristiche di sviluppo nel tempo, come risultato delle differenti velocità di aggradazione.

La Fig. a rappresenta il risultato finale di una continua e costante (di lungo tempo, multidecennale) velocità di sedimentazione.

Il sedimento depositatosi su una superficie leggermente aggradante è pedologicamente assimilato, generando un orizzonte A molto spesso o cumulico (Fig. a).

La sedimentazione su una superficie velocemente aggradante non è pedologicamente assimilata, seppellendo il preesistente orizzonte A e depositando nuovamente un parent material inalterato (Orizzonte C) che però contiene strutture sedimentarie identificabili (Fig. c).

Una terza intermedia pedofacies può ritrovarsi come il risultato della variabilità della velocità di deposizione sulle piane alluvionali cut-and-fill (Fig. b).

Questa pedofacies con suoli sepolti multipli si forma quando le velocità di deposizione sono vicine alla velocità limite dell'assimilazione pedogenetica. Durante i periodi di deposizione sotto la velocità media di sedimentazione, l'orizzonte

A si forma sulla superficie delle alluvioni. questi profili pedologici sono generalmente riconoscibili per il basso contenuto di materia organica, per la presenza di suoli poco maturi, e caratterizzati da sottili orizzonti.

Per concludere i suoli cumulici, accrezionari o policiclici possono essere facilmente identificati in campagna e possono essere utilizzati sia come marker stratigrafici che come indicatori delle velocità relative dell'aggradazione e quindi anche come indicatori climatico-ambientali. Inoltre tali suoli sono tipici di tutte le aree archeologiche, dove il tasso di aggradazione di derivazione antropica (scarichi, polveri, incendi, butti, ecc) è generalmente molto prossima a quella dell'assimilazione pedologica.

Parte II

Introduzione

Le variazioni climatiche, che con varia frequenza ed intensità hanno caratterizzato la storia dell'Olocene, così come le fasi di più intenso impatto antropico sull'ambiente, hanno giocato un ruolo importante sull'evoluzione del paesaggio fisico, determinando sia variazioni dei ritmi dei processi, sia radicali cambiamenti delle tendenze evolutive e delle tipologie dei fenomeni (Lamb, 1995).

Tali variazioni sono state ovviamente diverse nelle diverse zone climatiche; ma rilevanti variazioni di risposta si sono avute anche all'interno di regioni climaticamente omogenee per la presenza di situazioni oro-idrografiche e litologiche diversificate (Bull, 1991; McLaren, 2000).

Negli ultimi decenni è andata rapidamente crescendo la domanda di strumenti di comprensione, previsione e gestione delle dinamiche naturali, il che ha favorito grandi progressi di conoscenza sia nel campo della climatologia che in quello della geomorfologia climatica, nonché nel campo della comprensione di alcuni indicatori paleoclimatici.

Questi ultimi due campi, in particolare, rafforzando le interazioni con altre discipline delle Scienze della Terra, hanno compiuto notevoli progressi sia nel campo dell'interpretazione dei record geologici, sia nel campo sperimentale e modellistica, affinando la comprensione, anche quantitativa, dei processi morfodinamici e dei fattori abiotici e biotici che li governano (Bull, 1997; Nemeč & Postma, 1993).

Ma in climatologia come in geomorfologia, lo studio di eventi del passato costituisce un formidabile ed imprescindibile strumento per la comprensione delle dinamiche ambientali, per la corretta valutazione dei fenomeni attuali e per la costruzione di modelli previsionali. Da ciò ne è derivato un forte impulso anche nelle ricerche volte a ricostruire le fluttuazioni climatiche e morfodinamiche del Quaternario, specialmente recente ed anche in relazione agli squilibri apportati fin dall'affermarsi dell'agricoltura.

In questa seconda parte verranno evidenziati alcuni ubiquitari elementi di basso ordine del paesaggio (singoli versanti e piccole valli) di alcune aree significative della Campania (*figura 1*).

In considerazione dei limiti di tempo e di risorse, sono stati selezionati alcuni siti che offrono record plurimi (geomorfologici, stratigrafici, ecc) e migliori esposizioni delle successioni sedimentarie.

Si sono indagate sia aree immuni da forti ingerenze antropiche, sia aree con già note fasi di disturbo umano sull'ambiente. A tal fine si sono sfruttati particolarmente i siti con chiare evidenze archeologiche e le successioni contenenti chiare indicazioni tephrostratigrafiche, onde ricavarne indicazioni paleoambientali ma soprattutto cronologiche.

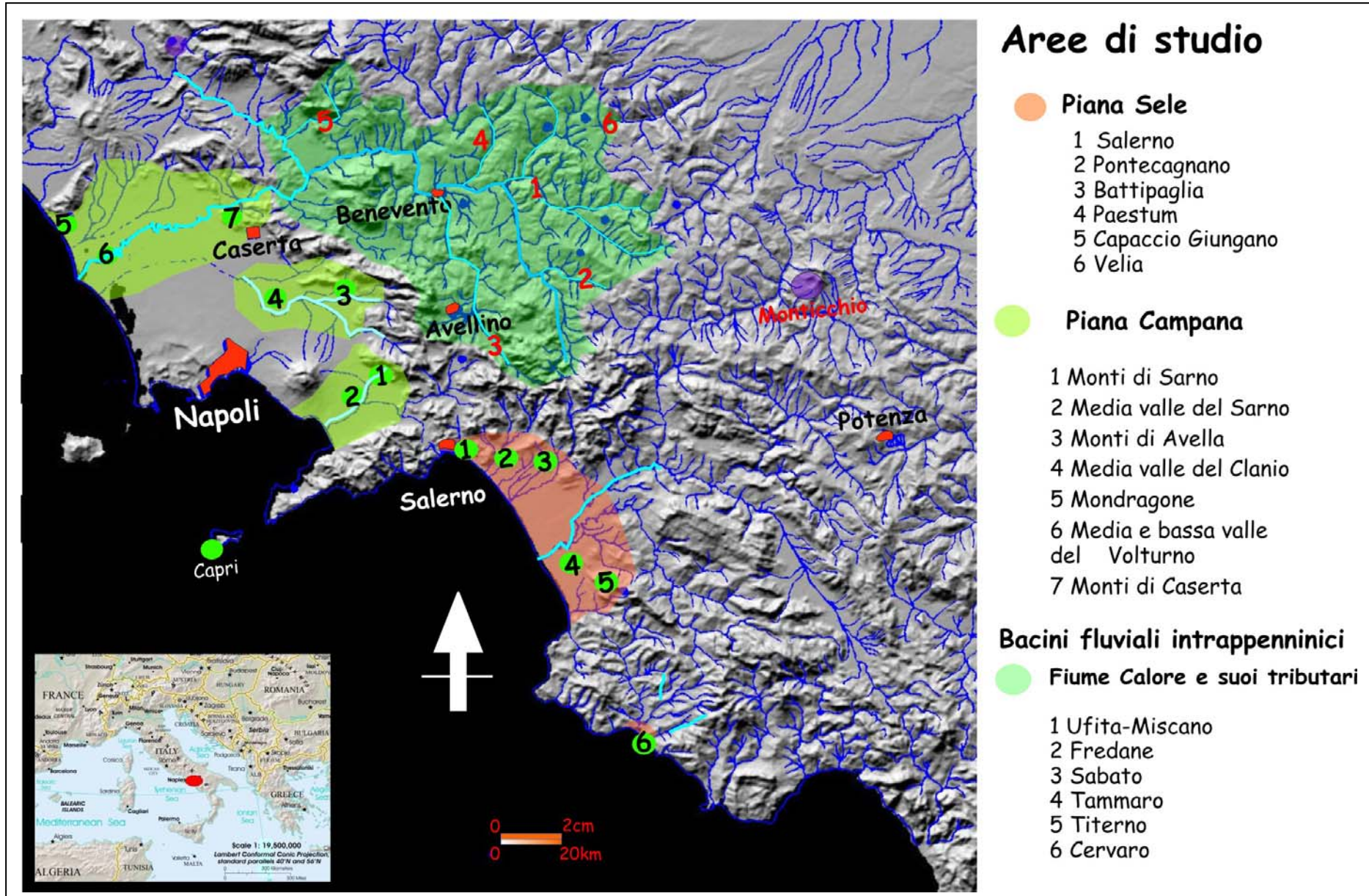


Figura 1: le aree oggetto di studio in questa ricerca

La ricerca ha utilizzato in modo integrato analisi geomorfologiche, sedimentologico-stratigrafiche, geopedologiche e del contributo di alcuni lavori palinologici.

Il contributo della geomorfologia ha permesso di identificare gli assetti geologici e morfologici, nonché la morfodinamica attuale delle aree di studio, puntando a comprendere il ruolo che in essa hanno gli attuali parametri ambientali. Ha permesso di curare la ricostruzione delle tappe evolutive oloceniche basandosi sia sull'analisi integrata dei relitti geomorfici esposti (forme) e sepolti (superfici stratigrafiche), sia sulla interpretazione in chiave paleogeomorfica dei dati, forniti da altre discipline utilizzate nel corso della ricerca (soprattutto la distribuzione spazio-temporale ed i caratteri genetici di depositi e paleosuoli).

La ricostruzione dei processi di weathering registrati da alteriti in posto e rimaneggiate, nonché lo studio di profili pedologici di suoli relitti e sepolti, attraverso osservazioni di campo, analisi di campo di routine (tessiture, proprietà fisiche e chimiche, osservazioni a scala macroscopica, ecc) hanno contribuito a caratterizzare passate condizioni climatiche, idrologiche e vegetazionali dei siti di indagine, ma anche di rafforzare le correlazioni stratigrafiche e geomorfologiche ed a mettere in luce fasi erosive e deposizionali (profili troncati e addizionati).

Il contributo della sedimentologia e della stratigrafia ha principalmente permesso di inquadrare stratigraficamente i depositi, i paleosuoli, i livelli datanti o databili (strati o orizzonti a contenuto organico, orizzonti archeologici, livelli piroclastici, ecc.). In alcuni casi, ha anche approfondito, le analisi delle facies e delle architetture (anche in termini di rapporto tra unità morfologiche e sedimentarie) puntando a definire i meccanismi di trasporto ed accumulo ed il loro possibile significato paleoambientale.

Tali modellizzazioni sono il risultato di numerose osservazioni di campagna di alcuni "scenari" attuali e del passato, dei processi morfodinamici e dei fattori abiotici e biotici che li governano e che li hanno governati; ma soprattutto del contributo di numerosi lavori sul quaternario recente delle aree mediterranee che presentano scenari geomorfologici simili alle aree campane.

Con riferimento alle aree mediterranee, va osservato che le ricerche paleoclimatiche hanno seguito il trend internazionale di sviluppo, mentre quelle volte a ricostruire le locali risposte morfodinamiche alle variazioni ambientali registrano ancora notevoli ritardi. Per l'Italia meridionale, in particolare, si posseggono oramai curve paleoclimatiche di sufficiente dettaglio per il pleistocene superiore-Olocene.

A queste si affiancano numerosi records palinologici continui e non, che consentono di ricostruire, per diversi e rappresentativi settori, le variazioni delle coperture vegetali registratesi a seguito dei cambiamenti climatici ed antropici.

Come abbiamo accennato in precedenza ben più scarsi sono invece le conoscenze sulla risposta morfodinamica alle variazioni ambientali.

Tra le poche eccezioni vanno citati gli studi sulle tracce di modellamento glaciale delle cime più elevate dell'Appennino, sulle ricostruzioni delle dinamiche delle piane costiere a seguito delle variazioni glacio-eustatiche.

A ciò si aggiungono incidentali, ma interessanti riferimenti a casi di controllo climatico e/o antropico su fenomeni di concrezionamento di suoli e di deposizione travertinosi, alluvionamenti, dissesti franosi e crescita di dune costiere.

Capitolo 4

Le aree di studio

4.1 LA PIANA DEL SELE

➤ *Inquadramento geologico*

La Piana del Sele si colloca all'interno di una depressione tettonica estensionale¹ (Piana del Sele-Golfo di Salerno), che ribassa di migliaia di metri sotto il livello del mare ampi settori interni dell'edificio a falde, costituitosi con le precedenti fasi compressive mio-pleioceniche (Cinque et al, 1993). Si tratta di un'ampia morfostruttura depressa delineata da faglie dirette e transtensive orientate per lo più NE-SW e NW-SE. Essa è delimitata dagli alti strutturali dei Monti Lattari e dei Monti Picentini, a nord, e dei rilievi compresi tra i Monti Alburni ed il Cilento a sud-est (*figura 2*).

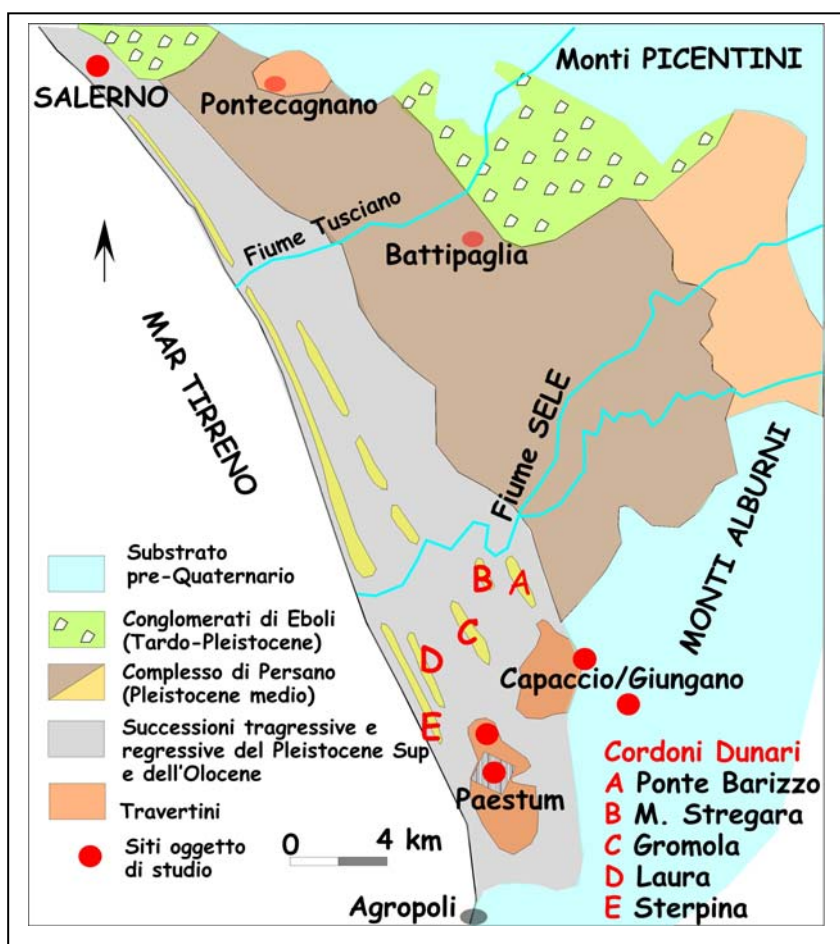


Figura 2: carta geologica schematica della piana del Sele

¹ L'assetto morfotettonico generale, insieme ad evidenze tratte da profili sismici effettuati nel Golfo di Salerno consente di interpretare la depressione Piana del Sele-Golfo di Salerno come un ribassamento dovuto soprattutto ad estensione in direzione circa NW-SE, con master fault-zone a settentrione e prevalente basculamento verso NW del settore subsidente. La master fault-zone passa lungo il margine sud della morfostruttura Capri-Penisola Sorrentina-Monti Lattari (Caiazza et al., 2000) per poi continuare lungo il margine sud dei Monti Picentini. Essa presenta andamento zig-zagante per l'alternarsi di faglie circa antiappenniniche (tra N 45 e N 70; con più rari e brevi tratti circa E-W) e faglie circa appenniniche (tra N 110 e N150) (Ascione & Cinque, 1997).

Lungo il margine settentrionale della Piana del Sele, il complesso alluvionale dei Conglomerati di Eboli testimonia che, nel corso del Pleistocene Inferiore, sono state molto attive le faglie che bordano a sud i M.ti Picentini; massiccio che in virtù di questi eventi conobbe la sua prima fase di intensa dissezione fluviale alimentando in questo modo i grandi conoidi, che sono testimoniati nei Conglomerati di Eboli.

Oltre che da tettonica sinsedimentaria, questi depositi mostrano di aver subito, dopo la loro deposizione, una fase di fagliamento a blocchi, che localmente li ha basculati verso monte, (Brancaccio et al, 1987). A ciò è seguito un periodo di stabilità durante il quale si è modellato, in discordanza sui conglomerati tiltati, un paesaggio erosionale a dolci gradienti, che oggi si conserva a tratti sulle colline conglomeratiche di Eboli e di Salerno.

Il suo smembramento e sollevamento fino a circa 400 m di quota deve imputarsi ad una ulteriore fase dislocativa, che si può tentativamente collocare all'inizio del Pleistocene medio e che, come le precedenti, ha mosso faglie sia antiappenniniche che circa appenniniche. Nel contempo, i settori più esterni della antica piana entrano in subsidenza e vengono così esposti a trasgressioni marine che procedono da quel settore della depressione (il Golfo di Salerno), che era in dominio subacqueo fin dal Pleistocene inferiore. Su queste porzioni subsidenti si depositeranno, nel corso del Pleistocene medio, i terreni del supersintema indistinto di Battipaglia-Persano, potente centinaia di metri e costituito da alternanze di intervalli alluvionali, transizionali e litorali organizzate in più cicli a controllo eustatico e tettonico.

Nel corso del tardo Pleistocene medio cessa la subsidenza e vi subentrano leggeri moti surrettivi, cosicché si accentua la tendenza progradante del sistema e la sommità dell'unità Battipaglia-Persano dà origine ad un ampio terrazzo, apparentemente unitario, che degrada da 100 a 25 metri circa s.l.m. Nel corso del Tirreniano si verifica l'addizione di una ulteriore fascia sedimentaria litoranea, dopo di che la Piana subisce ancora un leggero sollevamento tettonico. Una ulteriore addizione frontale la Piana la subisce, infine, con le fasi di progradazione che si hanno dopo la risalita eustatica versiliana.

Per quanto riguarda i terreni litorali del Pleistocene superiore, la presenza di termini di spiaggia al di sotto delle antiche dune costiere segnalate da Cestari (1969), è stata per la prima volta segnalata da Baggioni (1975) che li riconobbe, tra 10 e 13 metri di quota, a Gromola e a Masseria S. Cecilia (località poste a circa 3 km dalla costa attuale). Altri affioramenti dello stesso paleocordone sono stati descritti da Russo & Belluomini (1992) che vi riconoscono, almeno in alcune località in destra del Sele, due distinte pulsazioni trasgressive ("A" più recente e "B" più antica). Sedimenti di spiaggia più antichi del paleocordone di Gromola sono stati segnalati, solo in sinistra del Sele, da Brancaccio et al, (1987) a 5,2 e 6 chilometri circa dalla costa odierna (località Masseria Stregara e Ponte Barizzo; a quote massime che sono rispettivamente di 14,5 e 17 metri s.l.m. (*figura 2*).

Dati circa l'età di queste antiche spiagge pleistoceniche sono riportati in tre articoli.

Il primo (Brancaccio et al, 1986) fornisce misure di epimerizzazione dell'isoleucina su *Glycymeris glycymeris* che suggeriscono una attribuzione all'OIS 5.5 dei depositi di Ponte Barizzo ed all'OIS 5.3 di quelli di Gromola.

Nel secondo articolo (Brancaccio et al, 1988) si riportano nuove misure di epimerizzazione che per Masseria Stregara suggeriscono età vicine a 120.000 anni BP, mentre per Gromola indicano una età prossima alla fine dell'ultimo interglaciale (OIS 5.1). Questa nuova datazione su Gromola introduce l'ipotesi che l'omonimo paleocordone dunare copra sabbie di spiaggia ascrivibili a due distinti picchi trasgressivi dell'Ultimo Interglaciale (OIS 5.3 e 5.1); ipotesi che, come già detto, viene sostenuta anche in Russo & Belluomini (1982) i quali riescono però a datare solo il primo dei due eventi trasgressivi (quello denominato "B") su un campione prelevato a 7-8 metri di quota in località Arenosola, il cui rapporto racemico suggerisce una età tra 100 000 e 110 000 anni.

Per quanto riguarda i terreni olocenici che formano la porzione più esterna della Piana del Sele, un loro primo inquadramento è fornito in Baggioni (1975), Cinque (1986) e Brancaccio et al (1987), che riconoscono e mappano due distinti cordoni costieri: quello di Laura, più antico e spingentesi fino a 1,5 km all'interno, e quello di Sterpina, che si spinge fino a circa 500 m dalla costa attuale.

Per i relativi depositi di spiaggia, Brancaccio et al (1988) riportano datazioni radiometriche su gusci di lamellibranchi, che per campioni prelevati lungo il cordone di Laura danno età tra 3640 +/- 50 e 5330 +/- 50 anni BP. Su gusci prelevati in tagli lungo il cordone di Sterpina (da una paleospiaggia posta a circa 500 m dalla linea di costa attuale) ottengono invece una età di 2500+/-70 anni BP. Per una spiaggia più esterna di questo stesso cordone (a 250 m dalla costa attuale, in località Spineta di Battipaglia), Roskopf & Cantalupo (1997) segnalano l'intecalazione di pomice dell'eruzione vesuviana del 79 d.C.

Sempre in riferimento alle fasi di progradazione costiera tardo-oloceniche, Lippmann-Provancal (1987b) ritiene, sulla base di ritrovamenti di frammenti di terracotte, che presso Porta Marina di Paestum si era già costituita una fascia costiera praticabile nell'Età del Ferro.

In base allo studio di sondaggi, Guy (1989, 1990) ricostruisce che a breve distanza da Porta Marina vi era ancora una piccola laguna (o stagno artificialmente connesso al mare?) all'epoca della eruzione vesuviana del 79 d.C. Per altri aspetti relativi alla evoluzione dell'area in tempi storici si rimanda alle aree di studio.

Circa la stratigrafia dell'intero prisma sedimentario costiero che si è aggiunto alla Piana nel corso dell'Olocene (*figura 3*), Barra et al (1996, 1998) ipotizzano, mediante sondaggi ed analisi sedimentologiche e paleoecologiche, che la trasgressione versiliana si preannunciò con l'instaurarsi di specchi d'acqua costieri limitati verso mare da lidi sabbiosi a tendenza ingressiva.

Nella seconda metà dell'Olocene la tendenza diventa invece progradante. Circa l'inizio della sedimentazione transizionale trasgressiva, le datazioni fornite in Barra et al (1996) la collocano intorno a 8000 anni BP, mentre quelle riportate in Barra et al (1998) la collocano intorno a 9500 anni BP.

Con la risalita eustatica post-glaciale, la linea di costa migra rapidamente lungo la piattaforma e, almeno a partire da circa 8-9000 anni fa, crea un sistema di lidi costieri sabbiosi che si spostano verso l'alto e verso terra, reggendo alle loro spalle ambienti lagunari.

Intorno a 5000 anni fa, il corpo sabbioso costiero era giunto nella posizione oggi testimoniata dal paleocordone di Laura (d_1).

Successivamente la tendenza ingressiva lascia il posto a quella progradazionale ed i lidi sabbiosi prendono a migrare verso l'esterno, mentre le retrostanti aree depresse completano il loro colmamento sedimentario grazie anche agli apporti fluviali. Nella zona intorno a Paestum contribuisce a tale colmamento anche una nuova fase di deposizione travertinoso (f_1).

A partire dal 1200-1300 il litorale è soggetto a progradazione valutabile intorno a 0.3-0.4 m/anno. Infatti, le torri di guardia costiere costruite in tale periodo, verosimilmente ad una distanza piccola dal mare, si rinvennero a inizio '800 (Atlante Rizzi Zannone, 1809) ad una distanza di poco oltre 200 m.

La costruzione delle torri costiere, quindi predata la fase di progradazione della linea di riva in relazione all'accrescimento del secondo, più esterno allineamento dunare riferibile al cordone di Sterpina.

Dal 1809 al 1908 avviene una forte progradazione della foce del Sele, soprattutto del suo lobo destro, e un significativo avanzamento di tutto la fascia litorale con valori maggiori nel settore in destra Sele, ad eccezione della foce del Tusciano che è interessata da un netto arretramento (Piccola Età Glaciale).

Nel periodo successivo (1908-1954) prevale la tendenza generale alla progradazione sia in sinistra che in destra Sele, ad eccezione della sua foce, il cui lobo destro subisce un arretramento di oltre 25 m. Dal 1954 in poi si avverte in modo sempre più pronunciato l'inversione della precedente generale tendenza alla progradazione e una tendenza crescente all'erosione che sembra trovare le sue ragioni soprattutto nei molteplici interventi diretti ed indiretti dell'uomo sui sistemi fluviali, causando una diminuzione degli apporti sedimentari che giungono alla foce del Sele.

Circa le tendenze evolutive più recenti, si conferma la tendenza all'erosione, soprattutto per i tratti più direttamente interessati dagli apporti fluviali del Sele.

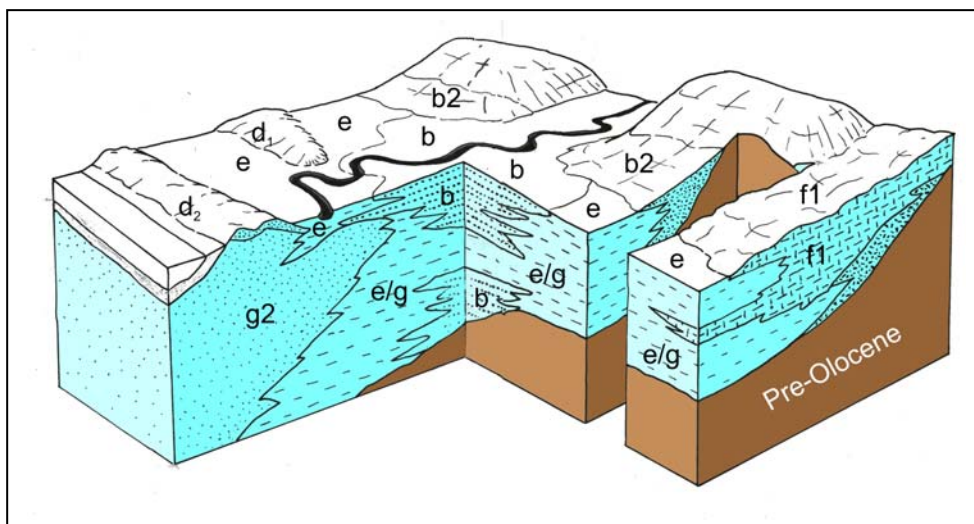


Figura 3: stereogramma geologico dei depositi olocenici della Piana del Sele, da Cinque, 2004

Schema che rappresenta il prisma di sedimenti trasgressivi e progradazionali che si è accreionato sul fronte della piana del Sele nel corso dell'Olocene. Questo prisma ha spessore crescente verso mare e raggiunge una potenza valutata tra 15 e 20 metri all'altezza della costa attuale. La sua parte più antica (Olocene inferiore) testimonia l'ingredire di un sistema barriera-laguna; la sua parte più recente (Olocene superiore) mostra, invece, crescita progradazionale dei cordoni costieri e, nel retrobarriera, passaggio da ambienti lagunari ad ambienti stagnali e palustri, finalmente colmati da apporti fluviali e, negli ultimi due secoli, da locali colmate di bonifica. Il sistema di Campolongo (così definito da Cinque, 2004) poggia in discordanza contro il fianco esterno del paleocordone di Gromola, contro i Travertini di Seliano e di Paestum. Localmente penetra entro incisioni preesistenti, tra cui quella del Sele. Nel Sistema Campolongo sono state distinte le sette litofacies indicate nello schema e descritte nel seguito.

- **(b):** Sabbie, sabbie limose e limi fluviali con subordinati episodi ghiaiosi, formanti terrazzi a pochi metri di quota lungo il basso Sele. Depositi alluvionali finiti posti al fondo di incisioni di basso ordine gerarchico che dissecano i terreni pleistocenici. Depositi fluvio-palustri allo sbocco dei corsi d'acqua sulla piana costiera olocenica (sabbioso-ghiaiosi presso il Tusciano e pelitico-sabbiosi presso il Sele). Hanno spessore variabile fino ad una decina di metri e fanno passaggio eteropico graduale con le facies palustri del sistema
- **(b2):** Depositi eterometri e spesso privi di stratificazione evidente, formati da colluvioni per lo più sabbioso-limose, a luoghi intercalati a suoli humiferi. Ricorrono lungo i margini interni della depressione retro-barriera olocenica e sono presenti anche lungo i fianchi di alcune incisioni che dissecano le unità BP e GML. Spessore variabile che raggiunge alcuni metri al massimo
- La litofacies eolica è stata distinta in due unità (**d1** e **d2**) sia per alcune differenze composizionali, sia per rimarcare due importanti tappe progradazionali nell'ambito della evoluzione olocenica della Piana.
- Sabbie medie e fini sciolte di apporto eolico, a luoghi intercalate a depositi sabbioso-limosi di interduna, e ampiamente pedogenizzate in superficie. Connotano in superficie i più antichi cordoni costieri olocenici in affioramento sulla Piana ("Cordone di Laura" Auct.) e ricoprono depositi di spiaggia (litofacies g2) che hanno fornito età C14 tra 3,6 e 5,3 ka. Spessore massimo di alcuni metri (**d1**)
- Sabbie medie e fini sciolte di apporto eolico, cui si alternano localmente sottili episodi sabbioso-limosi di ambiente interdunale e che a tratti presentano anche una componente piroclastica. Potenti solo pochi metri, formano due cordoni sub-paralleli e spesso anastomizzati ("Cordone di Sterpina" Auct.) che si spingono sino a circa 5 m s.l.m.. Coprono depositi di spiaggia che si ascrivono agli ultimi 2,5 ka circa in base ad una datazione C14, alla presenza dei prodotti dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. e per alcune evidenze geoarcheologiche relative alla zona di Paestum (**d2**)
- Alternanze variabili di limi sabbiosi, sabbie argilloso-limose, limi torbosi e torbe con occasionali livelli ghiaiosi ascrivibili in massima parte ad ambienti di stagno e palude costiera in base ai loro caratteri sedimentologici e paleoecologici. In sommità recano localmente depositi da colmata di bonifica. In parte eteropica ed in parte sovrapposta alla litofacies lagunare del sistema, ha spessore variabile fino ad un massimo di alcuni metri. Età compresa tra 8 ka e circa e l'attuale (**e**).
Travertini in strati e lenti di spessore decimetrico, di solito molto vacuolari e raramente litoidi, con episodi sia fitoclastici laminati, sia fitoermali (a cannuole di erbacee, frustoli e foglie. Soprattutto di Quercus e Laurus) e a sabbie travertinose. Per le facies osservate sono da riferirsi ad ambienti di argine, di dolce pendio (fianchi di lobi pensili?) e palustri. Localmente inglobano manufatti dell'Età del Bronzo (anche antica), dell'Età del Ferro e dell'epoca greco-romana. Il loro spessore complessivo giunge sino a 4-5 metri (**f1**).
- Litofacies non affiorante composta da argille e limi di colore grigio e nerastro, di solito molto plastici, includenti talora dei livelli di sabbie limose che divengono più grossolane e abbondanti verso SW. I caratteri sedimentologici e la presenza di microfaune fossili tipiche di acque mesoaline ed oligoaline le fanno attribuire ad ambienti lagunari sorretti da coevi cordoni costieri (facies g2 e d del Sistema). Spessore massimo di 10-12 metri. Età compresa tra 8 e 2,5 ka circa (**g**).
- Sabbie da fini a grossolane, raramente includenti livelli di ghiaie sabbiose o di sabbie fini limose, talora fossilifere. Sono attribuibili a complessi di spiaggia prima trasgressivi (Olocene inferiore) e poi progradanti (Olocene superiore) che, verso terra, fanno passaggio eteropico alle facies transizionali del sistema (g, e). Lo spessore cresce avvicinandosi alla costa attuale e giunge sino a 15-18 metri (**g2**)

➤ *Caratteri geografici e geomorfologici*

La Piana del Sele è un'ampia pianura costiera che si affaccia sul Mar Tirreno con una falcata che va dalla periferia sud di Salerno a quella nord di Agropoli e stabilisce un raccordo a costa bassa tra la scoscesa Costiera Amalfitana e le coste, solo un poco meno acclivi, del promontorio cilentano (*figura 4*). Tale pianura, che è nota come Piana del Sele o Piana di Paestum, ha una estensione totale di circa 300 kmq e si addentra verso terra sino alla base dei Monti Picentini e delle colline che preannunciano il massiccio dei Monti Alburni e le dorsali calcaree del Monte Soprano e Monte Sottano. Il perimetro della piana è vagamente assimilabile ad un triangolo, ma l'unico lato pressocchè dritto è la fronte marittima, mentre gli altri due (i margini interni decorrenti ai piedi dei primi rilievi appenninici) risultano zig-zaganti a causa del controllo esercitato da faglie per lo più ad orientazione NW-SE e NE-SW.

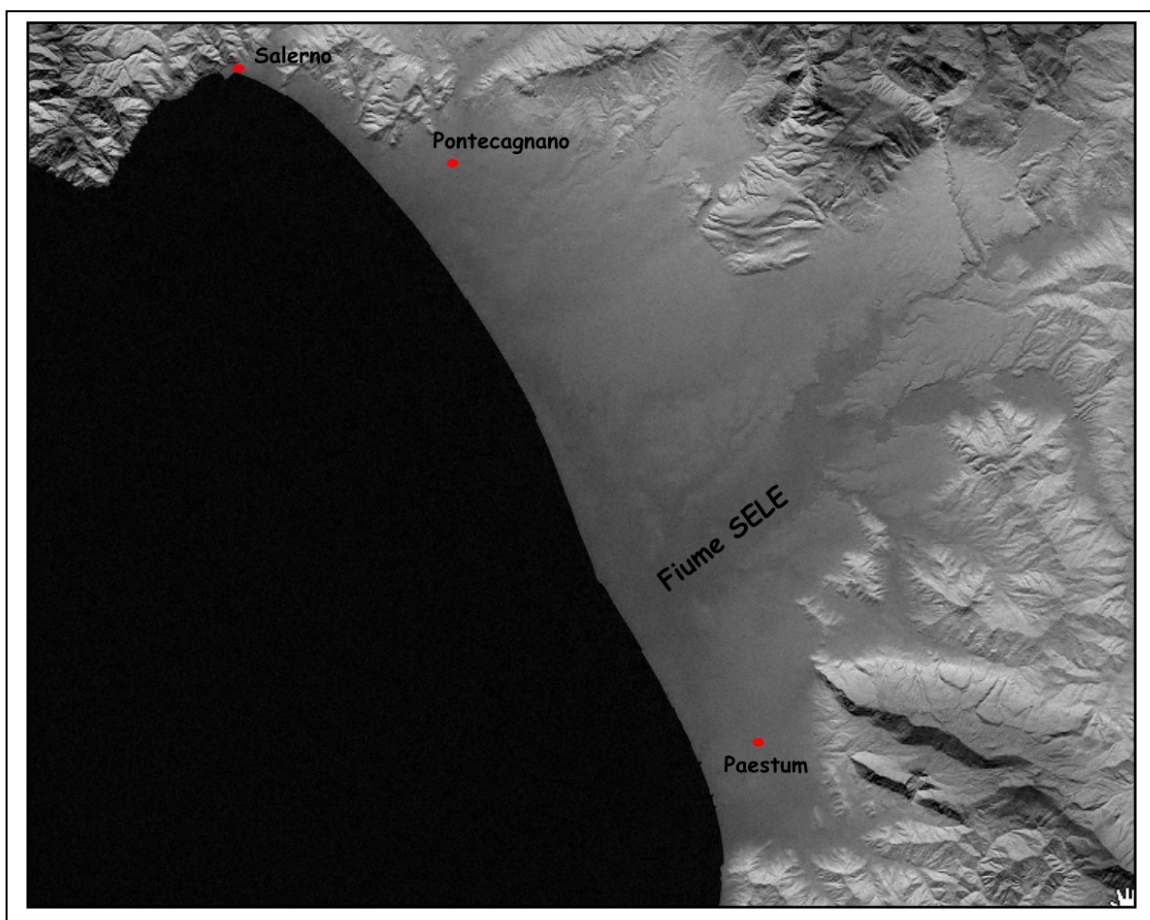


Figura 4: DEM della piana del Sele ed ubicazione delle aree di studio, da atlanteitaliano website

Il più importante corso d'acqua che percorre la piana e che ne sta all'origine coi suoi apporti detritici, è il Fiume Sele. Altri importanti corsi d'acqua che hanno contribuito alla crescita della piana sono, da nord verso sud, il Torrente Fuorni, il Fiume Picentino; il T. Asa, il T. Rialto, il F. Tusciano, il Fosso Capodifiume (corso di risorgiva carico solo di soluzioni carbonatiche) ed il F. Solofrone. In quanto a morfologia, va notato che gran parte della Piana del Sele (ad esclusione della cimosa aggiuntasi nell'Olocene; vedi oltre) è fittamente re-incisa, sia dai sopracitati corsi d'acqua maggiori che da numerose vallecole di basso ordine gerarchico che hanno origine sulla piana stessa. Di conseguenza, le antiche superfici di accumulo sono ridotte a lembi terrazzati o, laddove è stata più fitta la dissezione, a dossi allungati e altimetricamente accordanti che hanno sommità dolcemente convesse. L'involuppo geometrico di questi relitti rivela che la piana nel suo insieme va innalzandosi verso l'interno (cioè verso NE) fino a raggiungere quote di oltre 100 metri laddove alle alluvioni dei fiumi si sono sommate le deiezioni dei torrenti che dissecano i rilievi carbonatici. Analogamente, per azione di altri conoidi alluvionali, si hanno locali incrementi di quota e di pendenza

lungo tutto il margine interno della piana del Sele. Nelle porzioni più discoste dai rilievi, invece, le antiche superfici di accumulo sono molto lievemente inclinate verso mare. La fascia di piana più esterna e più bassa (tra circa 25 e 12 m s.l.m.) è anch'essa caratterizzata (sempre in termini di involuppo dei relitti interfluviali) da lieve pendenza media verso mare, mostrando a luoghi profili dolcemente segmentati che suggeriscono una genesi dovuta a più fasi di progradazione costiera.

In sinistra del Sele, la piana manifesta una dissezione meno fitta che in destra, ma la planarità dei terrazzi è qui disturbata anche da formazioni travertinose organizzate in lobi progradanti, che appaiono rilevati di diversi metri rispetto alle coeve superfici alluvionali e palustri. Situazioni analoghe si ritrovano anche in destra del Sele, ma limitatamente alla zona di Faiano-Pontecagnano.

Sebbene risalente all'Ultimo Interglaciale, il paleocordone costiero detto "di Gromola", esteso da Pontecagnano a Capaccio Scalo, mantiene ancora una certa evidenza morfologica. Tuttavia è solo verso Capaccio, dove è marcato da dune più alte, che esso sporge ancora rispetto alla retrostante piana. Altrove la sua evidenza è dovuta alla incisione di piccole valli ad esso parallele che si impostarono lungo le antiche depressioni retro-cordone. Vicino al Sele (località S. Cecilia e Gromola) anche l'erosione selettiva operata da questo fiume ha ridato evidenza al paleocordone smantellando maggiormente i teneri sedimenti lagunari e stagnali cui esso faceva passaggio verso terra.

A SW del paleocordone di Gromola si estende infine la bassa e piatta porzione di pianura che si deve alle fasi oloceniche di progradazione costiera e di aggradazione lacuo-palustre alle spalle di cordoni sabbiosi litoranei.

Fin qui gli elementi geografici che sono ascrivibili alle varie fasi di progradazione costiera conosciute dalla Piana e che risultano organizzati in fasce circa parallele alla costa. Ma la geografia fisica della Piana del Sele consta anche di elementi, per così dire, trasversali che si legano all'azione dei fiumi che l'attraversano. In particolare, ai fiumi di maggior portata si associano solchi che dissecano la media ed alta Piana, anche per alcune decine di metri. Lungo il Sele ed il Calore salernitano è stata riconosciuta la policiclicità di questi solchi, con intercalata formazione di terrazzi fluviali sia d'erosione che di deposizione. L'ultima fase di dissezione è quella occorsa durante la regressione dell'Ultimo Glaciale; essa disseca, infatti, anche il paleocordone di Gromola e risulta anteriore alla trasgressione versiliana, tanto che i sedimenti transizionali, a questa associati, invadono anche il basso tratto del solco scavato dal Sele sulla piana tardo-pleistocenica. Lungo il Sele e il Calore si riconoscono, infine, dei terrazzi a pochi metri sui talweg attuali che sono riferibili a variazioni climatico/ambientali e/o pulsazioni dell'impatto antropico sui suoli nel corso degli ultimi secoli (Vita-Finzi, 1969). Anche il Torrente Asa approfondisce oggi il suo corso all'interno del riempimento di epoca storica per uno spessore di circa 5-10 m. Alla base del dolce pendio che scende dal cordone di Gromola verso SW, si estende con continuità un'area piatta e pochissimo elevata (di norma tra 1 e 4 metri s.l.m.) che fu occupata da ambienti prima lagunari e poi stagnali verso la fine della trasgressione versiliana. Come mostrano antiche mappe geografiche e carte topografiche (ad esempio, l'Atlante del Regno di Napoli di Rizzi-Zannone), larghi tratti di questa fascia costiera è stata occupata da stagni ed acquitrini sino alle bonifiche operate in epoca borbonica e nel periodo fascista. Una fitta serie di canali di drenaggio, collegati tramite collettori a potenti idrovore, consente l'attuale uso agrario di questo territorio depresso. A delimitare verso mare la sopraccitata fascia bonificata, si pongono dei cordoni di sabbie di spiaggia ed eoliche che non si elevano più di 4-5 metri s.l.m e testimoniano fasi di progradazione della costa occorse nella seconda metà dell'Olocene. Questi cordoni costieri tendono leggermente a convergere tra loro andando verso le periferie NE e SW della Piana, mentre le massime spazature (massimi ritmi di progradazione) si osservano presso il Sele. Una configurazione a cuspidella della costa -ma appena accennata- attesta il ruolo degli apporti clastici del Sele nell'avanzamento tardo-olocenico della costa e l'efficacia distributiva del moto ondoso dominante. Il cordone più esterno, fissato da una pineta piantata negli anni 30 del novecento, conserva ancora la morfologia ondulata delle dune che lo hanno accresciuto negli ultimi secoli. La spiaggia che lo margina verso mare risulta di norma poco ampia e ripida, a causa della tendenza all'arretramento manifestatasi negli ultimi decenni; tendenza che a luoghi ha prodotto berme che attaccano gli antichi depositi dunari.

Nell'angolo SE (area di Paestum/Capaccio) e NW (Pontecagnano/Faiano) della piana sono infine evidenti le morfologie lobate e terrazzate cui danno luogo i vari corpi travertinosi; corpi che sono stati alimentati dalle acque molto cariche di carbonato provenienti dalla dorsale calcarea del M. Soprano nel primo caso e dai Monti Picentini nel secondo. Dei travertini si parlerà diffusamente negli inquadramenti geomorfologici dei relativi settori oggetto di studio.

4.1.1 I SETTORI OGGETTO DI STUDIO

Le ricerche hanno interessato alcuni contesti di basso ordine del paesaggio della piana del Sele (piana alluvionale costiera, placche di travertino, superfici pedemontane, versanti, ecc), dove si è avuta l'opportunità di raccogliere le testimonianze geologiche e geomorfologiche dell'Olocene mediterraneo. La possibilità di analizzare le archeo-stratigrafie di numerosi siti archeologici oggetto di scavo sistematico e non, l'osservazione di numerose successioni tephrostratigrafiche affioranti e non, il reperimento di alcuni lavori geoarcheologici hanno permesso di identificare alcuni momenti significativi della storia climatico-ambientale dell'Olocene e soprattutto di ben inquadrarli nel tempo.

A) Settore di Salerno/Battipaglia

L'area del comune di Salerno è situata a ridosso della stretta fascia costiera settentrionale della piana del Sele. Il centro storico di Salerno offre un interessante esempio di "espansione urbanistica in verticale", essendo confinato tra acclivi versanti ed una stretta fascia costiera. I ripidi versanti carbonatici e conglomeratici, che caratterizzano il paesaggio costiero salernitano, conservano ancora lembi di paleosuperfici nelle parti sommitali e si raccordano al mare attraverso una sottile fascia litoranea costituita principalmente da sedimenti marini, transizionali e continentali (*figura 5*). Tali versanti sono separati fisicamente da una serie di valloni a forte gradiente longitudinale, che nella maggior parte dei casi, li incidono linearmente e profondamente favorendo la formazione di lobi di conoide allo sbocco sulla stretta fascia litoranea. Anche qui, come per quasi tutti i versanti bordieri le piane campane, le conoidi sono organizzate in più generazioni, con le più antiche, che hanno apici più in alto, mentre verso il basso (alcune volte) sono erose dall'azione del mare della max trasgressione versiliana. Le conoidi francamente oloceniche e storiche sono più in basso e molte volte durante eventi eccezionali si sono spinte fino al mare (*figura 5*). L'area della foce del fiume Irno presenta caratteristiche di una piccola piana alluvionale costiera, anche se l'urbanizzazione non ne concede una buona ricostruzione. Interessanti invece, dal punto di vista di una buona disposizione di dati, è l'area immediatamente a sud dell'ultimo rilievo calcareo settentrionale della piana del Sele, cioè la zona del fiume Fuorni, comprendente i territori di periferici di Salerno, fino ad arrivare al corso del Fiume Picentino, in comune con Pontecagnano.

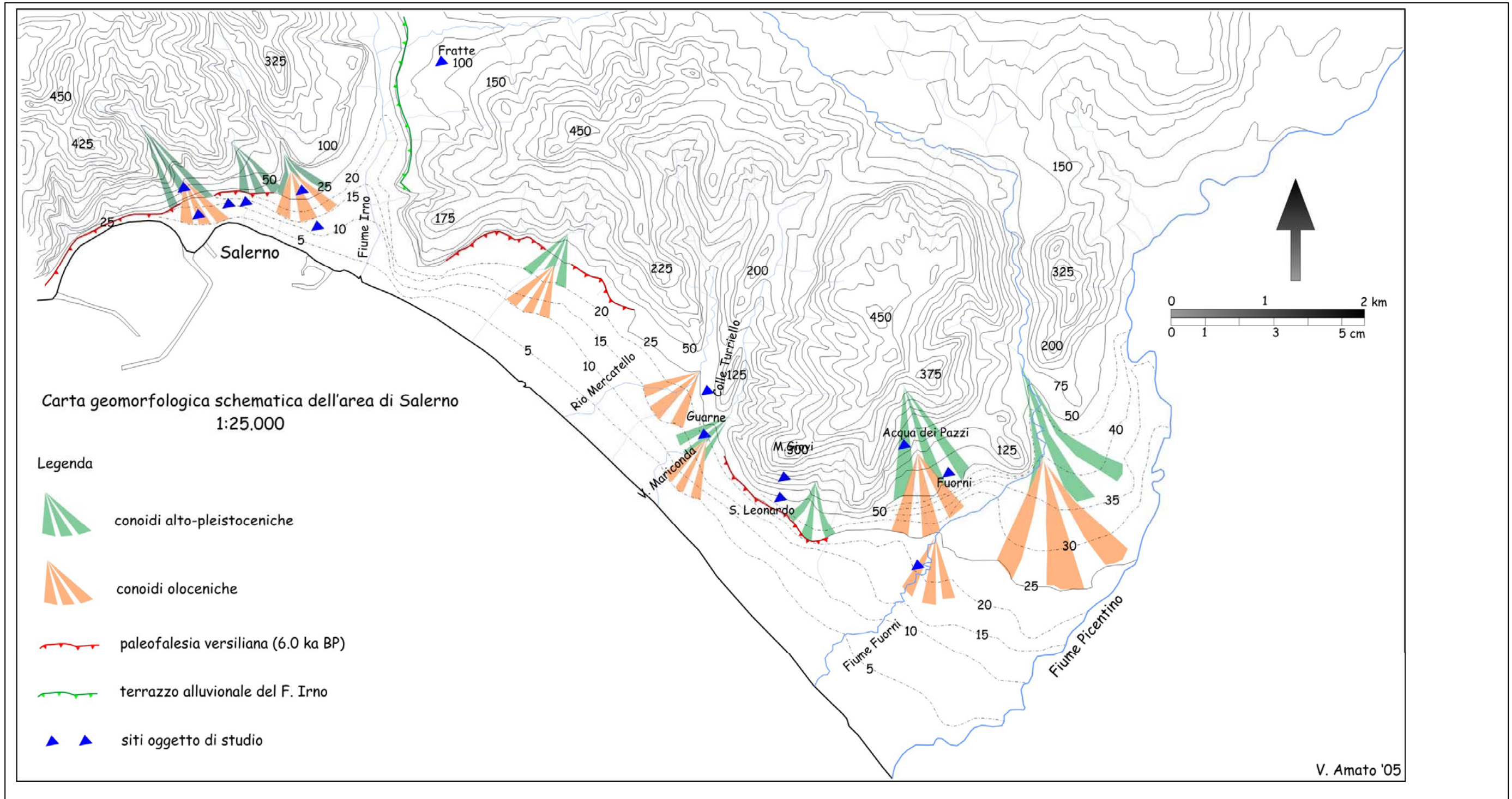


Figura 5: carta geoarcheologica dell'area salernitana

Quest'area segna il passaggio ad un contesto di piana alluvionale costiera con forte influenza delle dinamiche di versante e delle fasce di aggradazione pedemontana.

Uno degli elementi del paesaggio di certa età olocenica è la linea di costa preistorica che potrebbe essere posizionata intorno alla quota dei 20 m s.l.m. come è evidente sia in corrispondenza del centro storico sia sul versante orientale, nell'area di Fuorni (*figura 5*). Tale linea di costa risulta attribuibile alla massima ingressione versiliana (circa 6.000 anni fa) e tende a delineare la presenza di almeno due profonde insenature, una lungo la valle dell'Irno e l'altra più ampia, a comprendere l'area in cui sboccano i fiumi Fuorni e Picentino.

Il ripiano morfologico a monte della falesia versiliana mostra un interessante susseguirsi di siti a frequentazione preistorica, come quelli dell'area di Fuorni, S.Leonardo, di Guarne e del centro storico di Salerno che sono sempre associati a paleosuoli bruni ben maturi. Questi ultimi si sono sviluppati a spese delle potenti coltri detritico-alluvionali depositate dai numerosi valloni, che scendono ripidamente dai versanti retrostanti e sono la prova del passaggio delle condizioni fredde ed aride delle ultime fasi glaciali a quelle calde ed umide che caratterizzano la prima parte dell'Olocene. Inoltre la frequentazione antropica tardo-pleistocenica sembra limitarsi alla sporadica frequentazione delle grotte carsiche e dei ripari sotto-roccia del costone di San Leonardo e di M. San Liberatore.

Nel complesso quindi la linea di costa preistorica doveva essere costituita da una piccola falesia (non più alta di 20m) bordata da lembi di spiagge (pocket beach ?), dove il mare incontrava i rilievi, e aree a costa bassa con poco emergenti cordonidunari. In diversi punti la falesia era incisa da valloni V shaped, incisioni lineari ed alvei a più basso gradiente longitudinale. Questi sono responsabili, nel corso dell'Olocene (post trasgressione versiliana), di discontinui accumuli alluvionali (molto spesso catastrofici e documentati dalle fonti storiche), che hanno permesso l'individuazione di lobi di conoidi nelle aree costiere a valle, brevi progradazioni della linea di costa e creato non pochi problemi agli insediamenti presenti nella zona.

A1) L'area del centro storico di Salerno

Per l'area del centro storico (*figura 5*), i dati archeologici permettono di riconoscere una frequentazione dell'area non anteriore al periodo compreso tra la seconda metà del VI sec. a.C. e la prima metà del V sec. a.C. con siti e ritrovamenti che ricadono a ridosso della ripa preistorica e/o sulle conoidi poste allo sbocco delle principali corrivazioni della zona.

In epoca romana la linea di costa si presenta ancora avanzata, seguendo praticamente l'isoipsa dei 5 m., come confermano i dati archeologici provenienti da alcuni scavi di tombe e di strutture artigianali. La linea di costa romana nell'area di Mercatello risulta arretrata di circa 150 m rispetto a quella attuale. L'acciottolato relativo ad un grande asse stradale costiero in connessione con un vicus di considerevole estensione, corre praticamente a ridosso dell'antica spiaggia in prossimità della foce del Rio Mercatello. Ai due lati dell'acciottolato stradale sono

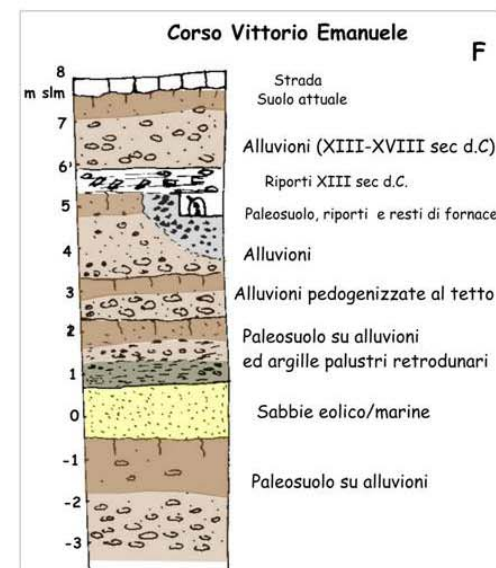
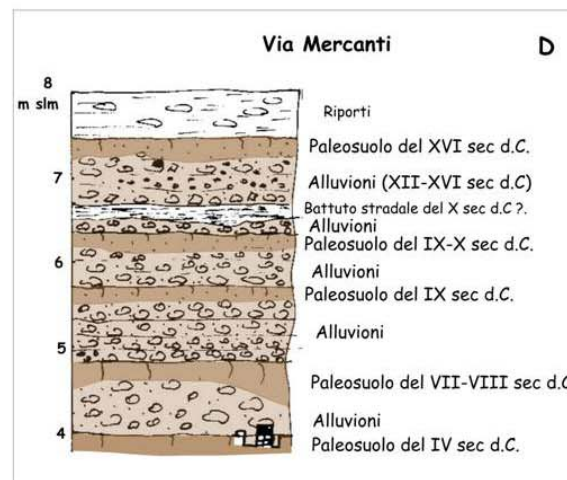
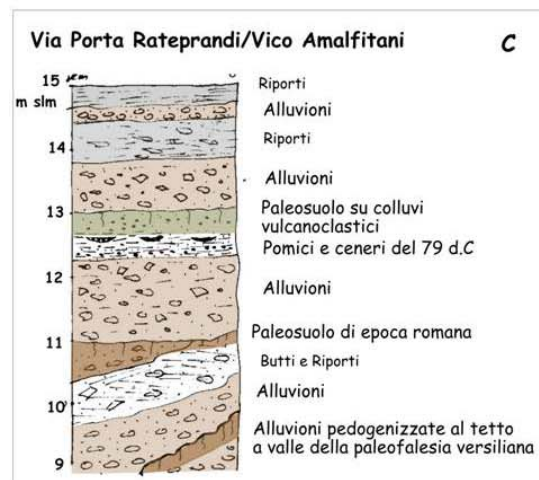
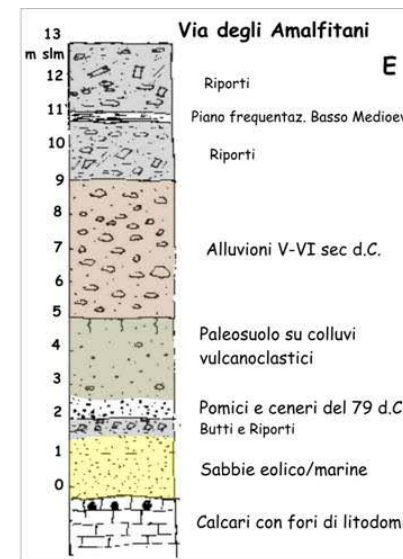
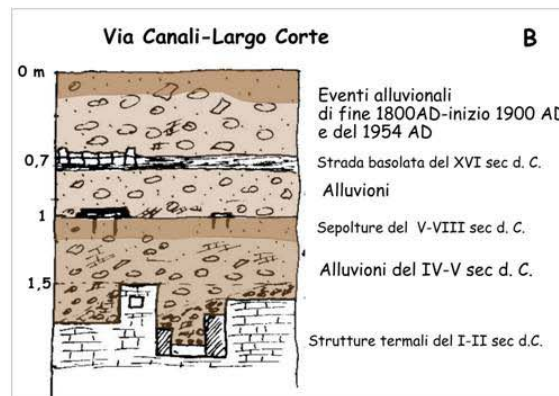
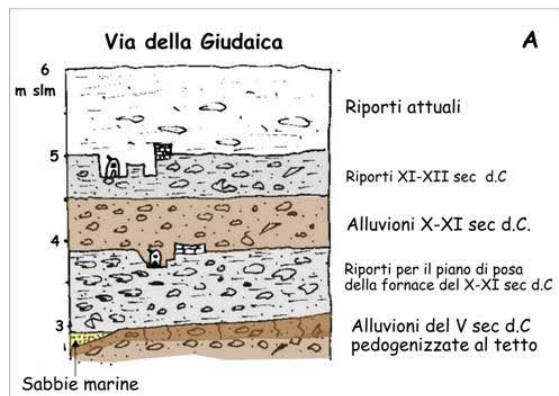
presenti numerose sepolture e resti di strutture romano - tardo antiche. Al di sotto dell'acciottolato è presente un battuto stradale più antico. L'asse stradale e le necropoli sono impostate sui depositi di spiaggia/duna costiera di età romana.

Più complessa sembra essere la fascia centrale, dove alcuni carotaggi eseguiti da Iannelli & Di Maio (2002), realizzati nelle vicinanze di Largo Campo, nella piana piccola piana alluvionale costiera dell'Irno, evidenziano il perdurare di un ambiente litoraneo con modesti cordoni litoranei ed ampie aree umide almeno fino al medioevo. A partire dal IV sec d.C. si registrano una serie di eventi alluvionali a carattere disastroso, e di progradazione della linea di costa, ben documentati dalle fonti e dalle carte storiche, che tendono a colmare le antiche morfologie anche con diversi metri di depositi. In alcuni punti il piano di frequentazione di età romana imperiale è stato rinvenuto a profondità superiori ai 7-8 metri di profondità dal piano campagna attuale. Questi eventi portano ad un'ulteriore avanzamento della linea di costa ed all'accumulo ai piedi della falesia preistorica di enormi quantitativi di materiali archeologici e non, relativi probabilmente alle fasi distruttive e di restauro che hanno interessato i soprastanti nuclei abitativi. Sono anche evidenti situazioni locali di sistemazione e risistemazione dei canali responsabili delle alluvioni catastrofiche: in uno scavo eseguito dalla soprintendenza archeologica di Salerno in Via Giudaica (*figura 6*) è stata riconosciuta la presenza di una linea di costa ascrivibile alla stabilizzazione di una conoide avanzata in mare a seguito di un evento alluvionale di straordinaria intensità (IV-V sec d.C.) A tale stabilizzazione concorrono una serie di interventi antropici tendenti a difendere le strutture di attracco per le piccole barche. A monte di tale banchina, l'avvenuta stabilizzazione dell'area è testimoniata dall'impiantarsi di attività artigianali a partire almeno dal VII sec. d.C (Iannelli et al, 1997).

In uno scavo eseguito in via Canali-Largo S.Pietro a Corte (Romito, 2003) si evidenziano numerosi eventi alluvionali che hanno interessato il centro storico di Salerno (*figura 6b*): la prima grande alluvione si sarebbe verificata tra la fine del IV sec d.C e l'inizio del V, come è evidenziato da una iscrizione storica che ne descrive l'evento e da 50 cm di alluvioni che hanno interessato un edificio termale databile al I-II sec. d.C. Tale livello alluvionale non fu rimosso dopo l'alluvione e vi furono impiantate delle sepolture a partire dal V e fino al VII sec. d.C. Tali sepolture e un basolato ad esse inerente furono ancora una volta ricoperte da uno strato alluvionale di circa 30 cm, che ancora non fu asportato e fu utilizzato come sottofondazione per un nuovo basolato databile al XVI secolo. Inoltre tale autore segnala altre alluvioni avvenute alla fine dell'800 ed inizio 900 con l'ultimo evento alluvionale del 1954 che è tristemente noto ai salernitani per le numerose vittime e per i disastri che essa provocò. Anche altri scavi archeologici e carotaggi archeologici (Iannelli & Di Maio, 2002) evidenziano che gli eventi alluvionali si registrano proprio a partire dall'epoca romana concentrandosi particolarmente nell'intervallo V-VII sec d.C. e nell'intervallo X-XI secolo d.C. e durante gli ultimi due secoli (*figure 6c, 6d, 6e e 6f*).

Figura 6: sezioni archeostratigrafiche del centro storico di Salerno

a-via della Giudaica
 b-via Canali-Largo S.Pietro a Corte
 c, d, e, f -altri siti



A2) L'area a Sud di Salerno

Per quanto riguarda i periodi precedenti, preistorici e protostorici le migliori informazioni geoarcheologiche vengono dai siti posizionati a monte, o proprio a ridosso, del ripiano morfologico individuatosi con la massima trasgressione versiliana, circa 6000 anni fa, dell'area immediatamente a Sud il centro di Salerno (*figura 5*). La straordinaria estensione dei siti (la fascia di frequentazione sembra praticamente continua tra Fuorni e Guarne, quindi estesa per oltre 4 km) non è riconducibile ad un popolamento particolarmente denso dell'area, ma agli effetti delle pratiche di *slash and burn*, con migrazione annuale delle aree disboscate e sfruttate per la semina solo per poche stagioni. Tali informazioni hanno permesso di documentare non solo i modi di occupazione antropica dell'area, ma anche di evidenziare gli effetti di alcune rapide crisi ambientali che sembrano investire il territorio durante l'eneolitico e durante l'età del Bronzo.

La documentazione geoarcheologica disponibile relativa ad alcuni scavi archeologici (Di Maio et al, 2003; Rossi, 1999; Budetta et al, 1998; Iannelli et al, 1997; Russo, 1990) dei siti archeologici di Guarne/S.Eustacchio, S. Leonardo, Oliva/Torricella, Fuorni, Fratte, Sardone, ecc) evidenziano alcune variazioni dei sistemi geomorfici (forte erosione dei suoli neo/eneolitici e del Bronzo Antico, riattivazione di conoidi stabilizzate, forte aggradazione del p.c. e progradazione della linea di costa) con locali modifiche topografico/ambientali che portano ad un abbandono più o meno prolungato dei siti se non addirittura definitivo.

L'area di Guarne/S.Eustacchio

Quest'area è compresa tra il torrente Mercatello e il torrente Mariconda, vicino una piccola ed isolata altura conglomeratica (Colle Torriello) recentemente demolita dall'intensa attività estrattiva (*figura 5*). In quest'area si concentrano una serie di evidenze archeologiche preistoriche, protostoriche e storiche, nonché numerose successioni archeostratigrafiche in affioramento, che unite ai dati di alcuni carotaggi pubblicati da Di Maio et al (2003) permettono dettagliare cronologicamente il record stratigrafico olocenico (*figura 7a*).

La base della successione è costituita da conglomerati a prevalente matrice vulcanoclastica su cui poggiano alcuni livelli piroclastici da caduta in giacitura primaria. Uno di questi è costituito da pomici bianche grossolane attribuite da Di Maio et al, (2003) all'eruzione di Codola, fino a poco tempo fa ritenuta di origine vesuviana e solo recentemente attribuita ai Campi Flegrei (Sulpizio et al, 2003a, b) e datata a circa 25.000 anni fa. Una potente successione di suoli e terre colluviali rossastre ricopre il livello vulcanico, con al top uno spesso paleosuolo bruno scuro maturo e profondo, molto humificato al top e con una fitta distribuzione di evidenze di frequentazione antropica a partire dal Neolitico medio/finale. Tale paleosuolo potrebbe essere il risultato della fiorente vegetazione e dei regimi

biostatici della prima parte dell'Olocene, ampiamente documentati anche in altre aree dell'Italia centro meridionale (pedomarker B di Frezzotti & Narcisi, 1996). Anche le genti eneolitiche utilizzano questi suoli e vi operano le prime attività legate alla pastorizia e all'agricoltura. C'è da notare che i suoli pienamente eneolitici, a differenza di quelli del Neolitico medio-fine/Eneolitico iniziale, sono sempre impostati su elementi carbonatici grossolani e con abbondante matrice vulcanoclastica, che potrebbe testimoniare una ripresa della produzione detritica dai versanti, come conseguenza di scarsità di coperture vegetali, probabilmente indotta da crisi climatiche e/o dalle prime azioni antropiche. antropizzazioni (arature) successive.

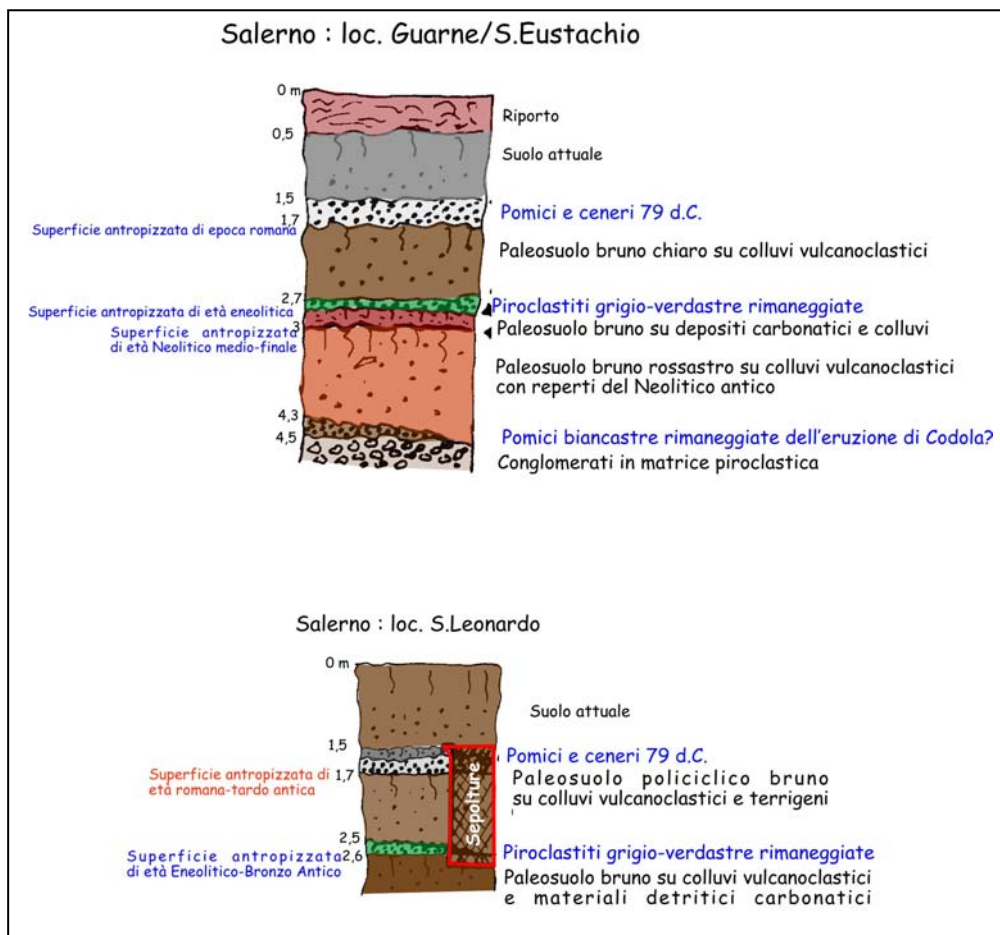


Figura 7: le successioni archeotephrostratigrafiche rilevate a Sud di Salerno

- a- Area di Guarne/S.Eustacchio
- b- Area di San Leonardo

Al di sopra dei paleosuoli preistorici è riconoscibile, localmente, la presenza di un livello cineritico fortemente rimaneggiato (di cui si parlerà approfonditamente più avanti), di spessore di circa 10-15 cm costituito da ceneri grigio/verdastre, addensate e coesive, con strutture laminare da trasporto trattivo, evidenziate da una leggera variazione nella granulometria degli elementi (Di Maio et al, 2003). Sono anche presenti piccole pomice ben arrotondate oltre che a litici calcarei a spigoli vivi, di dimensioni del cm, sostenute dalla matrice cineritica. Il paleosuolo

impostatosi sui rimaneggiamenti vulcanoclastici contiene le tracce della frequentazione protostorica, molto spesso separate da superfici di discontinuità (+++ aggradazione e/o erosione e --- pedogenesi, caratteristica principale dei suoli policiclici). Una di queste è ben individuabile dopo il Bronzo Antico, e fa dell'Appenninico un periodo buio per tutta l'area costiera salernitana. Compaiono i siti in altura e posti al controllo delle strette vallate verso l'interno e verso sud, indice di condizioni sfavorevoli lungo la costa (alluvionamenti?, aree umide?, e prime incursioni di popolazioni extra regionali?). I dati per questo periodo e fino all'epoca romana sono alquanto scarsi per il prevalere delle azioni resistatiche su quelle biostatiche.

L'eruzione del 79 d.c. sigilla un paleosuolo maturo, evoluto e fortemente antropizzato, dalle arature antiche e dalle opere di sistemazione idrica e delle terre, di epoca romana. Le pomice biancaste/grigiastre mm e le cineriti fini grigiastre, dopo una prima fase di rimaneggiamento colluviale, immediatamente dopo l'eruzione, sono interessate da pedogenizzazione ed argillificazione, e dai rimescolamenti per bioturbazioni ed. Dopo tale periodo di relativa biostaticità, dettata in primo luogo dalle azioni antropiche, si assiste ad una generale aggradazione, anche di alcuni metri sul p.c. romano, ad opera di alluvioni, sottoforma di debris flow, mud flow e flussi iperconcentrati di materiali archeologici e grossolani in abbondante matrice vulcanoclastica e terrigena. Le recenti trasformazioni del paesaggio e del piano campagna non permettono di ricostruire l'evoluzione di questo settore a partire dal tardoantico in quanto gli ultimi metri delle successioni stratigrafiche analizzate sono sconvolte ed alterate.

L'area di San Leonardo

Alcuni scavi eseguiti dalla Soprintendenza Archeologica di Salerno hanno permesso di individuare alcuni ambienti pertinenti ad una villa romana parzialmente sepolta dai prodotti dell'eruzione del 79 d.C. ed alcune sepolture tardoantiche/medievali in essa scavate. L'area è ubicata alla base del versante calcareo occidentale di Monte Giovi/Pizzo del Telegrafo (174 m s.l.m.), proprio a ridosso di uno scosceso sperone carbonatico che dista circa 1 km dalla costa attuale (*figura 5*). In quest'area la presenza di grotte e ripari e sporadici ritrovamenti archeologici fanno ipotizzare la presenza di insediamenti preistorici nell'area. Inoltre sono ancora oggi visibili i ruderi delle fortificazioni e degli insediamenti medievali che occupano il pianoro sommitale di Pizzo del Telegrafo. Le sezioni geoarcheologiche delle aree di scavo, analizzate da Di Maio et al (2003), mettono in evidenza una serie di sepolture tardo-antiche/medievali tagliate all'interno e sotto l'eruzione del 79 d.C. (*figura 7b*).

La successione mette anche in mostra le superfici antropizzate (riferibili all'Eneolitico/Bronzo antico dalla sporadica presenza di reperti archeologici) e pedogenizzate, a partire da un parent material costituito principalmente da colluvi vulcanoclastici. Una abbondante frazione carbonatica di detriti di versante è

presente nella parte alta dei paleosuoli mentre la parte bassa è costituita da un suolo vulcanoclastico privo di elementi calcarei. Inoltre la frazione carbonatica sembra aumentare in contenuto e in dimensioni nelle superfici antropizzate dell'Eneolitico/Bronzo Antico. La simultanea comparsa di reperti archeologici e di detriti calcarei potrebbe testimoniare l'avvenuto impatto antropico e/o climatico sulla vegetazione e sui suoli del versante retrostante. Tali superfici antropizzate sono ricoperte da un sottile livello cineritico grigio verdastro rimaneggiato con le stesse caratteristiche di quello descritto precedentemente per la zona di Guarne e di cui si parlerà approfonditamente più avanti. Anche qui una forte aggradazione del piano campagna è evidente a partire dal Bronzo antico e fino all'epoca romana con una potente (1,5-2 m) serie colluviale di materiali vulcanoclastici argillificati e rimaneggiati con scarso contenuto detritico (solo qualche grande blocco di 20-30 cm minimo) (+++ aggradazione e --- pedogenesi, suoli policiclici). Solo la superficie di epoca romana presenta un suolo ben sviluppato ed humificato che interessa il top della serie colluviale. Tale suolo è ricoperto dai prodotti dell'eruzione del 79 d.C. con uno spessore variabile da 10 a 40 cm. I rimaneggiamenti delle vulcanoclastiti subito dopo l'evento hanno aggradato il piano campagna di almeno 1 metro, prima di essere stati interessati da una serie di tagli per la messa in posto di alcune sepolture di età tardo antica, a loro volta ricoperte da almeno 1 metro di sedimenti colluviali vulcanoclastici, completamente rimescolati dalle recenti azioni antropiche.

L'area di Fuorni

I ritrovamenti archeologici più importanti degli ultimi anni della zona salernitana sono concentrati in quest'area, in quanto recentemente è stata interessata da numerosi lavori di sbancamento per la messa in opera di scellerate e scriteriate attività industriali, commerciali e pubbliche (*figura 5*). In una di queste (Aula Bunker Supercarcere di Fuorni) Di Maio et al (2003), segnalano alcune successioni archeostratigrafiche che denotano ripetuti cambiamenti dei sistemi geomorfici.

Nelle vicinanze del torrente Fuorni ed in posizione arretrata rispetto ad un orlo di terrazzo fluviale, a circa 2 km dal mare gli scavi hanno messo in evidenza una paleosuperficie interessata da una ripetuta frequentazione preistorica, con le principali fasi attestata che si collocano nel Neolitico medio-finale (Diana-Bellavista) e nell'Eneolitico iniziale e finale. È interessante notare la continuità stratigrafica tra Neolitico finale ed Eneolitico iniziale, mentre le fasi eneolitiche sono separate da una forte cesura sia stratigrafica che socio-culturale.

Si tratta di paleosuperfici più volte riutilizzate nel corso del tempo da genti diverse, che ne denotano una stabilità morfologica di lungo periodo e nessuna trasformazione ambientale importante interessa il passaggio culturale Neolitico finale/Eneolitico (*figura 8a*).

L'Eneolitico è caratterizzato dalla presenza di un tephra (Di Maio et al, 2003) lo riferiscono ad una improbabile eruzione di Salerno che non trova riscontri in nessuno dei lavori tephrostratigrafici oggi disponibili), il quale si rinviene solo

localmente, conservato a chiazze e di spessore centimetrico ed è costituito da ceneri e sabbie vulcaniche grigio-verdastre debolmente addensate.

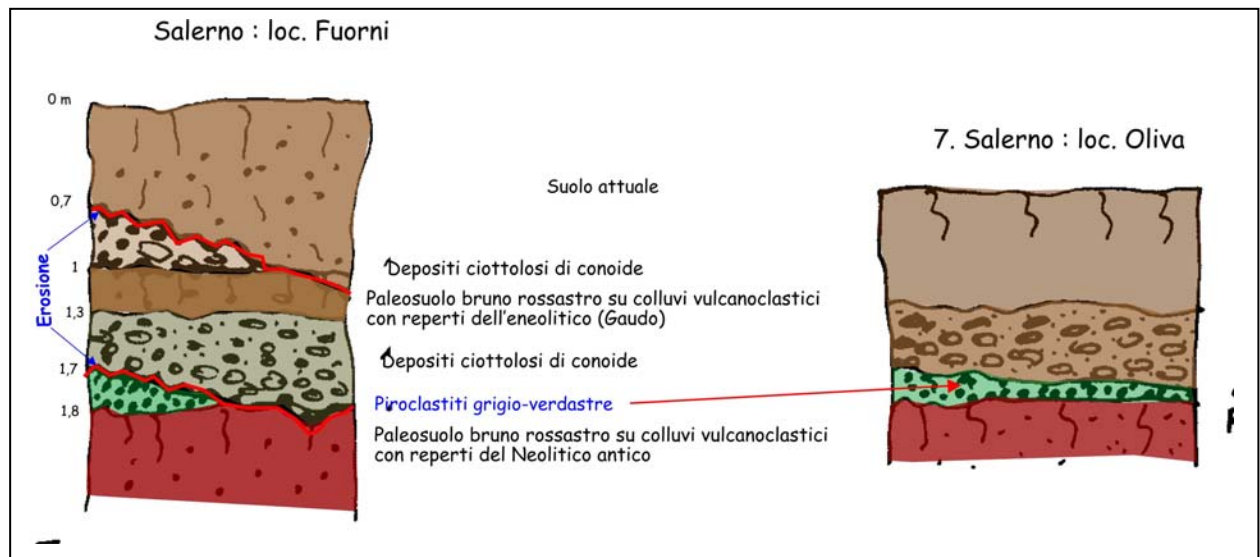


Figura 8: successioni archeotephrostratigrafiche rilevate a Sud di Salerno
a- Area di Fuorni
b- Località Oliva/Torricella

Dopo questa eruzione è ben evidente una forte erosione dei suoli neolitici ed eneolitici, ben testimoniata, nei dati di scavo, da una serie di corrivazioni ed incisioni lineari, che in alcuni punti si approfondiscono anche di qualche metro all'interno dei suoli neo/eneolitici. Tale forte erosione è seguita da una serie di complesse azioni di cut and fill, che portano alla rapida colmata e sovralluvionamento delle incisioni con conglomerati, ghiaie grossolane e sabbie in matrice vulcanoclastica e terrigena. Tale organizzazione è da relazionarsi ad un regime a canali intrecciati dotati di alta pendenza, connessi molto probabilmente alla riattivazione della conoide di Acqua dei Pazzi. La successiva frequentazione antropica sembra riprendere in modo meno intenso, con i ritrovamenti della facies del Gaudio immediatamente al di sopra dei depositi grossolani della conoide e su superfici pedogenizzate molto limitate per spessori e qualità agronomica. La successione stratigrafica è chiusa direttamente dal suolo attuale senza presentare evidenti discontinuità o superfici erosive tra i livelli protostorici e quelli attuali.

Sempre nelle vicinanze dell'area di Fuorni, nello scavo archeologico di Oliva/Torricella, (*figura 8b*), Di Maio et al, (2003) segnalano che l'esteso villaggio associato alle prime fasi del Bronzo antico, è sigillato ancora una volta dai prodotti vulcanoclastici rimaneggiati del "misterioso" tephra di Salerno, cui fa seguito una marcata fase di resistasia, con incisione di profondi valloni velocemente colmati da depositi grossolani vulcanoclastici e calcarei, legati alla riattivazione della conoide dell'Acqua dei Pazzi.

A ridosso di questo sito, qualche decina di metri più a monte, nelle vicinanze della sorgente Acqua dei Pazzi, Di Maio et al (2003) segnalano degli orizzonti archeologici contenenti reperti del Bronzo Appenninico. Questa occupazione dei

ripiani morfologici più alti e in vicinanza di una sorgente da parte delle genti appenniniche del Bronzo Medio e finale è evidenziabile anche in altri contesti della Campania, e potrebbe riflettere la necessità di stanziarsi, nelle vicinanze di fonti di approvvigionamento (sorgenti, fiumi, ecc).

A3) l'area di Battipaglia.

Il comune di Battipaglia è situato su un'ampia conoide alluvionale che il Fiume Tusciano, ha costruito al suo ingresso nella piana del Sele (*figura 9*). I recenti scavi archeologici (loc. Castelluccia -Di Maio et al, 2003-), i dati tephrostratigrafici di alcuni scavi per sottofondazioni nel centro di Battipaglia e le sezioni geoarcheologiche di Lippmann-Provansal (1987a), hanno permesso di riconoscere alcune fasi di attività della conoide intervallati da lunghi momenti di incassamento dell'alveo del Tusciano e formazione di terrazzi, variamente occupati dall'uomo preistorico, protostorico e storico.

Loc. Castelluccia

Lo scavo archeologico di località Castelluccia del Comune di Battipaglia, connesso con i lavori di ampliamento della SA-RC, è ubicato a ridosso di un antico terrazzo del fiume Tusciano ed ha messo in evidenza un sito pluristratificato che si sviluppa a partire dal Neolitico finale e copre buona parte dell'età del Bronzo, intervallate da importanti lacune di frequentazione, molto spesso accompagnate da cambiamenti dei sistemi geomorfici.

Una prima interruzione della frequentazione sembra collocarsi immediatamente dopo le prime fasi dell'Eneolitico. In questo periodo una serie di fenomeni rilevanti interessano la zona (*figura 10 a*). La paleosuperficie Neolitico finale/Eneolitico iniziale è interessata prima da una serie di modeste incisioni lineari e poi da un vallone in rapido approfondimento, che disseca il terrazzo alluvionale postglaciale del Tusciano. La paleosuperficie e le stesse strutture archeologiche vengono dissecate e coinvolte da modeste fenomenologie da frana degli stessi fianchi dell'impluvio. Anche qui, la fase di incisione principale è seguita da una serie di aggradazioni (nonché di incisioni di portata minore) che portano rapidamente alla colmata e sovralluvionamento, con la deposizione di ghiaie e sabbie in matrice vulcanoclastica ed argillosa.

Tale fase di aggradazione potrebbe essere messa in relazione alla riattivazione della conoide alluvionale del Tusciano, su cui oggi è fondata la città di Battipaglia. La frequentazione dell'area riprende in modo piuttosto intenso nelle prime fasi del Bronzo antico con una serie di sotto-strutture (buchi di palo, fosse per derrate alimentari, ecc), riconducibili a più strutture di diverse dimensioni che riflettono differenti destinazioni e funzioni (Di Maio et al, 2003).

Le analisi faunistiche eseguite da questi autori forniscono ulteriori informazioni circa l'economia stessa dell'insediamento. Pur essendo rappresentate tutte e tre le

specie domestiche che caratterizzano l'economia di questo periodo (bovini, caprini e suini), i bovini sembrano essere la principale componente dell'allevamento, seguiti dagli ovocaprini e dai suini.

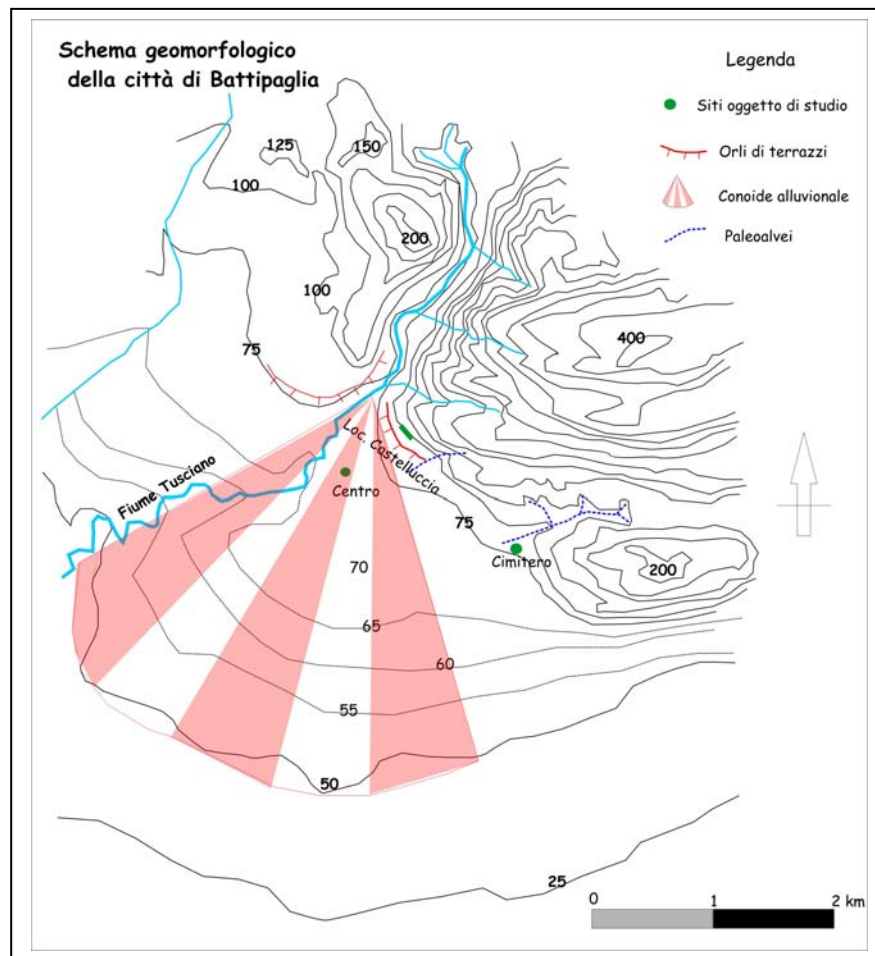


Figura 9: carta geomorfologica schematica dell'area di Battipaglia (SA), con in evidenza la conoide alluvionale del Fiume Tusciano

L'insediamento, benchè in maniera ridotta continua a vivere anche nelle fasi successive, anche se le superfici del Bronzo antico vengono abbandonate e ricoperte da una aggradazione di materiali vulcanoclastici argillificati e rari ciottoli calcarei. Su tali colluvi vulcanoclastici, dove prevale l'aggradazione sulla pedogenesi (suoli policiclici), si riconoscono altri livelli antropizzati che hanno restituito tracce, anche se residuali, di uno stanziamento collocabile tra il Bronzo Recente (XIII sec a. C) e il Bronzo finale (XII-XI sec a. C.). Anche qui la successione stratigrafica è chiusa dal suolo attuale e le recenti attività antropiche hanno obliterato completamente i livelli di epoca storica che pur dovrebbero essere presenti.

Battipaglia centro

Alcuni scavi per sottofondazioni di abitazioni civili hanno messo in luce una stratigrafia che abbraccia un intervallo di tempo molto più recente di quella di loc.Castelluccia. Anche se gli scavi hanno raggiunto profondità prossime ai 7 metri dal piano campagna (circa 80 m slm), i livelli riconosciuti si spingono indietro nel

tempo fino al paleosuolo sigillato dai prodotti del 79 d.C., sottolineando la forte aggradazione post epoca romana di ampi settori della piana del Sele (Younger Fill di Vita-Finzi, 1969).

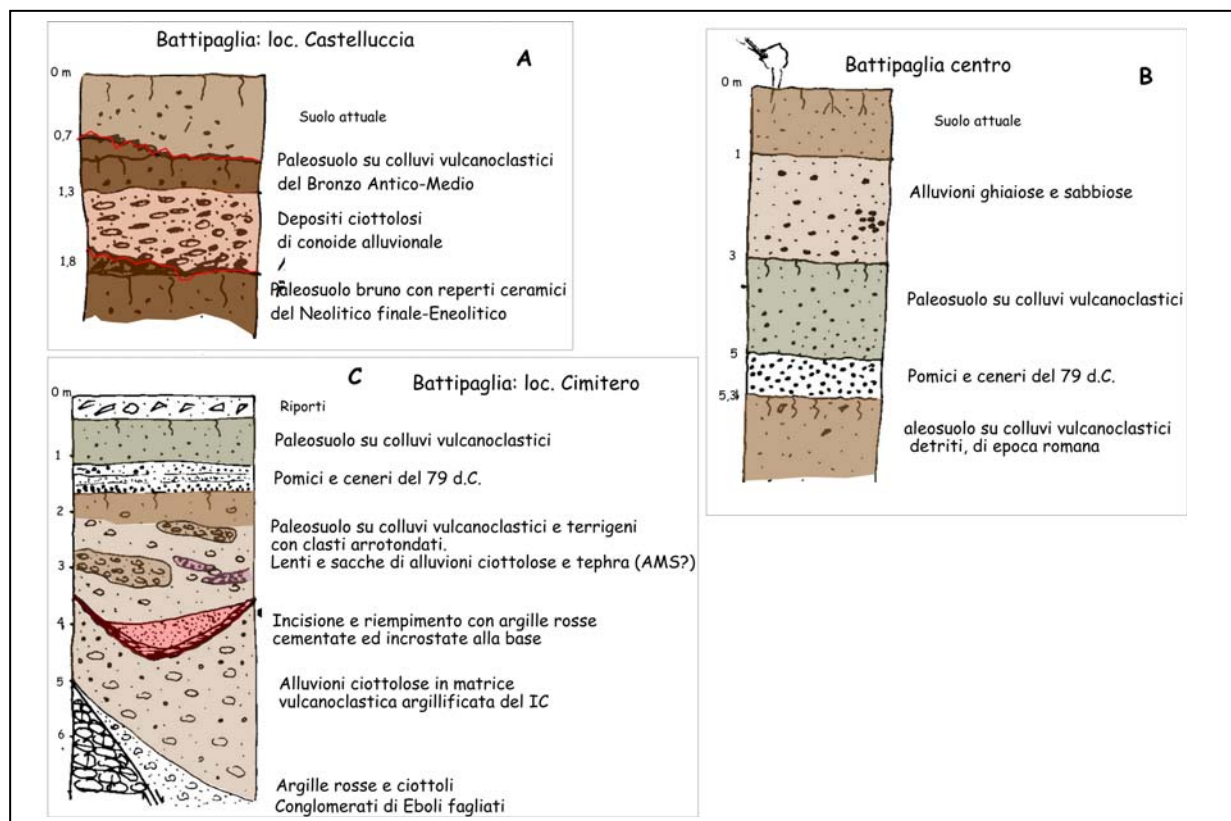


Figura 10: successioni stratigrafiche rilevate nell'area del comune di Battipaglia
a- località Castelluccia; b- Centro; c- Cimitero

I livelli riconosciuti dal basso verso l'alto possono essere così schematicamente riassunti (*figura 10b*):

- Un livello di 30 cm di spessore di pomice biancastre e grigiastre riferibili all'eruzione del 79 d.C., sigilla un paleosuolo bruno scuro argilloso sabbioso, molto humificato al top, costituito prevalentemente da colluvi vulcanoclastici e da detriti arrotondati di dimensioni centimetriche, con numerosi noduli carboniosi (tracce di combustione) e frammenti ceramici, fluitati ed in posto, attribuibili ad una generica età romana.
- Segue superiormente uno spesso strato (circa 2 m) di depositi vulcanoclastici (pomice e ceneri del 79) rimaneggiati ed argillificati che sono profondamente interessati da processi pedogenetici. Il paleosuolo impostato su questi materiali è bruno scuro, molto humificato al top ed è completamente privo di detriti grossolani.
- Il paleosuolo è sigillato senza evidenti superfici di discontinuità da uno spesso strato (2 m circa) di depositi carbonatici ghiaiosi grossolani arrotondati, e di sabbie grossolane in una matrice vulcanoclastica sabbiosa limosa argillificata e terrigena. La disposizione degli elementi grossolani è alquanto mascherata dagli interventi antropici recenti (arature, fosse,

movimenti di terra, ecc): si presentano disposti caoticamente e solo in alcuni punti si riconoscono sacche e lenti di depositi clasto-sostenuti che fanno pensare ad una riattivazione della conoide alluvionale del Tusciano in epoca storica.

Cimitero di Battipaglia

La sezione geoarcheologica segnalata da Lippmann-Provansal (1987a), è ubicata ai margini E dell'attuale città di Battipaglia, in una posizione al piede del versante calcareo-conglomeratico.

L'autrice segnala che, al di sopra del substrato calcareo, in evidente discontinuità, poggiano dapprima i Conglomerati di Eboli e poi una potente successione vulcanoclastica (2-3 m) tagliata superiormente da una incisione torrentizia che si approfondisce di circa 1 metro.

Alcune evidenze di campagna, da me recuperate in zona, fanno ritenere che tale successione vulcanoclastica possa essere riferita ai depositi piroclastici dell'IC (*figura 10c*).

L'incisione presenta dapprima delle sacche di argille rosse incrostate, che ne denotano uno scorrimento delle acque, ed è poi riempita da una potente (2 metri) successione di materiali sabbiosi ed argillosi arrossati, in cui s'intercalano a più livelli, sacche e lenti di materiali ciottolosi. In alcuni punti si riconoscono anche depositi vulcanici limosi giallastri. Verso l'alto il colore diventa bruno e sono evidenti bioturbazioni e rimescolamenti di materiali altamente organici. Questa successione potrebbe essere riferita o correlata tephrostratigraficamente (se il tephra qui segnalato è lo stesso di quello rilevato nelle altre aree del settore salernitano) tra l'età Eneolitica e l'età Romana, in quanto è sigillata dai prodotti del 79 d.C. Questi ricoprono il piano campagna romano con 10-15 cm di materiali, mentre i successivi rimaneggiamenti aggradano il p.c. con uno strato di spessore che non supera il metro e sono interessati da una profonda pedogenesi che oggi è completamente mascherata dalle recenti attività antropica.

AA) SINTESI ED INTEPRETAZIONE DEI DATI DEL SETTORE DI SALERNO/BATTIPAGLIA

I dati raccolti per il settore di Salerno e di Battipaglia sono schematicamente riassunti nel quadro degli eventi morfodinamici riconosciuti di figura 11 e 12. Lo schema mostra le archeozone tipiche della Campania e le relative età archeologiche (calendario), ed, oltre agli eventi morfodinamici riconosciuti, una correlazione con le indicazioni paleovegetazionali, fornite dalla studio dei pollini (AP/Total, specie erbacee ed arboree) della carota C106 prelevata nel Golfo di Salerno (Russo-Ermolli & Di Pasquale, 2002). Sono inoltre rappresentati i tephra principali, che hanno interessato i territori salernitani: cioè il 79 d.C. ed una eruzione, che per la sua collocazione cronostratigrafica, potrebbe essere riferita all'eruzione di Agnano M.Spina. Sono state evidenziate, poi, anche le principali attività di frequentazione preistoriche, protostoriche e le fasi edilizie di epoca storica, al fine di cogliere il potenziale impatto antropico sui sistemi morfogenetici.

La veloce risalita glacioeustatica post glaciale (con l'apice trasgressivo a circa 6.0Ka cal BP (Buccheri et al, 2002) modella una ripida falesia sia alla base degli ampi conoidi detritici glaciali (oramai stabilizzati da una fiorente vegetazione e da ampie coperture pedologiche, nonché reincise e terrazzate nei suoi fianchi) che alla base dei versanti carbonatici. La produzione detritica di quest'ultimi è praticamente assente permettendo lo sviluppo di suoli fino a ridosso della paleofalesia. Le comunità agricole e pastorali del Neolitico medio/finele-Eneolitico antico frequentano ed occupano stabilmente questi territori, collocandosi generalmente sui ripiani morfologici pochi metri a monte della paleofalesia versiliana. Questi paleosuoli sono generalmente molto maturi e profondi, con un elevato contenuto di materia organica e sono costituiti da materiali vulcanoclastici e terrigeni argillificati e bioturbati.

Il paleosuolo del Neolitico finale/eneolitico, mostra quindi una evoluzione pedogenetica di lungo periodo, dettata da un clima caldo ed umido e da una fiorente vegetazione arborea, in chiare condizioni biostatistiche. Generalmente, in Italia centrale (Frezzotti & Narcisi, 1996) tale paleosuolo è utilizzato per correlazioni pedoclimatiche di valenza almeno regionale e viene riferito alla prima parte dell'Olocene. Pertanto i paleosuoli del Neolitico finale/eneolitico dell'area salernitana possono essere riferiti al Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi, 1996. Tali autori, oltre a considerazioni di carattere cronologico, che permettono di ascrivere i pedomarker B all'intervallo (post-glaciale/età eneolitico/età del Bronzo antico (Tardiglaciale-circa 4.000 anni fa), ipotizzano che l'evoluzione pedogenetica è stata di lungo periodo e dettata da climi caldi ed umidi ed è stata interrotta da importanti fasi resistatiche a partire da circa 5.000 anni fa. Contemporaneamente il mare ha esaurito la rapida risalita postglaciale e rallentato i ritmi di sollevamento, determinando, da questo momento, l'inizio della tendenza progradazionale costiera delle aree salernitane. Proprio a partire dall'Eneolitico antico (circa 5.5-5.0 ky BP), è evidente una fase di marcata crisi ambientale con sistemi geomorfici molto attivi

che hanno generato una forte aggradazione del p.c. (sia nei settori pedemontani che nelle aree di pianura) e una forte progradazione della linea di costa. Le potenti coperture pedologiche del Neolitico finale/Eneolitico sono spesso erose massivamente, e con un gran numero di valloncelli a V che si approfondiscono nei suoli anche per diversi metri. Queste incisioni sono frequentemente riempite da materiali detritici alluvionali (flussi iperconcentrati, debris flows, trasporti in massa) probabilmente dovuti alla riattivazione di antiche conoidi stabilizzate.

Un'altra fase resistatica, come questa eneolitica, sembra essersi verificata anche nell'intervallo dopo il Bronzo medio e prima dell'epoca romana. Se da un lato la scarsità e la qualità dei reperti archeologici in tutta l'area non permette di collocare più precisamente questa fase, dall'altro potrebbe anche denotare condizioni sfavorevoli ad insediamenti stabili e duraturi nel tempo.

I paleosuoli mostrano caratteristiche dei suoli policiclici, in quanto prevale l'aggradazione e/o l'erosione sulla pedogenesi, e generalmente contengono anche un buon contenuto di detriti, segnale questo che potrebbe riflettere una crisi vegetazionale, probabilmente dettata da crisi aride e/o da impatti antropici. Le crisi vegetazionali, ben evidenti nel record pollinico della carota C106 dove sono centrate a circa 5.5, a 4.0 e 3.3 ka BP, avrebbero favorito l'erosione delle coperture pedologiche fino ad interessare i detriti del substrato o di antiche conoidi stabilizzate.

Tra questi due periodi (Eneolitico-Bronzo Antico) l'area viene investita da un evento vulcanico da fall piroclatico di ceneri e rare pomici. Alcuni autori (Di Maio et al, 2003) escludono che tale tephra possa essere di origine flegrea o vesuviana ed invocano una provenienza tirrenica (Eruzione di Salerno), in quanto gli spessori di tale piroclastite sembrerebbero essere maggiori verso sud e verso mare. Sfortunatamente per l'area di Salerno non si è avuta la possibilità di osservare e campionare tale evidenza tephrostratigrafica. Nell'area di Pontecagnano esso affiora tra superfici antropizzate ben inquadrabili cronologicamente tra l'Eneolitico finale e il Bronzo Antico. L'esatta corrispondenza cronostratigrafica con il tephra di Agnano M.Spina (4.1 ky BP non calibrato), segnalato nelle carote di Monticchio e dell'Adriatico fa ritenere che il tephra in questione, possa essere utilizzato come marker di riferimento cronologico per l'area salernitana. Inoltre tale tephra si presenta sempre estremamente argillificato e rimaneggiato, di conseguenza non sottoponibile ad alcuna analisi vulcanologica, e con la tendenza a crescere di spessore nelle aree più depresse, indice di forti rimaneggiamenti subiti.

L'età del Ferro è caratterizzata dalla massiccia occupazione antropica del territorio salernitano con la fondazione di città, come Fratte, e di numerosi insediamenti. Risulta evidente, per ampi settori analizzati un forte controllo antropico sulle dinamiche geomorfiche dei versanti e dei torrenti. Nonostante ciò si verificano importanti eventi alluvionali, collocati intorno al V sec. a.C., sia nell'insediamento di Fratte che lungo la fascia costiera salernitana.

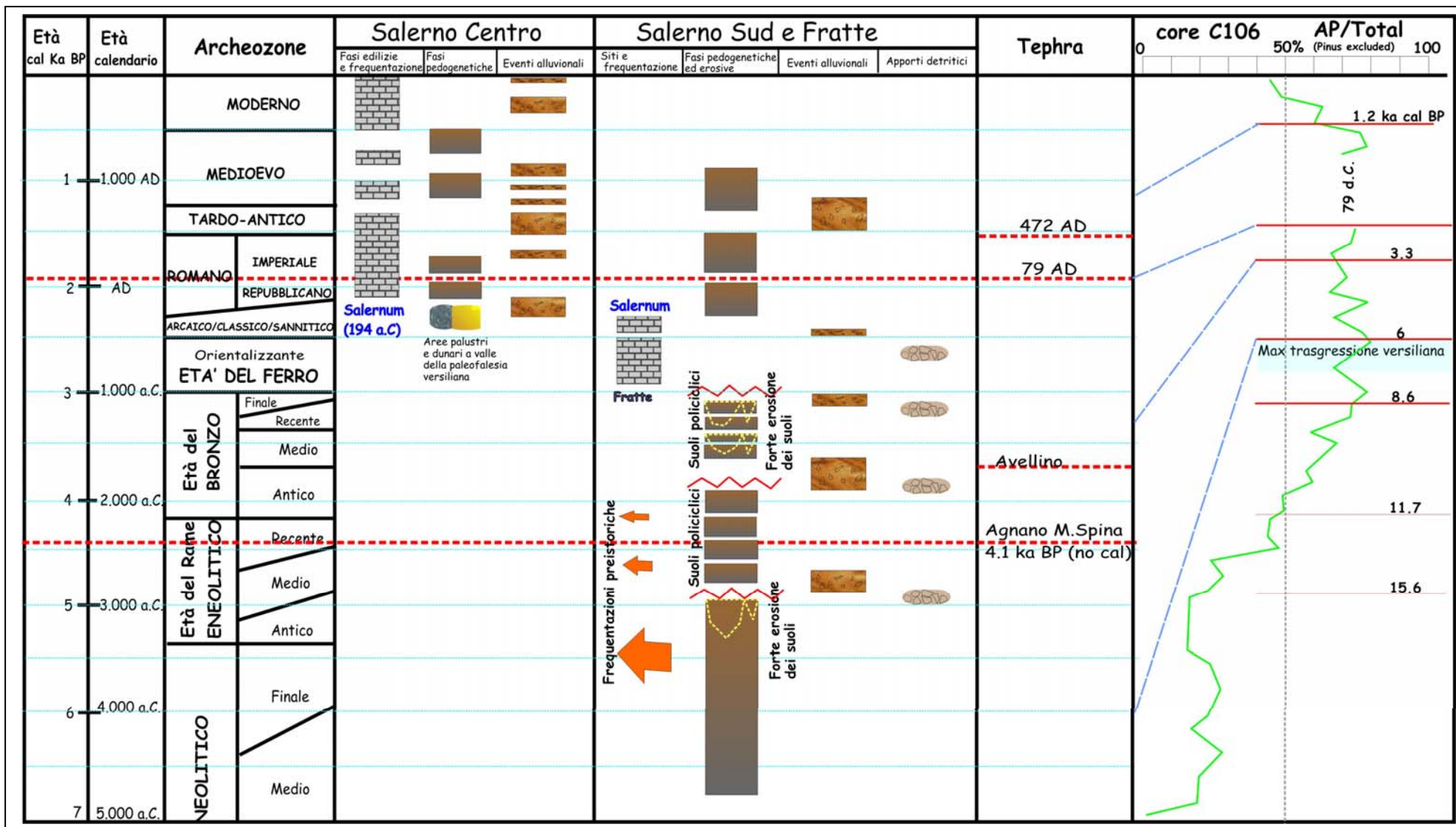


Figura 11: quadro riassuntivo degli eventi morfodinamici riconosciuti nell'area salernitana

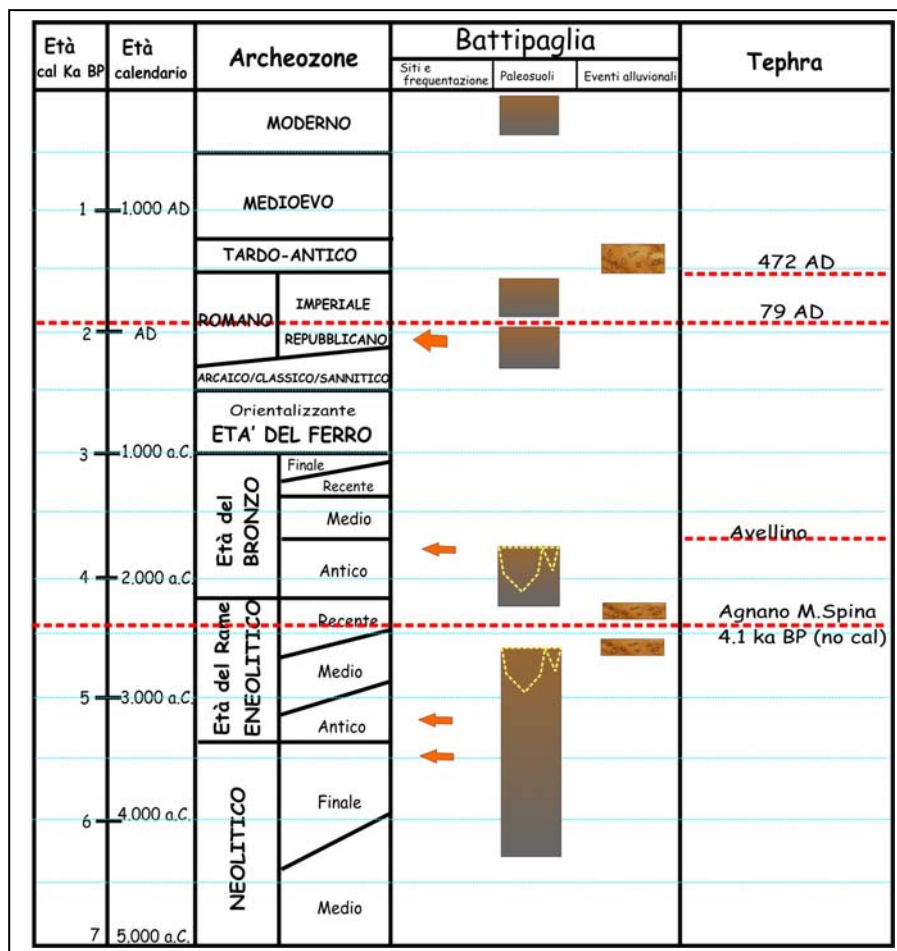


Figura 12: quadro riassuntivo degli eventi morfodinamici riconosciuti nell'area di Battipaglia

Tali eventi potrebbero essere messi in relazione ad un aumento delle precipitazioni (tra l'altro ben documentato in tutto il bacino del mediterraneo, dove prende il nome di crisi piovosa dell'età del Ferro) che investe un'area fortemente antropizzata e scarsamente protetta dalla vegetazione.

A partire dalla colonizzazione romana, che vede la formazione della colonia di Salernum nel 194 a.C. e l'abbandono del sito di Fratte, gli eventi alluvionali risultano particolarmente frequenti, soprattutto nei settori del centro storico di Salerno e dell'area di Battipaglia. Questi si concentrano particolarmente nel Tardo-Antico-altomedioevo (V-X sec d.C.) e negli ultimi 4 secoli da oggi. Le cause di questi eventi alluvionali sono da imputare alle note crisi di piovosità, che hanno interessato il bacino del Mediterraneo nell'altomedioevo e nella piccola età glaciale, ma anche al forte impatto antropico sulla vegetazione e sull'idrografia superficiale e profonda.

Tali eventi hanno caratterizzato l'area del centro di Salerno anche negli ultimi anni: tristemente nota è l'alluvione del 1954, portata spesso come esempio del periodo piovoso 1950-1970, ben documentato dalle registrazioni strumentali.

B) Settore di Pontecagnano

B1) SCAVI Ampliamento A3 Salerno Reggio Calabria direzione Nord²

I lavori per l'ampliamento dell'autostrada A3 Salerno-Reggio Calabria, hanno consentito allo scrivente e al Dipartimento di Scienze della Terra (Prof. Cinque), di attivare una collaborazione con la Soprintendenza Archeologica di Salerno, ed in particolar modo con il Dipartimento di Beni Culturali dell'Università di Salerno (Prof. Cerchiai), il Dipartimento di Studi del Mondo Classico e del Mediterraneo Antico dell'Università *l'Orientale* di Napoli (Prof. Bailo-Modesti). Tali collaborazioni geoarcheologiche sono volte all'acquisizione di nuovi dati sull'evoluzione del paesaggio e dell'ambiente, nel corso dell'Olocene, nel settore di Pontecagnano, ed hanno coinvolto anche il geologo Domenico Negro dello studio Gaia di Salerno, e i collaboratori archeologi (F. Basile, C. Pellegrino, M. Viscione, M. Mancusi, P. Aurino, ed in particolare A. Rossi). Le attività di scavo cominciate nel 2001 e proseguite fino al 2002 si sono arrestate per circa un anno e riprese solo in questa primavera,

² *Masseria Pastini di Pontecagnano (SA)*

Il programma di lavoro che è stato già affrontato nel corso della prima campagna di scavo archeologico (Aprile-Luglio 2002) ha permesso di intraprendere una serie di conoscenze e dati preliminari volti alla caratterizzazione degli eventi ambientali che hanno interessato l'area dell'abitato antico di Pontecagnano. Tale lavoro è stato eseguito con numerose e ripetitive osservazioni direttamente durante le fasi di scavo per poter meglio comprendere i rapporti stratigrafici sia tra le varie unità geologiche che archeologiche.

Le fasi della ricerca hanno seguito il seguente schema:

1. Raccolta dati:

• Dati geologici:

- Lettura ed interpretazione della cartografia (1:5000 e 1:25000)
- Lettura ed interpretazione delle fotoaeree dei voli del 1944 e 1955-56
- Trattamento digitale e interpretazione delle tracce *fossili* sulle fotoaeree
- Ripetute ricognizioni in situ
- Revisione critica delle stratigrafie di alcuni sondaggi eseguiti nell'area di studio da AA.VV.

La raccolta e l'interpretazione di tali dati ha permesso di inquadrare dal punto di vista geomorfologico l'area di scavo archeologico e di redarre una preliminare carta geomorfologica dove si sono evidenziati i principali lineamenti del paesaggio sia antico che odierno.

• Dati archeologici:

- Revisione critica della bibliografia e delle documentazioni di scavi archeologici eseguiti nel territorio di Pontecagnano
- Analisi della documentazione di scavo del sito in oggetto.

L'integrazione dei dati archeologici con quelli geologici ha permesso di collocare nello spazio e nel tempo le evidenze archeologiche del territorio compreso tra i fiumi Picentino e Tusciano. Tali evidenze sono state trasferite su una carta geomorfologica 1:25.000 nel tentativo di cogliere gli aspetti insediamentali della storia del popolamento umano.

2. Ricostruzione dei rapporti stratigrafici

Le stratigrafie e le successioni delle trincee di scavo sono state analizzate *in situ* con osservazioni rivolte alla caratterizzazione stratigrafica, stratigrafica e sedimentologica, nonché alla definizione di un preliminare inquadramento cronologico sulla base della presenza di tephra e contenuti archeologici. Nell'ambito dei depositi rinvenuti sono stati riconosciuti alcuni caratteri come composizione litologica, selezione granulometrica e classazione, tessitura, strutture sedimentarie (inorganiche e biogene), evoluzioni latero-verticali e geometrie dei corpi sedimentari, etc., utili per una corretta analisi di facies.

L'interpretazione dei dati di campagna ha permesso una prima ricostruzione dei rapporti stratigrafici esistenti nelle varie trincee di scavo archeologico attraverso la redazione di dettagliate colonne stratigrafiche e di sezioni geologiche nonché di schemi tridimensionali geo-ambientali.

Contemporaneamente si è provveduto al campionamento dei livelli più significativi da sottoporre ad approfondimenti analitici.

3. Approfondimenti analitici

Le analisi di laboratorio vengono condotte sia personalmente, per quanto riguarda la sedimentologia e la calcimetria, la microscopia dei granuli, la mineralogia ai Rx, sia da altri ricercatori come per le analisi paleobotaniche (palinologia e macroresti vegetali) e le analisi micropaleontologiche.

L'integrazione di questi ultimi dati con tutti gli altri permetterà una prima ricostruzione degli eventi ambientali che hanno innescato i processi responsabili delle modificazioni del paesaggio, discriminando quelli imputabili a fattori naturali da quelli a fattori antropici..

La seconda campagna di scavo ha inoltre permesso, in via preliminare di confermare le osservazioni e le interpretazioni condotte durante la prima campagna di scavo e arricchire il quadro geomorfologico antico con una serie di articolazioni di ancora più basso grado del paesaggio e di identificare le principali opere di bonifica antropiche, nonché di arricchire il quadro paleogeografico ed i rapporti stratigrafici latero-verticali delle unità stratigrafiche.

e sono tutt'ora in corso e lo saranno fino al 2006. Per tali motivi in questo elaborato si illustreranno, principalmente, i risultati ottenuti dalla prima campagna di scavo, e secondariamente si farà solo qualche breve accenno alle attività di scavo in corso. Inoltre nell'identificare alcune situazioni paleoecologiche e alcuni processi sedimentologici ci si è avvalsi della sporadica collaborazione della Prof. ssa D. Barra e del dott. G. Aiello, che pazientemente hanno analizzato e stanno analizzando il contenuto fossilifero di alcuni livelli.

Sono state attivate anche altre collaborazioni con il Prof. Carrara per le osservazioni sui travertini, che nei prossimi mesi apporteranno nuovi contributi specialistici, e con alcuni ricercatori dell'Osservatorio Vesuviano (Di Vito M.) per l'identificazione e lo studio di un tephra che è sempre presente nell'area salernitana e di Pontecagnano (vedi settore di Salerno).

- Cenni di geologia e geomorfologia

L'area di Pontecagnano si colloca nel settore NW della piana alluvionale-costiera del fiume Sele, che costituisce la parte più depressa del settore continentale dell'ampio *graben peritirrenico* del Golfo di Salerno. In questa depressione, allungata in direzione WSW-ENE, al di sopra dell'unità carbonatica mesozoica e delle sovrastanti coltri terrigene, sono segnalate da AA.VV. (D'Argenio et al, 1983; Brancaccio et al, 1987; Barra et al, 1998), terreni di età compresa tra il tardo Neogene ed il Quaternario che raggiungono uno spessore fino a 3300 metri. La parte superiore di questi (2400 m di potenza), è rappresentata da depositi Plio-Quaternari che testimoniano le fasi di forti approfondimenti della struttura in corrispondenza dei rilievi appenninici bordieri. Tali depositi possono almeno in parte correlarsi con le potenti formazioni clastiche continentali che sui bordi della pianura sono raggruppate col nome di Conglomerati di Eboli (Brancaccio et al, 1987). Inoltre nell'area di Pontecagnano affiorano diffusamente depositi travertinosi, noti in letteratura come Travertini di Pontecagnano e riferiti al TardoPleistocene (D'Argenio et al, 1983). Questi formano cospicui ammassi dello spessore medio complessivo di circa 50-60 m in affioramento: diverse sezioni sono ben visibili in numerose cave abbandonate, lungo tagli stradali o dove sono messe in evidenza dall'erosione fluviale.

Le prospezioni geofisiche, effettuate dalla Fondazione Lerici negli anni 1978 e 1979 hanno messo in risalto una estrema disarticolazione topografica della superficie dei Travertini di Pontecagnano con aree depresse, terrazzamenti e forti incisioni fluviali, proprio in coincidenza dell'area archeologica interessata dai lavori di ampliamento dell'A3 (*figura 13*). L'attuale planarità del paesaggio è dovuta principalmente alla forte aggradazione del p.c. negli ultimi millenni ad opera di piroclastiti, alluvioni e livelli fluvio-palustri e soprattutto dall'azione "bonificatrice" dell'uomo avvenuta nel corso degli ultimi millenni.

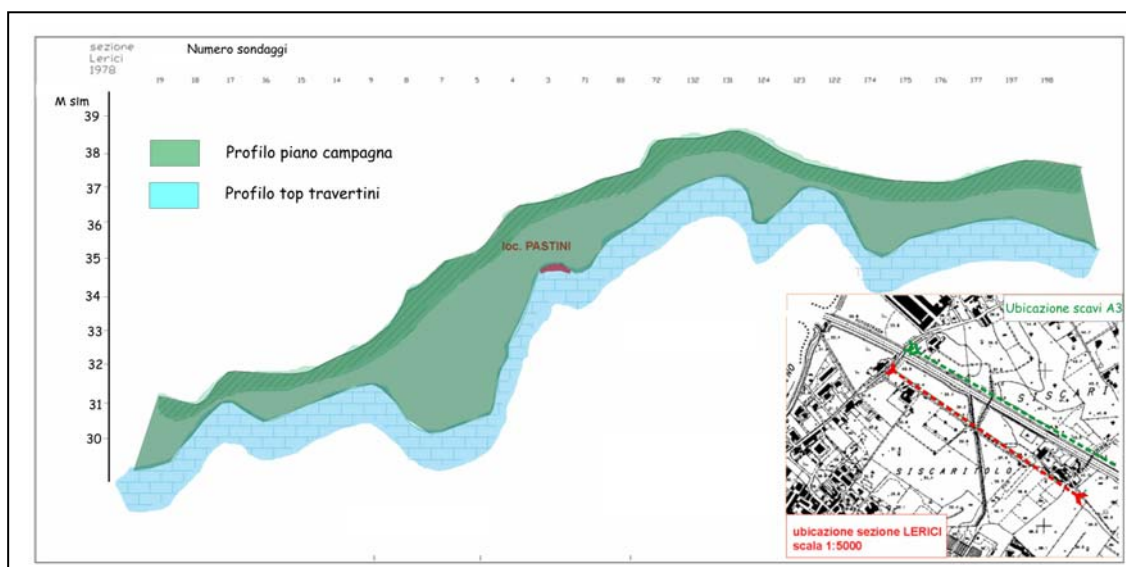


Figura 13: Profilo altimetrico del travertino di Pontecagnano (Fondazione Lerici, 1978) e dell'area di scavo con ubicazione dell'area di studio.

L'area archeologica in esame ed è stata intercettata dai lavori per l'ampliamento dell'autostrada A3 SA-RC, nella direzione settentrionale del suo tracciato. Le evidenze morfologiche e stratigrafiche venute alla luce durante lo scavo di ampie e lunghe trincee (transetti per un totale di 2 KM in lunghezza e 10 m in larghezza), parallele all'autostrada, hanno permesso alcune osservazioni ed approfondimenti mirati alla definizione del paleoambiente in cui si inserisce e si articola l'insediamento antico (VI-III sec.a.C.). Inoltre particolare attenzione è stata dedicata alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica olocenica più antica.

I risultati raggiunti hanno permesso di tracciare un preliminare inquadramento topografico e morfologico³ sia attuale che antico (**figura 14**), e di ricostruire i rapporti stratigrafico-sedimentologici delle successioni affioranti nelle trincee di scavo geoarcheologico. Inoltre la lettura e l'interpretazione delle facies sedimentarie hanno consentito di individuare alcune trasformazioni ambientali, che risultano ben collocate cronologicamente nell'Olocene in base al contenuto archeologico e alla presenza di un tephra. La lettura e l'interpretazione della cartografia (1:5.000, 1:25.000 e storica), il rilevamento geomorfologico di superficie e delle paleosuperfici dell'area di scavo hanno permesso di individuare altri elementi geomorfologici sia attuali che antichi, quali terrazzi, paleoalvei, canalizzazioni antiche, sorgenti, aree depresse, aree palustri, ecc. che sono stati inseriti in una preliminare⁴ carta geomorfologica alla scala 1:5.000 (**figura 15**).

³ L'inquadramento topografico e morfologico attuale è stato eseguito mediante la lettura e l'interpretazione di fotoaeree il trattamento digitale delle fotoaeree eseguita dal dott. Amedeo Rossi, allora (2002) dottorando in Topografia Antica del Dipartimento di Beni Culturali dell'Università di Salerno, ha consentito di individuare alcune tracce *fossili* (antichi terrazzamenti, paleoalvei, ecc.), nell'area compresa tra il Fiume Picentino e il Torrente Frestola.

⁴ Preliminare nel senso che sono state ubicate solo le evidenze della prima campagna di scavo e solo le prime indicazioni della seconda campagna di scavo.

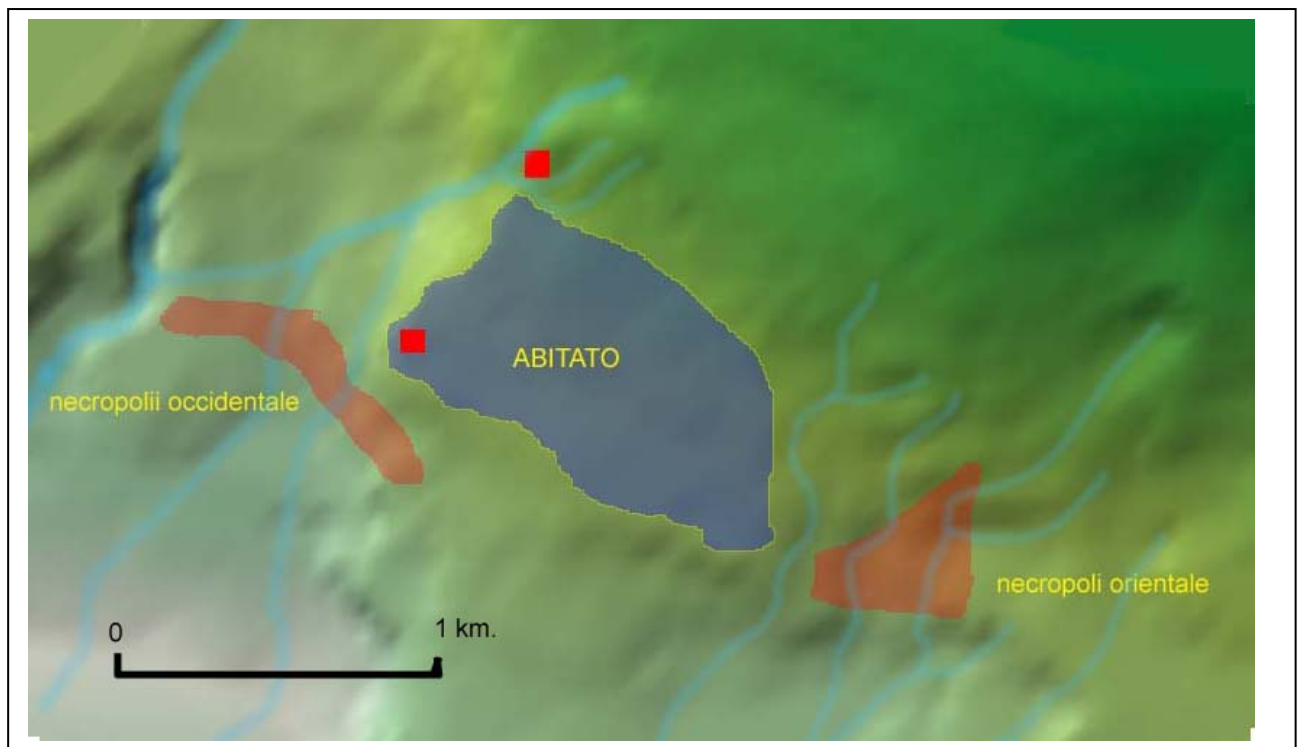
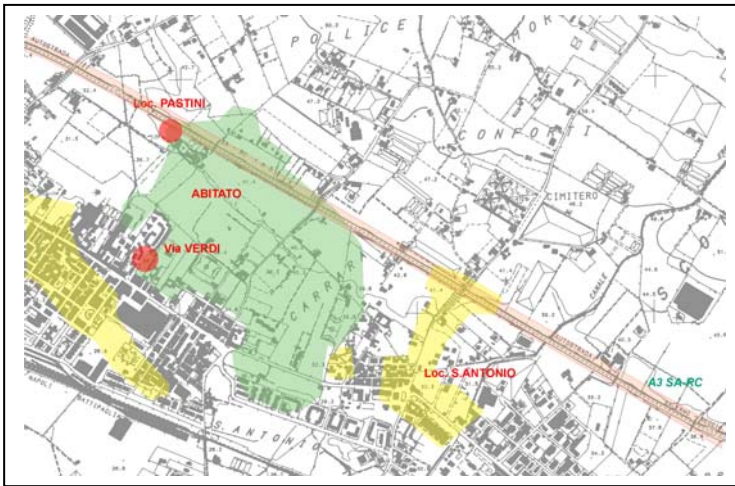


Figura 14: Ubicazione dell'area di studio su:

- a) Stralcio della Carta archeologica alla scala 1:25.000, in alto a sx;
- b) Stralcio della carta archeologica su fotoaerea, in alto a dx;
- c) Carta archeologica su DEM dell'area di Pontecagnano, in basso.

Queste metodologie di indagine, integrate ed arricchite dai dati finora noti, hanno consentito di ricostruire le linee del paesaggio antico, valorizzando alcuni elementi morfologici che hanno condizionato le scelte insediative antiche.

La carta geomorfologica preliminare dell'area di Pontecagnano mostra un paesaggio estremamente planare con sole poche aree a più elevata pendenza (che come vedremo è il riflesso dell'evoluzione più recente, ultimi 2.500 anni) nel settore pedemontano che funge da raccordo con la piana alluvionale costiera strictu sensu.

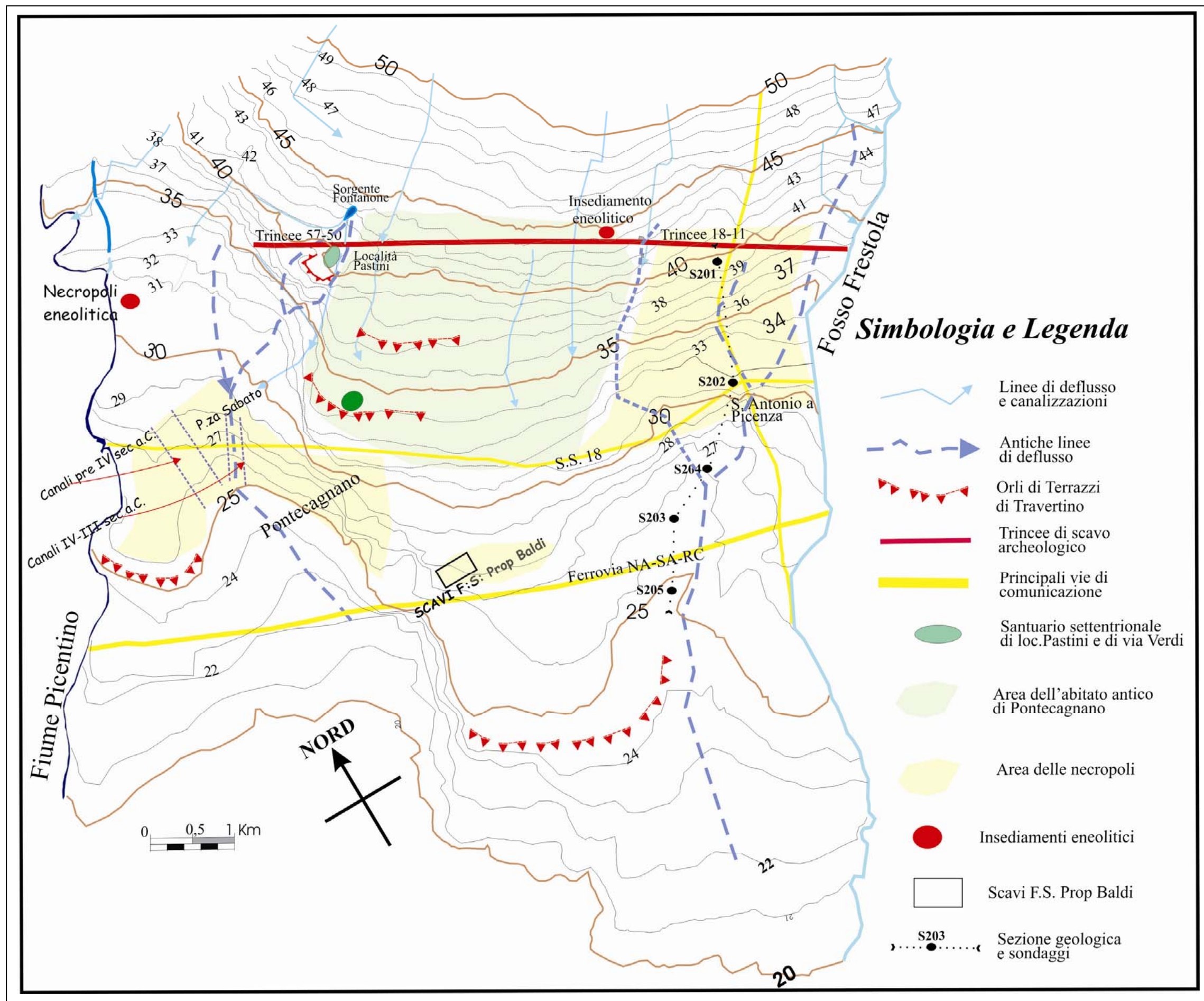


Figura 15: Carta geomorfologica dell'area di Pontecagnano con le principali evidenze archeologiche

L'area attraversata dai lavori di ampliamento dell'autostrada è solcata da una serie di incisioni profonde (anche 5 metri)⁵ in cui scorrono corsi d'acqua sinuosi ed in alcuni punti a regime torrentizio,⁶ che isolano in senso longitudinale delle unità morfologiche lievemente sopraelevate e raccordate ai rilievi collinari retrostanti. Tra queste unità se ne distingue in particolare una dominante la piana costiera, sulla cui parte più alta si colloca l'insediamento antico⁷.

Il modesto alto morfologico, che, dagli scavi, dalle osservazioni di terreno, dai sondaggi Lerici ecc, si è rivelato essere di natura travertinoso, si struttura in almeno tre aree leggermente più alte che sottendono ed evidenziano superfici terrazzate molto larghe (terrazzi di travertino)⁸, lievemente digradanti da nord-est verso sud-ovest secondo le seguenti quote: il terrazzo più alto è tra m. 42 e m.36 s.l.m., il secondo tra m. 36 e m.32 s.l.m. e quello più basso tra m.32 e m.27 s.l.m.

Si distingue in questo modo un lieve pianoro, bordato da due principali avvallamenti in cui è possibile riconoscere alcune antiche linee di deflusso delle acque superficiali (paleoalvei?), coincidenti con i limiti dell'abitato antico e con i principali nuclei di necropoli. A valle dell'abitato, verso nord-ovest è presente una depressione in cui sembrano confluire una serie di paleoalvei, immediatamente a valle del limite della placca di travertino. Tale depressione fu già individuata dai sondaggi geoarcheologici effettuati nel 1978, e fu ipoteticamente interpretata come un paleoalveo del fiume Picentino⁹. Esso è piuttosto frutto di una serie di confluenze di paleoalvei, le cui tracce sono state individuate in loc. Pastini, dove si notano, in base alla fotointerpretazione, alcuni canali sinuosi, alimentati da sorgenti - tra le quali sembra sopravvivere quella del Fontanone - che si dirigono verso l'attuale piazza Sabato, nel centro di Pontecagnano, per poi proseguire verso la costa.

Sul versante sud-est dell'abitato la situazione orografica non sembra dissimile: la piattaforma travertinoso è bordata da un sistema di alvei naturali molto ramificato che, inserito in una ampia area depressa, convoglia gran parte delle acque di superficie e sorgive provenienti dalle colline.

L'abitato antico di Pontecagnano fu fondato proprio sulla piattaforma di travertino, che emergeva dalla piana, come una sorta di *plateau* terrazzato, compreso tra due

⁵ Proprio in uno di questi torrenti (T.Asa) Vita Finzi (1969) riconosce, e definisce come Younger Fill una serie alluvionale di riempimento post età classica, incisa dal torrente Asa per 5 metri, a formare un terrazzo alluvionale. Le osservazioni condotte lungo il torrente in vari punti hanno rilevato che attualmente l'Asa taglia i depositi alluvionali post epoca romana di ben oltre i 5 m di Vita Finzi, (almeno 7-8 m) e che è evidente un primo riempimento di età preromana, un successivo incassamento dell'area ed un nuovo riempimento post epoca romana con notevoli contributi anche nel periodo post medioevale.

⁶ Oltre al Picentino, verso sud, vi sono il canale Frestola, i torrenti Asa, Diavolone, Volta Ladri, Lama e il fiume Tusciano.

⁷ Gli alti morfologici distinguibili, oltre a quello dell'abitato antico di Pontecagnano, sono compresi tra il canale Frestola e il torrente Asa (area tra masseria Auteta e Torricella) e tra il Diavolone e il Volta Ladri (loc. Pagliarone).

⁸ Per le considerazioni sulle paleomorfologie e le variazioni di morfodinamica dei travertini, vedi capitolo 2

⁹ L'avvallamento naturale della Lerici, posto a nord-ovest dell'insediamento, è segnalato sulla cartografia presentata in Cerchiai (1990) ed è ripreso da Cinquantaquattro (1999 in AION), dove si avanza l'ipotesi dell'esistenza di un paleoalveo da identificare con un vecchio letto del fiume Picentino (d'Agostino, 1996 in AION). Ad una rilettura dei profili dei sondaggi Lerici si nota un analogo avvallamento anche a sud-est dell'abitato.

depressioni morfologiche individuate a nord-ovest e a sud-est, nel luogo in cui scorrevano degli antichi corsi d'acqua; mentre a sud-ovest è delimitata da un salto di quota (limite di una placca di travertino) che segue l'andamento dell'attuale SS 18.

Il paleoalveo nord-occidentale, individuato nella prima fase di scavo solo attraverso fotoaeree e su basi topografiche, è stato intercettato negli scavi in corso in questo momento, in corrispondenza dell'area del santuario settentrionale: il suo percorso sembra dirigersi verso il fiume Picentino compiendo, poco a nord della SS.18, un'ansa molto ampia verso ovest.

In questo punto esso svolge una marcata funzione topografica, delimitando verso nord l'area occidentale della necropoli, ai margini settentrionali della quale si colloca un asse stradale orientato est-ovest che dal F. Picentino conduce verso l'abitato.

Poco a nord si colloca l'area santuariale di loc. Pastini lambita dal corso del paleoalveo? e dislocata in una posizione topograficamente distinta dall'abitato.

Più a sud, invece, si localizza l'area sacra di Via Verdi in stretto rapporto con l'insediamento e nelle immediate vicinanze di gran parte delle aree di necropoli situate su alcuni terrazzi ubicati a quote leggermente inferiori rispetto a quella dell'abitato.

Il quadro archeologico del territorio di Pontecagnano è stato completato delineando i limiti di interesse delle varie aree di emergenze archeologiche (aree di necropoli, santuariali e abitative-artigianali). Sorprendente è stato il controllo morfologico antico sulla destinazione uso/del territorio pontecagnanese nella prima fase insediamentale riferibile all'età del Ferro e il controllo antropico delle acque superficiali (con opere di vera e propria bonifica dell'area) nel momento di massima floridezza dell'insediamento, nell'orientalizzante (di cui si parlerà più avanti).

Nella prima fase della campagna di scavo le attenzioni sono state rivolte alle osservazioni dei dati inerenti gli scavi condotti tra le trincee periferiche all'abitato antico di Pontecagnano (trincee da 57 a 47 e da 18 a 1)

▪ Dati archeostratigrafici

Le stratigrafie e le successioni delle trincee di scavo sono state analizzate *in situ* con osservazioni rivolte alla caratterizzazione stratimetrica, stratigrafica e sedimentologica, nonché alla definizione di un preliminare inquadramento cronologico sulla base della presenza dei tephra e dei contenuti archeologici, con l'obiettivo di ricostruirne i rapporti stratigrafici esistenti, le evoluzioni latero-verticali e geometrie dei corpi sedimentari. Nell'ambito dei depositi rinvenuti, anche con l'ausilio di accurate osservazioni al microscopio binoculare, sono stati riconosciuti i principali caratteri sedimentologici utili a ricostruire i paleoambienti sedimentari. Gli approfondimenti analitici, quali le analisi sedimentologiche e mineralogiche, paleobotaniche (pollini e macroresti vegetali), paleoecologiche e micropaleontologiche, nonché tephrocronologiche, sono ancora in corso d'opera.

Le successioni stratigrafiche constano essenzialmente di un'alternanza di litotipi quali paleosuoli, livelli travertinosi, tephra e livelli fluvio-palustri intervallati da vari piani di frequentazione e strutture antropiche dell'Olocene antico e recente.

I depositi analizzati sono stati raggruppati e descritti, procedendo dal basso verso l'alto, in unità stratigrafiche, definite in base alle loro caratteristiche litologiche, sedimentologiche e tessiturali (*figura 16 e 17*). Le unità stratigrafiche geologiche l.s. sono state correlate alle unità stratigrafiche archeologiche l.s., per poterne meglio cogliere gli aspetti cronologici. Inoltre l'identificazione di due tephra (Agnano M. Spina ??? e 79 d.C.) ha permesso delle correlazioni cronostratigrafiche su larga scala, anche per i livelli di interesse archeologico.

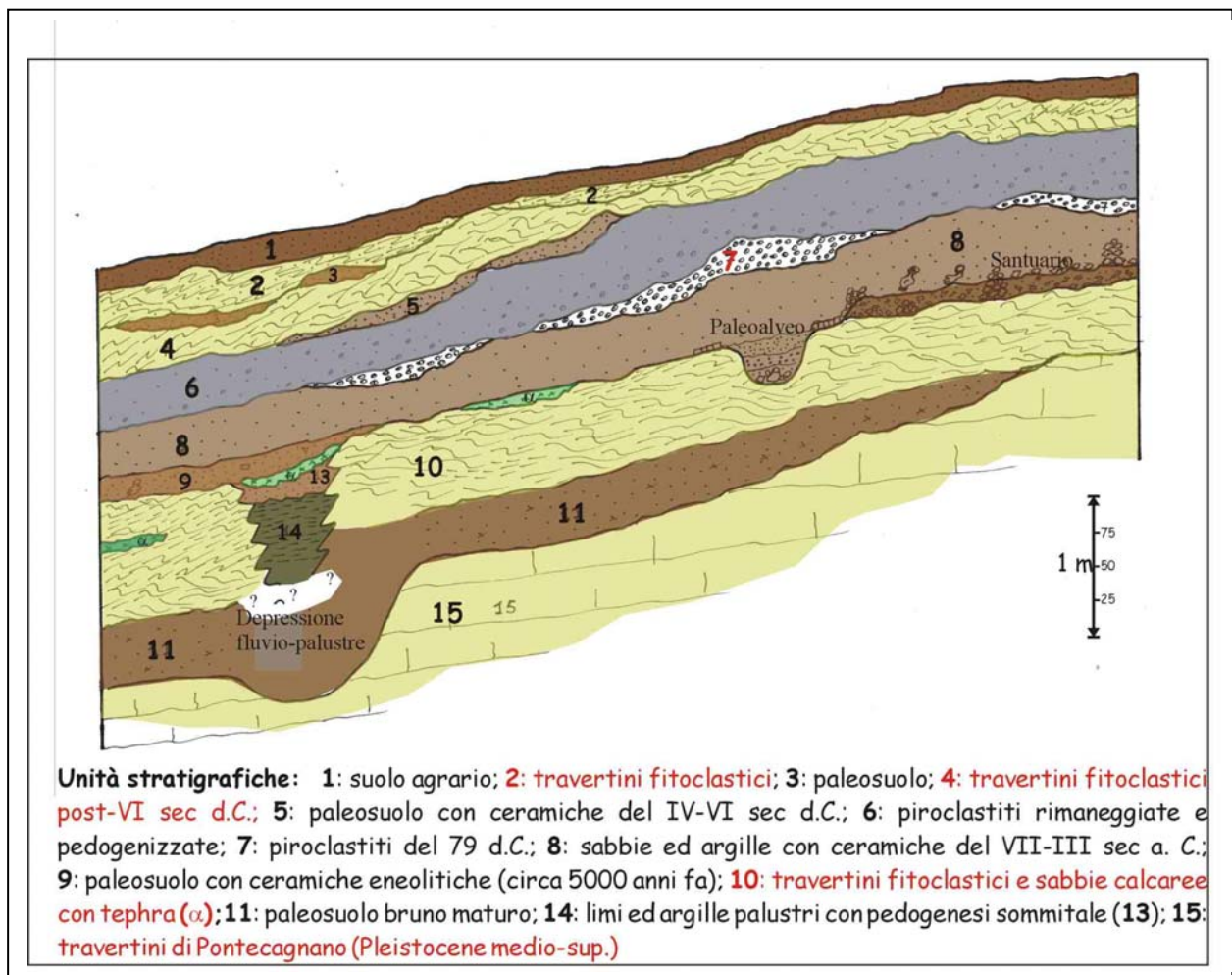


Figura 16: Schema dei rapporti stratigrafici delle unità sedimentarie rilevate tra le trincee 57 e 47.

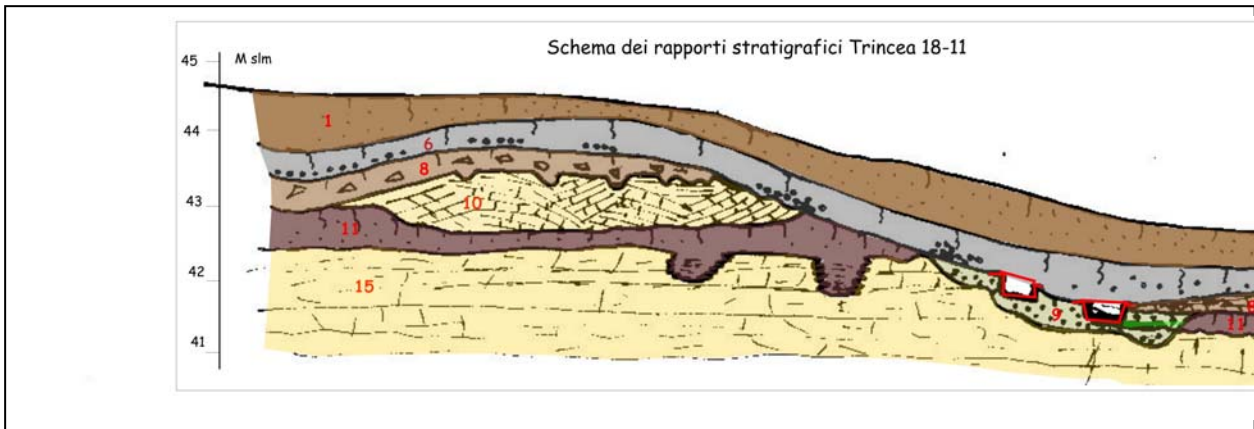


Figura 17: Schema dei rapporti stratigrafici delle unità sedimentarie rilevate tra le trincee 18 e 11

UNITÀ 15: Travertini di Pontecagnano (tardo Pleistocene)

Gli scavi delle trincee geoarcheologiche si sono molte volte arrestati qualora si raggiungeva il substrato travertinoso, riscontrato a diverse quote dal piano campagna, a testimonianza dell'articolata morfologia del tetto della placca di travertino. Questi si presentano in affioramento con caratteristiche massive e compatte, con colore biancastro e risultano essere formati in prevalenza da lamine e placche stromatolitiche sovrapposte con caratteristiche simili a quelli indicati da D'Argenio et al (1983), come Travertini di Pontecagnano. (**figura 18**).



Figura 18: i travertini pleistocenici di Pontecagnano

D'Argenio et al (1983) attribuiscono ai Travertini di Pontecagnano un'età rissiana, mentre Brancaccio et al (1987), le ritengono più giovani, attribuendogli un'età compresa tra 130.000 a 100.000 anni fa. L'analisi delle litofacies, eseguita da tali autori sui travertini pleistocenici suggerisce una deposizione su un pendio alquanto acclive e a breve distanza da una o più sorgenti. Ciò è in relazione con la scarsa diffusione ed importanza di intercalazioni lacustri e con la ricchezza di litotipi di travertino fitoclastico grossolano e di travertino stromatolitico legati a flussi idrici laminari. In alcune trincee (11-10), quelle più meridionali e degradanti dolcemente verso il torrente Frestola, i travertini pleistocenici presentano strutture sub circolari di dissoluzione carsica da esposizione sub aerea e da acque turbolenti capaci di generare vere e proprie vasche di carsificazione (**Unità 15a: vasche di carsificazione (Pleistocene sup-Olocene)** (**figura 18**). Tali vasche sono spesso riempite da argille rosse residuali che tappezzano le pareti e il fondo di tali depressioni circolari. Non è da escludere che tali argille residuali siano state cavate ed utilizzate

dagli abitanti antichi di Pontecagnano durante le fasi di più intenso sfruttamento antropico delle risorse geoambientali.

UNITÀ 14: limi ed argille palustri (Pleistocene superiore-Olocene)

In alcune trincee, nelle aree più depresse e sul fondo di alcuni canali (paleoalvei?) sono presenti depositi limoso-argillosi omogenei, compatti e plastici, di colore grigio-verdastro privi di elementi litici inclusi. In una sola delle trincee (56) (*figura 19*), in una zona parzialmente depressa ai margini della depressione identificata attraverso le prospezioni geofisiche della fondazione Lerici, tale unità si presenta con spessori significativi ma non è stato possibile attraversarli in quanto, ad 1 m di profondità dal tetto dell'unità, la presenza della falda non ha permesso di approfondire ulteriormente lo scavo e di chiarire i rapporti stratigrafici con i travertini di base.

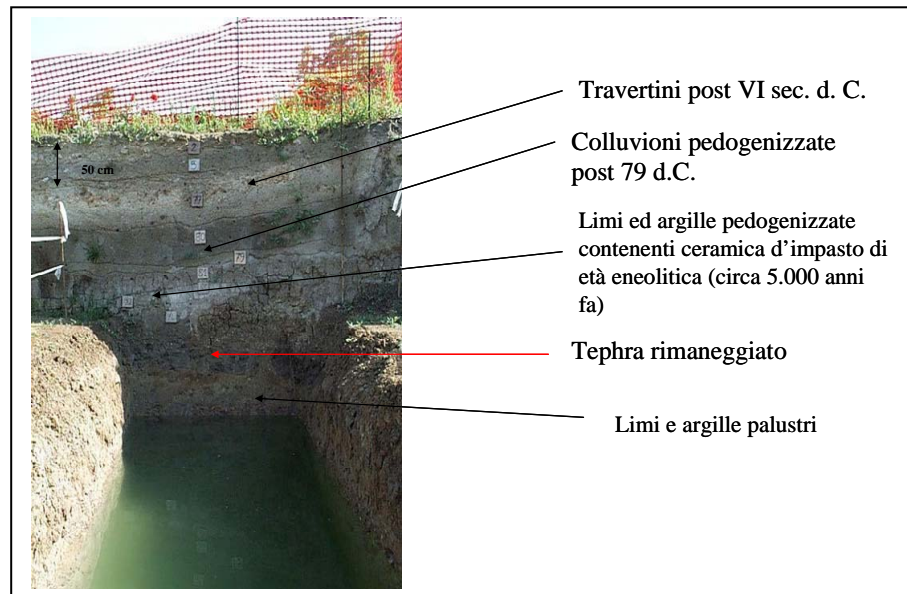


Figura 19: lo scavo paleoambientale della trincea 56

Inoltre la presenza di un cavalcavia ortogonale alla direzione degli scavi non ha consentito di chiarire la continuità laterale di tali depositi limosi. Sono stati interpretati come limi ed argille palustri per il loro contenuto micropaleontologico composto essenzialmente da gasteropodi ed ostracodi dulcicoli tipici di questo ambiente¹⁰. Inoltre sia le interpretazioni delle fotoaeree che alcuni dati forniti dalle prospezioni geofisiche (Fondazione Lerici, 1978;1979) identificano in questo punto una zona fortemente depressa in cui confluivano le acque di ruscellamento superficiale e forse di un antico corso d'acqua (PaleoPicentino ?) (vedi carta geomorfologica di figura 15).

UNITÀ 13: limi ed argille pedogenizzate

Al top i limi e le argille palustri dell'unità 14 sono stati interessati da processi pedogenetici spinti con evidenti tracce di ossido-riduzione da esposizione subaerea prolungata nel tempo ma sempre in condizioni di persistente umidità (molto probabilmente l'argillificazione e l'alterazione spinta potrebbe anche essere il risultato dei continui innalzamenti ed abbassamenti della falda successivi alla loro deposizione). Sono costituiti essenzialmente da limo-argilloso scaglioso di colore giallo-ocra scuro con uno spessore variabile da qualche cm a 20 cm circa. All'interno di tale unità a tratti è riconoscibile un tephra rimaneggiato costituito da pomice biancastre spugnose, molto arrotondate e di dimensioni che non superano il cm e da frazione mineralica scura millimetrica (*figura 20*).

¹⁰ Le determinazioni paleontologiche e le considerazioni paleoecologiche sono state eseguite dalla Prof. Barra e dal Dott. Aiello

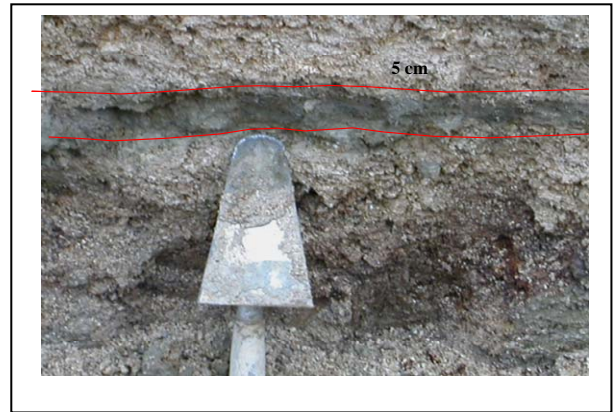


Figura 20. pomice e ceneri tardo pleistoceniche/medio-oloceniche: A) eruzione di Codola? Y3?; B) Eruzione di Salerno, secondo Di Maio et al (2003), o eruzione di Agnano M.Spina?

Tale tephra sembra essersi depositato in ambiente palustre in quanto si presenta completamente argillificato ed alterato da precluderne qualsiasi campionamento finalizzato all'identificazione. Su basi cronotephrostratigrafica tale tephra potrebbe essere riferito all'eruzione di Codola (circa 25.000 anni fa), segnalata nel settore salernitano da Di Maio et alii, 2003 o più verosimilmente, all'Y3, che presenta una diffusione areale più ampia nel bacino del Mediterraneo.

Qualche decimetro più in alto tali limi argillosi sono intervallati da un'altra sottile cinerite argillificata di colore grigio-verdastra molto alterata da processi idromorfici successivi alla sua deposizione in ambiente palustre. La depressione fluvio-palustre sembra essere colmata in un momento successivo e i depositi vulcanoclastici argillificati del riempimento interessati da diffusi processi pedogenetici. Il ritrovamento di tale tephra all'interno della serie francamente palustre comprova l'esistenza di questa depressione fluvio-palustre in questo tratto del paesaggio per un lungo periodo, almeno dal pleistocene superiore e fino all'Olocene medio, per poi riempirsi a partire dall'eneolitico.

UNITÀ 11: paleosuolo bruno (Tardiglaciale-Olocene antico) (Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi, 1996)

Tale unità è presente solo sulle superfici terrazzate degradanti verso i fiumi Picentino e Frestola. È costituito da argille sabbiose di colore bruno scuro, con abbondante frazione vulcanica sia vetrosa che mineralica, senza elementi litici e archeologicamente sterile e con caratteristiche pedologiche di un suolo molto maturo per la presenza di numerose patine e screziature manganisifere e concrezioni ferrose. Si presenta con caratteristiche di un suolo molto compatto e maturo con evidenti bioturbazioni e ed è presente in tutte le trincee di scavo tranne dove affiorano le unità 14 e 13, cioè nelle zone più depresse oppure sugli alti morfologici dove è stato eroso e/o inglobato da eventi di deposizione di placche travertinose successive. Verso l'alto si nota un aumento della classe granulometrica sabbiosa e un colore tendente al giallo-ocra, risultato di processi pedogenetici spinti. Lo spessore varia da 60cm a 1m con limite superiore netto ed erosivo con l'unità 10 (**figura 21**).

Ad una attenta analisi microscopica risulta essere composto da una abbondante frazione mineralica vulcanica con evidenti fenomeni di alterazione e/o ricristallizzazione (argillificazione). Le caratteristiche tessiturali e mineralogiche sembrano riflettere una evoluzione pedogenetica di lungo periodo sotto condizioni caldo umide, come quelle verificatesi intorno all'Optimum Climatico Neolitico. Tale suolo potrebbe essere riferibile ai pedomarker tardoquaternari (A e B) identificati in Appennino centrale (Frezzotti & Narcisi, 1996; Giaccio et al, 2004 *con bibliografia*).

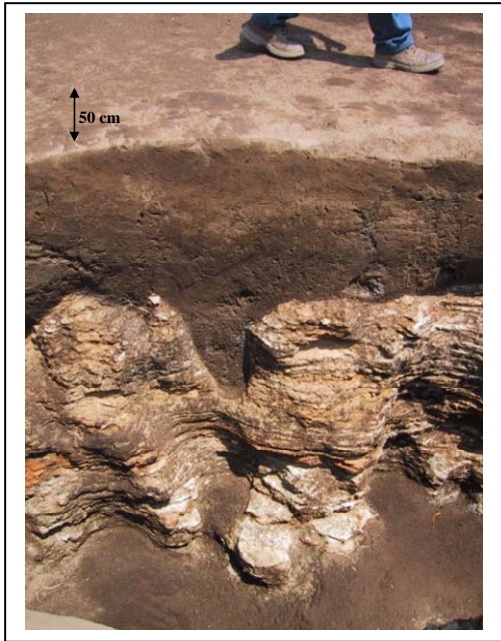


Figura 21: paleosuolo dell'unità 11, ascrivibile al Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi, 1996

UNITÀ 10 : travertini fitoclastici e sabbie travertinose preeneolitiche

Sono rappresentati essenzialmente da alternanze caotiche di sabbie calcaree travertinizzate e depositi di travertino fitoclastico con vario grado di cementazione. I livelli più cementati sono composti essenzialmente da fitoclasti travertinosi, solo in rari casi in posizione primaria, molto compatti, mentre le sabbie calcaree hanno un grado di cementazione estremamente variabile e sono composte da noduli calcarei centimetrici, frustoli vegetali travertinizzati, immersi in una matrice sabbiosa calcarea (*figura 22*).

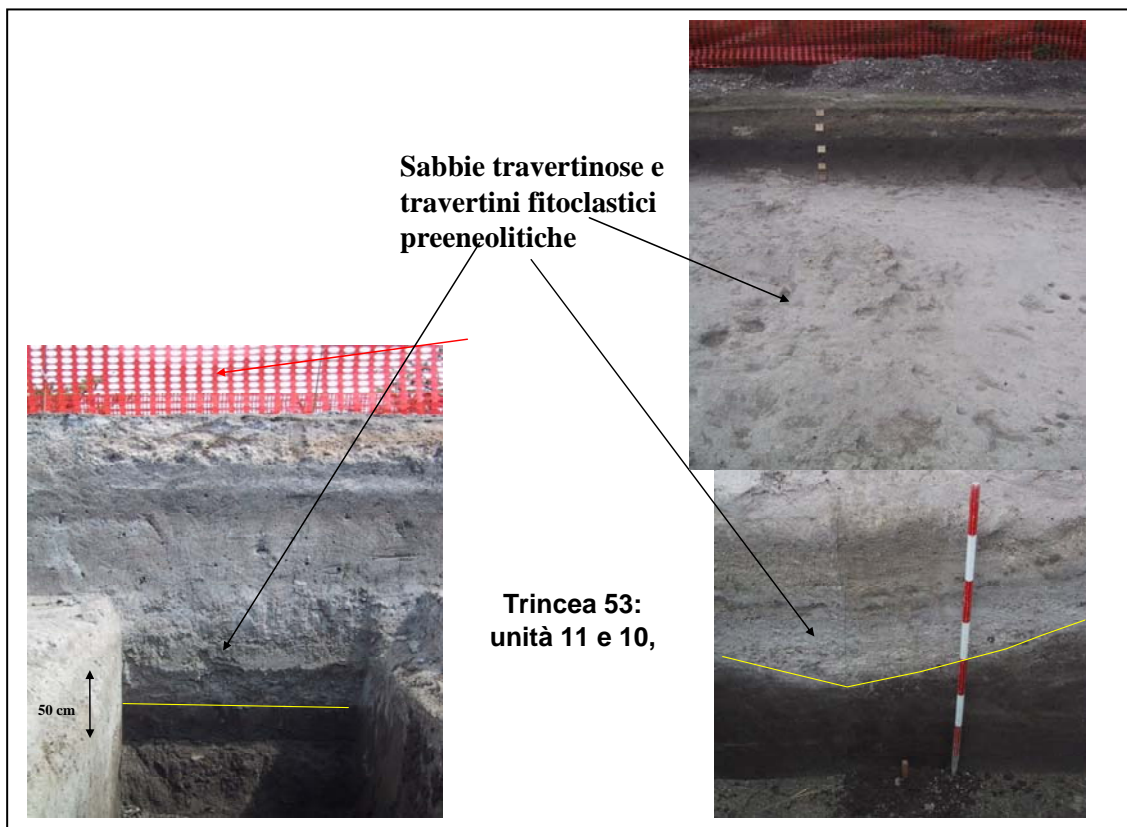


Figura 22: i travertini pre-eneolitici

Sono presenti in quasi tutte le trincee di scavo con spessori importanti nelle vicinanze delle antiche linee di deflusso delle acque ed all'interno delle depressioni fluvio-palustri, che caratterizzano il paesaggio preeneolitico. Tali processi di incrostazioni potrebbero essere legati alle attività delle sorgenti prossime alla zona e alla presenza di paleoalvei (come la Sorgente del Fontanone situata a circa 100 m a N dalle trincee di scavo e il paleoalveo riscontrato nella trincea dell'area santuariale;) o al diffuso dilavamento superficiale delle acque soprassature in carbonato di calcio. Un interessante spunto viene fornito da alcuni autori che analizzano le problematiche inerenti le fasi di deposizione di travertino: il rapido aumento della vegetazione a partire dal tardiglaciale e soprattutto nella prima parte dell'Olocene ha determinato lo sviluppo di ampie e spesse coperture pedologiche ricche di biomassa vegetale. Quest'ultima potrebbe avere influito sulla PCO_2 determinando in tal modo un arricchimento in $CaCO_3$ nelle acque superficiali (alimentate anche da copiose precipitazioni e climi generalmente caldi). Appena il ruolo della vegetazione viene meno (crisi climatiche di aridità, impatto antropico mediante disboscamenti, incendi, bonifiche) anche la deposizione dei travertini rallenta fino ad esaurirsi del tutto. La deposizione delle facies a sabbie calcaree che caratterizza i livelli superiori di questa unità potrebbe testimoniare una crescita dei processi erosivi a scapito dei processi di precipitazione primaria dei travertini.

UNITÀ a : piroclastite eneolitica

Si ritrova in diverse trincee all'interno dell'unità 10, soprattutto nei livelli delle facies travertinosi e sabbie calcaree, in alcune trincee in continuità sull'unità 13 e nelle recenti fasi di scavo sigilla dei paleosuoli a frequentazione eneolitica avanzata (*figura 20b e 23*). È costituita principalmente da ceneri grigio-versastre con minerali vulcanici scuri e con pomici grigio-giallastre (ϕ max: 0,2 cm) con evidenti tracce di rimaneggiamenti e processi idromorfici in ambiente umido che gli conferiscono sfumature di colore tendenti al verdastro. Dove mantella le superfici antropizzate, con spessori che non superano i 3-5 cm, si presenta con una colorazione verdastro-giallastra ed è costituito da una cinerite rimaneggiata fortemente argillificata ed interessata da evidenti processi di bioturbazione e manomissioni antropiche. I rimaneggiamenti del tephra risultano ben collocati cronologicamente tra le superfici antropizzate dell'eneolitico (Gaudò) e quelle del Bronzo antico iniziale, denotando una collocazione intorno alla fine del III millennio a.C. (4.5-4.2 cal ky BP). Il riconoscimento di tale tephra assume un ruolo molto importante per il prosieguo delle ricerche geoarcheologiche del territorio salernitano-pontecagnanese in quanto in numerosi scavi archeologici è un preciso marker stratigrafico di riferimento per la preistoria. Intorno a questo tephra, in ambiente archeologico è tuttora vivo il dibattito su origine e provenienza. Di Maio et al (2003) ritengono che il tephra sia di genesi locale, da un improbabile vulcano di Salerno, collocato all'interno del Golfo stesso. Tali considerazioni nascono dal fatto che, secondo questi autori, gli spessori sembrano aumentare verso mare e verso S. L'improbabilità di tale ipotesi trova conferma nelle mancate registrazioni tephrostratigrafiche nelle carote tirreniche (per es core C160, ubicata proprio nel golfo di Salerno) ed in nessuna evidenza di manifestazioni vulcano/tettoniche oloceniche registrate dai lavori, ad oggi conosciuti per il territorio tirrenico salernitano. Allo stato attuale delle conoscenze il tephra è in corso di analisi dedicate presso i laboratori del GeoForschungZentrum di Potsdam (Germania) e dell'Osservatorio Vesuviano. In via preliminare si sottolinea che sorprende l'esatta corrispondenza cronologica e tephrostratigrafica con il Tephra di Agnano M. Spina (Campi Flegrei), datato a 4.1 ky BP (non calibrato; se calibriamo invece diventa circa 4.4 cal ky BP). Questo presenta un asse di dispersione principalmente rivolto ad est (rilevato nelle carote adriatiche ed in quelle di Monticchio) e sembra avere interessato solo marginalmente i territori salernitani. Infine si vuole sottolineare ancora una volta, l'importanza di marker geoarcheologico che assume l'identificazione di questo tephra, che potrebbe anche aprire nuovi scenari cronologici per interpretare i poco chiari avvicendamenti culturali che interessano le popolazioni dell'Eneolitico (Gaudò) e quelle del Bronzo Antico iniziale (passaggio verso facies di Palma Campania).

UNITÀ 9: superfici antropizzate dell'eneolitico/Bronzo Antico e relativi paleosuoli

Sono costituiti da depositi argilloso sabbiosi vulcanoclastici compatti di colore bruno-chiaro con scarsi noduli calcarei millimetrici e poche pomice biancastre. Nella parte superiore dello strato sono stati riconosciute numerose superfici antropizzate riferibili sia ai periodi più antichi dell'Eneolitico che a quelli più recenti con attestazioni anche del Bronzo Antico (*figura 23*). Gli spessori sono variabili da 20 a 60 cm e dove è conservato molto spesso reca i segni delle manomissioni antropiche sia antiche che recenti. A luoghi, lateralmente, questo livello non è presente e le strutture antropiche e i reperti ceramici dell'unità 8 appoggiano direttamente sui travertini preeneolitici. Dove l'accumulo di materiali argillosi e sabbiosi è stato maggiore e più duraturo nel tempo l'unità 9 si presenta con caratteristiche (orizzonti pedologici, livelli più umificati, policiclicità) di un paleosuolo bruno maturo dove in alcuni momenti hanno prevalso i processi aggradazionali a scapito di quelli pedogenetici. Recentemente, nel giugno 2005, negli scavi delle nuove trincee che sono tutt'ora in corso, è venuta alla luce l'unica superficie antropizzata che mostra chiari segni di una occupazione (buche di capanna con fossato semicircolare) di età eneolitica avanzata¹¹.

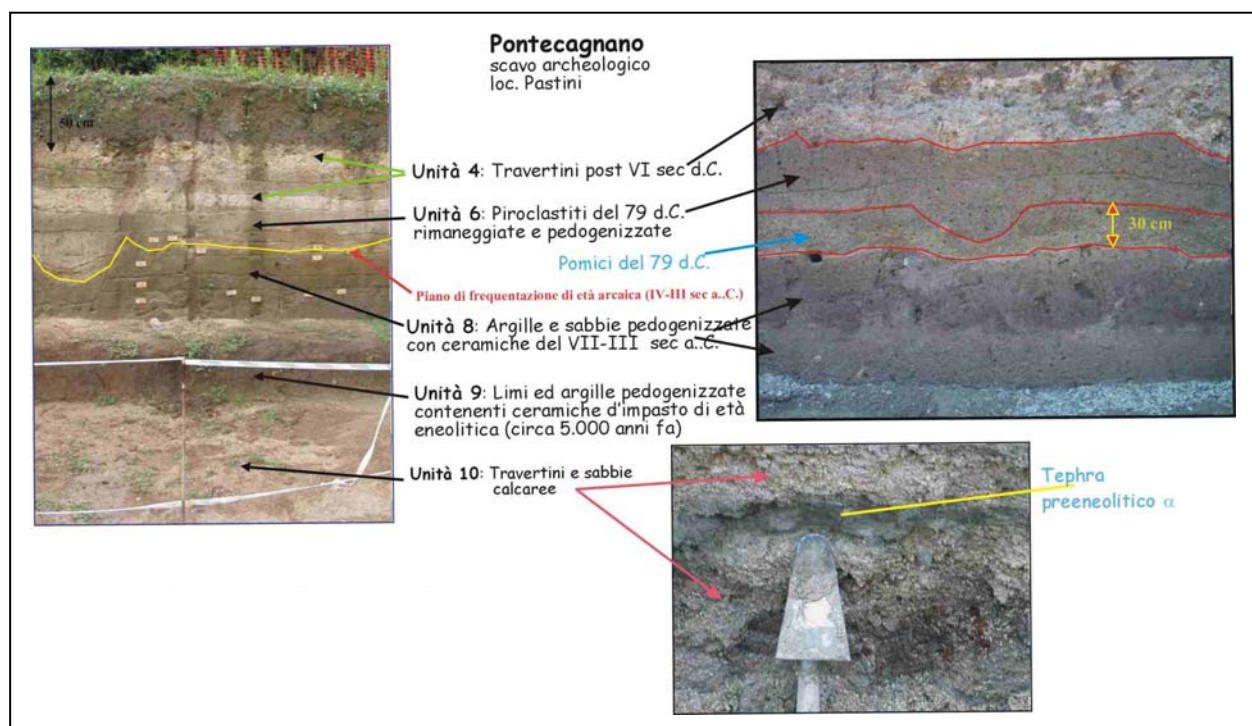


Figura 23: superfici antropizzate dell'eneolitico e foto mostranti i rapporti stratigrafici tra le diverse unità rilevate nelle trincee di scavo

UNITÀ 8 : superfici antropizzate e pedogenetiche relative all'abitato antico ed al santuario

Le superfici antropizzate ed i paleosuoli relativi al periodo di attività dell'abitato antico di Pontecagnano sono quelle messe maggiormente in risalto dalle attività di scavo archeologico: forniscono ottime informazioni sulle cronologie e sul paesaggio di questo periodo ma non permettono molte considerazioni pedostratigrafiche in quanto risultano fortemente condizionate dalle attività antropiche (bonifiche, strutture, rimescolamenti, arature, movimenti di terra, ecc). Comunque dove i paleosuoli sono presenti, sono costituiti da sabbie argillose di colore bruno-grigio con numerosi frammenti di fitoclasti e sabbie travertinizzate, reperti ceramici e ossei. Solo in alcuni punti l'aggradazione ne ha permesso una buona conservazione anche se le evidenti forti bioturbazioni e le attività antropiche gli conferiscono un aspetto estremamente variabile e caotico che non permettono di identificare strutture pedologiche significative (*figura 24*).

¹¹ Le determinazioni archeologiche sono ancora preliminari

Nella parte superiore aumentano i reperti ceramici e i clasti inerenti le strutture antropiche e lo strato in molti punti diventa "archeologicamente" sostenuto con scarsa matrice terrosa. Le determinazioni archeologiche sono ancora in corso d'opera, anche se dalle prime osservazioni i reperti più antichi sono ascrivibili al VI sec. a.C. mentre quelli più recenti, in realtà solo pochi esemplari, non vanno oltre il II sec. a.C. Le strutture e la frequentazione del santuario sembrano essere state maggiormente attive durante il VI-III sec a.C.

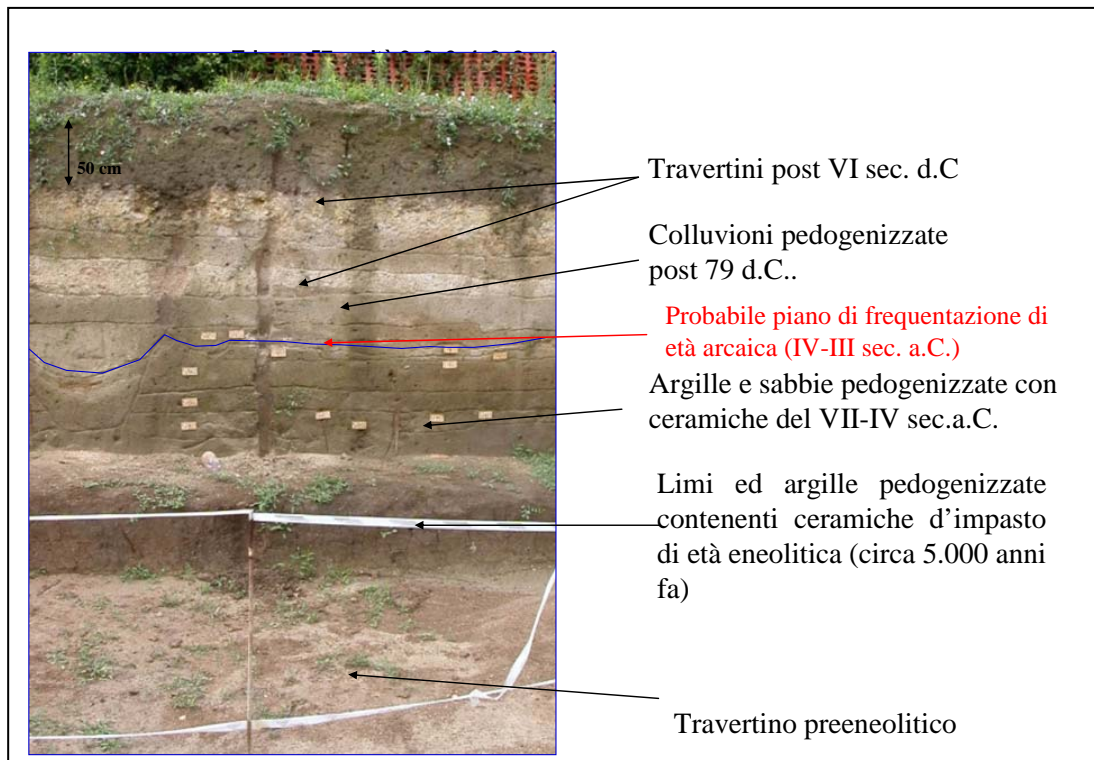


Figura 24: successione mostrante i rapporti archeostratigrafici tra le unità

Le evidenze stratigrafiche e sedimentologiche di tale periodo non si sono manifestate chiaramente, tranne che per alcuni canalizzazioni antropiche del VI-IV sec. a.C. che risultano essere riempite da sedimenti limosi ed argillosi fluvio-palustri.

Agli inizi del III secolo a.C. le strutture di canalizzazioni realizzate per la bonifica delle acque incrostanti si riempiono di travertini fitoclastici e livelli argilloso-sabbiosi fortemente calcarei, fino ad obliterarsi quasi completamente (**figura 25**). Gli unici sistemi alveo- canale ancora funzionanti all'arrivo dell'eruzione del 79 d.C. sembrano essere solo quelli che delimitano le strutture emergenti del santuario e dell'abitato

Gli scavi in corso stanno mettendo in luce che l'abitato risulta essere bordato a NW da un grosso paleoalveo (o depressione morfologica dovuta ad una risorgiva) che ha le sponde incassate nell'unità 10. Le sponde del canale sono interessate da fenomeni di incrostazione calcarea ad opera delle acque che vi scorrevano e sono costituite da patine calcaree sovrapposte con intervalli terrosi con frustoli vegetali calcificati e pedorelitti bruno-scuri. Il paleoalveo (gli scavi non hanno ancora messo in evidenza il suo fondo) ha il letto formato da blocchi calcarei subarrotondati, scarichi di materiale archeologico, blocchi travertinosi, tutti immersi in una matrice sabbiosa ghiaiosa composta dagli stessi elementi sopracitati. La parte centrale del deposito è essenzialmente sabbiosa ghiaiosa e diminuiscono vistosamente le classi granulometriche più grossolane e non si rinvengono reperti archeologici. La sequenza si chiude con un deposito argilloso sabbioso compatto di colore grigio-marrone senza elementi litici grossolani e reperti archeologici, che si espande lateralmente dalle sponde del canale in tutta l'area santuariale. Da notare che l'alveo risulta in rapida colmatatura e che l'area e le strutture santuariali sembrano essere abbondante/crollate all'arrivo dell'eruzione del 79 d.C.

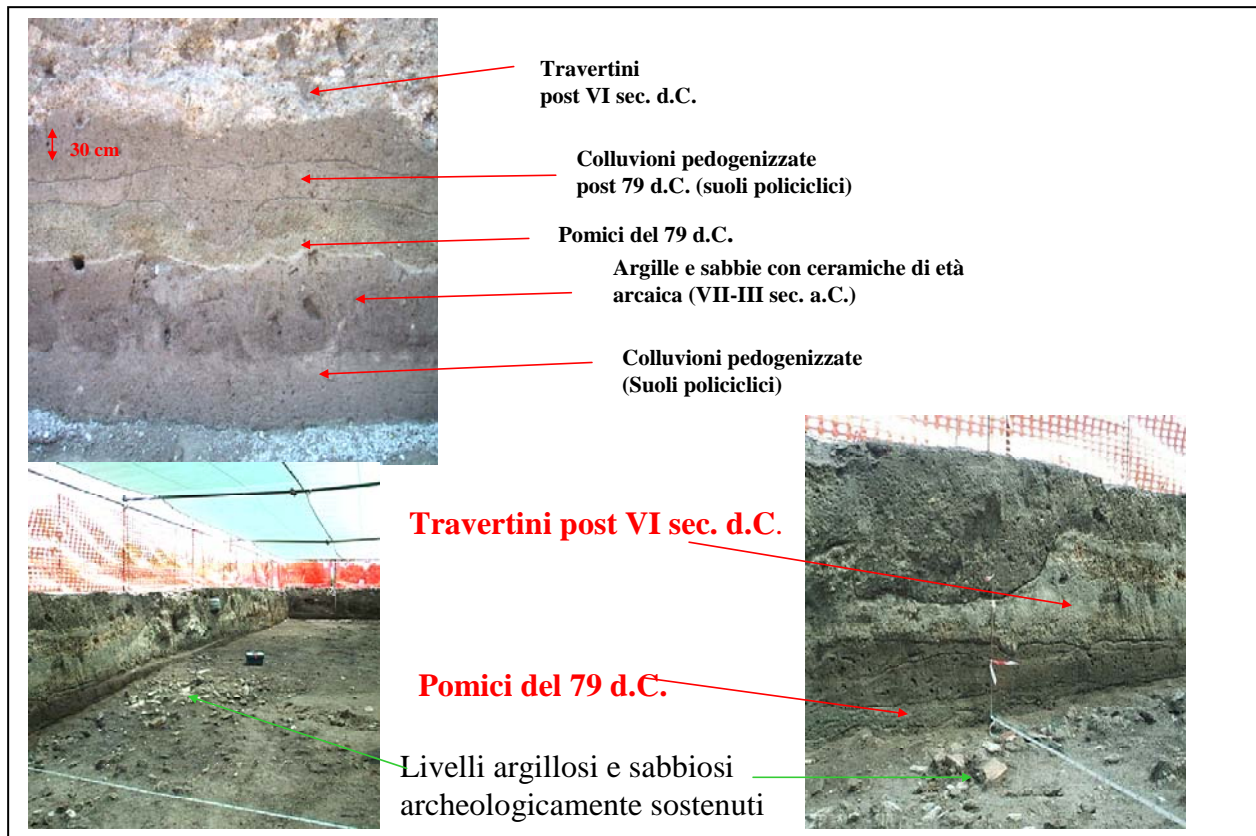


Figura 25: i livelli di abbandono dell'abitato e le pomici del 79 d.C.

UNITÀ 7: pomici e ceneri del 79 d.C.

Deposito piroclastico da caduta composto da pomici grigie millimetriche (φ max: 1 cm) e frazione cineritica grigiastra. Lo spessore varia da 5 a 50 cm.

Vista la posizione stratigrafica, le caratteristiche macroscopiche e le esperienze personali dello scrivente e di tutti i collaboratori coinvolti nelle attività di scavo, tale livello è ascrivibile ai depositi del fall distale dell'eruzione vesuviana di Pompei del 79 d.C (*figura 25*).

UNITÀ 6 : paleosuolo dei rimaneggiamenti vulcanoclastici del 79 d.C.

Le piroclastici del 79 d.C. e/o i suoi rimaneggiamenti immediatamente successivi, hanno provocato una generale aggradazione ed hanno livellato topograficamente il piano campagna tardo-Antico, con spessori che nelle zone più depresse raggiungono anche il metro, mentre generalmente non superano i 50 cm (*figura 25*). Sono stati interessati dallo sviluppo di andosuoli vulcanici essenzialmente argilloso-sabbiosi di colore grigio scuro con evidenti tracce di bioturbazioni e con numerosissimi gasteropodi. All'interno sono stati ritrovate le tracce delle diverse attività agricole e numerosi reperti ceramici di età tardo-romana e arcaica (IV-V sec. d.C.) nonché alcuni sistemi di canalizzazione agraria.

UNITÀ 5: Paleosuolo su sabbie ed argille vulcanoclastiche con ceramiche del VI sec. d.C.

La policiclicità che caratterizza le superfici pedogenetiche di questo periodo ben è evidente in questa unità, che è coeva e tessituralmente simile alla precedente. Essa presenta una minore quantità di colluvi vulcanoclastici, ha un colore bruno e con matrice composta essenzialmente da abbondante frazione argillosa carbonatica e da rare pomici millimetriche e minerali vulcanici. Questa unità è presente solo in alcune trincee e viene distinta dalla precedente solo cronologicamente in quanto i reperti ceramici sono ascrivibili al IV-VI sec d.C (*figura 25*).

UNITÀ 4: travertini fitoclastici e sabbie travertinose post VI sec. d.C.

Sono composti da abbondanti frustoli vegetali travertinizati e sostanze organiche decomposte e calcificate. Scarsa presenza di vuoti, di solito riempiti da cementi calcarei secondari che gli da un

aspetto molto compatto (*figura 26*). Lateralmente, a luoghi i frustoli vegetali travertinizzati sono in posizione originaria o quasi, con evidenti processi di incrostazione dovuti a flussi idrici di elevata intensità. A volte, sia lateralmente che superiormente, si passa ad un deposito calcareo caotico di colore chiaro con evidenti tracce di ossidazione della materia organica. È composto essenzialmente da sabbie calcaree travertinizzate, debolmente cementate, da processi di incrostazione carbonatica dovute ad acque stagnanti o infiltratesi nel sedimento. Gli spessori variano dai 20 a 60 cm con processi di pedogenesi sommitali.

UNITÀ 3: sabbie e argille scarsamente pedogenizzate

I depositi di questa unità si riscontrano solo in alcuni punti delle trincee di scavo e sono una variabile diacronica delle facies travertinose che ne hanno dettato i processi di deposizione ed alterazione successiva. Vengono qui distinti in quanto in alcune trincee vi sono stati ritrovati alcuni reperti ceramici riferibili in via preliminare all'altomedioevo. Si presentano sottoforma di lenti sabbiose ed argillose, calcaree, di colore bruno chiaro con numerosi elementi calcarei e travertinici. Forti bioturbazioni e presenza di gasteropodi. Spessore variabile da qualche cm a circa 15 cm; dove lo spessore è molto esiguo le unità 4 e 2 si raccordano a formare un unico e potente (1 m di spessore) banco di travertino.



Figura 26: i travertini altomedievali

Si tratta essenzialmente di sacche residuali di materiali non travertinosi lievemente pedogenizzati e interessati da lavori agricoli. Ciò testimonia una ripresa della frequentazione e delle attività agricole dell'area dopo alcuni secoli di completo abbandono e di ambienti sfavorevoli ad una occupazione stabile.

UNITÀ 2: travertini fitoclastici e sabbie travertinose.

Unità simile ai travertini dell'unità 4 anche se il suo grado di compattezza è sostanzialmente differente. Si presenta come un deposito travertinoso friabile di colore biancastro con numerosi processi di ossido/riduzione che interessano i frustoli vegetali e le sostanze organiche presenti. Numerosi vuoti e cavità centimetriche occupano gli spazi tra le strutture vegetali concrezionate, che spesso sono ancora in posizione originaria o quasi (*Figura 26*). Spessori variabili da qualche cm a 50 cm; Spesso questo strato risulta interrotto e spezzato dalle recenti arature profonde e da frequenti scavi e fosse di coltivazioni.

UNITÀ 1 : suolo attuale

Suolo argilloso sabbioso di colore bruno scuro con pochi elementi calcarei e travertinici. Spessori variabili da 10 cm a 1 m con coltivazione di alberi da frutta.

FINESTRA 7

Il quadro archeologico generale ed il paesaggio antico dell'abitato antico di Pontecagnano (VII-III sec a.C.)¹²

I ritrovamenti più antichi dell'area di scavo risalgono ad un periodo compreso tra il Neolitico e l'Eneolitico (IV-III millennio a. C.) e consistono in alcune fosse che hanno restituito materiali della Facies di Serra d'Alto, a NW di località Pastini, ed in un insediamento dell'Eneolitico (circa 5000 anni fa) entrambi situati lungo la fascia NW, nei pressi di un terrazzo bordato da un piccolo corso d'acqua. (*figura 15*). Nella fascia SE, sempre in località S. Antonio, è stato scoperto un insediamento della tarda età del Bronzo (II millennio a.C) di cui sono stati individuati alcuni focolari e alcune fosse-magazzino. Nella campagna di scavo in corso stanno emergendo nuove strutture riferibili alle fasi più antiche dell'Eneolitico, che meritano ancora degli approfondimenti ulteriori per delinearne un quadro cronologico più preciso. A partire dall'età del Ferro (IX-VIII sec.a.C.) il panorama ambientale muta notevolmente ed è interessante notare come lo scavo ha dimostrato che il paesaggio antico si articolasse in una serie di canali intrecciati a basso profilo longitudinale delimitanti luoghi sopraelevati della piana, una sorta di plateaux terrazzati caratterizzati da ampie placche travertinose relitte.

Tale sistema di paleoalvei delimitava le aree di necropoli da quelle più prettamente abitative-artigianali e con le aree santuariali poste in prossimità di piccole alture terrazzate, delimitate a loro volta da canali naturali regolarizzati e regimentati. Tali evidenze geomorfologiche dell'organizzazione del paesaggio antico del VII-III sec a.C., individuate attraverso la lettura delle carte, l'analisi aereofotogrammetrica, le prospezioni geofisiche della Fondazione Lerici, i dati geoarcheologici pregressi, è risultata ben evidente sin dalle prime fasi di scavo, dove sono emerse le varie articolazioni precedentemente descritte. Inoltre la scoperta di due sepolture databili al Periodo I B di Pontecagnano (VIII sec. a.C.), ritrovate nell'area degli scavi, permette di ipotizzare che l' area di necropoli attestata lungo il margine orientale di un canale, e quindi, la differente destinazione/uso del territorio è già presente agli inizi di questo periodo. Dal VII sec a.C. i canali naturali, risultano esseri riempiti da sabbie e limi fluvio-palustri, e solo sono successivamente, a partire dal VI-IV sec a.C., tagliati da canali antropici di medie dimensioni che svolgono una funzione drenante, a testimoniare gli interventi bonificatori antropici (*figura 15*). Allo stesso modo sembra articolarsi la fascia NW, in località Pastini, dove si rinvenivano dal VI sec. a.C. una serie di canali antropici che, convergendo verso un canale più grande, costituiscono un vero e proprio sistema di bonifica. In tale contesto, a partire dal VI sec. a.C., si inserisce l'area del santuario quale elemento significativo del paesaggio. L'area, già interessata dagli scavi, in una zona poco più a sud del tratto autostradale tra gli anni '70 e '80, documenta delle strutture connesse ad attività di culto legate alla terra e alla fertilità. L'attuale scavo, posto pochi metri a N dell'autostrada, ha permesso di rintracciarne un limite dell'area santuariale verso NW, come attesta un canale naturale regolarizzato dove confluivano

¹² Per la stesura e la revisione critica della finestra molto si deve al Dott. A. Rossi

le acque di alcune sorgenti poste a monte o proprio a ridosso dell'area santuariale. L'area di culto sembra vivere fino agli inizi del III sec. a.C., alle soglie della fondazione di *Picentia* nel 268 a.C., quando viene abbandonata dopo essere stata distrutta volontariamente. Questi tratti specifici dell'occupazione antropica si collocano in un più ampio tessuto agricolo organizzato e basato su canalizzazioni e impianti stradali che si dislocano con soluzioni di continuità tra l'età arcaica (VI sec. a.C.) e il tardo-antico (V sec. d.C.), testimoniando la destinazione prevalentemente agricola di questa parte del territorio di *Picentia*. Su tali terreni venuta meno la regimentazione delle acque di superficie, soprattutto sull'area NW, si depositano consistenti banchi di travertino che documentano, dopo la fine dell'impero romano (V sec. d.C.), la cessazione di un sistema agrario organizzato.

Per apprezzare le modalità in cui evolve il reticolo idrografico ed i relativi regimi fluviali e verificarne la connessione con i fenomeni antropici succedutisi dall'Età del Ferro all'Età Arcaica, è sembrato opportuno prendere in esame la collocazione sincronica e diacronica delle aree di necropoli, connesse con l'abitato antico di Pontecagnano. La necropoli occidentale dell'Età del Ferro¹³ occupa il lembo settentrionale di un piccolo alto morfologico proprio a ridosso del corso del fiume Picentino e sembra avere un limite verso est in prossimità di almeno due alvei, che la separano dall'area dell'abitato antico¹⁴. Più variegato ed articolato si presenta l'assetto ambientale in cui, nello stesso ambito cronologico, si colloca la necropoli orientale¹⁵. Il sepolcreto insiste su una zona definita da un complesso reticolo paleo-idrografico caratterizzato da molteplici divagazioni di percorso di cui è difficile accertare la stratificazione cronologica. Tale aspetto è rimasto fossilizzato nel corso moderno del canale Frestola, il cui tragitto originario è ipotizzabile in base ad alcune tracce individuate per mezzo della fotointerpretazione e dell'analisi geomorfologica combinata ai dati di scavo¹⁶: il paleoalveo non segue il corso del canale moderno; infatti, dopo aver compiuto un'ansa a nord della necropoli orientale, proseguiva verso sud-ovest e confluiva, in prossimità dell'incrocio tra la SS.18 e via Pompei in loc. S. Antonio, in altri corsi d'acqua che costeggiavano l'area abitata¹⁷, bordando ad ovest il gruppo di tombe di prop. ECI, in corrispondenza dell'attuale imbocco di via Palinuro sulla SS.18. In questo contesto paleo-idrografico le tombe dell'Età del Ferro della cd. necropoli orientale sembrano disporsi in almeno tre gruppi distinti topograficamente dal corso di alcuni paleoalvei, e disposti sul bordo di alcuni terrazzi di travertino¹⁸. Un primo gruppo consistente è quello compreso tra l'incrocio di via Pompei con la strada statale n.18 e le prop. Landolfi, Di Renna e Petretti e si dispone ad est dei paleoalvei che scorrono a delimitare l'area abitata; un secondo gruppo è da collocare a nord del probabile percorso antico del Canale Frestola, lungo via Pompei tra le propp. Vitolo, Santoro e Barbarito (a sud il limite è stato individuato in prop. Citro), a cui vanno aggiunte due tombe dell'Età del Ferro (periodo I B) recuperate nella Trincea 11 dello scavo per l'allargamento della A3, poste poco a nord dell'attuale cavalcavia di via Pompei. Un terzo gruppo di sepolture, di particolare rilievo per distinzione topografica e che si addensa nella II fase della Età del Ferro, è attestato dallo scavo di prop. ECI: le sepolture si concentrano in una zona delimitata ad ovest del sistema di alvei e prossima

¹³ Lo studio della necropoli è ampiamente trattato in *Pontecagnano II. 1 (AION)*

¹⁴ Al dott. C. Pellegrino devo la notizia dell'individuazione del paleo-canale negli scavi di Piazza Sabato.

¹⁵ Sulla topografia della necropoli orientale vedi Cuozzo (2003 in AA.VV 2002, pp.37-39).

¹⁶ Al di sotto del canale Frestola negli anni '80 sono state recuperate tombe della Prima età del Ferro (Cerchiai, 1990).

¹⁷ È il sistema di alvei che borda il *plateau* dell'abitato.

¹⁸ Sulla dislocazione topografica della necropoli orientale nell'Età del Ferro vedi *Pontecagnano II.2 (AION)*,

all'insediamento, forse lungo un percorso viario. In questo ambito la necropoli meridionale, testimoniata da un gruppo di tombe rinvenuto in prop. Montecatini e collocata nella parte settentrionale di un terrazzo evidenziato da un marcato salto di quota dal confine sud-est dell'abitato antico, conferma la consueta collocazione topografica delle altre aree funerarie.

Dal quadro paleotopografico così delineato è possibile evincere le logiche sottese alle modalità insediative della pianificazione primaria delle aree sepolcrali rispetto all'abitato, già da tempo messe in evidenza in altri studi¹⁹: le necropoli dell'Età del Ferro sono costituite da gruppi di tombe che, oltre ad essere distinti topograficamente, si dispongono nei pressi del *plateau di travertino*²⁰ dove è documentato l'insediamento a partire dall'Orientalizzante. Rispetto al sistema delle necropoli pianificato nell'Età del Ferro, una netta cesura interviene all'inizio dell'Orientalizzante. Le tombe cominciano, infatti, ad occupare le aree dove in precedenza scorrevano gli alvei²¹: questa discontinuità, rilevabile anche dall'esame analitico della stratigrafia orizzontale delle aree sepolcrali, potrebbe correlarsi ad una più ampia riorganizzazione dell'insediamento che solo ora sembra assumere un aspetto unitario in luogo di una precedente aggregazione "multifocale"²². In questa prospettiva, agli inizi dell'Orientalizzante la ristrutturazione del tessuto delle necropoli sembra segnalare l'inizio di un nuovo e lungo processo di gestione dell'intero comprensorio, che tra la fine del VII e gli inizi del VI sec.a.C. si integra, articolandosi ulteriormente, con una più chiara definizione, nell'area del *plateau*, degli spazi urbani, come attesterebbero la nascita di due aree sacre: a nord in località Pastini in una zona distinta topograficamente dall'abitato sorge un'area santuariale legata a culti ctoni, a sud invece il limite occidentale del terrazzo inferiore dell'abitato è occupato dal santuario di Apollo.

Queste nuove modalità nella pianificazione territoriale sembrano prevedere una capillare e diffusa opera di controllo delle acque di superficie e sorgive. Nella zona occidentale, infatti, gli alvei naturali sono canalizzati e le aree 'bonificate' sono occupate, soprattutto durante il VII sec.a.C., da nuovi nuclei sepolcrali. A nord di Piazza Sabato, per esempio, i paleoalvei provenienti dalla zona di località Pastini sembrano convogliati in direzione del Picentino; ad un simile intervento sembra riferirsi il rinvenimento in prop. Sabato I, a nord della statale n.18, di un asse stradale orientato est-ovest che sembra costeggiare un canale, entrambi databili al IV sec.a.C. e lungo i quali si dispongono con lo stesso orientamento alcune sepolture già a partire dall'Orientalizzante. Ulteriori interventi di irregimentazione delle acque sono testimoniati da altri canali, databili dal VI sec.a.C. e rinvenuti nella necropoli durante gli scavi di emergenza²³ e, soprattutto, dalle scoperte avvenute nel corso dei recenti lavori

¹⁹ Il quadro relativo alla topografia delle necropoli di Pontecagnano si deve all'opera condotta da B. d'Agostino dalla fine degli anni '60 del XX secolo. Si veda *Pontecagnano II.1*,

²⁰ B. d'Agostino suggerisce che già dalla prima Età del Ferro l'insediamento abbia anche topograficamente un aspetto unitario ed occupi l'area dell'abitato antico (*Pontecagnano II.1*, AION); fino ad oggi gli scavi condotti nell'area urbana non confermano tale ipotesi. Le uniche tracce residuali di questa fase provengono dallo scavo dell'area del 'Parco Archeologico' (*Pontecagnano II.6*, AION).

²¹ La necropoli orientale si impianta alla fine dell'VIII sec.a.C. in una area non occupata in precedenza, definita 'sterile', e distinta da quella della prima età del Ferro. Cuozzo 2003 in AA.VV. (2002)

²² Pellegrino 1999 in AION.

²³ Di questi canali antropici si ha notizia in buona parte delle aree di scavo di Pontecagnano: prop. Rossomando, canale orientato N-S e tagliato dalla tomba 5764 del 375-350 a.C.; prop. Sica-De Conciliis, canale nord-sud tagliato da tombe di IV sec.a.C.; prop. Forte Bassano, fascia di 'terreno sterile' di m.15 di larghezza che divide due nuclei di tombe databili tra il VI e il IV-III sec.a.C. dove scorrevano due canali paralleli orientati nord-est/sud-ovest, e due canali perpendicolari tagliati da sepolture della metà del IV sec.a.C.; prop. Boccia, 'fossato' orientato est/ovest che

di ampliamento dell'autostrada: nell'area nord-occidentale, nei pressi di loc. Pastini, lo scavo ha permesso di rintracciare il corso di un alveo canalizzato in cui confluiscono alcuni fossi per il drenaggio delle acque di superficie, orientati nord 21°-30° est e nord 19°-26° ovest, databili già dal VII sec. a.C. e che si protraggono fino al IV sec.a.C.²⁴; ad ovest di questi fossi, in questo periodo, corre un tracciato stradale, con orientamento nord 31° est, affiancato da una cunetta per lo smaltimento delle acque (*tabella riassuntiva*)²⁵. Interventi di drenaggio e canalizzazione delle acque sono attestati anche nella zona posta a nord-est dell'abitato, in loc. S. Antonio, dove gli scavi dell'autostrada hanno portato in luce tratti viari in terra battuta e fossati. In questo settore è possibile riconoscere in filigrana la complessa articolazione della gestione delle acque di superficie: i paleoalvei, attivi nel corso dell'Età del Ferro²⁶, sono obliterati nell'Orientalizzante e tagliati da piccoli fossati di drenaggio orientati nord-sud (nord 21° ovest)²⁷, ai quali, tra il VI e il IV sec., con evidente discontinuità, si sovrappongono altri fossati secondo una diversa direttrice di orientamento, nord-est/sud-ovest (nord 46° est) ed alcune strade in terra battuta orientate nord 31° est e nord 50° est²⁸. Dai dati presentati si può intuire come la componente geomorfologica ed idrografica possa aver condizionato, seppure in una prospettiva storica di lungo periodo, le scelte insediative. All'inizio dell'Età del Ferro, in un paesaggio sub-pianeggiante dominato da instabili corsi d'acqua ed ampie aree umide anche palustri, emergono alcuni ampi terrazzi di travertino non molto elevati e protesi verso una costa che doveva presentare aree umide a tergo di cordoni dunari. I gruppi villanoviani sembrano sfruttare come area d'abitato e per le attività agricole questi ampi terrazzi di travertino, mentre occupano per le necropoli alcune zone poste lungo le principali direttrici viarie del territorio e delimitate da corsi d'acqua e depressioni palustri. I fenomeni di sovralluvionamento registrati nelle varie necropoli si registrano soprattutto nel periodo finale dell'età del Ferro. Dall'Orientalizzante sembra innescarsi un nuovo assetto territoriale attestato da un'articolata opera di 'bonifica' imperniata sulla costruzione di fossi e canali per il decorso superficiale e il drenaggio idrico²⁹: le zone precedentemente impegnate dagli alvei e dai canali³⁰ cominciano ad essere in parte occupate dalle nuove aree di necropoli con soluzioni di continuità rispetto alla fase precedente ed inserite in un paesaggio strutturato su una serie di fossati di drenaggio che hanno garantito l'uso dello spazio funerario.

borda il limite della necropoli; prop. Tascone e prop. Di Dato, due canali paralleli orientati in senso est/ovest che sembrano cessare la loro attività nella prima metà del IV sec.a.C. I dati sono ricavati da *Pontecagnano II.3*, AION pp 4-9. Altri canali probabilmente antropici sono stati scavati in via Campania (prop. Caramando II) e in prossimità di via C.Colombo. Il primo è un canale di drenaggio che attraversa l'intera area esplorata, progressivamente chiuso agli inizi del V sec. a.C.; il secondo è un canale che delimita già dagli inizi del VI sec.a.C. un'area sepolcrale, L.Cerchiai, 'Pontecagnano: la necropoli', in *Poseidonia-Paestum*, Atti del XXVII Convegno di Studi sulla Magna Grecia, Taranto 1987, 1992. pp. 807-809.

²⁴ Gli orientamenti più antichi sembrano essere quelli compresi nel range di nord 21°-30° est e si collocano nel corso del VII sec.a.C.

²⁵ L'orientamento individuato si riferisce alla fase arcaica della strada, in età classica e fino al tardo-antico l'asse viario assumerà l'orientamento nord 45° est. Tocco Sciarelli 2003 in AA.VV (2002)

²⁶ In un caso il canale naturale della Trincea 11 (nella zona di loc. S. Antonio) è rispettato sul suo margine orientale da alcune tombe della prima età del Ferro.

²⁷ L'orientamento sembra simile a quello individuato in loc. Pastini

²⁸ Durante gli scavi per l'ampliamento della autostrada, in loc. S. Antonio, sono state scavate a breve distanza due strade in terra battuta di età arcaica dotate di canalette di scolo laterale, l'una orientata nord 31° est (Trincea 14), l'altra nord 50° ovest (Trincea 12-11); la strada nord 31° est sembra risalire ad una fase più antica. Tocco Sciarelli 2003 in AA.VV (2002).

²⁹ Non è azzardato ricondurre cronologicamente questo processo già dall'ultimo quarto dell'VIII sec.a.C.

³⁰ Le tombe riferibili a questo periodo (VI-IV sec a.c.) sono frequentemente scavate nei materiali di riempimento dei canali/alvei più antichi

Il panorama emerso nell'area di Pontecagnano trova riscontri sempre più diffusi in contesti nei quali si è condotto uno studio del popolamento antico su un'ampia scala territoriale³¹. La capacità di predisporre opere per la irregimentazione delle acque, oltre ad avere precedenti nell'età del Bronzo, assume aspetti complessi ed articolati soprattutto dal VII sec. a.C., quando in molte parti dell'Etruria³², l'introduzione delle colture cerealicole si accompagna all'acquisizione di una nuova tecnologia connessa all'uso di strumenti adatti alla gestione dei sistemi di drenaggio³³.

Necropoli Picentino	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Tombe pre-VI sec a.C. scavate in alluvioni ▪ Tombe VI-IV ricoperte da più livelli alluvionali limo sabbiosi e ciottolosi di spessore variabile da 40 cm a 1 metro ▪ Tombe del IV-III e nuove sepolture scavate in livelli alluvionali limo-sabbiosi con ciottoli e materiali archeologici del VI-V sec a.c. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Alluvioni pre VI sec a.C. ▪ Alluvioni V-IV sec a.C.
Necropoli di Sant'Antonio	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Tombe prima età del ferro scavate direttamente nel travertino ▪ Il canale che sembra delimitare la necropoli in Proprietà Vitolo è riempito da livelli ciottolosi alluvionali. ▪ Strada di età romana che delimita canali che corrono in direzione NW-SE, che segna il confine SW della necropoli (SCAVI edilpag e prop. Di Renna) ▪ In prop. ECI la necropoli della prima età del ferro viene abbandonata e ricoperta di alluvioni e successivamente vi si impianta un quartiere artigianale dalla fine del VI alla metà del V sec a.C. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Niente alluvioni prima dell'età del Ferro ▪ Alluvioni post VII sec a.C. ▪ Bonifiche nel VI-V sec a.C.

Tabella riassuntiva delle evidenze geoarcheologiche delle necropoli di Pontecagnano

Non è da escludere però che ciò potrebbe essere anche messo in relazione al cambiamento dei sistemi geomorfici fluviali che proprio in questo momento registrano sovralluvionamenti in tutto il bacino del Mediterraneo. L'aumento del carico solido disponibile al trasporto fluviale favorito dal forte impatto antropico sulla vegetazione (che proprio a partire dall'età del Ferro diventa più intenso) e dalle piogge divenute più

³¹ i casi di Vulci, Tarquinia, Caere e Veio, M. Rendeli, *Città aperte. Ambiente e paesaggio rurale organizzato nell'Etruria meridionale costiera durante l'età orientalizzante e arcaica*, Roma 1993.

³² Riscontri su sistemi di canalizzazione a cielo aperto in ambito culturale etrusco si rintracciano prevalentemente nella pianura emiliana: qui le prime opere di irregimentazione risalgono già all'età del bronzo (Bernabò Brea, *Le terremare, queste sconosciute alla ricerca del tempo perduto*, in M. Bernabò Brea, A. Mutti (a cura di),

Per la Campania antica dati interessanti emergono dalle campagne di scavo condotte dalla Soprintendenza archeologica di Napoli e Caserta nella pianura campana: sono venuti alla luce articolati sistemi di drenaggio e coltivazione databili già dal Neolitico e diffusi nel Bronzo Antico, e successivamente nel VI e V sec. a.C. Per l'area napoletana, il caso di Acerra in Giampaola 2002 in AA.VV (2002) con bibliografia; su tracce di organizzazioni agrarie di età arcaica nel casertano vedi il caso di Gricignano d'Aversa in Laforgia, De Filippis 2002 in AA.VV (2002).

³³ Il modello più noto e più alto degli interventi di trasformazione connessi alla strutturazione dell'insediamento è dato dalla Roma arcaica. Qui, dalla prima metà del VII sec. a.C., infatti, si organizza un ampio piano di bonifica che contempla il prosciugamento di parte della palude del Velabro con la prima pavimentazione del Foro romano e, successivamente, la costruzione della *Cloaca Maxima*, definita anche 'canale' a cielo aperto (N. Terrenato, *La morfologia originaria di Roma*, in A. Carandini, *La nascita di Roma, dei, lari, eroi e uomini all'alba di una civiltà*, Torino 1997, 589-590). Su esempi di imponenti realizzazioni a scopo di bonifica in area campana, si veda il caso di Cuma, P. Caputo, *Opere idrauliche di età arcaica presso Cuma*, in *Uomo Acqua e Paesaggio*, Atti dell'incontro di studio sul tema 'Irregimentazione delle acque e trasformazione del paesaggio antico', S. Maria capua Vetere, 22-23 novembre 1996, ATTA, II suppl., 1997, pp. 331-334. *Gli Etruschi maestri di idraulica*, Perugia 1991, pp.35-41

intense in questo periodo, avrebbe gradualmente riempito ed obliterato i sistemi di bonifica più antichi, spingendo l'uomo a sviluppare tecnologie e strumenti atti alla gestione delle acque.

B2) Scavi archeologici proprietà Baldi (Stazione FF.SS. Pontecagnano)

Alcuni lavori per le sottofondazioni di un grosso fabbricato per abitazioni civili ed attività commerciali hanno messo in luce circa 70 tombe databili dall'inizio del VI sec. al terzo quarto del V sec a C. Lo scavo sito in proprietà Baldi, è stato eseguito nel 2003. La superficie esplorata scaturisce dalla suddivisione in tre particelle (propp. De Santis, Malangone e Baldi), destinate all'edificazione di fabbricati, di un più ampio lotto (prop. De Santis) esteso da Via Firenze a Via Venezia, subito a nord della strada che costeggia le FF.SS. (**figura 15**). Lo scavo Baldi, situato lungo via Venezia, presenta una forma rettangolare (m. 53 x 26,5) con due rientranze (m. 5,5 x 4,5) agli angoli sud ed est.

La stratigrafia è stata ricostruita utilizzando anche le sezioni provenienti da due scavi limitrofi, che non hanno restituito evidenze archeologiche importanti, ma hanno messo in luce successioni stratigrafiche complete per tutto l'Olocene.

Le successioni stratigrafiche ricostruite (**figura 27**) sono state suddivise in unità stratigrafiche geologiche l.s., correlate integrando anche le unità stratigrafiche archeologiche l.s., con la stessa terminologia di quelle utilizzate nella ricostruzione dei rapporti stratigrafici degli scavi A3, in quanto le unità hanno caratteristiche litologiche, tessiturali, paleoecologiche simili.

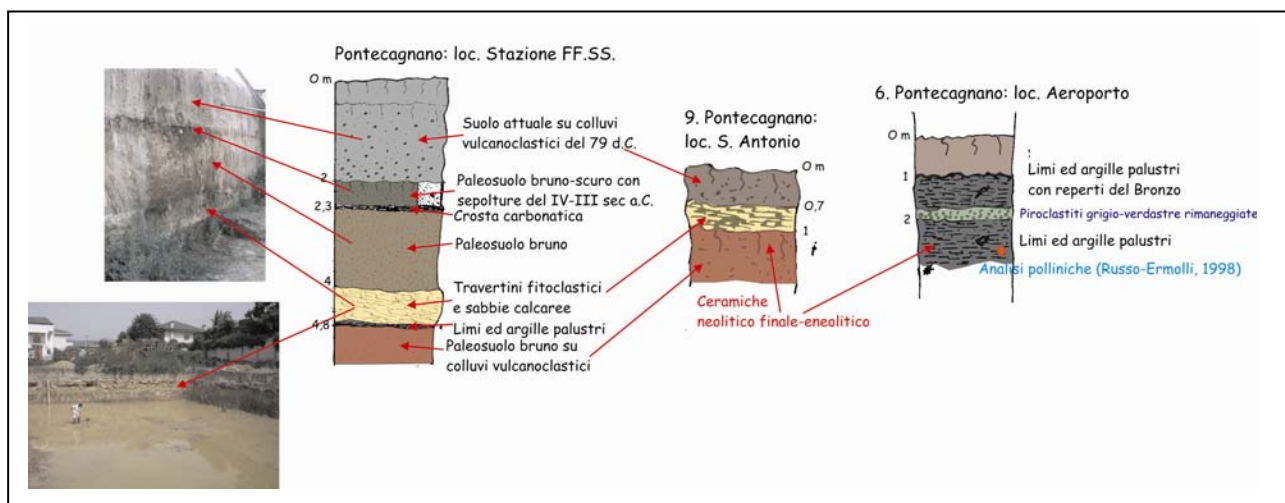


Figura 27: successioni archeostratigrafiche dell'area di Pontecagnano

L'intero lotto era ricoperto da asfalto su massicciata di breccia della potenza di ca. 40 cm (*unità 1a*), che copriva uno strato di colore grigio-nerastro, molto compatto, di analogo spessore, probabilmente connesso ad attività moderne di tipo industriale-artigianale (*US 1*)³⁴. Seguiva un paleosuolo policiclico (*unità 6-5*) impostatosi su

³⁴ All'estremità orientale dello scavo sono stati individuati resti di una struttura di ferro, probabilmente il binario di un grosso portone a scorrimento laterale; le infiltrazioni di ossido di ferro derivate dal suo disfacimento hanno

depositi vulcanoclastici rimaneggiati ed argillificati con rare pomici riferibili all'eruzione del 79 d.C. Tale paleosuolo mostra i segni di diverse fasi di aggradazione e di pedogenesi, nonché di rimescolamenti dovuti a bioturbazioni e ad attività antropiche. Lo stesso tipo di sedimento, apparentemente meno alterato e con una più alta percentuale di pomici, riempiva due canali rettilinei aventi una direzione quasi N-S, in maniera omogenea per l'intera profondità.

I rimaneggiamenti del 79 (in nessun punto dell'area di scavo i prodotti del 79 d.C. erano presenti in giacitura primaria) obliteravano un livello argilloso di colore marrone-arancio (chiari processi di idromorfia e di ossido-riduzione e ricco in CaCO_3) in cui erano incavate le evidenze archeologiche preromane (US 8). Il grado di alterazione e le forti manomissioni antropiche non permettono di cogliere gli aspetti legati ai processi pedogenetici di questo paleosuolo. E' molto probabile che l'US 8 rappresenti il risultato dei processi pedogenetici e delle azioni antropiche su depositi alluvionali argillificati e rimaneggiati a loro volta. Inoltre le manomissioni avvenute in epoca imperiale (asportazione dei piani d'uso preromani, l'assenza di piani di bruciato preromani, la scarsa altezza delle lastre dei recinti funerari rispetto ad analoghe evidenze individuate a Pontecagnano, in altre aree di necropoli, potrebbero testimoniare le intense azioni erosive che giustificerebbero la mancanza di record per il periodo preromano.

Lo stacco tra lo strato con pomici e quelli sottostanti era reso graduale ed irregolare, oltre che dalle arature, dalle bioturbazioni e dalle connesse infiltrazioni di pomici nei livelli inferiori. Tali infiltrazioni interessavano in particolare gli strati antropizzati, come il riempimento delle tombe o dei canali, che più facilmente si prestavano ad essere permeati dalle radici rispetto alla compatta argilla basale US 8.

I livelli argillosi ricoprivano abbastanza uniformemente senza evidenti superfici di discontinuità un paleosuolo bruno scuro sabbioso argilloso con matrice vulcanoclastica correlabile stratigraficamente all'unità 9 (paleosuolo eneolitico) degli scavi A3. Tale paleosuolo si era evoluto a spese di livelli travertinosi e sabbie calcaree (unità 10) e recava sulla sua superficie un deposito carbonatico indurito assimilabile ad un orizzonte platy dei livelli pedogenetici della formazione dei calcretes³⁵. L'unità 10 è stata l'ultima ad essere interessata dagli scavi ed anche dalle azioni antropiche.

inquinato gli strati archeologici sottostanti, in particolare i riempimenti dei canali, indicando che lo scorrimento sotterraneo delle acque continua anche dopo l'obliterazione.

³⁵ Su tale livello sono state eseguite dallo scrivente le analisi in microscopia ottica su sezioni sottili (a tal fine si ringrazia il dott. Sergio Bravi per la disponibilità e la solerzia nella preparazione delle sezioni sottili) volte a caratterizzarne le facies sedimentarie microscopiche, utili per la corretta interpretazione dei processi che regolano la genesi dei calcretes. Il riconoscimento delle tessiture alveolari e pellettoidali nella matrice argillosa e sabbiosa, delle lamine piano-parallele di calcite al top, di filamenti e tubuli calcitici sia in sezione assiale che trasversale permettono di affermare che la concrezione in oggetto è di origine pedogenetica, e potrebbe rivelare una evoluzione dettata da condizioni aride. C'è da sottolineare che in questo ambiente la formazione di concrezioni carbonatiche è generalmente facilitata dall'elevato grado di sovrassaturazione in CaCO_3 che le acque di Pontecagnano da sempre sono contraddistinte e che quindi anche modesti cambiamenti dei regimi pluviometrici e delle temperature favoriscono la formazione di calcrete.

I sondaggi del PRG di Pontecagnano

Nel corso delle collaborazioni geoarcheologiche in corso, si è avuta la possibilità di avere a disposizione le stratigrafie di 5 sondaggi eseguiti per il PRG del Comune di Pontecagnano, ubicati in località S. Antonio (*figura 15*).

La sezione schematica passante per i sondaggi (*figura 28*), orientata quasi N-S (da monte verso Valle), mostra la sovrapposizione delle placche di travertino (3 fasi di crescita: pleistocenica, olocenica e storica) e confermano i dati geomorfologici che proprio in loc. San Antonio di Pontecagnano posizionano i limiti del terrazzo di travertino. A valle di questi invece risulta evidente una forte aggradazione del piano campagna (valutabile nell'ordine di 5-7 metri) a partire dalla tarda età del Ferro. Tale aggradazione è ben documentata sia dai dati di scavo archeologico delle necropoli di Pontecagnano che dalle segnalazioni di Vita Finzi (1969). Tale autore riconobbe, lungo il corso del torrente Asa, posto solo pochi km a S del torrente Frestola (che passa per S. Antonio), una serie alluvionale di riempimento di epoca storica di circa 5 m (noto come Younger Fill).

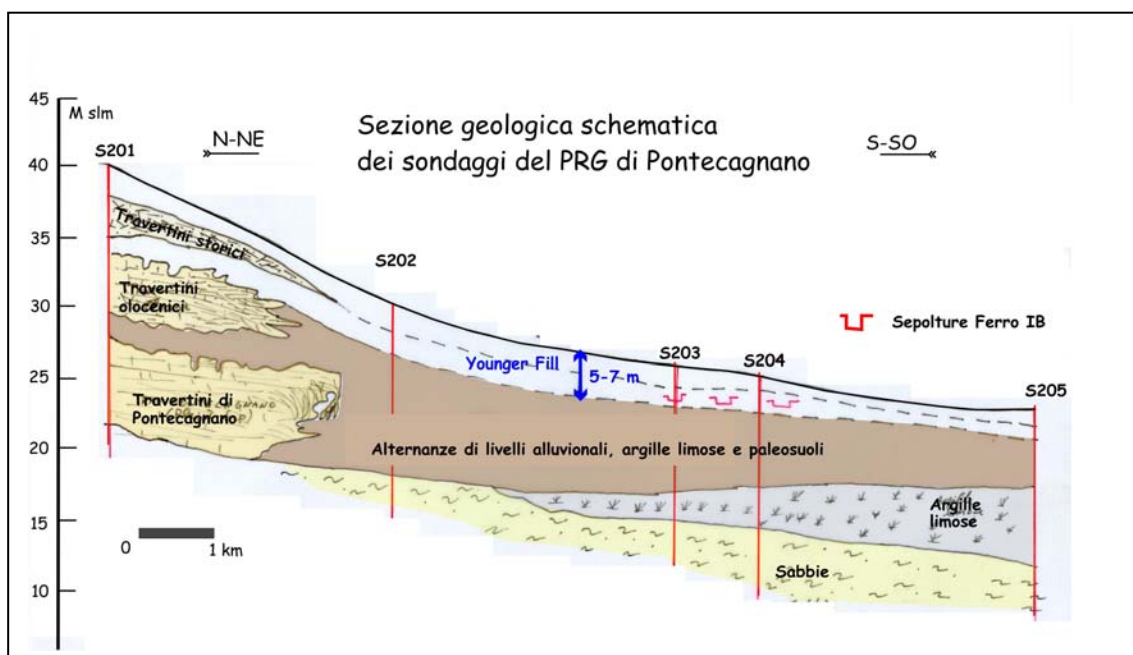


Figura 28: sezione schematica dei sondaggi del PRG di Pontecagnano, passante per l'area archeologica di loc. S. Antonio

BB) SINTESI ED INTERPRETAZIONE DEI DATI DEL SETTORE DI PONTECAGNANO

I dati raccolti per il settore di Pontecagnano sono schematicamente riassunti nel quadro degli eventi morfodinamici riconosciuti di *figura 29*. Lo schema mostra le archeozone tipiche della Campania e le relative età archeologiche (calendario), ed, oltre agli eventi morfodinamici riconosciuti, una correlazione con le indicazioni paleovegetazionali, fornite dalla studio dei pollini (AP/Total, specie erbacee ed arboree) della carota C106 prelevata nel Golfo di Salerno e pubblicata da Russo-Ermolli & Di Pasquale, 2002. Sono inoltre rappresentati i tephra principali, che hanno interessato i territori salernitani: cioè il 79 d.C. ed una eruzione, che per la sua collocazione cronostratigrafica, potrebbe essere riferita all'eruzione di Agnano M.Spina. Sono state evidenziate, poi, anche le principali attività di frequentazione preistoriche, protostoriche e le fasi edilizie di epoca storica, al fine di cogliere il potenziale impatto antropico sui sistemi geomorfici.

La prima parte dell'Olocene sembra essere stata interessata da condizioni biostatiche con formazione di una spessa copertura pedologica ed una ricca e fiorente vegetazione

Il paleosuolo dell'unità 11 presenta caratteristiche tali (Forte humificazione, argillificazione degli elementi vulcanici che costituiscono la matrice, assenza di carbonato di calcio, ecc.) da poter essere assimilato ad un andosuolo evolutosi in condizioni calde ed umide per un intervallo di tempo abbastanza lungo (anche millenario). Nelle aree di scavo (A3) tale paleosuolo è presente solo nelle aree NO e SE delle trincee, forse in relazione agli antichi terrazzi fluviali del Picentino e dell'Asa. Il paesaggio tipico mostra una copertura boschiva densa e continua, con rari affioramenti di roccia (travertino) ed estese coperture pedologiche.

È percorso da fiumi a regime perenne, ben canalizzati nelle loro sponde e che trasportano materiali soprattutto in sospensione o in soluzione, raramente grossolani.

La degradazione avviene in maniera non visibile, al di sotto della coltre vegetale senza una sensibile modificazione delle forme del rilievo: si ha una specie di riposo morfogenetico.

Nelle aree più depresse ed in prossimità degli alvei fluviali comincia una importante fase di deposizione di travertini l.s., come risposta al cambiamento climatico ambientale che caratterizza la transizione Tardiglaciale/Olocene. Aumenta la disponibilità di acqua e aumenta il potere solvente delle acque rispetto al CaCO_3 , l'aumento della disponibilità di biomassa vegetale fa aumentare la PCO_2 all'interno dei suoli, e di conseguenza le acque diventano soprassature in CaCO_3 .

La deposizione di ampie placche di travertino modifica localmente il paesaggio e il reticolo idrografico, con una aggradazione latero-verticale complessa del p.c., con aree canalizzate a flussi veloci e laminari, conche di ristagno e depressioni, cascate, aree golenali e soprattutto individuano delle emergenze altimetriche all'interno del piatto paesaggio della piana.

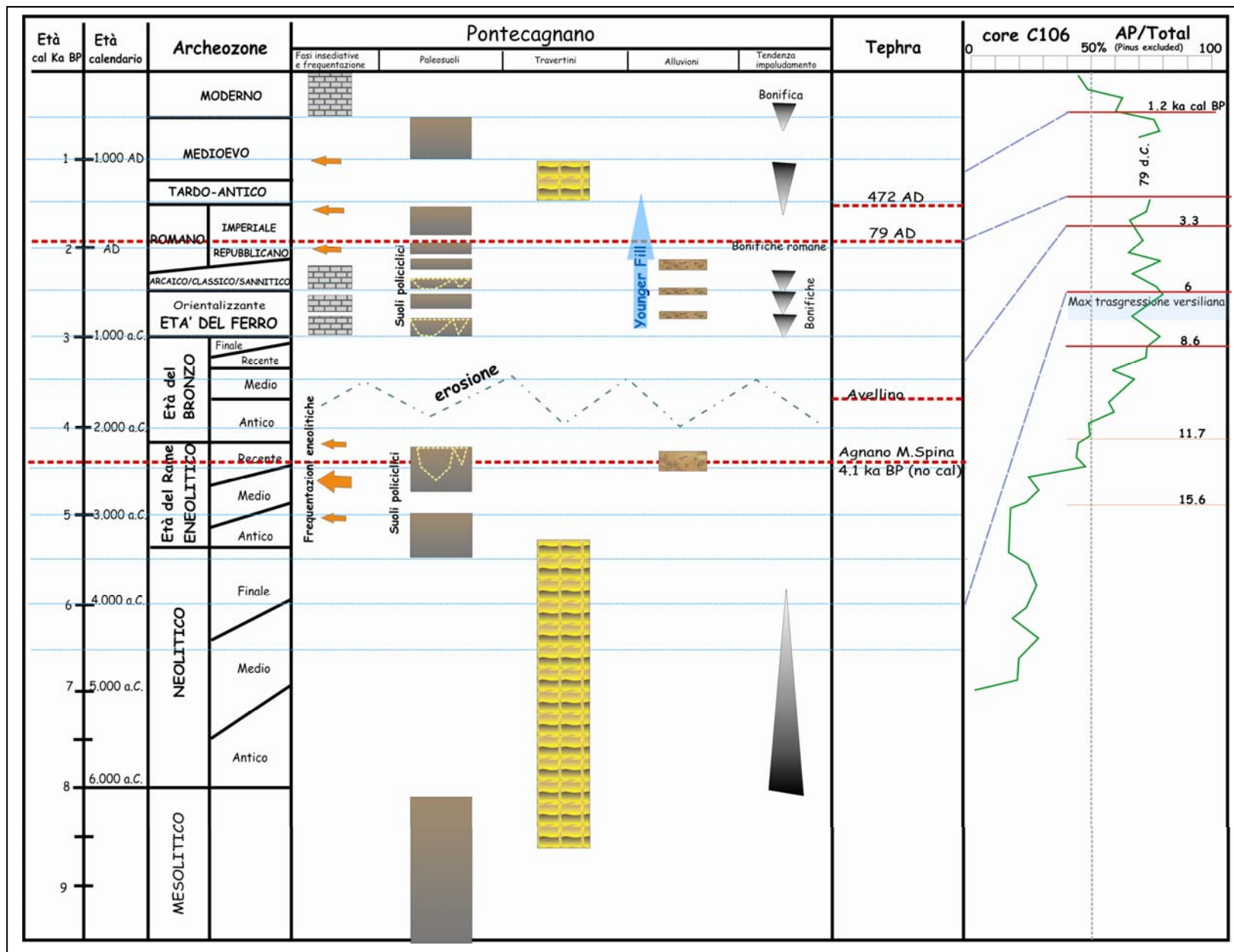


Figura 29:
quadro sintetico
degli eventi
morfodinamici
riconosciuti
nell'area
di Pontecagnano

Le diverse facies riscontrate nei livelli travertinosi sono il risultato di questi complessi processi geomorfici e sedimentologici che governano la deposizione di travertino. Questa nuova ripresa della sedimentazione travertinosa ha provocato un costante e continuo disarticolazione latero-verticale della quota topografica, con la formazione di terrazzi morfologici, con cascate e salti di quota repentini, di conche e depressioni di ristagno delle acque, di alvei poco profondi ed con un corso altamente variabile nel tempo e nello spazio, e solo poche aree atte allo sviluppo di suoli.

La formazione di travertini e sabbie calcaree fluvio-palustri sembra terminare proprio intorno a 5.000 anni fa.

Tale fenomeno è comune a molte aree europee ed italiane e numerosi autori suggeriscono una stretta relazione tra la deposizione di concrezioni calcaree (travertini, speleotemi, ecc.) e le fasi interglaciali e/o i periodi più caldi. In particolare alcuni suggeriscono che la deposizione dei travertini potrebbe essere favorita nelle fasi di riscaldamento del clima che seguono una fase più fredda, mentre il declino della loro formazione è legata a forti crisi di aridità probabilmente calde. Da tenere presente che anche un forte disboscamento o incendi (a livello di buona parte del bacino idrografico) inibisce la formazione dei travertini.

Tali crisi di aridità sono ben evidenti sia nei record ad alta risoluzione di valenza globale che in alcuni cambiamenti dei sistemi geomorfici mediterranei dove hanno favorito la formazione di calcretes, dep.eolici, dune costiere, innalzamenti glacio-eustatici del livello marino. Sono collocate generalmente tra 5.5-5.0 Ky BP, tra 4.4-4.0 Ky BP e 3.3-3.0 Ky BP.

La risposta geomorfica ed ambientale a tali brevi crisi aride interessa in primo luogo la vegetazione ed in secondo luogo la disponibilità dei sedimenti e dei suoli neolitici ed eneolitici ad essere erosi e trasportati verso valle, generando dapprima forti incisioni ed in secondo luogo una generale aggradazione del piano campagna, con appiattimento delle superfici topografiche ed una forte progradazione della linea di costa. A tal proposito quest'ultima al culmine della max trasgressione versiliana potrebbe anche avere lambito la placca di Travertino Pleistocenico. I limiti di questa ultima non sono mai stati delimitati precisamente, così come la posizione della linea di riva versiliana.

I suoli vengono facilmente erosi e ne è impedita la rigenerazione, la roccia affiora spesso a nudo, frequenti sono i fenomeni di degradazione fisica del paesaggio per movimenti in massa, flussi iperconcentrati, alluvioni l.s., ecc. I corsi d'acqua hanno un regime irregolare, talora occasionale, il loro carico solido è soprattutto grossolano, si verificano esondazioni ed erosioni di sponde spesso disastrose. Le azioni erosive prevalgono sulla pedogenesi, le modificazioni del paesaggio avvengono in maniera visibile, spesso improvvisa.

Il territorio di Pontecagnano (soprattutto le placche travertinose emergenti dal resto della pianura) inizia ad essere frequentato stabilmente a partire

dall'Eneolitico, proprio nei bassi terrazzi digradanti verso i corsi d'acqua, lasciati liberi dalla deposizione di travertino e caratterizzati dallo sviluppo di suoli ben drenati e maturi. Sfortunatamente nell'area degli scavi tali superfici sono conservate sporadicamente, a testimoniare una prevalenza delle azioni erosive successive, su quelle deposizionali. Il prevalere delle azioni erosive potrebbe testimoniare, le sopraccitate brevi crisi ambientali (riferibili ai Rapid Climatic Change o Bond Events) che caratterizzano la pre-protostoria in questo settore mediano della piana del Sele.

A proposito del tephra, sembra scontato ribadire l'improbabilità di una attribuzione ad altri centri ed episodi eruttivi diversi da quelli napoletani, come ormai è opinione diffusa in ambiente archeologico. Alcuni esperti della materia della vulcanologia (Prof. Rolandi, Dott. Divito, Dott. Wulf) da me interpellati sono sorprendentemente d'accordo nel correlare tephrostratigraficamente in via preliminare all'eruzione di Agnano Monte Spina avvenuta circa 4.100 anni fa in età non calibrate

L'età del Bronzo e tutto il II millennio a.C. è scarsamente documentata nei territori pontecagnanesi e di bassa pianura, sia nel record archeologico che in quello geologico l.s., come probabile conseguenza di processi erosivi ripetuti e continui nel tempo, per tutta l'età del Bronzo. Tali azioni erosive interessano anche le coperture pedologiche dei periodi precedenti (Eneolitiche) mettendo a nudo, in molti punti, i travertini medio-olocenici.

Solo i primi interventi antropici sistematici avvenuti a partire dall'età del Ferro su questo settore della piana ne regolarizzano le dinamiche geomorfiche in atto.

Gli interventi di pianificazione territoriale (con le aree abitative poste sulle parti più elevate delle placche di travertino, lasciate libere dall'erosione, le aree di necropoli poste sui terrazzi più bassi digradanti verso valle e verso i corsi principali ed aree santuariali su altre emergenze altimetriche in aree separate e distinte) sono fortemente condizionate dalla morfologia articolata delle placche di travertino.

Tali emergenze archeologiche (VII-III sec a.C.) sono sempre delimitate da paleocanali impostati, probabilmente sulle linee di deflusso naturali, e da terrazzi degradanti verso valle e verso e i fiumi, interpretabili come limiti delle varie fasi di deposizioni dei Travertini di Pontecagnano.

Molto spesso tali sistemi di bonifica (canali, depressioni, ecc) sono andati in crisi nel corso della vita dell'abitato antico di Pontecagnano. Le importanti cesure geoarcheologiche (ristrutturazioni in seguito ad eventi alluvionali) che caratterizzano l'abitato antico di Pontecagnano sono collocate al passaggio con l'Orientalizzante (VII sec a.C.), probabilmente nel V-IV a.C. e nel III sec a.C.

Tali eventi potrebbero riflettere un cambiamento del regime delle precipitazioni, un aumento del carico solido indotto da scarsità di vegetazione (impatto antropico e/o crisi di aridità). A tal proposito è noto che un periodo piovoso e freddo caratterizza i secoli dal VII al III a.C. in tutto il bacino del Mediterraneo e che proprio in questi secoli si registra un forte intensificarsi delle azioni dell'uomo

(nascita del fenomeno protourbano) che diventa dominante nel condizionare alcuni eventi.

La forte cesura che si coglie a partire del III sec. a.C. con l'abbandono del sito e delle strutture di bonifica realizzate, determinano un cambiamento radicale della dinamica fluviale, che nel periodo precedente era stata fortemente condizionata dalle azioni di bonifica antropica. Ciò potrebbe essere messo in relazione alla fondazione della vicina Picentia nel 268 a.C e/o ad una importante modificazione ambientale; al momento, non è chiaro se quest'ultima sia la causa o l'effetto della diversa destinazione di uso del territorio.

C'è da tenere presente che tale sistema geomorfico sembra autoalimentarsi in fase con il grado di antropizzazione del territorio.

Appena la regimentazione e la manutenzione dei canali viene meno i livelli travertinosi e limosi calcarei invadono le depressioni e gli avvallamenti del paesaggio.

L'eruzione del 79 d.C. ricopre il paesaggio dell'area di scavo in maniera discontinua ricalcando una conformazione del paesaggio che rispecchia ancora in buona parte quella del periodo precedente (almeno i paleoalvei principali sembrano ancora funzionare). L'eruzione è conservata con spessori maggiori in tutte le aree depresse dove ricopre sedimenti di ambienti umidi, mentre affiora esiguamente o a lembi rimaneggiati sulle superfici antropizzate (paleosuoli, strutture emergenti, sedimenti colluvionali archeologicamente sostenuti, ecc).

L'ambiente è ancora dominato da un decorso superficiale delle acque altamente instabile con canali costantemente riempiti da sequenze positive di sedimenti (dal più grossolano al più fine), e da potenti azioni di cut-and-fill (svuotamento/riempimento). Solo dove le depressioni sono localmente interessate da ristagni di acqua continua la deposizione di livelli travertinosi e limosi calcarei, in alcuni casi anche dopo il 79 d.C.

Il periodo immediatamente successivo l'eruzione del 79 è dominato da una forte aggradazione del piano campagna e dal livellamento delle superfici topografiche, mentre i processi pedogenetici riescono a generare suoli poco evoluti e scarsamente humificati. I processi pedogenetici che interessano i rimaneggiamenti delle piroclastiti, il ritrovamento di ceramiche che vanno dal II al VI sec d.C. e la presenza di canalizzazioni e piccoli alvei testimoniano una ripresa delle attività di frequentazione dell'area in un paesaggio estremamente planare che ripropone, anche ed ancora, condizioni di tipo fluvio-palustre.

A partire da V-VI secolo d.C. ricomincia la sedimentazione travertinosa di sabbie calcaree e di fitoclasti che arealmente ricoprono tutta l'area di scavo (sono praticamente assenti solo dove le recenti arature ne hanno sconvolto l'aspetto e nelle zone altimetricamente più elevate). Tale fenomeno è attestato anche in altre aree della regione Campania (Paestum, Piana Sarno e Piana di Acerra, Telesse, Castel San Vincenzo (IS) (in questa tesi). Tale ripresa è da mettere in relazione, in primo

luogo, al malfunzionamento delle opere di drenaggio delle acque superficiali di epoca romana, ma anche ad un aumento delle precipitazioni.

Sfortunatamente a Pontecagnano non si possiede un limite temporale superiore ben preciso che permetta una collocazione precisa della fine della sedimentazione, ma i dati provenienti dalle altre aree di studio ne permettono una collocazione temporale all'XI-XII sec, in coincidenza dell'epoca medioevale, notoriamente calda ed arida.

C) Settore di Paestum/Capaccio

Le aree di Paestum/Capaccio presentano caratteristiche geomorfologiche e stratigrafiche simili a quelle rilevate per il settore di Pontecagnano: i sistemi geomorfici hanno manifestato anche qui evidenti variazioni legate alla deposizione delle placche travertinose, alla formazione di cordoni dunari ed aree umide e all'influenza delle fasce di aggradazione pedemontana. Si è prestata particolare attenzione alle fasi di deposizione di travertino che hanno interessato il territorio dell'area archeologica di Paestum, alle variazioni glacioeustatiche del livello del mare, alle fasi di aggradazione del p.c. e alle fasi di progradazione della costa, ponendo l'attenzione soprattutto ai momenti successivi la max trasgressione versiliana.

➤ *Cenni di geologia e di geomorfologia*

I territori di Paestum sono posizionati nel settore sud orientale della Piana del Sele e costituiscono una zona di piana alluvionale costiera, limitata ad est dalla monoclinale carbonatica di Monte Sottano, a sud dai rilievi argillosi e calcareo marnosi del Cilento, a Nord dal corso del fiume Sele e a Ovest dalla linea di riva tirrenica (*figura 30*). All'interno della piana le uniche modeste emergenze altimetriche sono rappresentate da placche di travertino e da cordoni dunari che si elevano di pochi metri dalle adiacenti zone depresse umide, fino a qualche secolo fa (prima delle bonifiche), interessate da ristagni di acqua e torbiere, e sedimentazione fluvio-palustre.

C1) I travertini di Paestum

I travertini sono depositi continentali la cui formazione è legata alla presenza di acque scorrenti sovrassature in carbonato di calcio. I luoghi della deposizione sono di regola colonizzati da organismi acquatici (piante, muschi, cianobatteri) su cui precipitano le incrostazioni carbonatiche primarie, dando origine a corpi sedimentari caratterizzati dalla litificazione precoce, a cui si associa un alto tasso di crescita verticale ed un elevato angolo di riposo (Violante & D'Argenio, 2000). Sulla base di tali attributi i travertini sono in grado di trasformare rapidamente i luoghi e gli originari flussi d'acqua in sistemi di canali sospesi (depositi di pendio)

con intercalazioni di pozze ed aree palustri, che si stendono a ventaglio a valle degli sbocchi sorgivi.

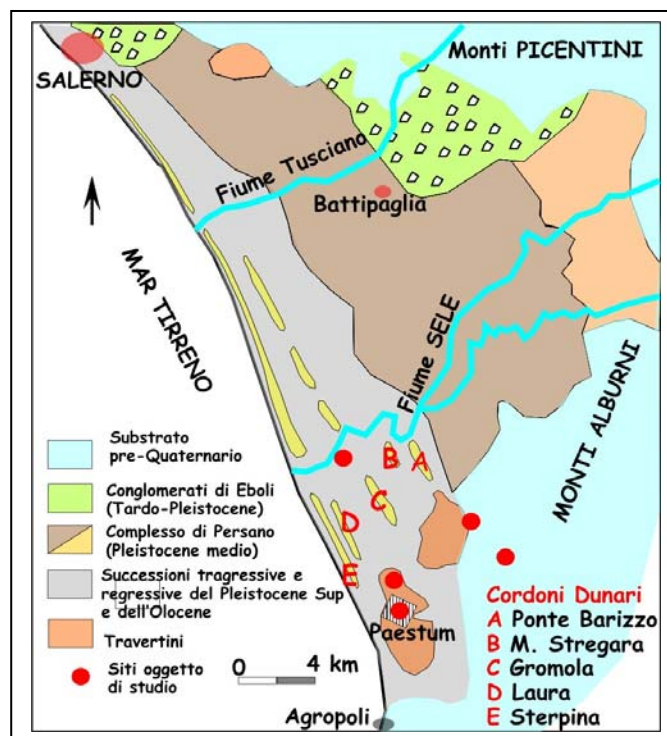


Figura 30: Carta geologica schematica della piana del Sele

Il corpo sedimentario che ne risulta è una sorta di conoide delimitata da pendii più o meno inclinati (duomo) che, nelle fasi finali della deposizione, evolvono a superfici subverticali (depositi di cascata) con a monte spianate lacustri poco profonde e/o palustri (*Terrazzi di Travertino*, secondo Violante & D'Argenio, 2000). Tali superfici sono di natura deposizionale e non si correlano a fasi di abbassamento del livello di base e/o a discontinuità tettoniche (Buccino et al, 1978; D'Argenio & Ferreri, 1992; Violante et al, 1996).

I travertini di Paestum sono costituiti da due principali terrazzi, che si raccordano alla piana mediante superfici debolmente inclinate, formando morfologie leggermente domiformi (*figura 31 e 32*).

La prima placca/terrazzo affiora a monte del cordone di Gromola con quote comprese tra 33 e 25 m s.l.m. e presenta un promontorio verso Cafasso allungato in direzione NE-SO che si eleva di circa 5-6 metri dai terreni pianeggianti adiacenti.

La seconda placca/terrazzo, è evidente ad ovest del cordone di Gromola e costituisce un promontorio allungato in direzione NE-SO su cui sono state ritrovate le maggiori evidenze archeologiche dell'area (Paestum e Necropoli del Gaudio). Questa placca presenta quote comprese tra 18 e 7 m s.l.m. e si sviluppa fino a poche decine di metri dalla costa attuale (torre di Paestum, circa alcune centinaia di metri a S dell'area archeologica).

Queste due placche sono geneticamente attribuibili al gruppo delle sorgenti di Capodifiume e di Acqua Salsa, situate all'estremità NO del Monte Sottano, dove i

terreni appartenenti alla successione carbonatica si giustappungono per faglia alle formazioni terrigene del Cilento ed a i depositi quaternari ed alto pleistocenici di copertura. Le acque sorgive fuoriescono in parte all'esterno attraverso le sopraccitate sorgenti ed in parte si insinuano nei travertini alimentando altre tre sorgenti nei pressi della costa attuale (Torre di Paestum, Paestum Sulfurea e Fossa Lupata) (Celico, 1983).

L'inquadramento cronologico dei travertini di Paestum è basato solo su osservazioni di carattere geomorfologico-stratigrafico con i cordoni dunari e su rapporti di ante e post-quem di carattere archeologico. Alcune datazioni U-Th sui travertini fatte eseguire dal prof. Cinque, non hanno portato indicazioni utili in quanto le datazioni sembrano essere inquinate da precipitazioni successive di carbonato di calcio, che chiaramente hanno condizionato la datazione. Le date ottenute (circa 5.000 anni fa) non collimano con i dati stratigrafici e le ricostruzioni geomorfologiche dell'area finora esistenti.

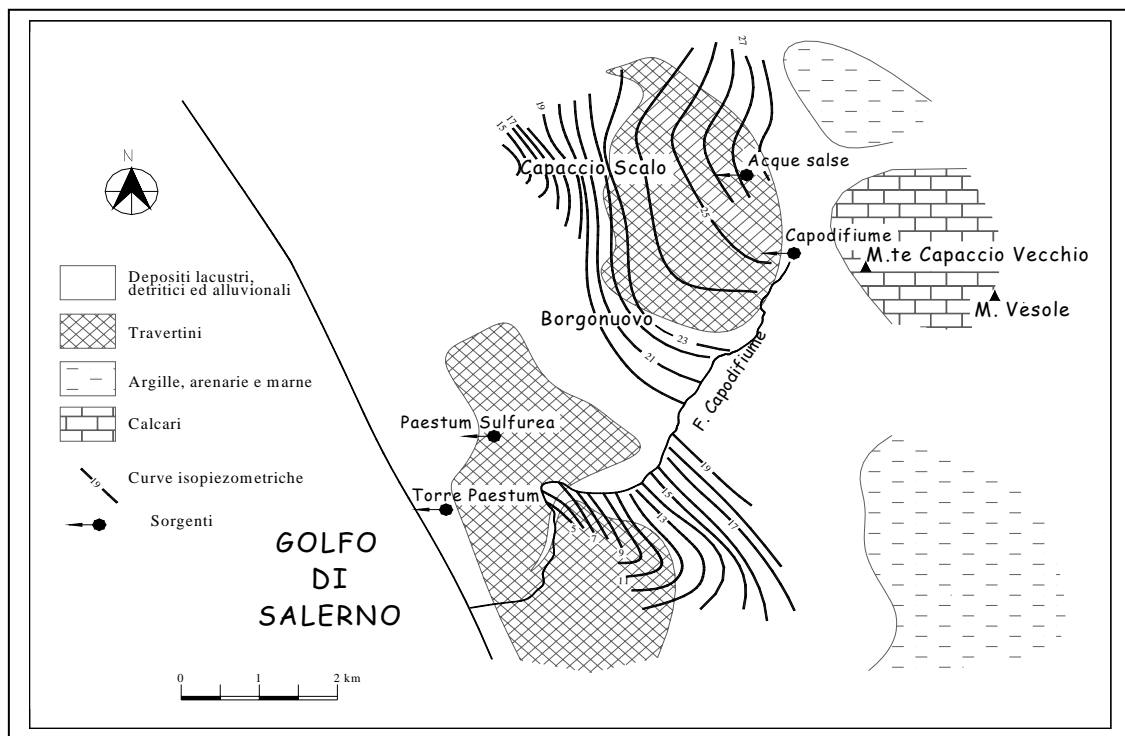


Figura 31: Carta idrogeologica della Piana di Paestum (da Capozzoli et al, 1995)

Anche qui i ritrovamenti dell'eneolitico (necropoli Gaudò, circa 2 Km a N di Paestum), sono scavate sulla placca di travertino. Quindi sappiamo che la deposizione di travertini si è arrestata in un momento precedente l'età eneolitica (circa 5.000 anni fa). Questa data potrebbe essere confermata anche dai caratteri morfologici del cordone di Laura, la cui forma arcuata potrebbe essere messa in relazione all'esistenza di un promontorio travertinoso in località Torre di Paestum (Brancaccio et al, 1987).

C'è da tenere presente che tracce di frequentazione musteriana e levalloisiana possono portare indietro il limite cronologico di questi depositi a circa 30-40 ky

anni fa. Sfortunatamente non è stato possibile posizionare l'area di ritrovamento di questi reperti e quindi non è da escludere che le fasi crescita di questa placca di travertino possano essere state anche due separate da una stasi, così come a Pontecagnano ed in altre parti dell'Italia centrale e del Nord-europa.

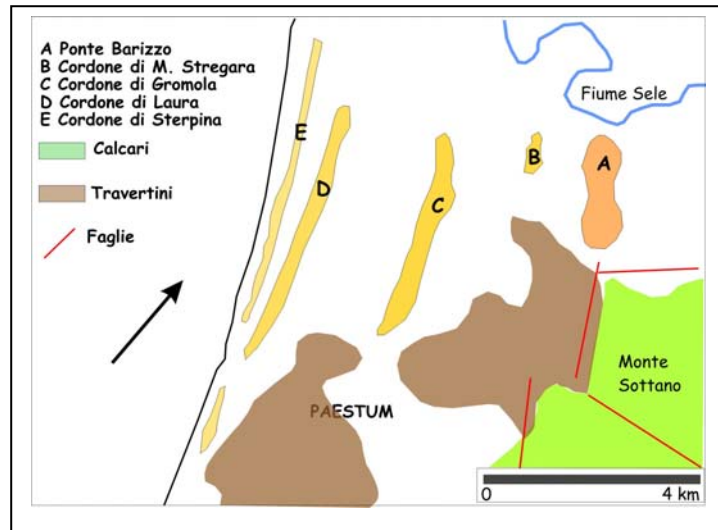


Figura 32: I travertini di Paestum (da Violante & D'Argenio, 2000)

Per quanto riguarda il limite cronologico inferiore, questo è con ogni probabilità successivo al cordone litorale di Gromola, (Brancaccio et al, 1987). Violante & D'Argenio (2000) sottolineano che la continuità del deposito è a luoghi interrotta da livelli metrici di argille e di limi sabbiosi con noduli calcarei e tracce di sostanza organica, la cui formazione può essere ricondotta ad ambienti continentali e/o transizionali, senza però fornire indicazioni cronologiche. Inoltre tali autori ipotizzano che la deposizione dei travertini di fondazione sia avvenuta dopo la formazione del cordone di Gromola (75 ky BP) a partire da un momento in cui il mare è a -7 dall'attuale.

Dai dati dei sondaggi noti la placca di travertino su cui sorge Poseidonia raggiunge una profondità compresa tra -7 e -4 m s.l.m., con uno spessore che varia dai 20 metri nell'area del tempio di Cerere ai 14 m in loc. S.Venere, 2 Km a Sud dell'area archeologica e sembrano poggiare su depositi argillosi e limosi scuri di probabile origine continentale. In questo contesto i travertini di fondazione al momento dell'ultima ingressione versiliana, attestata a circa 6.0 ky BP, presentavano un rilievo molto evidente sulla piana, valutabile secondo Violante & D'Argenio tra i 15-20 m, tale da formare un promontorio marino con massima espressione morfologica in località Torre di Paestum.

Anche qui come a Pontecagnano le emergenze altimetriche più elevate all'interno della placca hanno visto la fondazione dei templi e delle zone sacre, separate da una depressione che successivamente è stata utilizzata come tracciato naturale del Decumano Maggiore e come sede dell'Agorà e del Foro. Procedendo verso mare, a valle delle aree sacre, pochi metri fuori Porta Marina Sud, immediatamente al di

sotto delle fondazioni delle mura, la placca di travertino presenta una rottura di pendenza di circa 4-5 m (*figura 33*).

Violante e D'Argenio interpretano tale salto morfologico come una rottura di pendenza deposizionale caratterizzata da drappi stratiformi sub-verticali di incrostazioni calcaree (depositi travertinosi da cascata) (limite della placca di travertino).

A valle di tale salto, al momento dell'occupazione greca, vi era impiantata una laguna costiera, probabilmente comunicante con il mare. L'esistenza di tale laguna sembra essere confermata anche dai sedimenti limosi con numerosi frammenti vegetali, piccoli gasteropodi ed ostracodi di acqua dolce o scarsamente salmastra che la colmano. In tale laguna vi si versavano anche le scaturigini di acqua che provenivano dalla placca di travertino. In tale depressione vi furono anche convogliate le acque interne della città attraverso la costruzione di diverse canalizzazioni. Tale salto corrisponde al limite naturale dei travertini di fondazione. Rimangono da chiarire i rapporti di questa laguna con il cordone di Laura, anche se sembra che la laguna vi sta alle spalle.

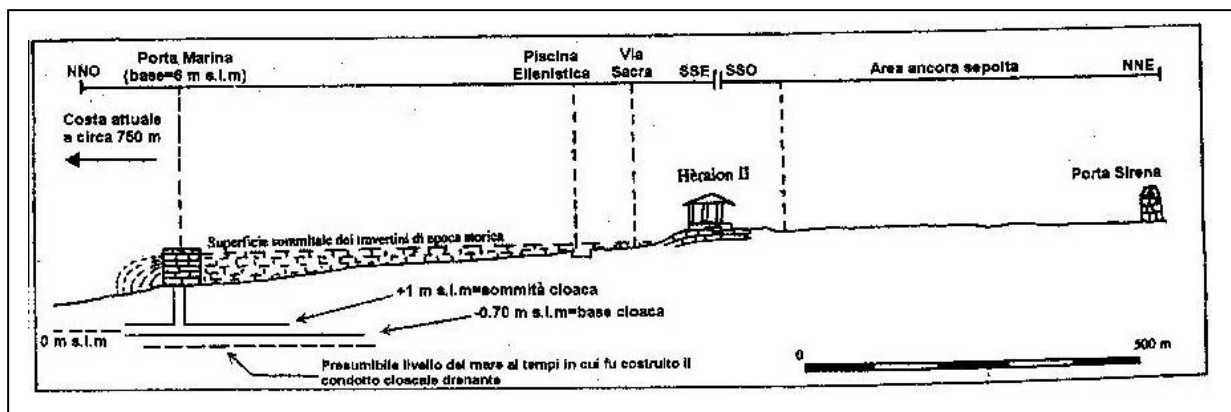


Figura 32: i travertini di fondazione di Paestum, da Violante & D'Argenio, 2000

Inoltre Violante & D'Argenio (2000) suggeriscono che in questa laguna a partire dall'epoca greco-romana vi si riversavano anche le acque della cloaca principale, la cui base è stata ritrovata ad una quota di -0,7 m s.l.m., così dà estrapolare un livello del mare di questo periodo (soprattutto di quello romano) solo di qualche decimetro più basso (circa 1-1,5 m), tale da consentirne il deflusso. La linea di riva di questo periodo viene posizionata 350 m più in dietro rispetto all'attuale. Questa fase di avanzamento della fascia litorale di Paestum è imputabile ad un consistente apporto di sedimenti che ne hanno consentito la forte progradazione probabilmente indotta dalle variazioni climatiche fredde ed umide dell'altomedioevo e della piccola età glaciale, che hanno seguito rispettivamente un periodo con forte impatto antropico sul territorio (epoca romana) ed una breve crisi arida (epoca medievale).

Altra importante considerazione è quella riguardante le incrostazioni travertinose che interessano la città di Paestum a partire dal V-VI secolo d.C. (come a Pontecagnano, Acerra, Sarno, Telesse). Queste sono tutt'ora ben evidenti sulle

rovine della città, inclusi edifici, strade e mura perimetrali e soprattutto negli angoli di Porta marina, denotando quest'area come la via d'uscita delle acque incrostanti, nonostante gran parte di questi depositi è stata rimossa dalle operazioni di scavo. Tali incrostazioni contenevano numerosissimi reperti archeologici incrostati all'interno che testimonia una certa energia delle acque. Tracce di questi depositi travertinosi ricoprono i ruderi della città fino ad una altezza di circa 4-5 metri in prossimità di Porta Marina (che fu quasi completamente seppellita) e di soli pochi cm in corrispondenza dei templi (figura. Tale placca formava un cuneo che riempiva il declivio naturale dei travertini di fondazione che solo superficialmente era stato modificato dalle azioni antropiche greche e romane. Tale testimonianza rileva un'origine interna alla città delle acque incrostanti e non una provenienza esterna, testimoniata anche dal fatto che i settori NE e le mura nord-orientali dell'area archeologica sono completamente privi di incrostazioni. Solo in un caso, una feritoia delle mura meridionali (dove le incrostazioni raggiungono 1,5 m dal p.c.), mostra incrostazioni che denotano acque in uscita dalla città.

Violante e D'Argenio suggeriscono che le acque incrostanti provenissero dall'interno della città e che dopo aver allagato ed incrostato strade ed altri spazi della città fuoriuscissero con flussi incanalati da Porta Marina e anche dalle feritoie e da altri spazi aperti nelle mura, si raccoglievano nella depressione antistante Porta marina (*figura 34*).

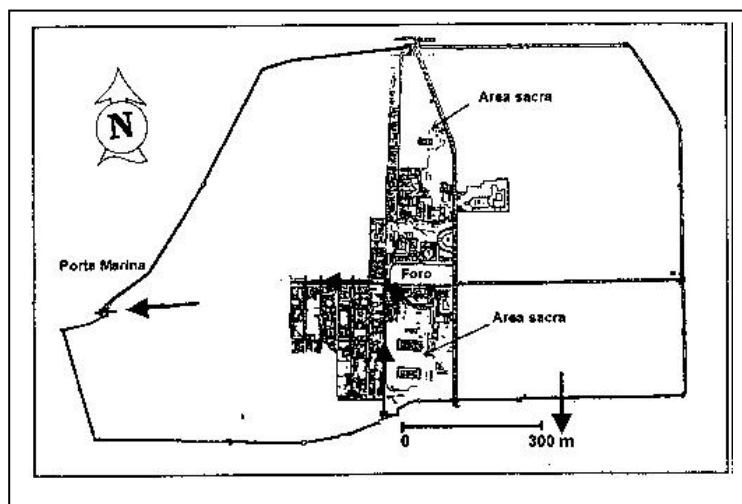


Figura 34: i travertini di seppellimento della città di Paestum

La progressiva ostruzione di questo varco in seguito alle incrostazioni travertinosi, provocò una sorta di diga calcarea che sbarrò definitivamente la porta del mare, e allagando progressivamente l'area urbana nei suoi settori più a monte, causò la scomparsa e la fossilizzazione dell'antica Paestum probabilmente in pochi decenni. Si può quindi ipotizzare che il seppellimento della città sia avvenuto in seguito alla mancata manutenzione dei canali costruiti per il deflusso delle acque, che come oggi devono essere continuamente ripuliti periodicamente dalle incrostazioni. Una

condizione che viene a mancare nel periodo compreso tra il VI e il IX sec., quando ormai la popolazione era ridotta ad un piccolo nucleo nei pressi del Tempio di Cerere. C'è da tenere presente che in tale periodo si registra anche un aumento delle precipitazioni.

In ogni caso dobbiamo pensare alla presenza di più sbocchi sorgentizi all'interno del perimetro delle mura, uno dei quali è l'edificio termale posto all'angolo S-W del Foro (Greco, 1998). Inoltre l'aumento della piovosità potrebbe avere determinato un'innalzamento della falda dei numerosi pozzi all'interno del perimetro.

FINESTRA 8

Considerazioni sui modi e sui tempi di occupazione antropica delle placche di travertino della Piana del Sele

Il primo dato interessante di questo settore, anche se non del tutto chiaro, viene dalle strategie insediative che caratterizzano le placche travertinose nei diversi momenti culturali dell'Olocene.

A Paestum, come a Pontecagnano, l'uomo fonda i suoi insediamenti solo in due momenti ben precisi della preistoria e della protostoria recente. A Pontecagnano le prime attestazioni partono dall'Eneolitico (necropoli, capanne ed altro) come pure a Paestum (necropoli del Gaudo). Poi un lungo periodo di scarse attestazioni con sporadici ritrovamenti fino all'età del Ferro.

Mancano completamente i siti dell'età del Bronzo, periodo che vede il prevalere dei siti propriamente appenninici al controllo delle vie di transito collocate in prossimità delle alte valli fluviali.

A partire dall'età del ferro a Pontecagnano si fonda l'abitato antico, si compiono opere di bonifica importanti e si assiste ad una organizzazione ben definita del territorio, che risulta essere diviso in aree abitative/artigianali, aree di necropoli ed aree sacre, in relazione agli elementi fisiografici del paesaggio esistente.

Alla stessa maniera, a partire dall'età del Ferro (sotto i livelli di fondazione di Poseidonia della fine del VII sec. a.C., erano già presenti materiali archeologici riferibili ad una occupazione precedente), e soprattutto dal periodo coloniale successivo, a Poseidonia-Paestum si compiono gli stessi interventi territoriali descritti per Pontecagnano. Tali interventi sono maggiormente attivi nei periodi di massima floridezza della città, mentre una importante cesura si coglie nel V secolo a. C: anche qui, come a Pontecagnano, le tombe del V-IV sec. a. C. sono scavate in materiali alluvionali contenenti reperti delle fasi precedenti. Si ritrovano generalmente a circa 2 m dal pc.

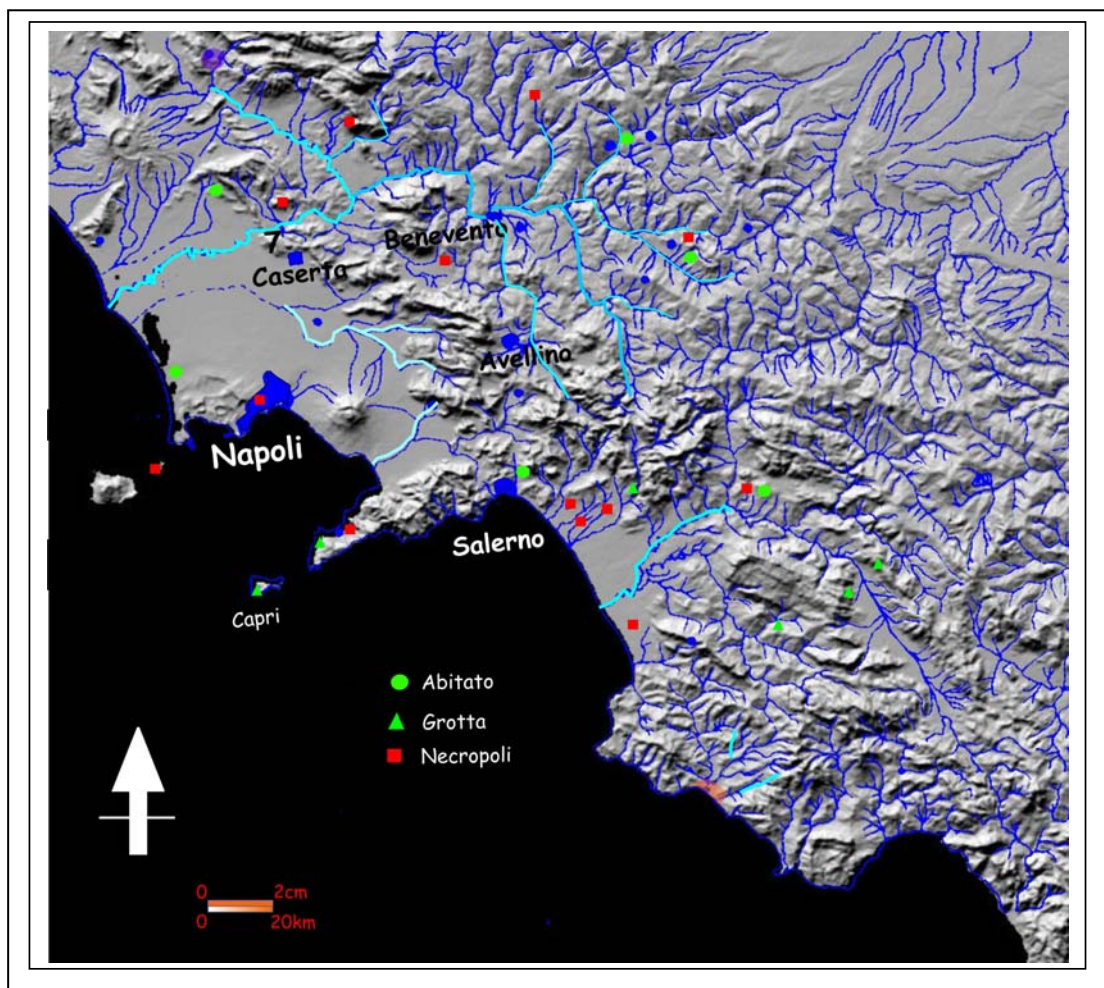
Le due città presentano una storia culturale e sociale abbastanza simile, anche se con numerose sfasature cronologiche, fino ad essere investite da una ripresa dei processi di incrostazione travertinoso a partire dal V-VI sec. d.C.

Una interpretazione di queste dinamiche insediative in relazione agli ambienti di bassa pianura dominate da sedimentazione travertinoso, viene qui proposta:

- Le genti eneolitiche sono le prime ad occupare stabilmente tali placche di travertino in quanto per la prima volta durante l'Olocene, tali ambienti di sedimentazione travertinoso sono inattivi e presentano inoltre coperture pedologiche e vegetali ben sviluppate nonché acque ben incanalate. Le ultime fasi di crescita delle placche travertinose, sia a Pontecagnano che a Paestum si datano in un momento precedente

l'eneolitico, così come il declino dei travertini dell'Italia centrale e dell'Europa (Calcareous Tufa Decline) si data intorno a 5.000 anni fa.

- Le comunità agricole e pastorali eneolitiche hanno occupato e frequentato queste superfici altimetricamente più emergenti sulla piana, la quale presentava ancora ampie aree umide a tergo dei cordoni dunari della massima ingressione versiliana. Le recenti scoperte archeologiche della facies culturale del Gaudio in tutta la Campania costiera (Licola, Cuma, Ischia, Napoli, Sorrento, Massalubrense e Piano di Sorrento, Capri) e soprattutto nella piana del Sele (Salerno -Fratte, S.Leonardo, Fuorni-, Pontecagnano -Picentino, Scavi A3, S.Antonio-, Bellizzi, Battipaglia e Paestum) sottolineano un elemento fino a qualche tempo fa sottovalutato (Bailo Modesti et al, 1998; Salerno, 2005 con pers.): il mare visto non più solo come possibilità dell'antico approdo, ma come una delle componenti della vita delle tribù eneolitiche campane.
- Ecco che oltre l'esigenza di controllare tutte le valli fluviali che permettevano di penetrare nel cuore della Regione, in quel momento asse trainante per gli scambi con le culture adriatiche e del tavoliere *culturalmente* più evolute, (Volturno con i siti di Sessa Aurunca, Piedimonte del Massico, Mondragone, Calvi, Sparanise, Caiazzo, S.Maria Capua Vetere, Maddaloni, Acerra, Grigignano, ecc) nasce l'esigenza di occupare i bassi ripiani posti all'interno delle piane, luoghi divenuti sicuri e stabili dal punto di vista ambientale.



Carta della distribuzione dei siti dell'Eneolitico in Campania

- La lunga cesura di insediamenti e scarsità di ritrovamenti che caratterizza tutta l'età del Bronzo, fino alla prima attestazione del Ferro (parliamo di un lungo millennio) potrebbe essere spiegata oltre che dalle mutate dinamiche territoriali, dettate dai numerosi avvicendamenti culturali che caratterizzano il Bronzo (che vede un prevalere di siti posti all'interno delle vallate appenniniche e sulle fasce di aggradazione pedemontana, posti allo sbocco dei principali sistemi fluviali tirrenici), anche dai notevoli mutamenti dei sistemi geomorfici registrati per questo periodo. Le placche di travertino sono interessate principalmente da processi erosivi che smantellano i paleosuoli e le superfici antropizzate eneolitiche.

- L'occupazione in pianta stabile con la fondazione delle città direttamente sulle placche di travertino ricomincia nell'età del ferro solo dopo importanti opere di bonifica e regimentazione delle acque: ciò testimonia l'accresciuta capacità dell'uomo di insediarsi a prescindere dalle dinamiche geomorfiche in atto. Tali interventi sono andati spesso in crisi in fase con importanti momenti di avvicendamenti culturali e trasformazioni sociali, e in fase con importanti variazioni dei regimi di piovosità: queste crisi sembrano essere evidenti nel V e nel III secolo a. C., mentre alla fine del V-VI d.C sono testimoniate dalla ripresa della deposizione dei travertini. Questa sembra avere una stasi di sedimentazione durante il Medioevo, come probabile risposta alla nota aridità, e sembra essere stata attiva anche in un periodo successivo a questo fino alle recenti bonifiche borboniche e fasciste, come probabile conseguenza dell'aumento della piovosità della piccola età glaciale.

C2) L'aggradazione pedemontana e i valloni del Monte Capaccio Vecchio

L'area oggetto di studio è situata alla base della dorsale carbonatica del Monte Sottano, dove una ampia fascia di aggradazione pedemontana è costituita essenzialmente dai detriti carbonatici dei retrostanti ripidi versanti, intervallati a paleosuoli con alcuni piani di frequentazione antropica.

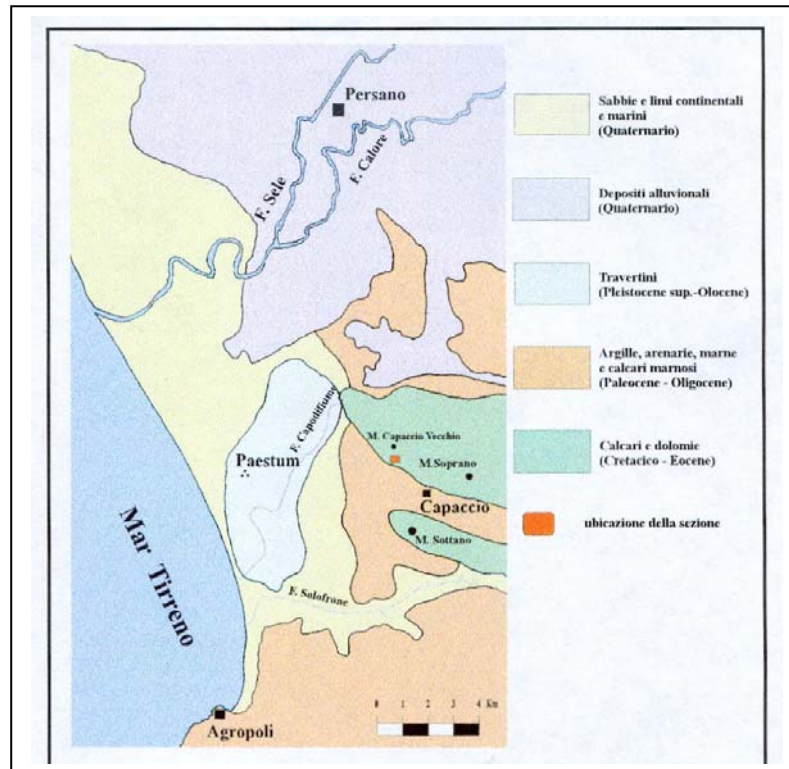


Figura 35: carta geologica schematica dell'area di Capaccio/Paestum; da Allocca&Amato, 1996

Le successioni stratigrafiche affioranti alla base del Monte Capaccio Vecchio furono già oggetto di studio durante l'elaborato della tesi di laurea, in cui si analizzarono i processi che regolano la formazione di croste carbonatiche di origine pedogenetica (calcretes, caliche, ecc). Nel corso di questa ricerca si è avuta la possibilità di coglierne alcuni aspetti cronologici legati ad alcuni rinvenimenti di superficie effettuati sul versante che conduce al Santuario di Madonna del Granato.

Le successioni oggetto di studio durante la tesi sono mostrate nella **figura 35**, e mostrano una successione di suoli argilloso-sabbiosi con abbondante contenuto detritico grossolano e con orizzonti calcretici, impostatisi a partire da depositi francamente di versante posti alla base della dorsale di M. Capaccio Vecchio, proprio a ridosso del Santuario di Madonna del Granato lungo la strada che conduce a Capaccio. lungo la strada che porta al Santuario, durante una ricognizione, si è rilevata la presenza di ceramica d'impasto e scarti di lavorazione della selce, sfortunatamente non diagnostici, ma che permettono di riferire all'Olocene la formazione dell'orizzonte calcretico superiore visto che sono contenuti all'interno

del paleosuolo. Anche Lippmann Provencal (1987a), ritiene che le incrostazioni che interessano i suoli della parte bassa dei versanti di M.Sottano e M.Soprano siano di età olocenica in quanto si sono sviluppati da suoli impostati sui detriti criocalstici dell'LGM. Circa la genesi ed le condizioni ambientali che governano lo sviluppo degli orizzonti calcretici vedi cap 2.

Le successioni dei bassi terrazzi alluvionali del vallone Tremonti (vedi oltre) mostrano un orizzonte calcretico con un termine ante-quem più certo: è ricoperto da un paleosuolo contenente reperti dell'età del Bronzo (XV-XIV sec a. C.). Pertanto circa l'età delle croste e delle relative condizioni aride che ne hanno permesso la formazione potremmo approssimativamente collocare tra il Neolitico finale/Eneolitico (6.000-5.000 BP , età dei più antichi ritrovamenti ceramici dell'area pestana) e il Bronzo Medio (3.500 anni fa).

Le ampie superfici di raccordo con la piana sono rotte in più punti da profondi valloni ad altro profilo longitudinale e a carattere torrentizio-stagionale. Questi torrenti presentano tratti molto profondi (a forra) quando si incuneano all'interno dei ripidi versanti carbonatici, determinando salti, cascate ed aree di ristagno della acque (pozze, ecc.). In uno di questi valloni, il vallone Tremonti, le acque scorrono all'interno di un letto pietroso e ciottoloso determinando una profonda forra che separa più in alto i paesi di Trentinara e di Giungano (*figura 36*).

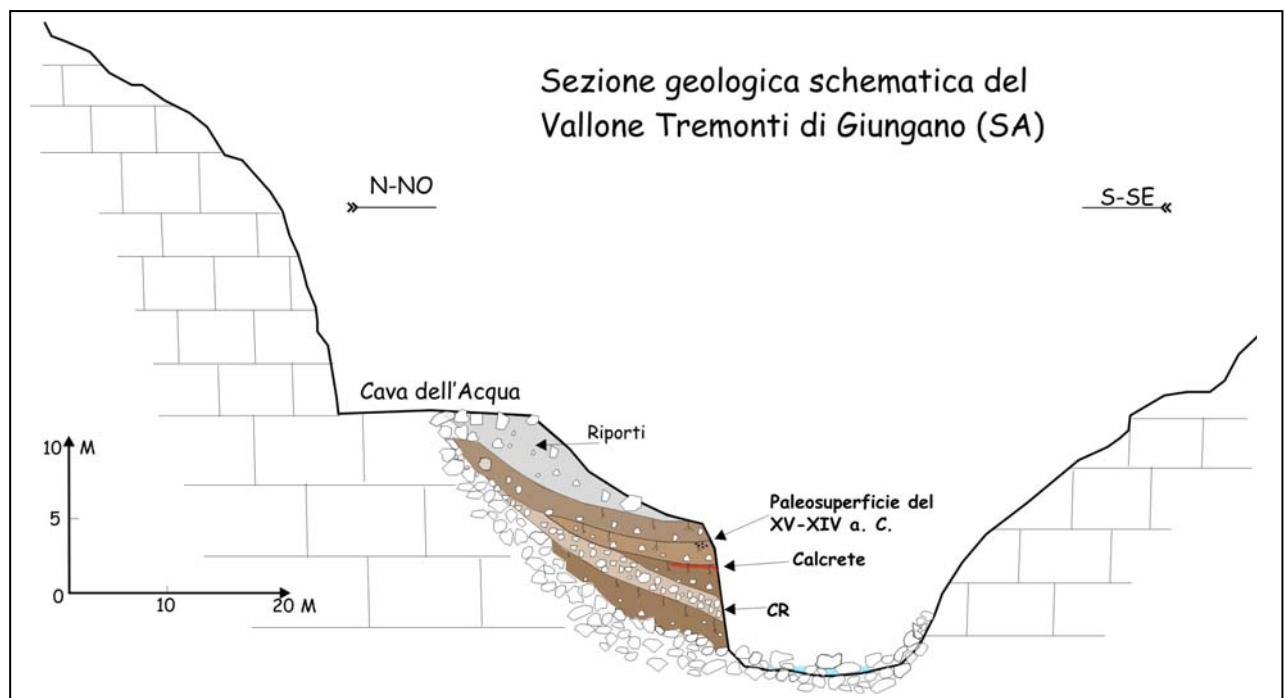


Figura 36: sezione geologica schematica del vallone Tremonti

Questo nel suo ultimo tratto a forra, prima di entrare nella piana ed incidere i suoi stessi depositi riempimento, presenta lungo il fianco dx, una interessante successione archeostratigrafica che ha permesso di identificare una serie di informazioni sulle fasi di riempimento ed incisione (probabilmente indotte dal clima), che il vallone ha subito nel corso dell'Olocene (*figura 36 e 37*). Inoltre la

presenza di livelli crioclastici e di paleosuoli ha permesso di cogliere ulteriori aspetti dell'evoluzione paleoclimatica-ambientale dell'area. Poco più a valle il vallone Tremonti taglia una importante serie di aggradazione torrentizia dove sono visibili numerosi reperti di epoca arcaica e romana intervallati da una chiara superficie pedogenetica.

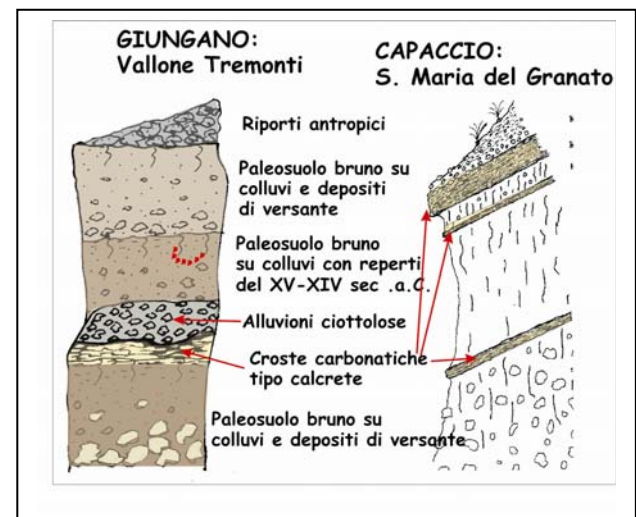
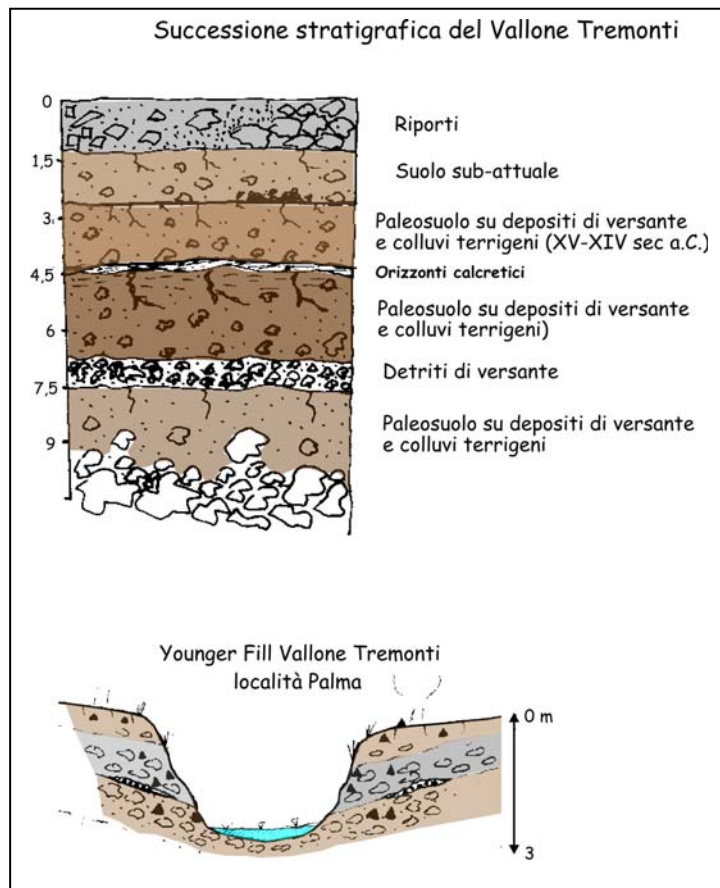


Figura 37: successioni archeostratigrafiche rilevate nell'area del vallone Tremonti e lungo il versante di S.Maria del Granato

La sezione esplicativa della **figura 37** mostra i differenti aspetti del vallone Tremonti in determinati momenti del tardo-pleistocene ed Olocene:

- **UNITA T1: riempimento post-glaciale**

Una prima fase di riempimento, la cui base non è stata ancora messa in luce dall'attuale erosione del corso d'acqua, riempie la valle con uno spessore visibile di 15-20 m.. Verso il basso il deposito è costituito da una potente serie di apporti grossolani torrentziali clastosostenuti, con clasti più o meno arrotondati, frequentemente con grossi blocchi calcarei (max 1 m³). Verso l'alto diventano sostenuti da una matrice sabbiosa ed argillosa a forte componente vulcanoclastica di colore bruno-giallastra. L'incisione fluviale nello stesso materiale di riempimento della valle determina la formazione di un terrazzo alluvionale. Questa evoluzione potrebbe essere stata favorita anche dallo sviluppo di aree vegetate e suoli nelle aree di versante a monte, che ha inibito l'erosione dei suoli e del substrato carbonatico e di conseguenza diminuito il carico solido disponibile al trasporto.

- **Unità crioclastica tardiglaciale o 8.0 ky BP Cooling event?**

Si sovrappone senza evidenti superfici di erosione un livello (25-30 cm) costituito essenzialmente da clasti calcarei angolosi di dimensioni centimetriche e rari più grossolani, immersi in una scarsa matrice sabbiosa argillosa bruna, tanto da essere in molti punti clasto-sostenuta. Tale livello potrebbe testimoniare nell'ambito del post glaciale/inizio dell'Olocene un momento di deterioramento climatico freddo ed arido, responsabile della ripresa di processi crioclastici sui versanti retrostanti ed una scarsa capacità evacuativa del sistema fluviale, una condizione dettata da una breve ma intensa crisi arida fredda (Younger Dryas o 8.2 Ky BP cooling Event ???).

- Unità T2: *Paleosuoli dell'Optimum climatico neolitico e del Protoappenninico B (XV-XIV sec a.C)*

Dopo questo episodio crioclastico di difficile collocazione cronologica l'attività di riempimento ed aggradazione riprende, con la deposizione, almeno in una prima fase di una imponente serie di alluvioni ciottolose, anche con grandi blocchi che da clasto sostenuti diventano via via imballati dentro una matrice sabbiosa-argillosa bruno-rossastra su cui si è impostato uno spesso paleosuolo bruno, maturo e ben humificato. Ciò potrebbe testimoniare nuovamente ed in maniera più evidente, rispetto al riempimento precedente, il passaggio alle condizioni interglaciali biostatiche della prima parte dell'Olocene e pertanto riflettere l'aumento delle precipitazioni e delle temperature, la crescita di buone coperture forestale e di suoli ben drenati, anche sui versanti, una diminuzione del carico di sedimenti (sia grossolano, che fine, disponibili per il trasporto, l'incassamento del corso d'acqua e la formazione di un terrazzo. Tale situazione sembra essere durata almeno fino a qualche momento dopo il XV-XIX sec a.C.

Il paleosuolo può essere riferito ad un suolo policiclico in quanto presenta almeno due chiare superfici di aggradazione.

La prima parte è costituita da un suolo sabbioso-argilloso che in basso presenta abbondanti elementi calcarei angolosi centimetrici e nella parte superiore un evidente orizzonte calcretico, assimilabile ad un orizzonte platy della classificazione pedogenetica dei calcrete. Tali orizzonti si generano quando il bilancio annuale evaporazione/precipitazione è elevato e soprattutto quando le scarse precipitazioni interessano la stagione con alte temperature (scarsa stagionalità delle piogge). Quindi una probabile crisi di aridità ha interessato le coperture pedologiche permettendo la formazione di un duro e tenace orizzonte carbonatico. La scarsità e l'esiguità delle precipitazioni non avrebbe innescato processi erosivi tali da trasportare il carico in eccesso. Prevalgono le azioni erosive dai versanti, scarsamente vegetati e con suoli in erosione. Il risultato di queste azioni erosive sui versanti portano ad una prima fase di aggradazione che coinvolge materiali simili al paleosuolo sottostante. In alto questi presentano un'ampia superficie umificata, bioturbata ed antropizzata. Qui, in una parete sub-verticale messa in luce di fresco dallo scalzamento al

piede operato dall'attuale incisione del corso d'acqua furono recuperati dallo scrivente, all'interno di un circolo di pietre calcaree arrossate dalle tracce di cottura di un focolare, alcuni reperti ceramici. Questi furono sottoposti all'attenzione del Prof. Piperno, che grazie all'aiuto di alcuni suoi colleghi, li attribuì al Bronzo Medio (ProtoAppenninico B -XV-XIV sec. a.C.).

Un'altra meno importante fase aggradazionale che coinvolge gli stessi materiali precedentemente descritti sigilla la struttura del focolare e presenta al top un orizzonte humificato bruno scuro.

Anche Lippmann-Provansal (1987a) identifica due grandi riempimenti e terrazzamenti, che riferisce rispettivamente all'Optimum climatico Neolitico in base al ritrovamento di alcune ceramiche da impasto sfortunatamente non diagnostiche ed uno di epoca storica-protostorica. Inoltre riferisce la formazione degli orizzonti calcareici, ad un importante periodo di dissoluzione dei carbonati sui versanti, contemporaneo ai paleosuoli dell'Optimum Climatico Neolitico. *"Tutta la periferia della Piana del Sele porta gli effetti di queste incrostazioni, che segnalano un transito considerevole di carbonati disciolti. È probabile che le condizioni ambientali dei bassi versanti (vegetazione e suoli in abbondanza, perdita di velocità delle acque) facilitano i concrezionamenti. Il CaCO_3 precipita in parte nei depositi di pendio e nei paleosuoli (formando calccrete) ed in parte vanno ad alimentare le sorgenti poste alla base dei versanti che bordano la piana di Paestum (formando travertini). Tale processi di incrostazione si interrompono per la ripresa dei colluvionamenti, che erodono i suoli e il substrato calcareo stesso".*

▪ *Unità riempimento storico e protostorico.*

Un secondo strato alluvionale si incastra nel primo riempimento torrenziale. Questo forma un terrazzo ciottoloso di 2-3 metri di altezza dall'attuale incisione del corso d'acqua, che ben si differenzia dal primo per la sua matrice che assume una colorazione bruno-nera. I ciottoli presentano morfometria variabile da qualche cm a 30-40 cm in lunghezza max e sono disposti caoticamente nella matrice. Una tale disposizione necessita dell'intervento di una precedente fase erosiva all'interno dei depositi post-glaciali, che fa ipotizzare una ripresa della torrenzialità, probabilmente indotta climaticamente e/o antropicamente (ridotta e meno protettiva copertura vegetale (aridità, incendi, disboscamenti ed altre azioni antropiche rendono il sistema più instabile, più irregolare suscettibile a provocare piene con forte competenza).

• *Unità : Riporti*

La successione stratigrafica continua verso l'alto ma sfortunatamente è completamente obliterata dai detriti di risulta di una cava attiva da oltre un secolo, posta proprio a monte delle successioni più significative.

Risulta inoltre evidente che la fase di riempimento protostorica e storica (Younger Fill) sia continuata ancora per qualche tempo e solo successivamente interessata da una successiva profonda incisione (tutt'ora in corso).

In un area posta immediatamente a valle del ponte che attraversa il vallone Tremonti, nel tratto dove questo lascia la profonda e stretta forra ed i versanti, in località la Palma, il vallone ha formato una piccola conoide alluvionale (*figura 37*).

L'attuale corso fluviale taglia per 2-3 metri una potente successione di depositi ciottolosi grossolani in scarsa matrice argillosa-sabbiosa contenente numerosi reperti ceramici di età arcaica e romana. Nei livelli inferiori di questo riempimento abbondano i materiali archeologici riferibili al IV-III sec a.C, mentre in quelli superiori risultano più abbondanti i manufatti di epoca romana.

Inoltre in alcuni punti è possibile individuare una superficie di discontinuità segnata da sottili lembi di materiali sabbiosi ed argillosi pedogenizzati, contenenti piccole pomice biancastre e grigiastre, riferibili all'eruzione del 79 d.C. I reperti archeologici non sono in deposizione primaria ma sono stati trasportati, come uno dei tanti elementi grossolani che costituiscono i livelli alluvionali, facendo propendere che i rinvenimenti archeologici possano venire da insediamenti posti più a monte.

Tale successione, sembra essere in fase con gli eventi riconosciuti nella sezione a monte, ed è un'altra evidenza della aggradazione che si registra nei settori pedemontani più bassi e nelle piane alluvionali del bacino del Mediterraneo a partire dall'età arcaica e che si è protratta almeno fino al medioevo, probabilmente intervallata da una lunga stasi durante l'epoca romana (Younger Fill, Vita-Finzi, 1969).

CC) SINTESI ED INTERPRETAZIONE DEI DATI DEL SETTORE DI CAPACCIO/PAESTUM

I dati raccolti per il settore di Paestum e Capaccio sono schematicamente riassunti nel quadro degli eventi morfodinamici riconosciuti (*figura 38*). Lo schema mostra le archeozone tipiche della Campania e le relative età archeologiche (calendario), ed, oltre agli eventi morfodinamici riconosciuti, una correlazione con i record paleovegetazionali, fornite dalla studio dei pollini (AP/Total, rapporto specie arboree/totale) della carota C106 prelevata nel Golfo di Salerno e pubblicata da Russo-Ermolli&Di Pasquale, 2002. E' inoltre rappresentato il tephra, dell'eruzione del 79 d.C. Sono state evidenziate, poi, anche le principali attività di frequentazione preistoriche, protostoriche e le fasi edilizie di epoca storica, al fine di cogliere il potenziale impatto antropico sui sistemi morfogenetici. Anche qui, come per il settore di Pontecagnano e di Salerno il record geoarcheologico mostra elementi geopedostratigrafici indicativi di morfodinamiche e processi sedimentologici dettate da diverse condizioni climatiche e ambientali.

In particolare si registra che:

la prima parte dell'Olocene è caratterizzata dall'arrestarsi dei processi resistatici (crioclastici, erosivi e aggradativi) e dallo sviluppo di ampie coperture boschive e di spesse coperture pedologiche, sia sui versanti che nelle basse superfici pedemontane. Il repentino calo di produzione detritica e di carico solido, che si registra nelle fasi di passaggio dal Tardiglaciale all'Olocene, determina la fine del riempimento vallivo e fluviale, l'incassamento degli alvei e la formazione di terrazzi alluvionali. Il livello di base dei fiumi doveva essere certamente più alto di quello odierno.

I depositi crioclastici di versante del Vallone Tremonti potrebbero testimoniare, invece, una fase di recrudescenza climatica con scarse precipitazioni e che potrebbe essere riferita alle note fasi aride fredde dello Younger Dryas (12.6 cal ka BP) oppure in alternativa all'evento di rasffreddamento noto come 8.1 cooling Event, registrato a circa 8.0 cal ka BP. Tali eventi di raffreddamento sono documentati anche dai record (palinologici, paleontologici, ecc) della carota C106 del Golfo di Salerno (Buccheri et al, 2002). Contemporaneamente la rapida risalita del livello del mare (prima parte trasgressiva del mare olocenico) si attenua, (rallentando i ritmi di sollevamento), e comincia la tendenza progradazionale della piana del Sele. Contemporaneamente nei settori più depressi della piana di Paestum (che registra soprattutto anche aree umide a tergo dei cordoni dunari), alimentati dalle sorgenti pedemontane, è in atto una importante fase deposizionale di formazioni travertinose. Tale fase sembra arrestarsi a partire da circa 5.000 anni fa, come testimoniano i ritrovamenti eneolitici della Facies del Gaudo direttamente sulla placca di travertino e come sembrano indicare alcune datazioni U/Th, generalmente riferito ad un cambiamento climatico (aridità) che induce una drastica riduzione della vegetazione e di conseguenza una erosione diffusa delle coperture pedologiche.

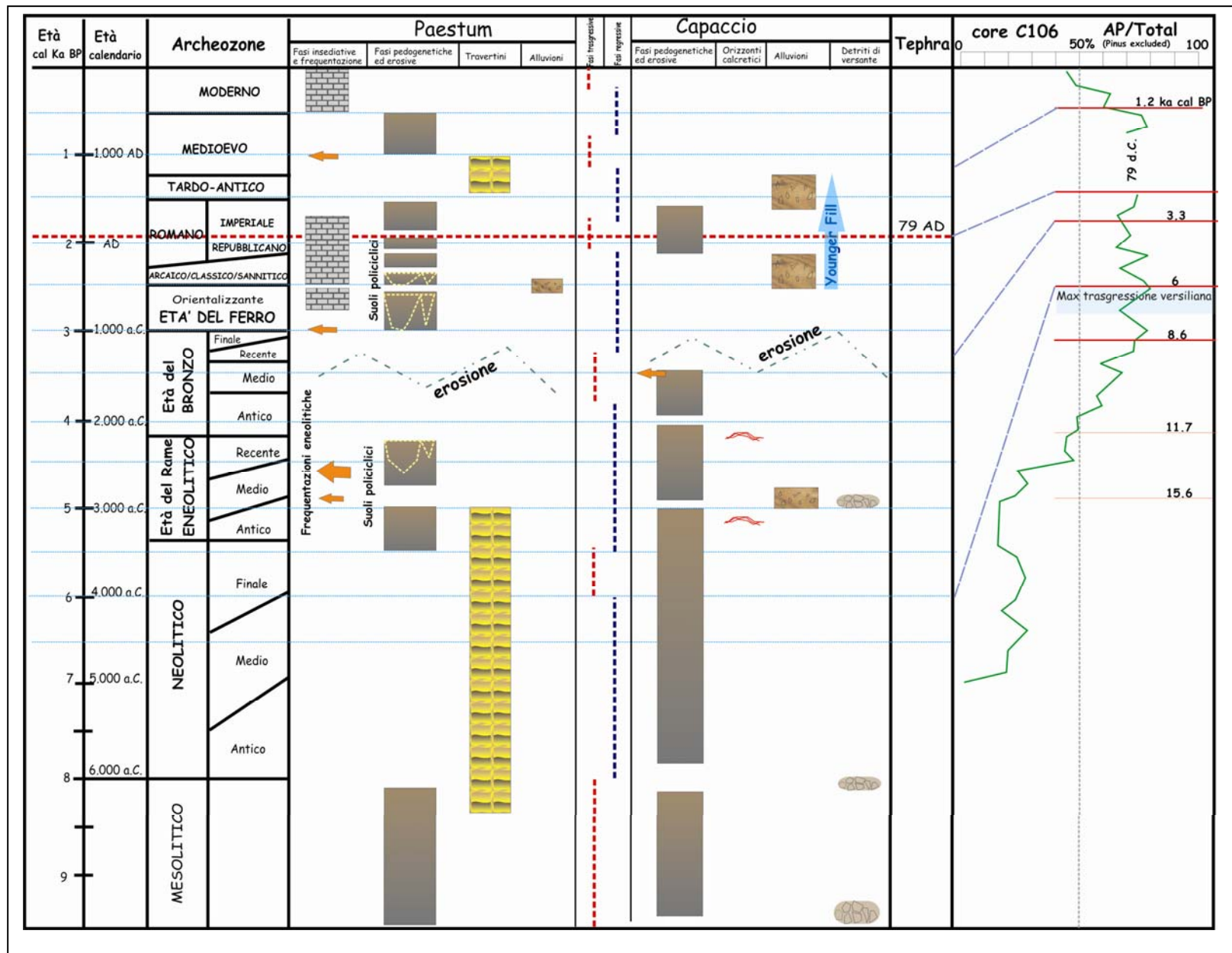


Figura 38:
 sintesi dei dati
 ed eventi
 morfodinamici
 per l'area di
 Capaccio/Paestum

Tale fenomeno è registrato anche in Italia centrale ed in Europa, nonché in altre aree della Campania (questa tesi), dove prende il nome di *Calcareus Tufa Decline* e viene C'è da tenere presente che anche le attività antropiche preistoriche (disboscamenti, incendi, nascita dell'agricoltura, ecc) certamente hanno favorito tale declino. Le placche di travertino si ergono dalla piana con diverse superfici terrazzate, poste a differenti quote (terrazzi di Travertino), e diventano, insieme ai cordoni dunari più antichi (Gromola), un'attrattiva per la scelta insediamentale delle popolazioni eneolitiche e dell'età del Ferro. Per quanto riguarda i settori pedemontani si registra che i suoli del Neolitico ed Eneolitico recano in superficie (solo in qualche caso e generalmente nei versanti esposti a S) orizzonti calcareici che dovrebbero testimoniare un aumento dei processi di evatraspirazione nei suoli, dettati da scarsità di precipitazioni e clima più caldo (crisi di aridità). Tali orizzonti, sfortunatamente non sono ben inquadrati cronologicamente in quanto sono compresi tra il Neolitico medio/finale (circa 6.000 anni fa) e il Protoappenninico B (circa 3500 anni fa). Il record pollinico della carota C106 mostra una scarsa presenza di specie arboree proprio a 6.0 cal Ka BP, come conseguenza di una fase climatica arida e calda. Un'altra fase arida e/o un impatto antropico più forte viene ipotizzata a 3.3 cal Ka BP. Il record geopedostratigrafico dell'età Bronzo è alquanto scarso, il più delle volte mancante a causa di una forte erosione che sembra caratterizzare tutto l'intervallo temporale (4.000-3000 anni fa). I paleosuoli di questo, periodo, quando presenti, sono scarsamente humificati, poco profondi e presentano caratteristiche di suoli policiclici (+++ aggradazione e -- - pedogenesi). Anche gli insediamenti dell'età del Bronzo sono scarsi e generalmente lontani dalla piana alluvionale s.s., posizionandosi a ridosso degli ingressi delle valli fluviali sulla piana (terrazzi alluvionali, fasce pedemontane, valli interne, alture carbonatiche bordiere ecc) e generalmente molto prossimi a sorgenti e corsi d'acqua. Sempre nello stesso periodo si registrano anche la formazione dei cordoni dunari di Laura (tra 5.3 ka BP e 3.5 ka BP, età non calibrate) nonché una intensificarsi della sedimentazione eolica che alimenta il cordone, mentre a tergo di questo (verso monte) si ampliano le aree umide retrodunari.

Le fasi erosive registrate in questo periodo potrebbero aver cancellato l'eventuale record geoarcheologico e/o indotto le comunità del Bronzo ad allontanarsi dai settori che registravano sistemi geomorfici molto attivi.

Solo i primi interventi antropici sistematici avvenuti a partire dall'età del Ferro su questo settore della piana ne regolarizzano le dinamiche geomorfiche in atto.

Gli interventi di pianificazione territoriale (con le aree abitative poste sulle parti più elevate delle placche di travertino, lasciate libere dall'erosione, le aree di necropoli poste sui terrazzi più bassi digradanti verso valle e verso i corsi principali ed aree santuariali su altre emergenze altimetriche in aree separate e distinte) sono fortemente condizionate dalla morfologia articolata delle placche di travertino.

Tali emergenze archeologiche sono sempre delimitate da paleocanali impostati, probabilmente sulle linee di deflusso naturali e da terrazzi degradanti verso valle e verso e i fiumi interpretabili come limiti delle varie fasi di deposizioni dei Travertini di Pontecagnano.

Molto spesso tali sistemi di bonifica (canali, depressioni, ecc) sono andati in crisi più volte nel corso della vita della città di Paestum/Poseidonia. Una cesura nell'organizzazione dell'idrografia superficiale si coglie nel V-IV sec a.C., quando i canali del periodo precedente sono riempiti da materiali alluvionali e si aprono nuove canalizzazioni al di sopra dei riempimenti. A partire da questo momento comincia una graduale e lento riempimento dei settori vallivi e delle fasce di aggradazione pedemontana, che sembra essere durato almeno fino all'epoca altomedievale, con una probabile incisione/terrazzamento in epoca romana (Younger Fill di Vita Finzi, 1966). C'è da ricordare che ciò produce anche una forte progradazione della linea di costa, anche qui con una leggero trend trasgressivo in epoca romana. Circa le cause dei riempimenti sono da ricercare nel cambiamento del regime delle precipitazioni, e nell'aumento del carico solido, probabilmente indotto da scarsità di vegetazione (impatto antropico e/o crisi di aridità). A tal proposito è noto che un periodo piovoso e freddo caratterizza i secoli dal VII al III a.C. e dal V-IX sec d.C. in tutto il bacino del Mediterraneo e che proprio in questi secoli si registra un forte intensificarsi delle azioni dell'uomo (nascita del fenomeno protourbano) che diventa dominante nel condizionare alcuni eventi.

Appena la regimentazione e la manutenzione dei canali viene meno i livelli travertinosi e limosi calcarei invadono le depressioni e gli avvallamenti della piana di Paestum.

A partire da V-VI secolo d.C. ricomincia la sedimentazione travertinoso di sabbie calcaree e di fitoclasti che interessano buona parte dell'area archeologica di Paestum. Tale fenomeno è attestato anche in altre aree della regione Campania (Paestum, Piana Sarno e Piana di Acerra, Telesse, Castel San Vincenzo (IS) (in questa tesi). Tale ripresa è da mettere in relazione, in primo luogo, al malfunzionamento delle opere di drenaggio delle acque superficiali di epoca romana, ma anche ad un aumento delle precipitazioni.

Tali processi di incrostrazione sembrano essere terminati intorno all'XI-XII sec, in coincidenza dell'epoca medioevale, generalmente considerata calda ed arida.

4.2 IL SITO ARCHEOLOGICO DI ELEA-VELIA

Inquadramento geologico-geomorfologico e precedenti conoscenze

L'area archeologica di Elea-Velia è situata a ridosso del promontorio di Velia, proprio dove questo, separa due golfi: uno più pronunciato, ospitato nella valle del F. Alento (a NW) e l'altro meno profondo, ospitato nella valle del torrente Fiumarella a SE (*figura 39*). L'area archeologica comprende sia settori costieri di piana alluvionale, che superfici di raccordo pedemontane con il citato promontorio (Acropoli) e le retrostanti colline, che hanno una quota max di 130 m s.l.m.

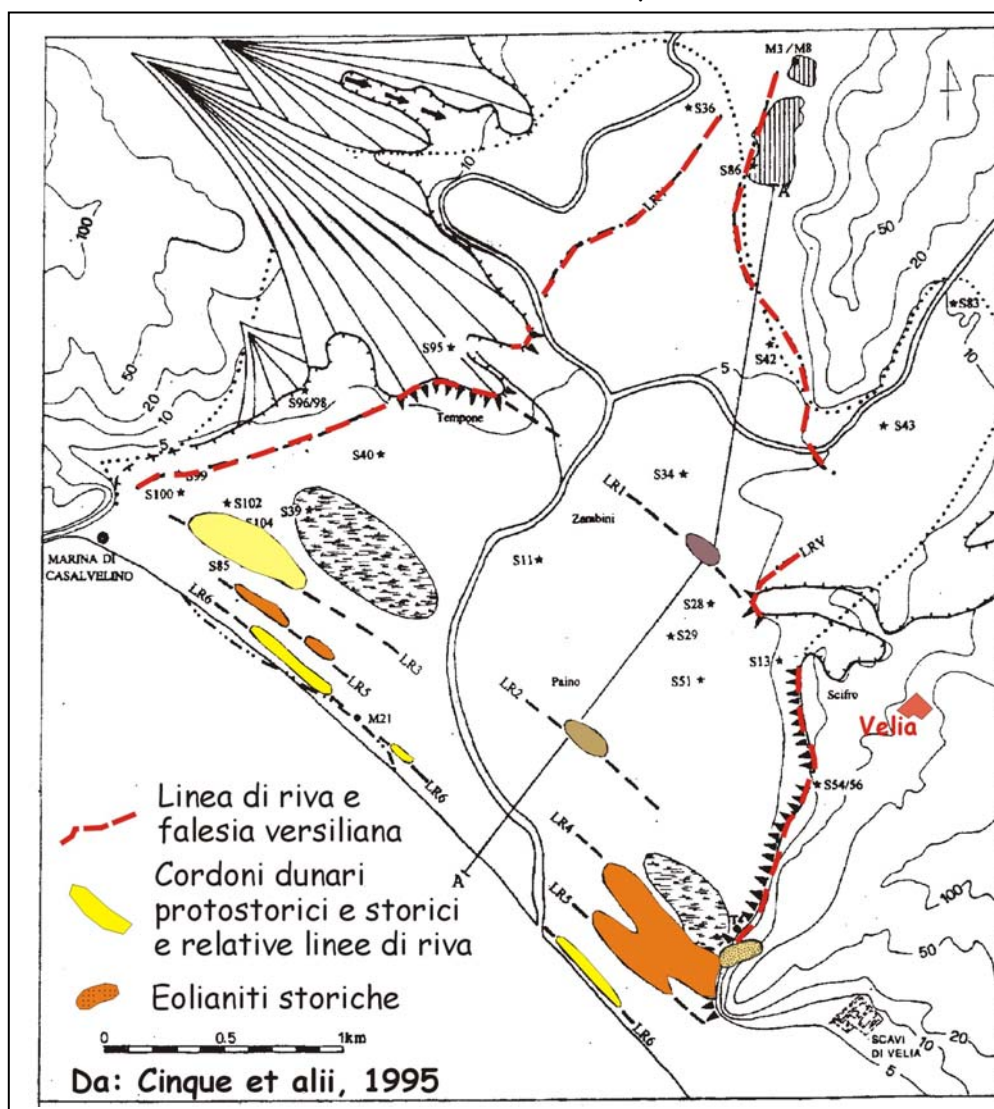


Figura 40: schema geomorfologico della piana dell'Alento con in evidenza l'area archeologica di Elea/Velia

Nell'area di studio affiorano terreni appartenenti alla serie del Flysch del Cilento costituiti prevalentemente da successioni di calcilutiti nerastre, a volte con selce, calcareniti, siltiti, argille ed arenarie (formazione di Ascea o S.Venere di età mesozoica, Ippolito et al, 1973) (*figura 40*). Risultano più diffusi i terreni quaternari, dei quali quelli più antichi sono rappresentati dalla formazione di

Centola, costituiti da conglomerati e sabbie, terrazzate a varie quote e di età pliocenica (secondo Cocco, 1971) e di età Pleistocenica inferiore-media secondo studi più recenti (Brancaccio et al, 1988).

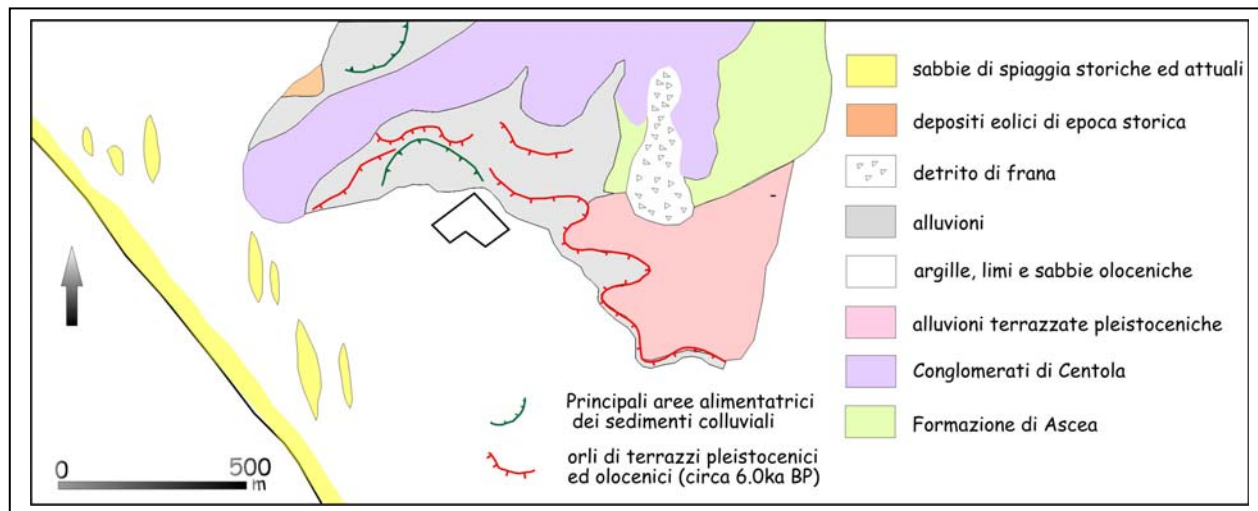


Figura 40: carta geologica schematica dell'area di Velia

Le formazioni sabbioso-conglomeratiche ed argilloso-sabbiose del substrato, che costituiscono le aree di raccordo tra la piccola piana del torrente Fiumarella ed il promontorio di Velia, sono fortemente incise da una serie di corsi d'acqua a regime stagionale, che confluiscono verso le aree di interesse archeologico. Cruente e repentine scariche di sedimenti alluvionali, provenienti da tali valloni, hanno contribuito fortemente alle dinamiche geomorfiche oloceniche, innescando una serie di processi aggradazionali e progradazionali, che hanno contribuito alla formazione della piccola piana del Fiumarella. Tale evoluzione risulta essere in fase con quella che ha interessato la vicina piana dell'Alento (Cinque et al, 1995). Tali processi sono evidenti soprattutto a partire dalla fine della trasgressione versiliana (circa 6.000 anni fa), in quanto la piana è bordata da una ripida paleofalesia visibile intorno alle quote di 10-15 m.s.l.m. (**figura 41**). Tale elemento geomorfologico è inciso dai sopracitati corsi d'acqua effimeri, che hanno costruito ampie conoidi a ventaglio appena a valle della paleofalesia. Tali corpi sono costituiti prevalentemente da materiali sabbiosi ed argillosi, e raramente conglomeratici, derivanti dal disfacimento fisico e chimico delle serie arenacee ed argillose e dai suoi successivi rimaneggiamenti. La formazione di questi corpi sedimentari è stata certamente favorita dai cambiamenti olocenici dei sistemi geomorfici, indotti sia dalle variazioni climatiche che dalle azioni antropiche.

È interessante notare che i processi aggradazionali e progradazionali registrati risultano particolarmente evidenti nel periodo storico, appena le azioni antropiche diventano più intense e più marcate, determinanti.

Proprio allo sbocco del torrente effimero del Frittolo con la piana costiera, i coloni focei nel VI sec. a.C. (540-535 a. C.) fondarono la città di Elea. Va notato che però altre forme di insediamento e/o frequentazioni sporadiche, presistevano

nell'area come attestano i ritrovamenti protostorici sull'acropoli, i numerosi insediamenti che caratterizzano le aree cilentane e soprattutto come ricordano le fonti storiche (Strabone, *i focei si assicurano il possesso di una città della terra Enotria, chiamata Lele*).

Il nome greco Elea (originariamente Hyele o Ele, che secondo Strabone deriverebbe da una vicina sorgente) e quello latino di Velia, hanno una radice comune, che non è troppo diversa dal nome del villaggio anteriore alla colonizzazione.

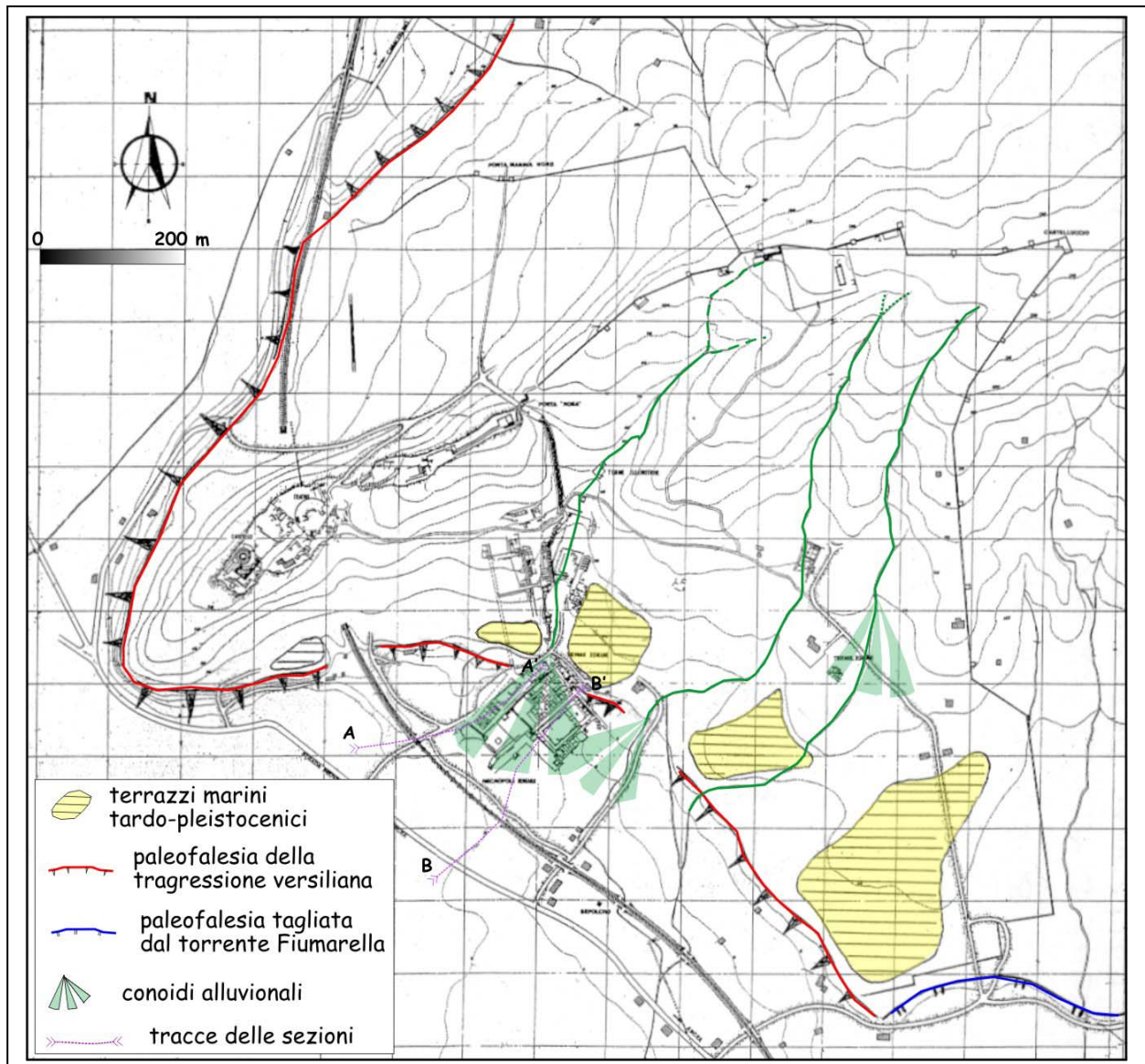


Figura 41: carta geomorfologica schematica dell'area archeologica di Velia

L'area archeologica di Velia rappresenta il sito archeologico che è stato maggiormente studiato attraverso indagini archeologiche e geologiche iniziate già due secoli fa, con le prime ricognizioni di scavo eseguite sul promontorio dell'acropoli. Agli inizi del 1900 gli scavi misero in evidenza le prime strutture murarie, strade e canalizzazioni del quartiere meridionale (Maiuri, 1928), posto a sud del Promontorio. Solo a partire dagli anni 50 tale quartiere venne

scavato con metodi sistematici e gli autori (Napoli, 1966; 1970) ipotizzano la presenza di una prima fase insediamentale nel VI sec a.C e di una nuova Agorà e strutture varie riferite al IV-III sec a.C.; di canalizzazioni dei valloni con opere di contenimento messe in relazione a risistemazioni idrogeologiche connessi agli alluvionamenti e a frane. In particolare Napoli, 1966 e 1970 evidenzia che la costruzione delle strade e delle fortificazioni sarebbero del V-IV secolo a.C. e che numerosi eventi alluvionali e frane interessano il quartiere settentrionale e quello meridionale, nonché una frana ostruisce la Porta Rosa nel III sec a.C., porta ancora in costruzione per consentire il collegamento tra i quartieri N e S della città; nel quartiere meridionale un' alluvione è registrata fino alle mura della Porta Marina sud e soprattutto nella zona dell'agorà. In seguito a questi eventi alluvionali si aggrada il p.c., che viene in parte livellato ed in parte interessato da nuove opere interne alla città (canalizzazioni, mura nuove e canali nuovi). Altre alluvioni sono segnalate per il periodo tra il I sec a.C. ed il II d.C., in piena età adrianea, determinando nuovi rifacimenti e restauri della città. Dal VI al VII d.C. altri eventi alluvionali ed insabbiamenti nella parte bassa della città condurrebbero progressivamente all'abbandono e decadenza di Velia. Solo qualche decennio fa, i nuovi scavi eseguiti nel Quartiere meridionale (Krinzinger, 1994), e le indagini geoarcheologiche di Ortolani et al (2003 *con bibliografia*), hanno messo in luce i resti riferibili al VI sec. a.C (a circa 8 m dal pc attuale e a circa 4-5 da quello del IV sec a.C.) sepolti da depositi alluvionali e da sabbie interpretate come tempestite. Tali autori riconoscono una marcata fase di aggradazione del p.c. e di progradazione della linea di costa, che in quel momento doveva essere situata in prossimità di Porta marina Sud. L'area di ritrovamento è stata anche interessata dall'arrivo di sabbie dovute a tempeste eccezionali, fino a che è stata nuovamente rioccupata dalle opere dell'uomo.

Tali autori riconoscono una serie di unità sedimentarie composte essenzialmente da sabbie marine ed eoliche, sedimenti alluvionali ed argillosi, limi e torbe.

In particolare Ortolani et al (2003), rivelano che le sabbie costituenti i terreni di fondazione dei manufatti arcaici hanno caratteristiche riconducibili a depositi dunari. Le sabbie poggianti sui manufatti arcaici hanno caratteristiche sedimentologiche tipiche di sabbia di tempesta. Inoltre le sabbie ricoprenti i manufatti medievali sono nuovamente dune costiere.

Nuovi contributi

Una revisione critica dei lavori geoarcheologici editi, di alcuni sondaggi geoarcheologici eseguiti dal prof. Ortolani per conto della Soprintendenza, che li ha gentilmente messi a disposizione, e i nuovi dati emersi dalle ultime campagne di scavo archeologico (2004/05) hanno consentito, oltre che di inquadrare meglio cronologicamente le fasi di aggradazione/progradazione di epoca storica della pianura costiera, e quelle che hanno visto il prevalere della sedimentazione

eolico/marina, anche di delineare alcuni aspetti geomorfici pre-fase insediamentale. Tali aspetti vengono messi in risalto attraverso sezioni geoarcheologiche significative profonde circa 20 m dal p.c. di oggi, passanti per i sondaggi e per l'area archeologica (per la traccia delle sezioni vedi figura 41), mentre i dati di scavo in corso sono accorpate in una zoommata d'insieme, che mette in relazione i dati archeostratigrafici degli scavi della necropoli meridionale e delle sezioni affioranti nell'area archeologica con alcune stratigrafie di sondaggi molto prossimi ad esse.

Le evidenze stratigrafiche emerse durante i lavori di Ortolani et al (1991 e 2003) e i recenti scavi della necropoli meridionale indicano chiaramente che la linea di riva del VI sec. a.C. doveva essere ubicata proprio a ridosso dell'insediamento a circa 100 m dalla Porta Marina Sud o a circa 700 m dalla linea di costa attuale.

Quindi 700 m di progradazione in 2500 anni.

Secondo alcuni autori il porto meridionale di Elea era situato subito in prossimità di questa porta. Secondo altri era situato nei pressi del promontorio dell'Acropoli, dovè c'è oggi il parcheggio. Molto probabilmente la prima ipotesi potrebbe essere valida per il periodo Arcaico dell'insediamento (VI-IV sec. a.C.) mentre la seconda essere valida per il periodo ellenistico successivo (Cinque et al, 2004). Tali dislocazioni temporali nella posizione del porto potrebbero essere messe in relazione alla forte aggradazione/progradazione delle aree costiere di questo periodo. Varie fasi alluvionali si sono verificate tra il VI e il IV sec. a.C., determinando la graduale aggradazione del piano campagna di circa 4-5m in tutta l'area archeologica e la costante progradazione della linea di riva di almeno 300 m. Le alluvioni ad opera del vallone Frittolo hanno interessato il sito archeologico anche nei secoli successivi. Una interessante cronologia delle alluvioni sono tutt'ora visibili in una sezione geoarcheologica di Via del Porto (*figura 42*), dove le varie fasi alluvionali sono separate da importanti strutture murarie di ricostruzione dell'assetto urbano, ben collocabili cronologicamente tra il III ed il I sec a.C.; tra la fine del I sec d.C. e la prima parte del III sec d. C. e dopo il III sec d.C. Tali eventi alluvionali hanno permesso una ulteriore aggradazione valutabile intorno a 2-3 m ed una progradazione di alcune centinaia di metri, contribuendo all'interramento e scomparsa del porto della città.

I nuovi dati emersi durante gli scavi della necropoli meridionale hanno permesso di identificare almeno due fasi del prevalere della sedimentazione sabbiosa eolico/marina: una collocata precedentemente le tombe più antiche (I sec a.C) interpretabili come sabbie dunari; ed un'altra immediatamente successiva al I sec d.C. o al 79 d.C (figura 42).

Tra queste due fasi "trasgressive", Elea diventa colonia romana nel III sec a.C., amplia alcuni quartieri meridionali, diventa municipio romano con il nome di Velia nell'88 a.C., ha un'economia basata essenzialmente sui commerci marittimi e la produzione di olio e si caratterizza per la presenza di una nota scuola medico-filosofica fondata da Parmenide e Zenone. In tale intervallo temporale anche gli

eventi piroclastici dell'eruzione del 79 d.C. interessano la città con alcuni cm di pomice millimetriche e ceneri vulcaniche: il riconoscimento del tephra del 79 d.C. (inedito) in numerose sezioni dell'area archeologica apre nuovi scenari per le ricostruzioni della paleotopografica e dell'assetto urbano della città.

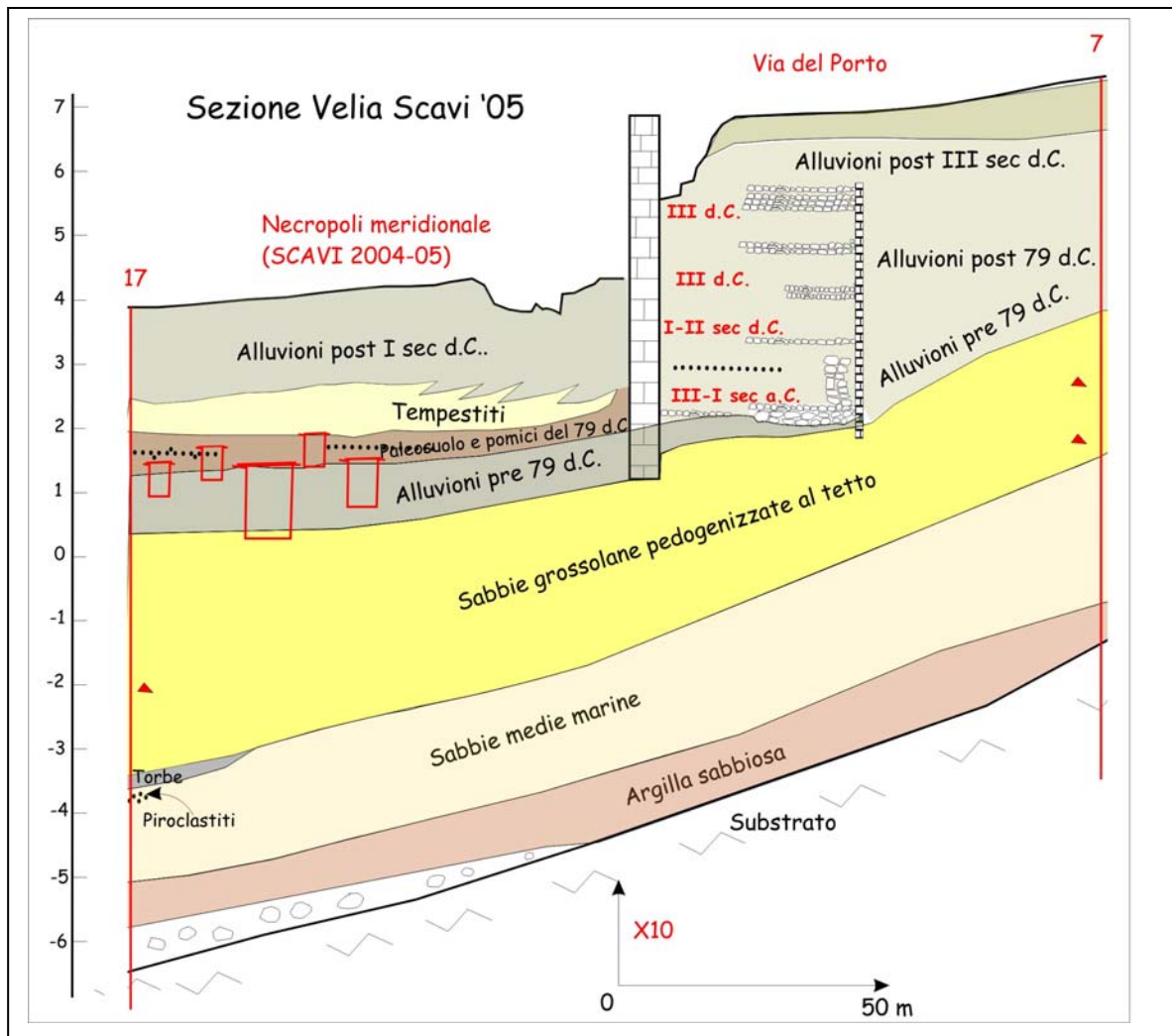


Figura 42: sezione geoarcheologica che mette in mostra le stratigrafie rilevate nell'area della Necropoli (scavi '05) e lungo Via del Porto.

La città comincia ad avere un lento e progressivo declino durante l'età imperiale, probabilmente a causa dei cambiamenti dei traffici marittimi mediterranei, alimentati in larga misura dai crescenti e fiorenti porti dell'Adriatico e dalla costruzione della via Popilia, strada romana in direzione sud passante verso l'interno del Vallo di Diano. Il contemporaneo riempimento e seppellimento del porto di Velia fu certamente un contributo ulteriore al lento declino protrattosi fino al V sec d. C. Nei secoli successivi la piana si presenta abbandonata ed impaludata con un piccolo villaggio situato sulle alture dell'Acropoli, che sembra avere avuto una certa importanza locale almeno fino al MedioEvo, sotto il nome di Castellammare della Bruca.

Le sezioni geoarcheologiche

Per i periodi più antichi dell'epoca storica, i numerosi sondaggi delle aree adiacenti la città di Velia hanno rilevato una alternanza di sabbie grossolane e fini con livelli argillosi nella bassa piana alluvionale costiera adiacente Velia e una alternanza di sabbie grossolane e fini con livelli alluvionali e paleosuoli nella zona di aggradazione pedemontana. Essi hanno inoltre sempre raggiunto il substrato preolocenico permettendo una buona correlazione tra i livelli che hanno permesso di identificare alcune variazioni glacio-eustatiche del livello del mare post-trasgressione versiliana, in un intervallo cronologico che certamente ha visto insediarsi l'uomo in questo territorio¹.

Le sezioni geoarcheologiche AA' (*figura 43*) e BB' (*figura 45*) mostrano i rapporti stratigrafici e le geometrie dei corpi sedimentari riconosciuti nelle sezioni passanti per i sondaggi che dalla bassa piana alluvionale costiera l.s. arrivano fino al piede della paleofalesia versiliana. Le sezioni sono costruite con una elevata esagerazione verticale proprio per mettere meglio in evidenza i risultati e le interpretazioni. Inoltre le sezioni si arricchiscono dei dati di scavo dell'area archeologica di Velia.

Le sezioni mostrano un approfondimento del substrato, in corrispondenza del sondaggio 18, che potrebbe essere messa in relazione ad una paleoncisione antica (wurmiana?) del torrente Frittolo, questa è riempita da sedimenti marini e transizionali durante il tardiglaciale e post glaciale fino alla max risalita versiliana. La presenza di materiali archeologici (non inquadrabili cronologicamente) a profondità di -6/-7 metri sotto il livello del mare attuale induce a pensare ad una frequentazione precedente quella insediamentale dei Focei. I dati sulla risalita del livello del mare olocenico per le aree tirreniche di Alessio et al, 1996, ipotizzano che la quota -7/-6 s.l.m. viene raggiunta non prima di 6.000 anni fa.

Il substrato arenaceo ed argilloso mostra una evoluzione geomorfologica tipica di un pendio in rocce tenere, in rapida recessione per la veloce risalita glacioeustatica post-glaciale che secondo Alessio et al (1996), Lambeck et al (2004 *con bibliografia*), sarebbe terminata a 6.0 ky (trasgressione versiliana). Dopo la tendenza trasgressiva della prima parte dell'Olocene, il tasso di risalita del livello del mare rallenta vistosamente e comincia la tendenza progradazionale della linea di costa che porta alla formazione dell'attuale piana della Fiumarella (la linea di riva odierna si trova a circa 800 metri dalla paleofalesia versiliana).

Questa tendenza viene interrotta solo durante le fasi di high-stand relativo del mare della seconda parte dell'Olocene. attesta la posizione del mare, misurati

¹ Numerosi sondaggi eseguiti dal Prof. Ortolani riportano che nei materiali rielaborati del substrato argilloso sabbiosi posti a diretto contatto con il substrato sono spesso presenti frammenti ceramici, sfortunatamente non inquadrabili temporalmente. Questi sono certamente da riferirsi a precedenti fasi di frequentazione dell'area che predatano la fondazione di Elea/Velia, fasi tra l'altro documentate da ritrovamenti archeologici anche sulla collina dell'Acropoli. Non è da escludere che possano provenire da insediamenti posti a monte della paleofalesia versiliana e siano stati rimaneggiati più a valle. Anche le sabbie giallastre grossolane sono sempre ricche di reperti archeologici, anche questi senza indicazione cronologica, ma ugualmente attesterebbero una elevata concentrazione di movimenti marittimi e commerciali, proprio nelle acque antistanti la città di Velia.

proprio nel settore dell'area archeologica. Queste oscillazioni che caratterizzano la seconda parte della curva glacioeustatica sono probabilmente ben visibili nelle sezioni AA' e BB'. Purtroppo tali oscillazioni positive e negative sono completamente prive di indicazioni cronologiche per quanto riguarda i livelli più antichi dell'insediamento di Velia stesso o addirittura più antichi della più antica segnalazione registrata in questo territorio (che risale al massimo all'età de Bronzo) (come testimoniano i numerosi reperti archeologici riscontrati nei livelli sabbiosi grossolani prossimi al substrato arenaceo argilloso).

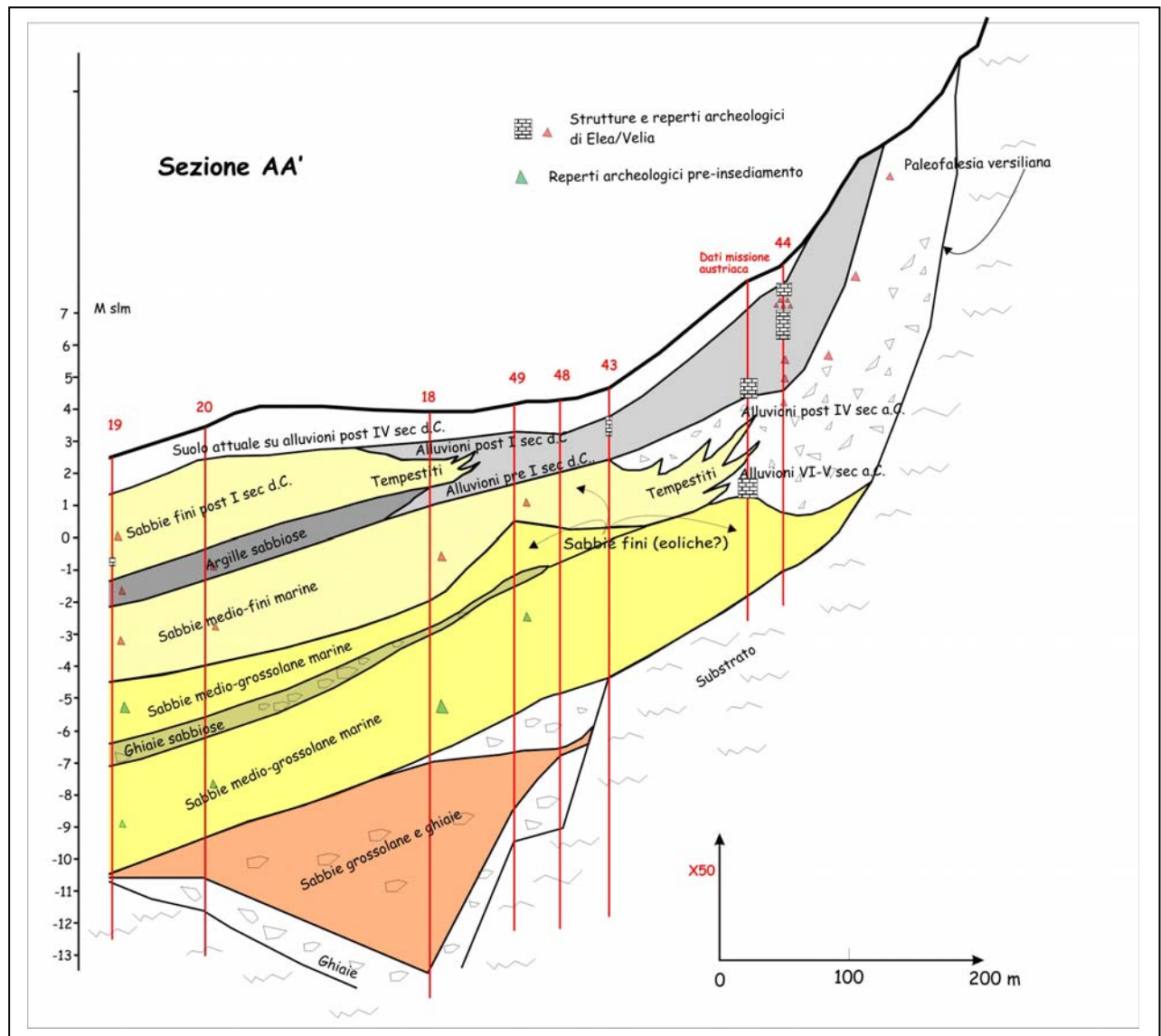


Figura 43: sezione geoarcheologica AA' (per la traccia della sezione vedi figura 41)

Dopo questa fase che potrebbe testimoniare un'occupazione delle aree di "neoformazione post trasgressione versiliana, proprio a ridosso della paleofalesia una variazione eustatica positiva, dell'ordine del metro, porta il mare a trasgredire nuovamente sulle superfici precedentemente frequentate dall'uomo preistorico di Velia, che risultano sepolte da almeno 3 metri di sabbie medio-fini giallastre nella sezione AA' e circa 1 m in quella BB'.

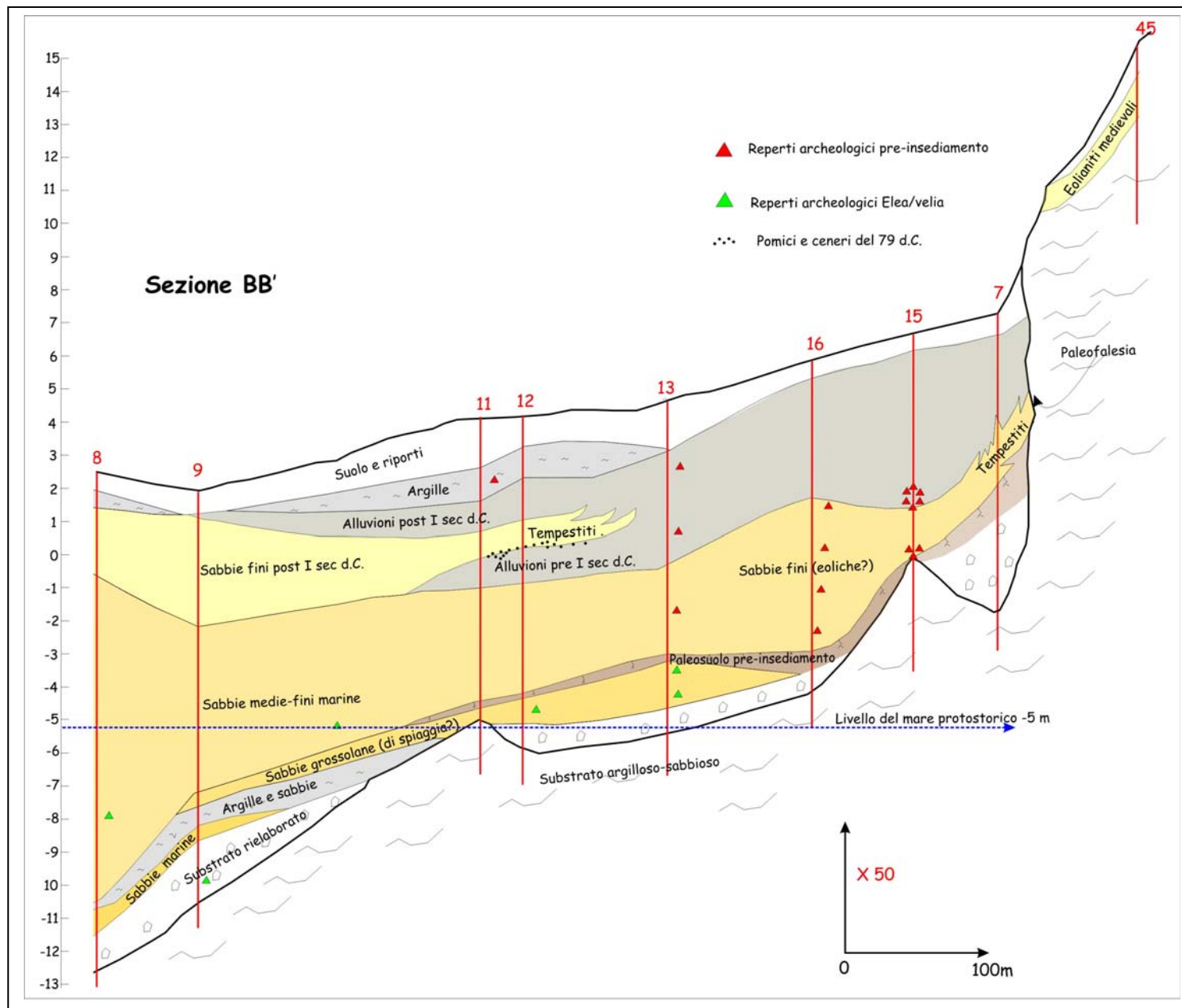


Figura 44: sezione geoarcheologica BB' (per la traccia della sezione vedi figura 41).

All'interno di questa importante fase trasgressiva del mare si riconosce probabilmente una nuova oscillazione negativa che porta alcuni settori precedentemente occupati dalla sedimentazione eolica/marica ad essere interessati da ambienti francamente continentali (paleosuolo nella sezione AA') e da depositi ghiaiosi e sabbiosi (spiagge nella sezione BB').

Mentre è in atto questa fase di alto del livello del mare, sulle sabbie eolico/marine poste alla base della paleofalesia si insediarono i coloni focei a partire dal VI sec a.C. Il paleolivello del mare di questo periodo doveva essere posto a quote intorno - 3 m slm.

A partire da questo momento i settori al piede della falesia iniziano ad essere interessati dai primi apporti francamente alluvionali ben testimoniati da anche nelle precedenti conoscenze. Queste aggradano il piano campagna di circa 4 metri in soli 150 anni, sono sempre interdigitate da sabbie di tempesta e ricoprono le superfici più antiche della città di Elea/Velia, datata al VI-V sec a.C.

I dati palinologici di due sondaggi eseguiti in aree prossime al Torrente Fiumarella, allegati alla relazione geoarcheologica di Ortolani ed eseguiti dalla dott. Russo Ermolli, mostrano un importante cambiamento della vegetazione proprio in coincidenza di alcuni livelli torbosi ubicati ad una profondità di -3 m dal p.c. (approssimativamente la quota del livello del mare al VI sec .a.C.).

I pollini dei livelli torbosi posti a quote inferiori, presentano specie tipiche di piante arboree al 57% ed erbacee al 43%. Tra queste ultime si evince una dominanza di specie di piante acquatiche e di zone umide, mentre sono stati riconosciuti anche molti granuli di *Vitis*.

Ciò potrebbe testimoniare un paesaggio in cui dominano formazioni aperte in cui gli alberi sono ridotti alle sole aree collinari, mentre la presenza delle specie umide testimoniano una falda prossima al p.c., nelle aree più depresse della pianura alluvionale, con ampi specchi lacustri e terreni coltivati, solo localmente, con *Vitis*. Nei livelli torbosi posti a -3 invece si nota una diminuzione drastica delle specie arboree a scapito delle erbacee e di un aumento significativo di *Vitis*.

Risulta evidente invocare un potente impatto antropico, cosa tra l'altro documentata dalle fonti che narrano dello stanziamento di 5.000 coloni focei nell'area del fiume Alento, che fino ad allora aveva visto solo una occupazione sporadica e soprattutto rada sul territorio.

La mancanza di vegetazione potrebbe essere stato il fattore principale della comparsa dei primi livelli francamente alluvionali nell'area archeologica.

C'è da ricordare che i meccanismi scatenanti (le alluvioni l.s.) invece possono essere stati provocati da un aumento delle precipitazioni, cosa tra l'altro documentata per questo periodo. Le alluvioni che hanno interessato l'area archeologica del Quartiere meridionale, sono state generate dal vallone Frittolo, una piccola incisione sul versante, in passato forse alimentato da una piccola sorgente, un torrente effimero e stagionale.

Dopo questa prima fase alluvionale si assiste ad una importante riedificazione e riorganizzazione del territorio di Velia, con l'uomo alle prese con le frequenti alluvioni del vallone Frittolo, che solo momentaneamente riesce a tenere a freno. La sezione di Via del Porto mostra vari interventi di riedificazione e ristrutturazione del p.c, collocabili in tutto il periodo che va dal III a.C fino al IV d.C, eseguiti in seguito a vari eventi alluvionali.

Una nuova oscillazione positiva del livello del mare si registra intorno al I-II sec d.C. con sabbie di tempesta che seppelliscono la necropoli meridionale e le pomici del 79 d.C.

Gli scavi archeologici della necropoli meridionale sono ancora in corso, anche se le prime indicazioni stratigrafiche evidenziano una relativa stabilità di quest'area per tutto il periodo compreso tra I sec a.C. e I sec d.C, dove vi si impiantano varie sepolture.

Queste sono interessate anche dalla deposizione di sottili (3 cm) livelli di pomici biancastre mm del 79 d.c, che dapprima interessate da pedogenesi, bioturbazioni e da scavi di altre sepolture e poi investite da una catastrofica mareggiata e da un potente strato (40 cm) di sabbie medie di tempesta e da numerosi reperti archeologici (discariche, butti, ecc).

Dopo questa fase ingressiva altri eventi alluvionali interessano questo settore con una aggradazione del piano campagna di circa altri 2-3 metri. Tali eventi alluvionali verificatisi a partire dal V secolo e fino al IV d.C. hanno aggradato l'area archeologica di Velia di circa 7-8 metri e contribuito fortemente alla progradazione costiera post versiliana che proprio in questi 7-8 secoli si è accresciuto almeno di 700 metri.

FINESTRA 9

La piana dell'Alento

L'alternanza di importanti fasi di progradazione e trasgressione marina, collocate temporalmente nello stesso periodo di vita dell'insediamento, sono testimoniate anche nella vicina piana alluvionale costiera del Fiume Alento, immediatamente a N del promontorio di Velia (Cinque et al, 1995), e lungo tutto il litorale campano posto a sud di Agropoli (Roskoff et al, 1997), fino a Sapri (Tocaceli, 2003).

La parte terminale del fondovalle ha caratteri di piana costiera e risulta impostata in prevalenza su depositi litorali, eolici e transizionali riferibili alla trasgressione versiliana (*figura 40*).

La paleolina di riva di questa ingressione (LRV) non appare marcata da forti evidenze geomorfologiche: il suo andamento è ben visibile dalla carta di Cinque et al, 1995.

Questa porta alla formazione di un golfo a ria. Essa può essere riferita alla prima fase della risalita eustatica post-glaciale e deve essere perdurato fin tanto che i ritmi di sollevamento del livello del mare si sono tenuti abbastanza veloci da indurre un prevalere della sommersione sulla capacità costruttiva degli apporti fluviali (Cinque et al, 1995). Questi ultimi sono stati certamente influenzati dallo sviluppo di ampie aree vegetate supportate da spessi suoli che hanno ostacolato la produzione e quindi il trasporto dei materiali verso il mare.

Sulla carta geomorfologica, si sono evidenziate le tappe della progradazione costiera che hanno seguito la massima ingressione versiliana ed indicate le età relative. Il seguente periodo, nel quale prevale la progradazione della costa, segna un invertirsi di questo rapporto e può essere messa in relazione con la parte finale della curva glacio-eustatica olocenica la quale è caratterizzata da un progressivo rallentare dei ritmi di risalita e da successive fluttuazioni minori intorno allo zero attuale. La maggiore disponibilità di sedimenti disponibili al trasporto responsabile dei processi progradazionali potrebbero anche essere stati favoriti da importanti azioni antropiche (primi disboscamenti, incendi e nascita dell'agricoltura) ed alimentate anche da importanti periodi di cambiamenti dei sistemi geomorfici.

Comunque nella piana dell'Alento non si riconoscono importanti fasi di progradazione collocabili cronologicamente tra il periodo della max ingressione versiliana ed il cordone dunare LR1 datato a circa 2600 anni fa, quindi più o meno coevo dei livelli sabbiosi eolico/marini della fondazione di Elea-Velia. Una importante fase progradazionale è evidente nel periodo successivo con la messa in posto dei cordoni LR2 ed LR3. Circa l'età di questi cordoni c'è da dire che LR2 non può essere considerato più giovane del I-II sec d.C e mentre LR3 non più giovane del II sec a.C. Ciò testimonia che la progradazione dal periodo di 2.6000 anni fa e fino al II sec d.C. è stata di circa 1 Km.

Dopo una fase di regressione marina, testimoniata anche per l'area di Velia, si riconosce una nuova linea di riva LR4, costituita dall'ampio cordone dunare di Pantano, addossato al promontorio di Velia nel suo lato rivolto a N. Questa viene generalmente riferita al Medioevo e intorno al XI sec riporta la linea di riva in prossimità della posizione occupata precedentemente, causando vasti impaludamenti sulla retrostante pianura. A queste sono associate sabbie eoliche anche sui versanti, come sabbie medievali.

Una ulteriore progradazione post medievale della linea di costa, non più vecchia di 730 BP, ha fatto perdere alla collina di Velia la funzione di promontorio.

FINESTRA 10:

Il litorale di Agropoli e quello di Sapri

Anche lungo il litorale di Agropoli, pochi km più a Nord della piana dell'Alento, Roskoff et al (1997) sottolineano importanti fasi di deposizione eolica ed identificano alcune variazioni della linea di costa ben inquadrati cronologicamente in base alle evidenze archeologiche ed al riconoscimento del tephra del 79 d.C.

Roskoff et al (1997) posizionano la linea di costa della max ingressione versiliana fino a circa 300 m all'interno dalla costa attuale, ed identificano una importante fase di deposizione di sabbie eoliche di poco prima di 3.000 anni fa, in alcuni scavi archeologici lungo il litorale di S. Marco di Agropoli.

Tale fase di deposizione eolica sembra terminata durante il primo millennio come dimostrano le numerose evidenze di frequentazione protostorica, lucana e romana. Inoltre sembra che durante tutto la prima parte del primo millennio a.C., ci sia una sostanziale stabilità, e che il litorale di Agropoli non sia stato interessato da importanti fenomeni di aggradazione fluviale e/o eolica.

Le più antiche strutture (I sec a. C.) poggiano direttamente su tali depositi eolici, i quali formavano un piccolo alto morfologico sul resto della piana molto vicino al mare, e costituivano un esteso cordone dunare, oramai inattivo e disseccato.

Un'altra fase eolica precede la seconda fase di frequentazione datata alla fine del I sec a.C- inizio I sec d.C.

Questa fase eolica sembra essere accompagnata anche da una fase di avanzata del livello del mare, durante la prima metà del I sec d.C., che si stabilizza circa 50 metri più all'interno.

Con la deposizione di terreni in facies di spiaggia e palustre che seppelliscono le strutture della prima fase di frequentazione si determina anche l'abbandono dell'area da parte della seconda frequentazione.

Alcuni livelli sabbiosi risultano essere caratterizzati da strutture di liquefazione, proprio qualche momento prima dell'eruzione del 79 d.C. (sisma del 62 d.C, liquefazione da carico o da tempeste marine?).

La ripresa della frequentazione sembra essere avvenuta qualche anno prima del 79 d.c. in quanto questa sigilla colluvi antropizzati.

Tra l'inizio e la fine del III sec d.C. il mare trasgredisce nuovamente presentando facies di battigia fino a 2,50 m s.lm. suggerendo un livello del mare + alto di quello di oggi.

E se fosse una mareggiata come a Velia?

Gli autori inoltre segnalano uno o più episodi torrentizi che si sarebbero verificati a partire dal IV-V sec d.C.

Lungo il litorale di Sapri, invece Toccaceli, 2003, riconosce delle fasi di attività delle conoidi fluvio-torrentizie responsabili delle alluvioni che hanno sepolto il piano campagna medievale e quello romano, provocando anche una forte progradazione della linea di costa almeno a partire dall'epoca romana. Le conoide riconosciute da Toccaceli, 2003 si sono generate dalla sovrapposizione di diversi corpi alluvionali fluvio-torrentizi. In particolare si registra che:

- nel V-VII sec d.C. si depositano 3-4 metri di alluvioni;
- fasi eoliche e pedogenetiche interessano queste alluvioni in un momento successivo.
- nel XVI-XIX ancora alluvioni con numerosi reperti di epoca medievale che sono anche testimoniate dalle fonti storiche.

Evoluzione geoambientale dell'area archeologica di Velia

La sintesi dei dati è sintetizzata nello schema degli eventi morfodinamici di *figura 45* ed è messa in relazione alla curva di risalita del livello del mare olocenico di Alessio et al, (1996) per poter meglio valutare il ruolo giocato dalle variazioni glacio-eustatiche. La storia geoambientale dell'area archeologica di Velia viene qui di seguito enunciata.

Il VI sec a. C. e i millenni precedenti: il quartiere meridionale viene realizzato in una zona costiera in cui il substrato è rappresentato da sedimenti di duna e di spiaggia emersa, proprio a valle di una ripida falesia (max ingressione versiliana), allo sbocco di un corso d'acqua effimero, il vallone Frittolo, alimentato nel passato da alcune sorgenti, con una linea di riva che era attestata all'incirca all'altezza della odierna ferrovia oppure, come pare da alcuni sondaggi, esistere una laguna interna che lambiva Porta Marina.

La scelta del sito fu certamente influenzata da aspetti socio-politici ed economici e considerata idonea per la presenza di risorse naturali abbondanti (suoli, acqua, e materiali da costruzione) e l'assenza di rischi ambientali non controllabili.

La mancanza di livelli alluvionali significativi precedenti le più antiche tracce di insediamento potrebbero indicare che hanno prevalso le azioni del mare (sedimentazione ed erosione) sulle dinamiche francamente continentali.

Si può ipotizzare che una fiorente vegetazione supportata da suoli ben sviluppati abbia caratterizzato gli ampi terrazzi posizionati al di sopra della falesia della max trasgressione versiliana, inibendo l'erosione ed il trasporto dei materiali.

Solo le prime azioni antropiche significative datate appunto al VI sec a. C., (stanziamento di circa 5.000 coloni focei, con relativo impatto sulla vegetazione) hanno modificato drammaticamente le dinamiche geomorfiche in atto, innescando grandi aggradazioni del piano campagna (alluvioni e depositi eolici) e progradazioni ettometriche della linea di costa.

Tali cambiamenti sono ben visibili non solo nell'area archeologica di Velia ma anche nella vicina piana alluvionale costiera dell'Alento e lungo il corso del torrente Fiumarella, a sud dell'area archeologica, dove questo taglia una imponente serie di depositi alluvionali (circa 5-6 metri) contenenti reperti archeologici non più antichi del V-IV sec a.C.

Tali fenomeni sono comuni a moltissime piane costiere del bacino del Mediterraneo, dove i processi aggradazionali e progradazionali sembrano essere stati più spinti proprio in coincidenza di importanti impatti antropici su scala territoriale (Younger Fill, di Vita Finzi, 1969). Altri invece invocano importanti cambiamenti del regime delle precipitazioni, divenute intorno al VII-V sec a.C copiose ed insistenti (nota in bibliografia come Età del Ferro fredda e piovosa).

A me piace sottolineare che questo scenario ambientale è rimasto invariato e si è mantenuto all'equilibrio per tanti millenni nel corso dell'Olocene preistorico e protostorico. La soglia geomorfica viene superata proprio quando una crisi piovosa

(o semplicemente poche piogge mal distribuite durante le stagioni, soprattutto eventi eccezionali dopo lunghe stagioni secche) investe un piccolo bacino idrografico scarsamente vegetato e con evidenti connotazioni antropiche.

Le condizioni d'equilibrio non vengono più ristabilite per tutto il periodo di massimo impatto degli abitanti di Velia (cioè dal VI sec.a.C. fino al V sec d.C. ed anche nei secoli successivi, fino all'VIII sec d.C.) con la soglia geomorfica che viene superata ogni qualvolta cambia una delle variabili indipendenti del sistema (+ piovosità). Le condizioni di equilibrio si ristabiliscono solo dopo che l'area archeologica viene abbandonata. I marcati cambiamenti dei sistemi geomorfici, identificati nelle altre aree oggetto di studio di questa tesi, nei periodi precedenti l'insediamento di Velia, non sono stati registrati o cancellati dal prevalere dell'azione del mare.

V-IV- sec a.C.: come già accennato precedentemente tutta l'area compresa tra la piana dell'Alento e il Torrente Fiumarella, compresa l'area urbana del quartiere meridionale, è interessata in circa 130 anni dalla deposizione di circa 4 metri di sedimenti alluvionali.

Nell'area archeologica meridionale tali depositi alluvionali sono legati all'attivarsi della conoide del Frittolo e di altre incisioni sui versanti proprio a valle della paleofalesia versiliana. Nella fase iniziale del periodo l'area urbana è stata anche interessata da violente mareggiate che hanno determinato l'accumulo di sabbie grossolane di tempesta al di sopra dei manufatti arcaici del Quartiere meridionale, che fu abbandonato (Krinzinger, 1994)

IV sec. a.C-V sec d.C.: all'inizio di questo periodo venne ricostruita una nuova città nel quartiere meridionale che nonostante gli ingenti e ripetuti interventi antropici fu sempre interessata da frequenti alluvionamenti ed insabbiamenti.

V-VIII sec d.C.: alla fine del V sec d.C. il quartiere meridionale e tutte le zone pianeggianti furono interessate da considerevoli apporti alluvionali che in circa 100-150 anni hanno determinato una ulteriore aggradazione del p.c. di 4-5 metri ed il ricoprimento di tutte le strutture archeologiche esistenti.

XI-XIV sec d.C.: si accumulano, sui manufatti bizantini del quartiere settentrionale, e come riscontrato in alcuni sondaggi a monte dell'area archeologica meridionale, le sabbie eoliche. Queste sono riconosciute anche da Cinque et al (1995) nella piana dell'Alento e possono essere riferite alla nota crisi climatica caldo-arida che caratterizza il medioevo mediterraneo.

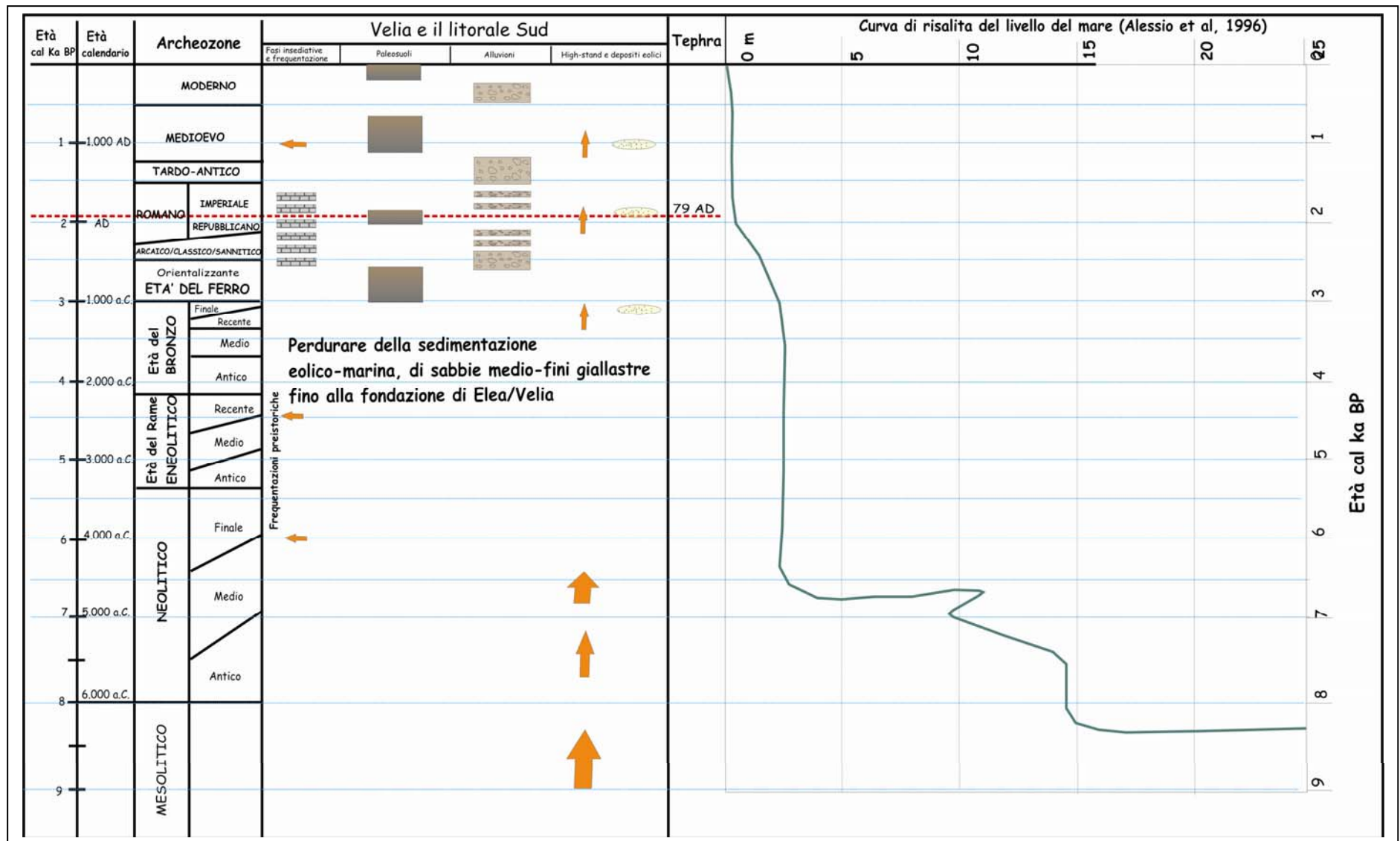


Figura 45: schema sintetico degli eventi morfodinamici riconosciuti nell'area velina e la curva di risalita del livello del mare olocenico di Alessio et al (1996)

4.3 LA PIANA CAMPANA

Breve inquadramento geologico e geomorfologico

La Piana Campana è la più vasta e topograficamente meno articolata delle piane costiere della Campania. Costituisce una grande depressione strutturale (*graben campano*) che si è imposta lungo la fascia tirrenica della catena sud-appenninica in seguito alle fasi tettoniche del Pleistocene inferiore (Ippolito, 1973; Ortolani & Pagliuca, 1988, Cinque et al, 1987) che hanno ribassato di alcune migliaia di metri le unità meso-cenozoiche dell'Appennino Campano.

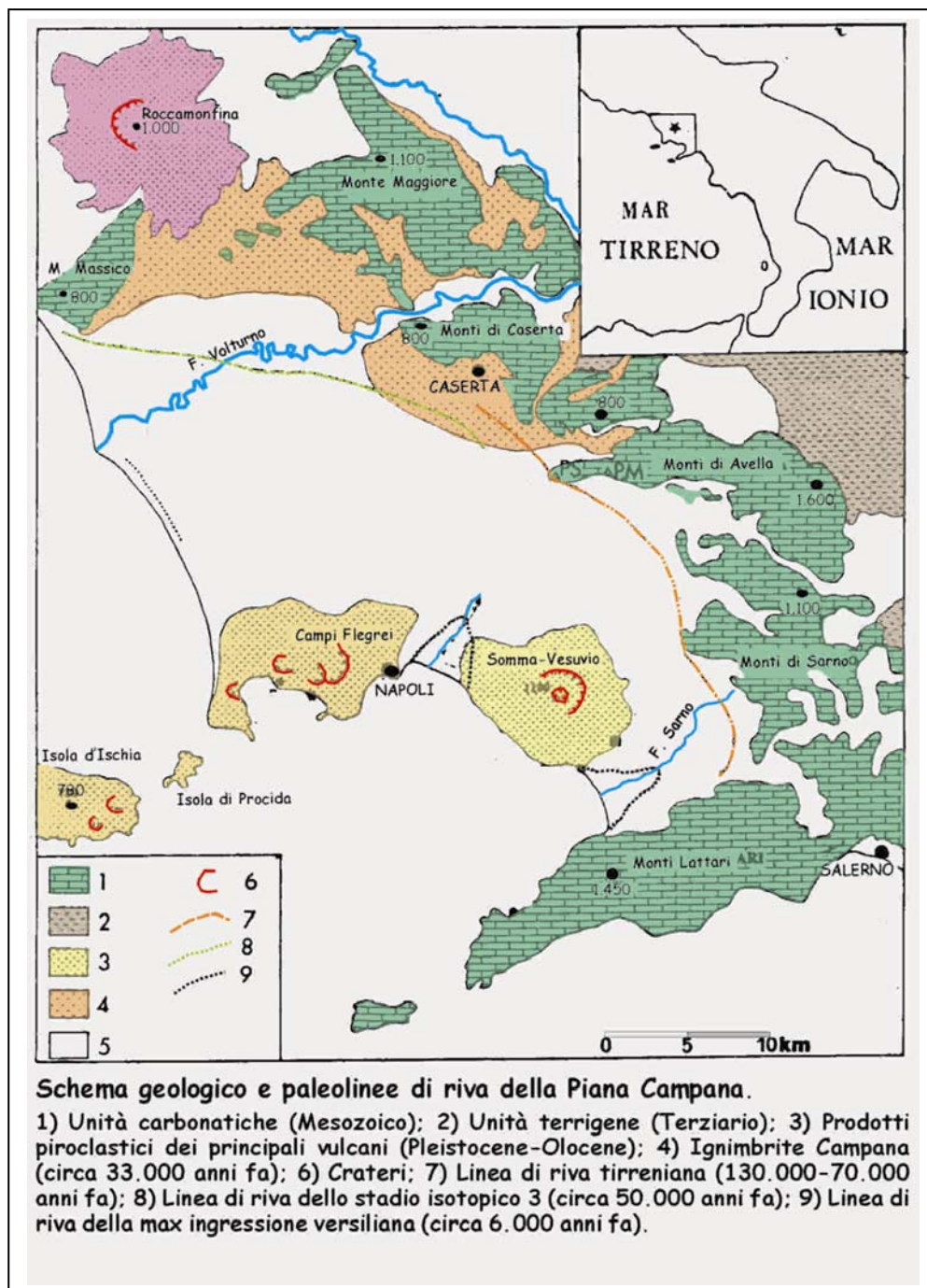


Figura 46: schema geologico e paleolinee di riva quaternarie della piana Campana (da Cinque et al, 1991, ridisegnato)

Ha una pianta a rettangolo molto allungato e si sviluppa in direzione appenninica per circa 150 km (*figura 46*). Particolarmente rettilinei risultano i suoi bordi interni, determinati dalle faglie dirette che innalzano al suo contorno i massicci calcarei mesozoici del M. Massico a NW, di Avella e di Sarno a NE e dei Monti Lattari a SE. Da indagini geofisiche (Fedi & Rapolla, 1988, con bibliografia) e da dati stratigrafico-strutturali (Aprile & Ortolani, 1979) il substrato carbonatico appare dislocato, al disotto del riempimento quaternario, a profondità variabili, con un massimo relativo di 2.000 metri (nell'area del Somma Vesuvio e della piana del Sarno) ed un massimo assoluto di 5 km nell'area flegrea.

I depositi che costituiscono il riempimento sono rappresentati dai prodotti eruttivi legati agli apparati vulcanici ora sepolti sotto la piana e da materiali piroclastici rimaneggiati e risedimentati in ambienti fluviali, palustri/lagunari e marini. Il margine verso mare ha un andamento reso variabile dalla cuspidata deltizia del Volturno ed in maniera più marcata dagli edifici vulcanici costieri dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio. Proprio la presenza di questi rilievi consente di distinguere, all'interno della strutturalmente unitaria Piana Campana, due settori geomorfologici: la pianura alluvionale costiera del F. Volturno a N e quella dei fiumi Sarno e Clanio a Sud. Tale divisione fisiografica è tuttavia relativamente recente, in quanto gli edifici vulcanici napoletani sono apparsi solo nel tardoquaternario (Ischia da circa 150.000 anni, Campi Flegrei da circa 50.000 anni?, Vesuvio da circa 25.000 anni). Inoltre all'interno delle piane sono spesso presenti sia depressioni vulcano-tettoniche (zona Mondragone-Carinola) sia paleomorfologie di vecchi edifici lavici (Pompei, Striano, S. Valentino Torio, San Marzano sul Sarno) che certamente hanno condizionato l'andamento dei fiumi Volturno, Sarno, Clanio. In particolare quest'ultimo ha subito importanti modifiche del proprio tracciato durante l'Olocene migrando vistosamente verso N a causa dei continui apporti piroclastici vesuviani e soprattutto a causa degli eventi vulcano-tettonici che hanno interessato i Campi Flegrei.

La Piana Campana risulta essere profonda sino a 4.500 sotto il l.m. e si è impostata durante un non meglio precisato momento del Pleistocene inferiore ed ha conosciuto nel corso del Quaternario una prevalente tendenza alla subsidenza. La subsidenza è continuata per tutto il Pleistocene, e per la piana del Sarno anche durante l'Olocene con ritmi di 1,5-2 mm/anno; inoltre è stata ben compensata da elevati ritmi di sedimentazione, garantiti sia dagli apporti clastici dei principali fiumi e dei corsi d'acqua in approfondimento sul retrostante appennino, sia dalle vulcaniti emesse dagli apparati antichi dei vulcani napoletani (oggi sepolti sotto la piana) e dai loro moderni edifici.

4.3.1 L'AREA DEL FIUME SARNO

La piana del fiume Sarno è ubicata tra il versante sud-orientale del complesso vulcanico del Somma/Vesuvio e le fasce di aggradazione pedemontana dei Monti di Sarno ad Est e dei Monti Lattari a sud. Essa risulta dal riempimento sedimentario di una vasta zona subsidente costiera (il cosiddetto graben della Piana Campana) con un substrato prequaternario che, da dati geofisici e di sottosuolo, si approfondisce con un complesso stile a gradinate di faglia diversamente orientate fino ad un massimo di duemila metri circa sotto il livello della pianura (Cinque, 1991). Il riempimento quaternario risulta essere costituito (Pozzo Trecase 1) dal basso verso l'alto da sedimenti continentali da circa 1700 m fino a circa 1300 m, da vulcaniti subacquee (da riferire ad un antenato del Somma completamente sepolto sotto la piana) intercalate a sedimenti marini fino a circa 180m ed infine da vulcaniti subaree ascrivibili alle attività del Somma/Vesuvio e dei Campi Flegrei.

Alla fine del LGM e forse fino a circa 14.0/15.0 ka BP, la linea di costa si trovava una decina di km più a largo ed a circa 120 m più in basso di quella odierna. In seguito all'abbassamento eustatico dell'ultimo LGM ed alla forte aggradazione vulcanoclastica la linea di costa subisce una decisa progradazione. La carenza di sondaggi abbastanza profondi e ben descritti sulla bassa piana del Sarno non consente di precisare con attendibilità la posizione raggiunta dalla costa nel corso del

LGM, ma si può ragionevolmente ipotizzare che essa fosse posta più a largo di quella odierna (Cinque, 1991). Nel Golfo di Castellammare l'orlo della piattaforma continentale, generalmente assunto come indicatore del LGM, si svolge intorno a -120 m e decorre una decina di km al largo della costa attuale (Cinque, 1991). Fra gli eventi morfogenetici occorsi durante l'LGM troviamo la crescita di ampi conoidi di deiezione allo sbocco sulla piana dei torrenti dissecanti i Monti Lattari e i Monti di Sarno (*figura 47*). Il loro inquadramento cronologico è facilitato dalla presenza di spesse intercalazioni piroclastiche (IC, Eruzione di Sarno, ecc).

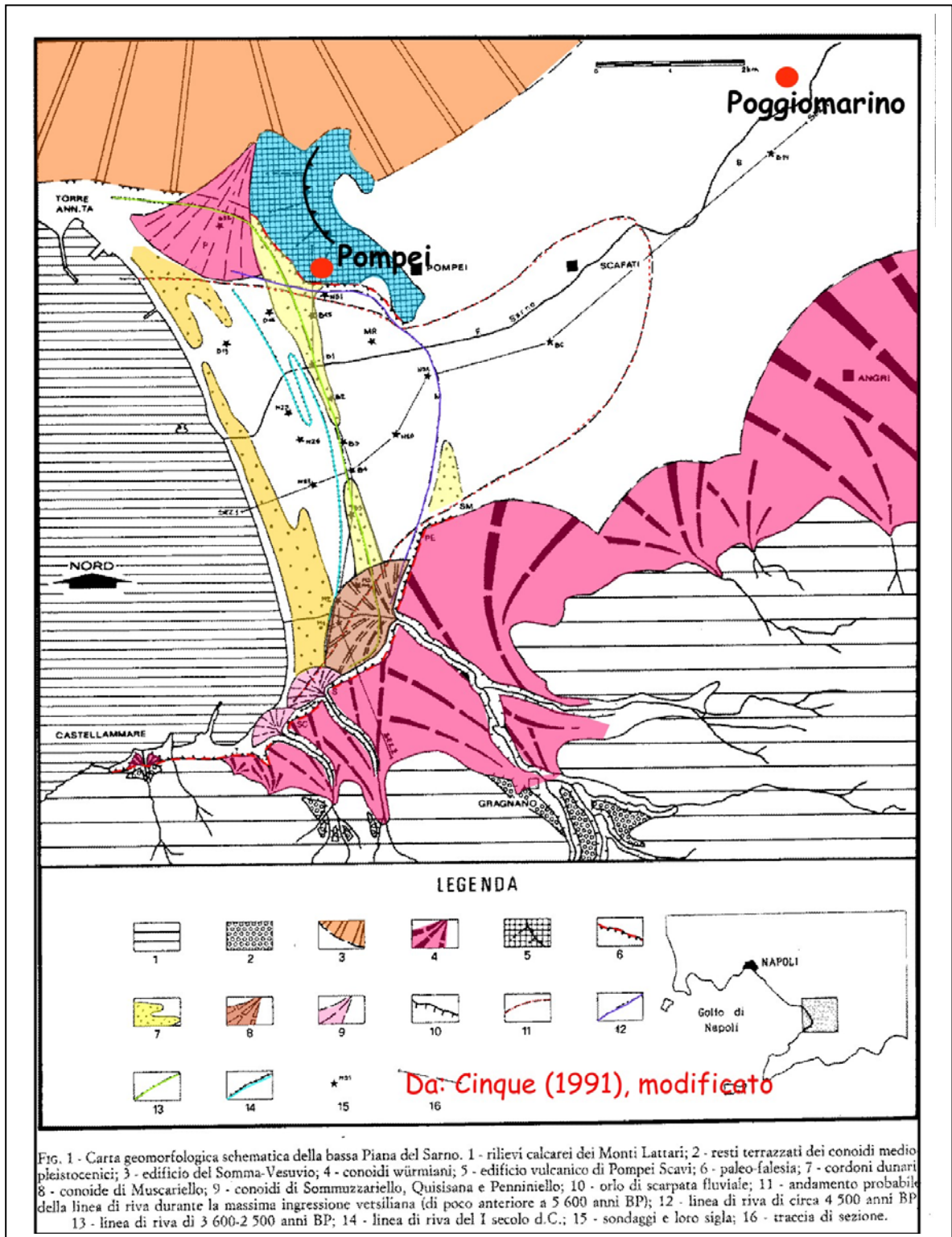


Figura 47: carta geologica schematica della bassa piana del Sarno

Nell'ambito dei complessi di deiezione generalmente si nota (e vale per quasi tutti i territori della Campania) che la crescita delle conoidi è polifasica, con le varie fasi separate da periodi di reincisione. Oltre alle fasi di crescita pretirreniane (prive di importanti contributi vulcanoclastici e conservata solo a tratti nelle zone apicali) se ne riconosce una precedente l'IC che può essere riferita (all'OIS4?) ai primi picchi freddi del Wurm ed un'altra, che ricopre invece l'IC, più ricca di matrice e di intercalazioni piroclastiche del Somma e dei Campi flegrei che può essere riferita all'ultimo massimo glaciale. Questa si presenta notevolmente reincisa dai torrenti che solcano i versanti; in tali reincisioni si incastrano a quote più basse un'altra generazione di conoidi (da ricordare che ciascuna generazione di conoidi è probabilmente polifasica) che generalmente è di età olocenica in quanto rimaneggia i prodotti delle eruzioni flegree di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP) e quelle vesuviane di Mercato (8.0 ka BP) ed Avellino (3.7 ka BP).

La base dei conoidi più antichi è sepolta generalmente dalle più recenti fasi di aggradazione della pianura, alimentate soprattutto da apporti piroclastici. Nella zona di Gragnano Castellammare e lungo il primo tratto della penisola sorrentina (alla base dei monti Lattari), invece i conoidi dell'ultimo massimo glaciale sono tagliati alla base da una paleofalesia alta fino ad una quarantina di metri che delimita in superficie la massima estensione della trasgressione versiliana (*figura 47*).

Altro elemento caratterizzante l'odierna morfologia della piana del Sarno è la quasi completa¹ planarità ed il suo basso gradiente longitudinale (alla base dei rilievi più interni, posti a circa 15 km dalla costa, le quote sono di una ventina di metri appena). Ciò è da imputare al protrarsi della subsidenza fino in tempi storici (circa 4 metri di abbassamento dal 79 d.C ad oggi) ed in parte dal fatto che il fiume Sarno nasce da grosse sorgenti carsiche site al margine interno della piana, il che lo rende un fiume di risorgiva privo di significativo carico solido. Anche il tributario più importante, la Solofrana, che ha un bacino imbrifero ampio nei Monti Picentini, ha modo di abbandonare il suo carico solido nelle piatte ed ampie depressioni intramontane di Montoro e Castel S. Giorgio, incontrate prima di confluire nel Sarno (Cinque, 1991).

La carta geomorfologica schematica della bassa piana del Sarno di *figura 47*, mette in evidenza alcune delle tappe fondamentali dell'evoluzione olocenica a partire dalla massima trasgressione versiliana.

Alla fine del LGM e forse fino a circa 15-14 ka BP la linea di costa si trovava una decina di km più a largo e circa 120 metri più in basso di quella odierna. Oramai inattivo il Vulcano-Pompei e cessate le fasi di deiezione torrentizia, che durante gli apici freddi del LGM avevano tenuto in prevalente aggradazione il settore stabiano e pompeiano della piana, il Sarno taglia una modesta valle (profonda tra 20 e 30 m, all'altezza della costa attuale) entro la pianura pleistocenica. Questo evento avviene quando il mare è già in risalita, pur tenendosi più basso dell'odierno livello di una decina di metri. Questa incisione tardo-wurmiana viene invasa da ambienti transizionali e marini litorali, e rapidamente colmata, durante gli ultimi millenni della fase di veloce risalita eustatica versiliana. Nel tratto di Castellammare-Gragnano il mare trasgressivo della prima parte dell'Olocene (caratterizzato da elevati ritmi di sollevamento) modella la già citata paleofalesia, che ha un andamento planimetrico articolato, che ne denuncia una genesi polifasica avvenuta attraverso diversi stadi evolutivi (Cinque, 1991). Le parti via via più esterne di questa falesia sono state rese fossili in tempi via via più recenti col progredire del fronte della piana costiera avvenuto nella seconda metà dell'Olocene. I tratti di falesia rimasti più a lungo a contatto con il mare hanno subito maggiore arretramento ed hanno assunto profili planimetrici concavi verso mare che, ripetendosi più volte lungo il tracciato della scarpata, evidenziano i vari momenti di stasi della progredizione costiera. Al piede della falesia infatti, soprattutto nel settore stabiano, sono presenti ampi talus colluvionali e piroclastici e di depressi conoidi di deiezione, anch'essi dominati da materiali vulcanoclastici e soli pochi episodi con scarsi contenuti detritici carbonatici. Il più ampio e spesso

¹ Fanno eccezione gli alti topografici su cui sorgono gli abitati di Striano, S.Valentino, S.Marzano e Vulcano/Pompei di Cinque&Irollo, 2004. Tali alti sono interpretati come residui di vecchi apparati vulcanici che hanno la base sepolta da metri e metri di vulcanoclastici e solo una piccola emergenza sulla piana (vedi oltre).

di questi conoidi è quello di Muscariello, che ha un raggio di circa 1,5 km e l'apice nel fosso di Gragnano a quota 28 m circa (Cinque, 1991). Altri minori conoidi sono quelli di Sommuazzariello e quello su cui sorge il centro medievale di Castellammare. Anche sull'opposto margine laterale della piana, ovvero alla base del piedimonte vesuviano, si osserva una paleofalesia che si addentra nella pianura per alcuni km. Essa è mascherata da depositi vulcanici ed alluvionali posteriori al suo modellamento nella zona di Torre Annunziata (Cinque & Russo, 1986) e diviene più marcata intorno alla collina su cui sorge l'antica città di Pompei. Recentemente Cinque e Irollo, 2004 hanno chiarito la genesi del rilievo pompeiano riferendolo su basi geomorfologiche e stratigrafiche ad un antico centro eruttivo (Vulcano Pompei) che ha ancora una parte emergente nella piana ed un lato smembrato dall'azione del mare olocenico.

Gli eventi successivi alla max trasgressione versiliana sono ricostruiti con maggiore dettaglio ed affidabilità. Poco prima di circa 5.600 anni BP il mare era penetrato fino all'altezza di Scafati, raggiungendo l'apice geografico della ingressione nella piana (Cinque, 1991) (*figura 47*). I depositi di spiaggia di questo stadio si rinvennero a quote inferiori a -10 m essendo stati ribassati dalla subsidenza il cui ritmo medio, durante l'Olocene può essere stimato molto prossimo ai 2 mm/a.

Altri elementi di rilievo della bassa piana del Sarno sono quelli che evidenziano antiche posizioni della corda litorale, ovvero del lido sabbioso rettilineo sotteso tra i Monti Lattari ed il Vesuvio. L'unico ben marcato fra questi, ed il più interno, è il cordone sabbioso di Bottaro-Pioppaino (Cinque&Russo, 1986), costituito da sabbie di spiaggia in basso ed eoliche in alto, che si attacca alla falesia pompeiana all'altezza di Villa dei Misteri e che scompare, verso sud, al di sotto del conoide di Muscariello, che pertanto ne risulta essere più giovane. La sua direzione e posizione, insieme ai dati di sottosuolo, consentono di collegarlo al tratto Sommuazzariello/Fosso di Gragnano della paleofalesia stabiana. Ritrovamenti archeologici attestano che questo cordone è anteriore al VI secolo a.C. mentre dati di sondaggio e datazioni assolute permettono di ritenerlo coevo di depositi palustri torbosi risalenti a circa 3.600 anni fa (Barra et al, 1989).

Altri cordoni costieri che conservano ancora una piccola emergenza sulla piana sono quelli che occupano i primi 500 metri circa alle spalle della riva attuale e che si elevano fino ad un massimo di 4 metri di quota. Cinque, 1991, dall'esame di antiche carte, ne testimonia una presenza prima del XVII secolo mentre Barra et al (1989) attestano che essi sono posteriori all'epoca romana.

Fra questi cordoni e quello più interno di Bottaro/Pioppaino, un altro possibile dosso litorale, eroso dai divagamenti del Sarno ed obliterato dalla successiva aggradazione piroclastica della pianura è scarsamente visibile. Esso coincide con cordoni sabbiosi altomedievali che insieme agli associati depositi palustri retrodunari, ricoprono le morfologie ed i depositi costieri formati in epoca romana (prima del 79 d. C.) poche centinaia di metri più a largo del Cordone Bottaro/Pioppaino.

I dati stratigrafici, paleoecologici e cronologici testimoniano che una subsidenza di circa 4 m ha interessato la piana a partire da dal I secolo dopo Cristo e permettono inoltre di datare intorno a 950 BP dei limi torbosi palustri quasi certamente associati alla sopracitata trasgressione medievale.

L'analisi dei ritrovamenti archeologici segnalati nell'area (Albore Livadie et al, 1989, 1990) permette di ipotizzare che la linea di riva romana va collegata al tratto S.Croce-Sommuazzariello della paleofalesia stabiana. Il tratto S.Croce-Antiche Terme sembrerebbe invece da riferire ad un rimodellamento della falesia avvenuto in epoca altomedievale e certamente prima dell'urbanizzazione dell'area risalente al XIII sec d.C.

Riassumendo si riconoscono almeno 4 distinti episodi di stazionamento o di recessione intervenuti ad interrompere la generale tendenza a progradare manifestata dalla costa sarnese negli ultimi 6.000 anni circa: quello di Messigno, databile tra 5.6 e 4.5 ka BP, quello di Bottaro/Pioppaino, con un'età compresa tra 3.6 e 2.5 ka BP, quello di epoca romana ed infine quello intervenuto intorno all'anno mille. Una interpretazione di queste pulsazioni della costa in termini di puro controllo eustatico e climatico non appare al momento l'unica possibile, in quanto i fenomeni in questione sono stati certamente influenzati, se non determinati, da molte altre variabili fra loro interagenti in modo complesso e non ancora note nella loro evoluzione temporale. Fra queste vanno sottolineati in

prima parte i movimenti tettonici e vulcano-tettonici tardoquaternari, anche pulsanti, cui l'area è esposta ed in secondo luogo l'influenza esercitata dall'intermittente attività vulcanica esplosiva, nonché dalle varie fasi di impatto antropico sulla dinamica sedimentaria fluviale e costiera, la quale è notoriamente in grado di enfatizzare o controvertire le tendenze evolutive indotte su una costa dai fatti eustatici e tettonici. Comunque la tendenza evolutiva generale manifestata dall'area nel corso dell'Olocene appare comunque suddivisibile in due fasi principali: la prima, iniziata nel postglaciale e durata forse fino a circa 6.000 anni fa, durante la quale il sollevarsi del livello marino e la contemporanea subsidenza della piana prevalgono sull'aggradazione sedimentaria determinando una profonda ingressione marina, che nelle sue fasi finali avanza modellando piattaforme di abrasione. La seconda fase comincia quando il valore del ritmo di sollevamento relativo del livello di base (dato dalla sommatoria: variazione del livello marino + subsidenza della piana) si abbassa al di sotto di quello del ritmo di aggradazione (sedimentaria+ piroclastica) della piana. Di conseguenza si ha una inversione di tendenza nella morfodinamica della linea di costa che prende infatti ad avanzare formando lidi sabbiosi subparalleli alla costa attuale sempre più avanzati alle spalle dei quali si determinano ambienti acquitrinosi.

Le ricerche hanno interessato alcuni contesti di basso ordine del paesaggio della piana del Sarno (piana alluvionale costiera, media valle, superfici pedemontane, versanti, ecc), dove si è avuta l'opportunità di raccogliere le testimonianze geologiche e geomorfologiche dell'Olocene mediterraneo (*figura 48*). La possibilità di analizzare le archeo-stratigrafie di numerosi siti archeologici oggetto di scavo sistematico e non, l'osservazione di numerose successioni tephrostratigrafiche affioranti e non, il reperimento di alcuni sondaggi geoarcheologici hanno permesso di identificare alcune significative variazioni dei sistemi geomorfici fluviali e dei versanti ben inquadrati nell'Olocene in base al riconoscimento dei tephra vesuviani e flegrei ed in base al contenuto archeologico.

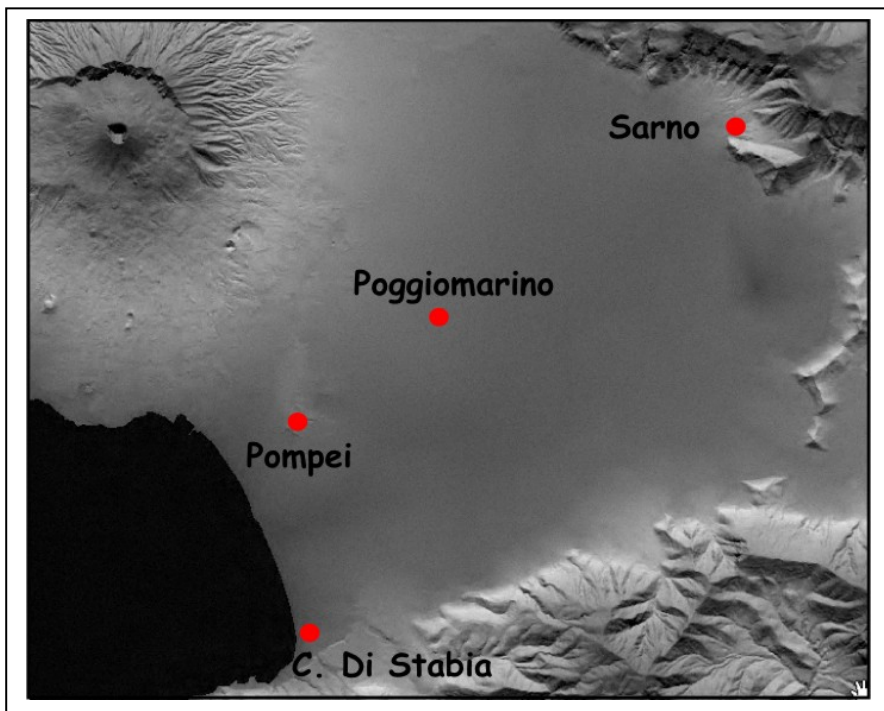


Figura 48: Ubicazione delle aree di studio della Piana del fiume Sarno, DEM da atlanteitaliano website

Il programma di lavoro è stato organizzato in modo che in ognuno degli scenari di basso ordine del paesaggio vengano analizzati quanti più siti (archeologici e/o stratigrafici) possibili con l'obiettivo di effettuare, in primis, una ricostruzione delle successioni di paleoambienti registrate in ogni sito e successivamente di correlare siti di un medesimo scenario e, infine, tracciare un quadro dell'evoluzione olocenica della piana. Luogo per luogo, si è tracciato un preliminare inquadramento topografico e morfologico sia riferito all'attuale che all'antico, e si sono ricostruiti i rapporti stratigrafici nonché i descritti i caratteri sedimentologici delle successioni.

a) Settore pedemontano dei Monti di Sarno

Il gruppo montuoso del Pizzo d'Alvano si colloca nella parte meridionale dell'alto morfostrutturale carbonatico dei Monti di Avella-M. Partenio-M. di Sarno, e si estende in direzione NW-SE, da Palma Campania fino a Mercato San Severino. Esso è composto principalmente di successioni mesozoiche di rocce carbonatiche di piattaforma ed appare trasversalmente sezionato da valli a controllo strutturale più o meno profonde e variamente orientate. Tra Sarno e Palma Campania il bordo del gruppo montuoso si presenta chiaramente delineato da scarpate di faglia di direzione appenninica, da connettersi al collasso del Graben della Piana Campana (Aprile & Ortolani, 1979). Le scarpate di faglia e le incisioni susseguenti che articolano al suo interno il Pizzo d'Alvano hanno direzione circa N-S e meno frequentemente E-W. Tali forme creano dislivelli massimi di 250 m e danno luogo a versanti che si raccordano ad antiche superfici di spianamento (*Paleosuperfici auct.*) sospese di diverse centinaia di metri sopra gli attuali livelli di base. Considerazioni geomorfologiche regionali (Amato A. et al, 1995; Ascione & Cinque, 1997, 1999, 2003) permettono di ritenere che le paleosuperfici descritte si siano modellate tra il Messiniano ed il Pliocene superiore. Circa i caratteri geomorfologici delle scarpate che bordano il gruppo montuoso va osservato che, escluse le concavità create dai valloni che le intaccano, esse si presentano come versanti a profilo trasversale quasi rettilineo ed inclinato intorno a 35°. Ciò li fa interpretare come delle scarpate evolutesi secondo il noto modello della recessione di pareti, e parallela sostituzione con un pendio di trasporto-sostituzione (*cliff recession* di Lehmann, 1933; *slope replacement* di Young, 1972). Elementi geomorfologici ad acclività maggiore sono presenti sui fianchi delle incisioni torrentizie a V stretta, che dissecano i versanti bordieri, nelle zone di testata delle stesse incisioni e laddove i pendii sono interrotti da cornici litologiche (Brancaccio et al, 2000).

L'erosione lineare vi si manifesta per lo più sottoforma di valloncelli (gully) subparalleli e quasi equispaziati che incidono soprattutto il talus piroclastico della parte bassa dei pendii. La maggioranza delle incisioni ha forte acclività non solo sui

fianchi vallivi, ma anche longitudinalmente, tanto che le loro geometrie si avvicinano più a quelle dei canali, che a quelle delle valli fluviali. Rilevante è il fatto che i profili longitudinali mantengono angoli forti fino allo sbocco dei valloni sulla zona pedemontana, rendendo particolarmente pericolose le frane di colata che si riversano in questi bacini, in quanto esse riescono con facilità a raggiungere la fascia pedemontana, spesso accelerando ed acquisendo materiali lungo il percorso ripido e rettilineo (*figura 49*).

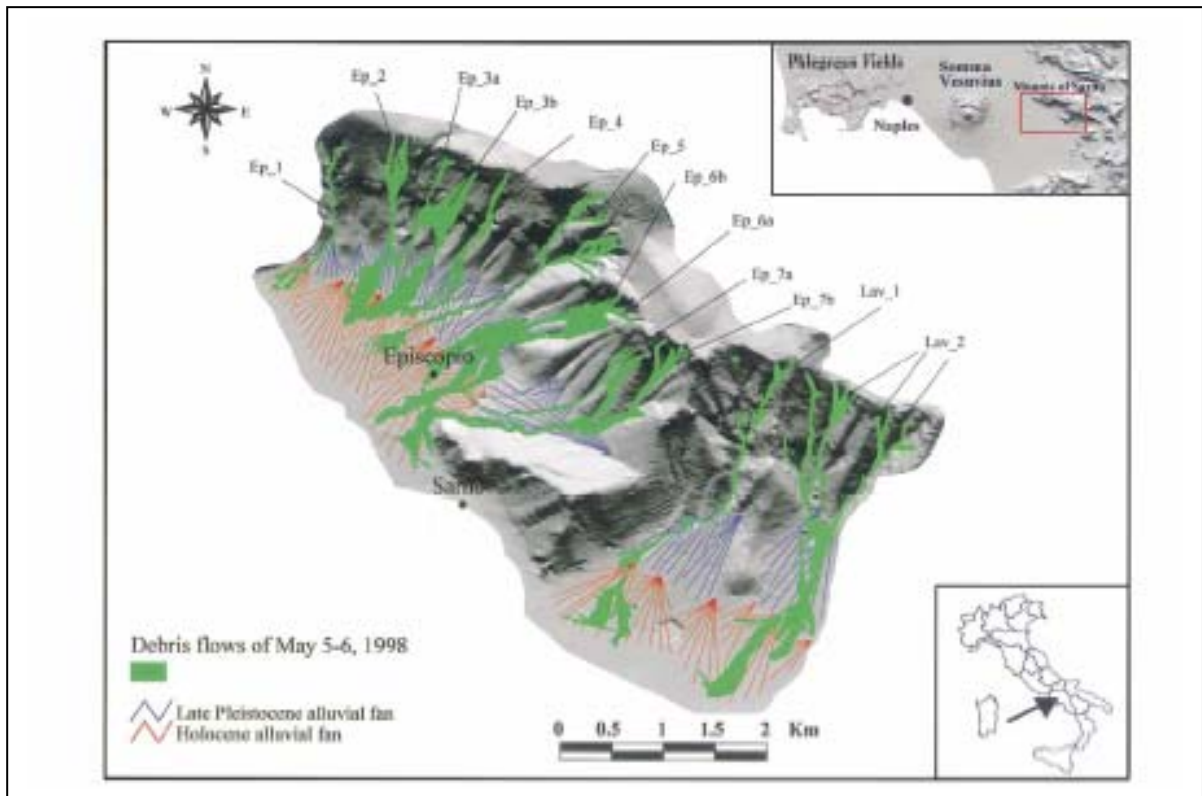


Figura 49: i Monti di Sarno e la fascia pedemontana: in evidenza le conoidi alto-pleistoceniche (in blu) e quelle oloceniche (in rosso). In verde gli eventi alluvionali del maggio 1998, da Zanchetta et al (2004)

La serie calcarea mesozoica che forma l'ossatura del Gruppo Montuoso è spesso ricoperta da coltri piroclastiche tarsoquaternarie che assumono maggiore potenza (fino ad una decina di metri) sui ripiani sommitali e verso la base dei versanti bordieri. Questi ultimi si raccordano alla piana Campana, al Vallo di Lauro ed alle conche di Siano e Bracigliano mediante un glacis deposizionale che è costituito in massima parte da conoidi alluvionali riferibili a più generazioni sovrapposte ed in parte incastrate. I conoidi più antichi (Pleistocene superiore) si trovano nella zona alta del citato glacis deposizionale ed appaiono ridotti, per opera di successivi eventi di dissezione lineare, a residui di forma triangolare. Essi sono costituiti da corpi stratoidi di ghiaie calcaree sub-arrotondate e spesso cementate. A queste seguono serie conglomeratiche analoghe, ma con una presenza di matrice e di intercalazioni piroclastiche che diventa sempre più importante procedendo verso i termini più recenti della successione tipo, i quali si concentrano nella parte bassa e

meno acclive del glacis pedemontano. A queste serie alluvionali si intercalano, in maniera discontinua, vulcanoclastiti in giacitura primaria, tra le quali si riconoscono i depositi dell'IC, i prodotti dell'eruzione di Codola (circa 25.0 ky BP), di Sarno o pomici Basali (circa 17 ky BP (Andronico et al, 1995), di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP), di Mercato/Ottaviano (circa 8.0 ky BP; Rolandi et al, 1993a); di Avellino, delle eruzioni protostoriche vesuviane, del 79 d.C., del 472 AD e del 1631 AD.

I più antichi tra i sopracitati livelli vulcanici sono intercalati alle successioni alluvionali delle conoidi, mentre mancano sui versanti calcarei, dai quali sono stati evidentemente erosi. I depositi successivi all'eruzione di Sarno si ritrovano invece a mantellare sia i conoidi tardopleistocenici sia (con successioni più o meno tronche e/o rimaneggiate) tratti più o meno ampi dei versanti calcarei. Gli stessi materiali si rinvengono infine, rimaneggiati nel corpo di conoidi più recenti e più di bassa quota.

Tra il piede dei versanti calcarei del Gruppo Montuoso dei Monti di Sarno (posto tra i 100 e 200 metri di quota) e la pianura alluvionale s.s. (situata tra i 50 e i 25 m di quota) si estende una fascia di raccordo ampia fino ad oltre 1,5 km. Essa è costituita da falde detritico-colluvionali al piede dei versanti e più ampiamente da conoidi alluvionali coalescenti prettamente vulcanoclastiche di età più recente. La presenza di due o più generazioni di conoidi è un carattere comune all'intera fascia pedemontana che circonda il gruppo montuoso del Monte Pizzo d'Alvano (*figura 49*). I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota consentono di affermare che la prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale, quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli e climi più aridi e secchi predisponavano il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei determinando un abbondante carico solido grossolano ai torrenti presenti. Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche era tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie presenti permettono di ascrivere i singoli episodi conglomeratici a debris flows e a flussi iperconcentrati; rare invece sono le facies indicative di una deposizione ad opera di correnti trattive (stream flows) (Brancaccio et al, 2000).

Le conoidi della seconda generazione, a tessitura più fine, meno acclivi e poco o niente reinciati, sono da ritenersi di età olocenica in quanto rimaneggiano o recano intercalate, i materiali delle eruzioni di Mercato e di Avellino. Di Vito et al (1998) e Zanchetta et al (2004), nei Monti di Avella, naturale proseguimento verso N dei rilievi bordieri della piana del Sarno, riconoscono tali osservazioni condotte da Brancaccio et al, 2000 identificando il cambiamento del sistema geomorfico, conoidi di prima/seconda generazione, qualche millennio prima, in quanto le seconde rimaneggiano e contengono anche i prodotti dell'Eruzione di Agnano Pomici Principali (10.300).

Inoltre le conoidi della seconda generazione sono polifasiche e possono essere definite come quiescenti, piuttosto che come inattive in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici, nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia indicative di colate detritiche recenti. Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (laghi) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

A1) Località MURO ROTTO

Nel corso dei lavori per l'ampliamento di una vasca di raccolta sita in località Muro Rotto di Sarno, furono intercettate alcune emergenze archeologiche (tombe del V-III sec a.C. e strutture di una villa di epoca romana). Qui è stato possibile recuperare una serie di informazioni archeotephrostratigrafiche dalle numerose successioni affioranti nell'area di scavo.

L'area è situata alla base del versante carbonatico dei monti di Sarno (*figura 50*), proprio ad occidente del paese, in corrispondenza di una grande cava di calcare, in corrispondenza di una conoide che presenta varie forme lobate orientate e disposte variamente rispetto all'apice.

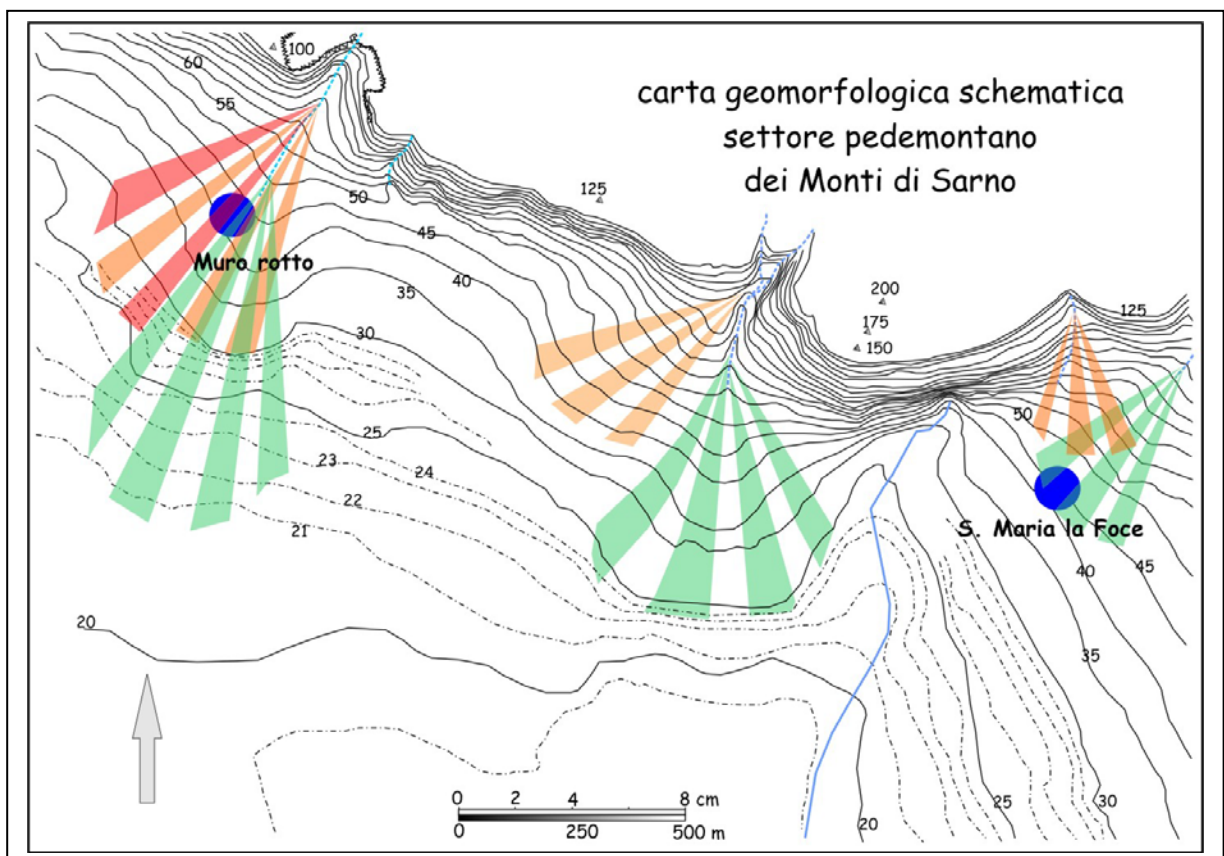


Figura 50: carta geomorfologica schematica dell'area di studio

Questa è alimentata dai materiali trasportati a valle da almeno due modeste (per profondità, ma molto ripide) incisioni lineari sul versante. I versanti sono

generalmente ricoperti da vari livelli di materiali vulcanoclastici in deposizione primaria o francamente rimaneggiati e/o pedogenizzati.

L'area di scavo ha interessato un rettangolo di 100 metri per 50 metri ed ha raggiunto i seguenti livelli, che dal basso verso l'alto mostrano (*figura 51*):

- Lo strato più antico raggiunto dagli scavi dell'ampliamento della vasca, è un livello pedogenizzato di colore bruno-marrone sviluppatosi a partire da un materiale costituito essenzialmente da clasti carbonatici sub-angolosi (max 10 cm) in una abbondante matrice vulcanoclastica rimaneggiata ed argillificata. Nel settore più a monte, verso il versante tale livello è affiorato alla base di un saggio geoarcheologico più profondo, e mostra caratteristiche tali (nessuna struttura evidente, clasti immersi caoticamente nelle vulcanoclastiti, ecc) da poter essere assimilato ad un trasporto in massa (debris flow, flussi iperconcentrati, ecc) di materiali dal versante, che ha interessato non solo le coperture pedologiche e piroclastiche ma anche porzioni del substrato e/o di conoidi più antiche poste a monte dell'area archeologica.

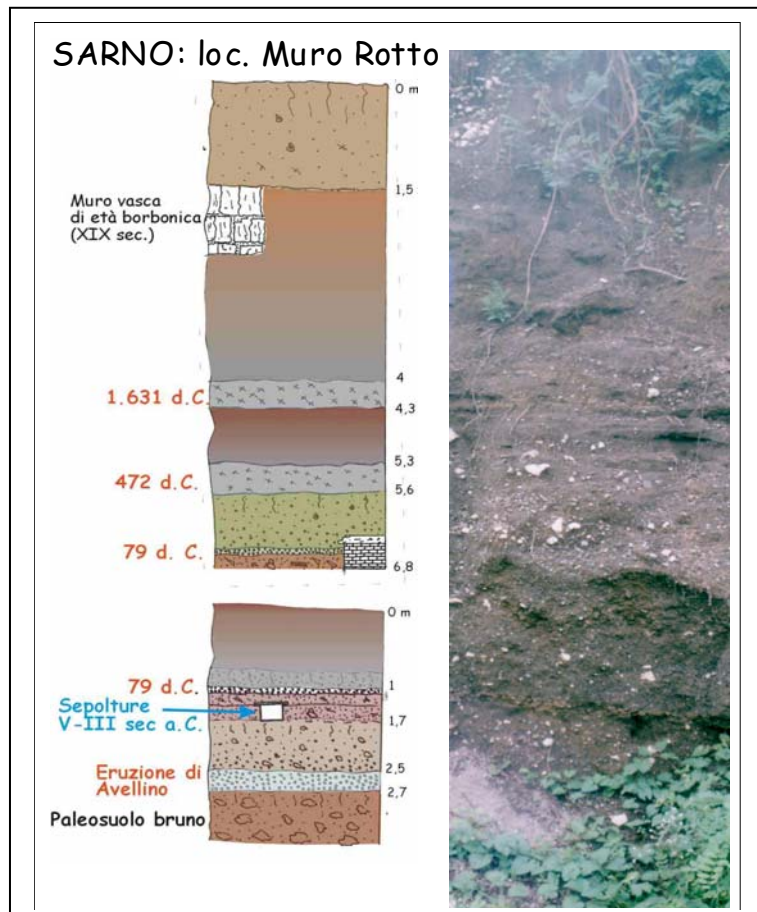


Figura 51: successione archeostratigrafica schematica e foto di Loc. Muro Rotto di Sarno

- Il sottile paleosuolo è sigillato dai prodotti piroclastici dell'Eruzione di Avellino. Questi affiorano con un livello non più spesso di 30-40 cm costituito da pomice biancastre e grigiastre, con fi max di qualche cm, e da ceneri grigie. La sovrapposizione di questi due livelli, che generalmente caratterizzano l'eruzione

di Avellino, non è molto pronunciata in quanto le pomici sono immerse in una frazione cineritica argillificata di colore grigio marrone, indice di deposizione non primaria, ma di un livello che ha subito un leggero e poco marcato rimaneggiamento. Tale livello infatti non risulta presente su tutta l'area di scavo, ma affiora solo in alcuni settori in origine più depressi, testimoniando processi di rimaneggiamento immediatamente dopo l'eruzione e successive azione erosive che ne hanno asportato buona parte dei volumi originari e che hanno articolato fortemente il p.c. protostorico.

- Dopo questa fase chiaramente erosiva riprendono i processi aggradazionali con uno spesso livello, circa 70-80 cm, costituito da una parte basale dove abbondano i materiali vulcanoclastici rimaneggiati dall'eruzione di Avellino, frammisti a materiali derivanti dal disfacimento di vecchie unità pedologiche presenti sui versanti retrostanti, mentre a partire dalla parte mediana del livello abbondano anche i materiali carbonatici subangolosi (max 10 cm e qualche grande blocco) del substrato. Nessuna organizzazione chiara dei costituenti granulometrici grossolani è presente, l'aspetto è generalmente caotico tipico di un trasporto in massa. Sulla superficie di tale livello sono evidenti chiare tracce di bioturbazioni (buche, fosse, ecc) ed azioni antropiche che mascherano completamente le caratteristiche del paleosuolo che si è sviluppato a partire da questi materiali caoticizzati. In un piano di frequentazione individuato in questo livello sono state scavate delle sepolture di età sannitica, riferibili al V-III sec a.C., tra l'altro molto suggestive in quanto recano alcune raffigurazioni di guerrieri sanniti. Tali sepolture erano completamente scavate in questo livello senza raggiungere i livelli sottostanti ed alterando completamente l'originaria superficie pedogenizzata.
- In un altro piano di frequentazione, posto qualche metro più a valle delle sepolture, in un angolo non completamente interessato dagli scavi, si sono messe in evidenza le strutture lapidee e di mattoni di una costruzione riferita all'epoca romana (I-II sec d.C.). Inoltre in un angolo di tale struttura sono apparsi i prodotti pomicei e cineritici dell'eruzione del 79 d. C., che risultano presenti solo in quest'area, probabilmente conservati ed intrappolati proprio dalla presenza di quest'opera (sembra che siano state ammassate in un angolo, infatti la struttura vive anche dopo l'eruzione). Anche qui le caratteristiche della superficie antropizzata non risultano di chiara lettura in quanto mascherate ed obliterate dalle evidenti manomissioni antropiche (arature profonde, piani di fondazione, buche, fosse,).
- Dopo questa fase, dove i sistemi geomorfici sono stati certamente dettati ed influenzati dalla presenza antropica, riprende, intorno al II-IV sec d.C., una marcata ed evidente aggradazione pedemontana con la messa in posto di un livello, 1-1,2 m di spessore, di colluvi vulcanoclastici bruno-grigiastri. Questi sono costituiti principalmente dai prodotti (ceneri e pomici) dell'eruzione del 79 d.C in una matrice vulcanoclastica argillificata derivante dall'erosione dei suoli a

monte l'area. Il livello presenta una parte superiore dove la pedogenesi ha interessato solo i primi decimetri con un chiaro orizzonte di humificazione, prima di essere sigillato dai prodotti piroclastici dell'eruzione di Pollena.

- I prodotti dell'eruzione del 472 d.C. mantellano l'area con un livello spesso circa 30-40 cm, e sono costituiti principalmente da litici vulcanici, pomici, scorie e scarse cineriti che danno allo stato una colorazione grigio-nerastra.
- L'aggradazione del p.c., ad opera dei rimaneggiamenti che seguono questa eruzione, è dell'ordine di 1 m, denotando ancora una volta una risposta del sistema geomorfico indotto dall'attività vulcanica. Non risulta chiaro se gli elevati spessori possano essere il riflesso del volume di materiali vulcanoclastici coinvolti nei processi deposizionali o se siano il riflesso anche di altre variabili (climatiche, antropiche, ecc).
- Il paleosuolo che si imposta sui colluvi vulcanoclastici è bruno scuro, molto maturo e molto profondo, altamente humificato, denotando una evoluzione in condizioni biostatiche con aree vegetative fiorenti e di lungo periodo.
- Infatti tale paleosuolo è sigillato dai prodotti di un'altra eruzione vesuviana, quella del 1631 AD, che con caratteristiche vulcanologiche macroscopiche e spessori simili all'eruzione precedente mantella l'area uniformemente.
- Gli elevati spessori (2,5 m) dei rimaneggiamenti vulcanoclastici successivi potrebbero testimoniare il contributo fornito dalle variazioni climatiche della piccola età glaciale e delle opere antropiche di epoca borbonica. Infatti su tali colluvi poggiano le strutture di contenimento della vasca borbonica, realizzata nel XIX secolo, proprio per contenere gli apporti di eventuali scariche di materiali diluiti dalle abbondanti precipitazioni che caratterizzano questo secolo. Inoltre c'è da tenere presente che le ampie coperture boschive presenti sui Monti di Sarno cominciano a scomparire diffusamente proprio a partire dal XVIII secolo (Norman, 1991).
- La triste storia recente di queste zone è la prova tangibile dei fattori che condizionano maggiormente questi scenari e dei delicati equilibri esistenti tra eventi pluviometrici, coperture vegetali, opere antropiche e condizioni geofisiografiche locali.

A2) Area archeologica di S.Maria la Foce di Sarno

L'area archeologica è stata oggetto di ripetute campagne di scavo archeologico e di indagini geoarcheologiche negli anni ultimi decenni. Queste hanno portato alla luce importanti ritrovamenti della preistoria dell'uomo (Marzocchella 1986; Marzocchella et al, 1994) e permesso di recuperare una serie di informazioni archeo-tephrostratigrafiche, ben documentate anche dai lavori di Russo (1994). La revisione critica delle stratigrafie ha permesso di delineare alcuni aspetti morfodinamici olocenici dell'area posta immediatamente a ridosso delle ripide incisioni lineari del Vallone del Monaco e della parte terminale del vallone del Tuoro (*figura 50*). Anche qui è evidente una aggradazione pedemontana a forma lobata

tipica delle conoidi in materiali vulcanoclastici olocenici, in quanto presentano apici molto bassi, superfici di raccordo con la piana molto dolci e grande diffusione areale.

Tale organizzazione del paesaggio si riflette anche nella organizzazione degli strati messi in luce durante gli scavi archeologici dove gli apporti fluvio-detritici sono intervallati da eruzioni vulcaniche e superfici pedogenizzate che in qualche caso sono state occupate dall'uomo. La sezione archeo-tephrostratigrafica proposta è una riedizione dei livelli descritti da Marzocchella (1986) e da Marzocchella et al (1994) mentre è stato mantenuto il disegno originale della sezione proposto dall'autore. Nell'interpretazione dei livelli dei vari saggi archeologici si è tenuto conto anche delle osservazioni condotte sul campo dallo scrivente nelle aree circostanti l'area archeologica, dove i recenti lavori per la costruzione delle opere di drenaggio delle acque dai versanti, hanno messo in mostra numerose successioni tephrostratigrafiche.

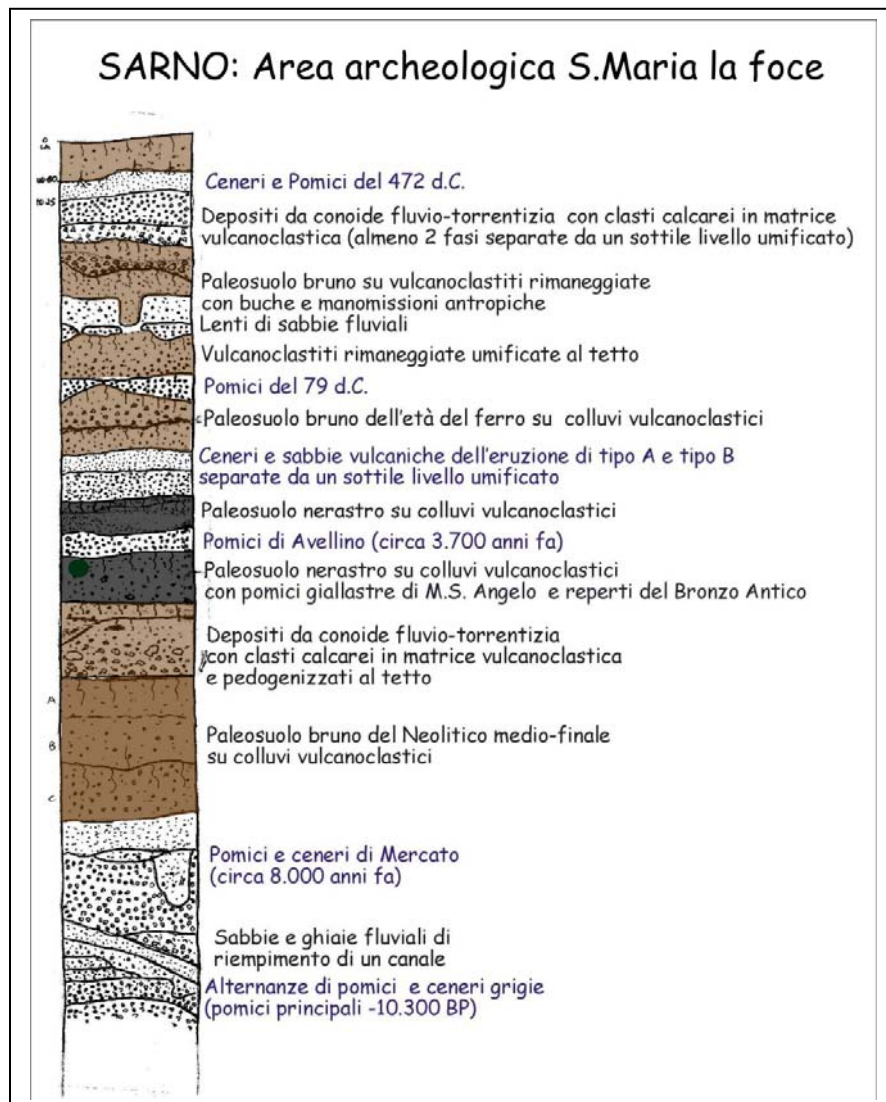


Figura 52: sezione geoarcheologica schematica delle stratigrafie di S.Maria La Foce di Sarno

Le successioni stratigrafiche mostrano una serie di livelli, che dal basso verso l'alto mostrano (*figura 52*):

- Il termine più antico è costituito dai prodotti vulcanici dell'Eruzione flegrea di Agnano Pomici Principali (10.300 a BP). Le osservazioni condotte sul campo invece non mostrano tali prodotti ma potenti bancate di alternanze di prodotti piroclastici grossolani (pomici, litici ecc) e più fini (ceneri e pomici) dell'eruzione nota come Eruzione di Sarno (età circa 17.000anni fa).
- Il livello superiore è rappresentato da sabbie e ghiaie interpretate, da Marzocchella (1986), come depositi di riempimento di un canale.
- Questo livello è sigillato dai prodotti dell'eruzione vesuviana di Mercato-Ottaviano (8.000 a BP). La superficie di appoggio dell'eruzione è articolata topograficamente, denotando un complesso sistemi di canali intrecciati, che convergono verso l'area archeologica. Questi canali intrecciati sono completamente sigillati dalle pomici e dalle ceneri dell'eruzione denotando un drastico cambiamento dei regimi torrentizi a causa dell'eruzione.
- Dopo i rimaneggiamenti dei prodotti vulcanici che hanno aggradato il p.c. dell'area di alcuni metri, l'area è interessata dallo sviluppo di una potente copertura pedogenetica, che riflette un repentino sviluppo della vegetazione. Il paleosuolo impostato sui colluvi vulcanoclastici dell'eruzione di Mercato ha una colorazione bruno-scura, è molto maturo e profondo e mostra una chiara organizzazione in orizzonti pedogenetici (a,b,c), con una argillificazione degli elementi vulcanici spinta fino alla base, che ne denota una evoluzione di lungo periodo (anche millenario) in condizioni calde ed umide. Il paleosuolo mostra una frequentazione al tetto molto longeva nel tempo, riferita al Neolitico medio-finale/eneolitico, che ne potrebbe confermare il prevalere delle condizioni biostatiche per questo lungo intervallo di tempo. Una sorta di riposo morfogenetico, dove tutte le variabili che compongono il sistema geomorfico sono all'equilibrio. La produzione di detriti è praticamente ferma e prevalgono processi aggradativi di tipo vulcanoclastico, che i climi caldi ed umidi e la fiorente vegetazione riescono in poco tempo a trasformare in ampie coperture pedologiche.
- Questo paleosuolo è sigillato, senza evidenti superfici erosive, da depositi ciottolosi carbonatici anche decimetrici in matrice vulcanoclastica argillificata derivante dall'erosione dei paleosuoli a monte. Questi contengono anche sporadici reperti ceramici d'impasto attribuiti al Neolitico finale/Eneolitico (facies di Diana). Questo livello testimonia un cambiamento dei sistemi geomorfici dei versanti/conoidi da condizioni biostatiche ad condizione resistatiche con erosione dei suoli a monte, che fanno da matrice e da volano, per movimenti in massa, che coinvolgono anche clasti del substrato detritico e reperti archeologici. Tali processi potrebbero essere stati innescati da brevi crisi climatiche che avrebbero causato il degrado della vegetazione ed innescato il riattivarsi della conoide. Non è da escludere che a questa

importante variazione di morfodinamica non abbiano concorso, le prime azioni antropiche sulla vegetazione, che si datano proprio a questo periodo.

- Tali depositi di conoide fluvio-torrentizia risultano essere pedogenizzati al tetto da un sottile livello humificato, che denota una ripresa della copertura boschiva ed una attenuazione dei processi resistatici.
- Un'altra evidente aggradazione del p.c. dell'area coinvolge prodotti vulcanoclastici rimaneggiati costituiti da pomici giallastre e grigiastre e da ceneri scure argillificate, riferiti all'eruzione flegrea di Monte S. Angelo (4.400 BP non calibrata). Tali rimaneggiamenti sono interessati da ampie superfici pedogenizzate ed antropizzate su cui insiste un insediamento del Bronzo Antico (capanne e manufatti). Recentemente, i prodotti di questa eruzione, nell'area dei Monti di Avella-Monti di Sarno, sono stati riferiti all'eruzione di Agnano Monte Spina (4.1 ka BP, Di Vito et al, 1998).
- Il paleosuolo presenta una buona frazione carbonatica costituita da detriti calcarei subangolosi di dimensioni centimetriche che sono più abbondanti verso il basso, mentre verso l'alto la componente vulcanoclastica si presenta con una colorazione bruno-giallastra e fortemente humificata al top. Inoltre su alcuni resti organici (carboni di legno) sono state eseguite delle datazioni ^{14}C , che hanno restituito un età di 3.615 +/- 45 e 3.840 +/-250 anni BP, in buon accordo con le determinazioni archeologiche che riferiscono tale livello al Bronzo antico (facies di Palma Campania). Il livello di occupazione delle capanne (la superficie pedogenizzata di appoggio) è stato sottoposto a numerose analisi chimico-fisiche, volte ad evidenziarne sia le caratteristiche pedologiche, che le attività antropiche svolte su di esso (Marzocchella et al, 1994). Inoltre sono state eseguite, sempre dagli stessi autori, le analisi antropologiche sui frammenti di legno carbonizzati, prelevati nel paleosuolo. Tali ulteriori integrazioni forniscono un quadro agronomico fortemente condizionato dalle attività antropiche (elevato contenuto di complessi azotati e fosfati nei suoli, sia delle capanne che in quelli più prettamente agricoli) e forniscono un quadro del paesaggio vegetale certamente condizionato dall'opera dell'uomo (monospecificità dei legni analizzati (*Quercus Ilex* Leccio) indice di disboscamento selettivo). La vita del villaggio viene interrotta repentinamente dall'eruzione di Avellino, che determina l'abbandono del sito, e permette la conservazione delle superfici antropizzate.
- Le superfici antropizzate e i paleosuoli sono sigillate, oltre che dai prodotti primari dell'eruzione (pomici e ceneri), da processi aggradativi prettamente dovuti ai rimaneggiamenti vulcanoclastici delle pomici di Avellino e di altre eruzioni protostoriche, sempre separate da superfici pedogenizzate scarsamente humificate (suoli policiclici). Tali paleosuoli sfortunatamente non restituiscono materiali archeologici significativi in giacitura primaria, ma sono spesso rimaneggiati e risedimentati, e sono riferibili alle stesse tipologie

incontrate negli strati sottostanti. L'ultima superficie pedogenizzata presenta, invece, tracce di una occupazione che può essere riferita dell'età del Ferro.

- Le azioni erosive successive che hanno determinato ampie superfici di discontinuità sulle superfici antropizzate e pedogenizzate protostoriche (paleosuoli troncati, mancanza di livelli archeologici significativi) sottolineano una drastica variazione del sistema geomorfico.
- La superficie, sigillata dalle pomice e dalle ceneri dell'Eruzione del 79 d. C., si presenta estremamente articolata: copre poche aree con paleosuoli ben sviluppati, mentre il più delle volte si appoggia su materiali vulcanoclastici rimaneggiati e rimescolati, che presentano anche un buon contenuto detritico grossolano carbonatico.
- L'aggradazione vulcanoclastica che ne segue è testimoniata dagli spessori notevoli che presentano i rimaneggiamenti dell'eruzione. Questi presentano un sottile livello humificato al top, rotto in molti punti da azioni erosive, ad opera di complessi sistemi di canali, che in alcuni punti hanno lasciato traccia della loro sedimentazione con lenti di sabbie grossolane. Queste presentano anche un notevole contenuto di materiali ceramici, genericamente attribuibili all'epoca ellenistica e romana.
- I sedimenti vulcanoclastici rimaneggiati ed i livelli sabbiosi alluvionali sono interessati da una diffusa pedogenesi sommitale con lo sviluppo di un paleosuolo bruno scuro, molto humificato fino in profondità su cui si impiantano nuovamente le attività antropiche agricole (arature, buche, riempimenti ecc).
- Questa superficie è sepolta a sua volta, da depositi ciottolosi grossolani carbonatici in matrice vulcanoclastica bruno-grigiastra, derivante dai suoli a monte e dai rimaneggiamenti del 79 d. C. La caoticità dei costituenti più grossolani testimonia un trasporto in massa e/o attraverso flussi iperconcentrati di detriti, sostenuti da una abbondante fango vulcanoclastico. Un sottile livello humificato divide in due i depositi ciottolosi facendo ipotizzare più fasi di deposizioni separate da un breve intervallo pedogenetico.
- Tali depositi sono sigillati uniformemente dai prodotti, pomicei, litici e cineritici dell'eruzione del 472AD, su cui è impostato il suolo attuale.

b) La media valle del Sarno

Nel corso di alcune collaborazioni attivate con la Soprintendenza Archeologica di Pompei, che hanno coinvolto anche la prof. Albore Livadie ed altri specialisti, si è avuta la possibilità di intraprendere una serie di indagini geoarcheologiche volte alla caratterizzazione degli ambienti protostorici e storici della media valle del Sarno. Le prime indagini geoarcheologiche (sondaggi, interpretazioni paleoambientali, analisi vulcanologiche, datazioni ¹⁴C, analisi paleobotaniche ed altre), e i dati archeotephro-stratigrafici degli scavi archeologici 2002 e 2004 dell'insediamento perifluviale e perispondale di Longola (Poggiomarino), hanno, per il momento, permesso di identificare alcune caratteristiche del paesaggio della media valle del Sarno nel corso dell'Olocene recente, che meritano allo stato attuale delle conoscenze degli ulteriori approfondimenti (ulteriori sondaggi, datazioni assolute, scavi sistematici paleoambientali, e soprattutto approfondite analisi vulcanologiche) che sono già programmati e che di qui a breve avremo il piacere di seguire. Lo stato delle conoscenze finora acquisite viene qui evidenziato dalla carta geoarcheologica preliminare della media valle del Sarno (***figura 53***), da alcune sezioni geoarcheologiche che la attraversano e da alcuni schemi dei rapporti archeostratigrafici esistenti tra le varie unità sedimentarie rilevate durante gli scavi, sia personalmente che attraverso una revisione critica di alcuni sondaggi geoarcheologici e non, alcuni dei quali personalmente seguiti ed altri consultati presso la sede della Soprintendenza archeologica di Pompei.

La carta geoarcheologica preliminare

La carta geoarcheologica (***figura 53***) mostra la media ed alta valle del Sarno in un settore che comprende:

- le fasce di aggradazione pedemontana dei Monti di Sarno (dalla quota di 50 m.slm fino a circa 20-25 m slm), dove sono posizionate le tre principali aree sorgentizie del fiume Sarno²;
- le aree distali del piedimonte vesuviano (dalle quote di 45 mslm fino a circa 20 m slm);
- una fascia mediana subpianeggiante con bassissimo gradiente morfologico verso mare, posizionata intorno alle quote di 18-13 m slm.

In quest'ultimo settore la pianeggiante morfologia è rotta bruscamente da tre emergenze altimetriche, su cui sorgono gli abitati di Striano, S. Valentino Torio e di San Marzano sul Sarno, che rivestono un ruolo importante, sia nell'evoluzione recente del corso del Sarno (condizionandone il percorso e le eventuali migrazioni laterali) che nella storia del popolamento umano di questi territori (su di esse si

² A proposito di ciò, c'è da ricordare che il fiume Sarno è un fiume di risorgiva, con le aree di alimentazione poste proprio alla base dei rilievi carbonatici dei Monti di Sarno e pertanto sviluppa quasi tutto il suo corso in un contesto di piana alluvionale. Le sorgenti sono state recentemente incanalate in tre collettori principali (Rio Foce, Acqua di Marino, Rio Palazzo) che convogliati nei tre rispettivi alvei fluviali, oggi rettilinei e regimentati con sponde cementizie, confluiscono poco più a valle in un unico corso, appunto il fiume Sarno.

collocano le principali aree di necropoli relative alla cosiddetta cultura delle Tombe a Fossa dell'età del Ferro-Periodo Arcaico (metà IX- metà VI sec a.C), di cui fino alla scoperta di Poggiomarino erano ignoti i relativi abitati.

Tali emergenze altimetriche si elevano dalla pianura circostante di soli pochi metri (5 m Striano, 10 m San Marzano, e 15 m S.Valentino) ed hanno fianchi e superfici di raccordo con la piana completamente mascherati dalle recenti urbanizzazioni. L'interpretazione fatta su basi geomorfologiche ha trovato riscontro in alcune precisazioni del prof. Rolandi, proprio durante alcune ricognizioni effettuate negli scavi archeologici di Striano: si tratta di antichi edifici vulcanici (tardoquaternari), che hanno la base sepolta da metri e metri di sedimenti vulcanoclastici recenti, con ancora una piccola emergenza altimetrica nella piana, così come il prof. Cinque aveva per primo intuito per la collina di Pompei (Cinque & Irollo, 2004).

L'evoluzione olocenica di questi settori più alti è stata completamente differente dal resto della piana: le sezioni osservate in alcuni scavi archeologici nel comune di Striano³, situati proprio al top della omonima collina. Le successioni hanno mostrato solo una continua aggradazione vulcanoclastica senza marcate fasi erosive che ne testimoniano una relativa stabilità morfodinamica per tutto l'Olocene, almeno per la parte superiore della collinetta. Sfortunatamente in nessun caso è stato possibile osservare il substrato su cui appoggiano le successioni di paleosuoli e vulcanoclastiti.

La piana alluvionale l.s. è stata spesso soggetta a cambiamenti evidenti (migrazione del fiume, eventi vulcanici, subsidenza, eustatismo, ecc) nel corso dell'Olocene ed ha mantenuto negli ultimi millenni ambienti umidi e palustri fino alle recenti bonifiche borboniche.

Nelle aree depresse proprio a ridosso delle più importanti sorgenti del Sarno tali ambienti palustri hanno favorito anche la sedimentazione di depositi travertinosi: in uno scavo per i lavori di sottofondazione per un abitazione civile, sita lungo il prolungamento di via Matteotti nel Comune di Sarno è stato possibile raccogliere informazioni tephracronologiche circa le fasi principali della deposizione, che ha alternato depositi limosi ed argillosi, livelli vulcanici e vere e proprie bancate di livelli travertinosi fitoclastici, fitoermali e di sabbie calcaree di chiara origine palustre con scarsi apporti alluvionali (*figura 54*).

In particolare si registra una ripresa⁴ della deposizione dei travertini in un momento non molto precedente il 472 d.C e soprattutto un momento non troppo successivo a questa. Tale evidente ripresa sembra essere sincrona con altre località di piana alluvionale della Campania prossime ad importanti sorgenti sovrassature in CaCO₃ (Pontecagnano, Paestum, Acerra, Telese, Castel S.Vincenzo, ecc).

³ Per la visita allo scavo di Striano, si ringrazia la dott. Cicirelli della Soprintendenza di Pompei

⁴ Ripresa perché a poca distanza dagli scavi di via Matteotti, Nicotera&Civita, (1969a) (1969b) mostrano attraverso sondaggi, anche profondi 40 metri, come le placche travertinose sono multiple e che quella superficiale poggia sui prodotti del 472 d.C.

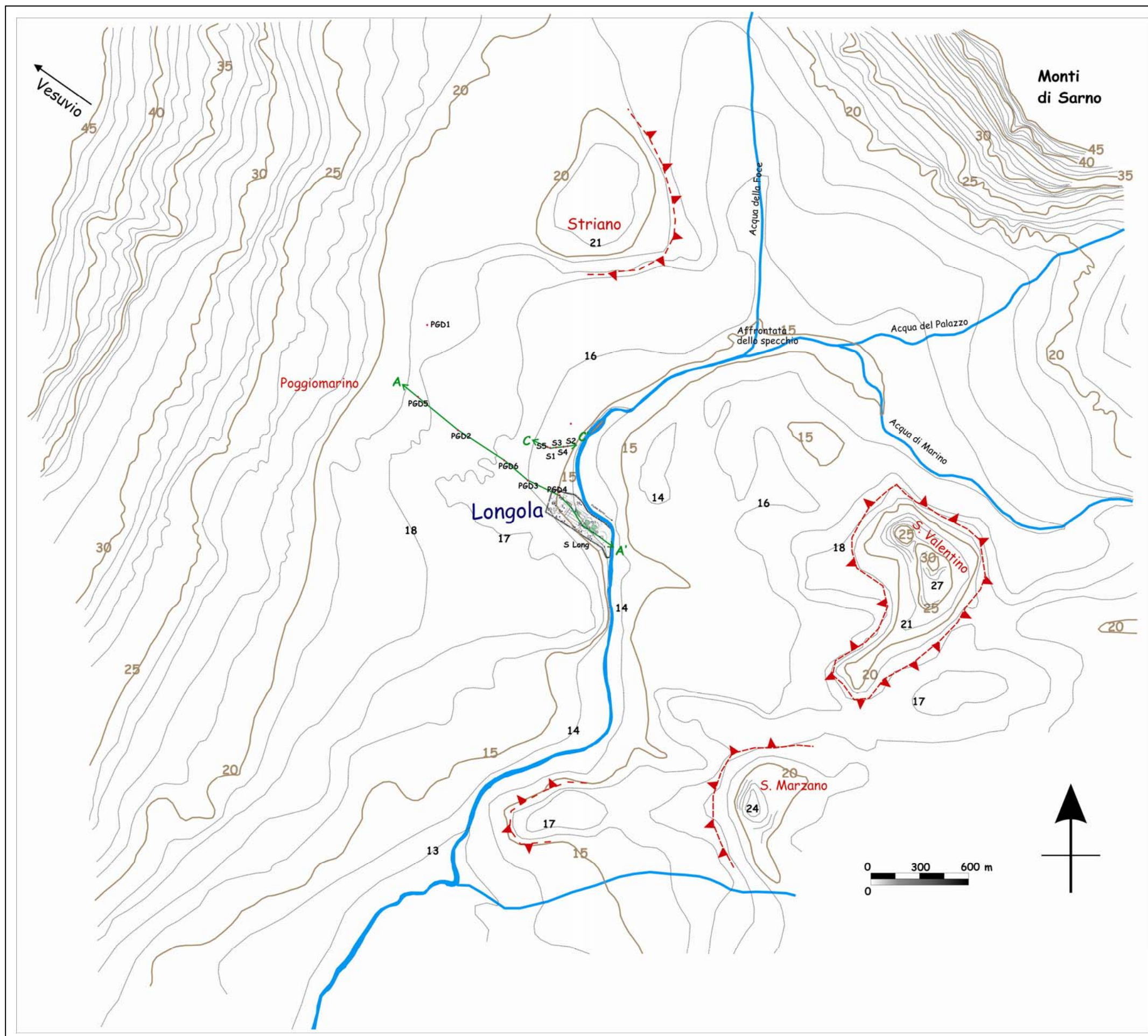


Figura 53:
carta geoarcheologica
preliminare della
media valle del Sarno.

Inoltre la carta geoarcheologica mostra l'ubicazione delle evidenze archeologiche più significative relative alla protostoria della valle del Sarno: le necropoli di Striano, San Valentino e S. Marzano, nonché l'abitato di Longola di Poggiomarino, oggetto di studio di questa tesi⁵.

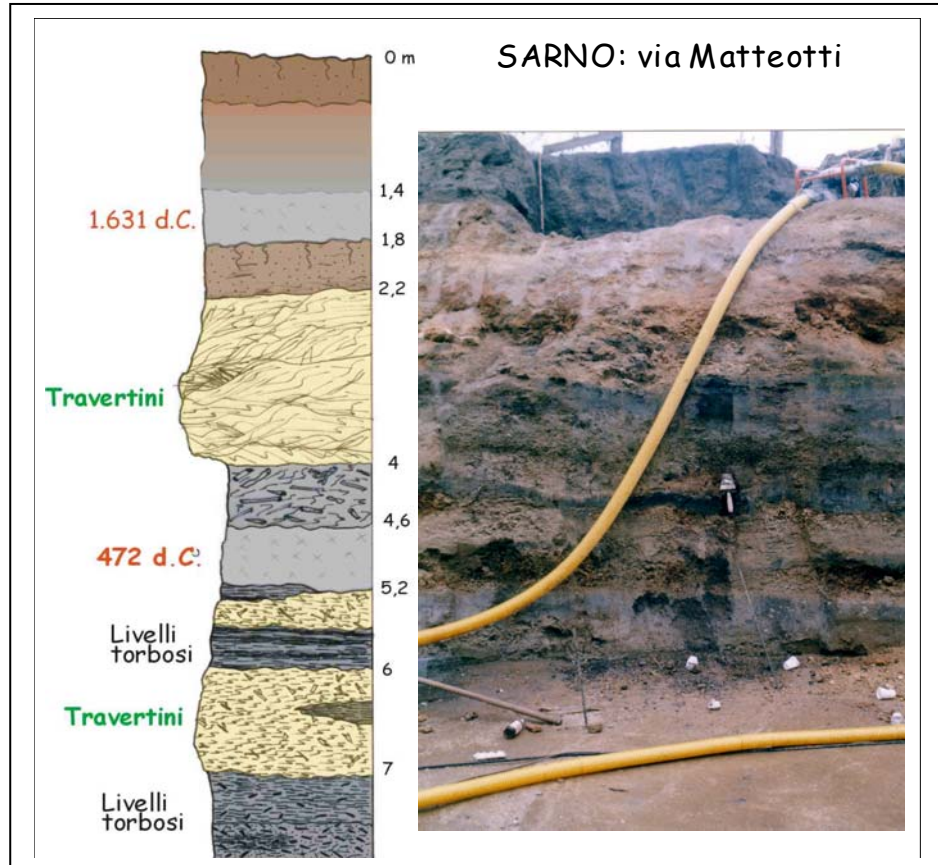


Figura 54: i travertini di epoca storica di Sarno

Il corso del Fiume Sarno, oggi completamente rettificato e regimentato, dopo aver ricevuto le acque dei suoi tre rami sorgentizi (Rio Foce; Acqua di Marino o Rio S.Marina di Lavorate e Rio Palazzo, in località Affrontata dello Specchio), si incunea tra gli alti di Striano e San Valentino attraversando una zona che mantiene solo una leggera pendenza verso mare passando dalla quota di circa 15 m s.l.m., a quella di circa 14 m slm in prossimità di un ampio meandro, che ha la convessità rivolta verso la fascia di aggradazione pedemontana distale del Vesuvio. Quest'ultima, poche centinaia di metri più a sud, ne influenza l'andamento, costringendo il Sarno ad una nuova curvatura verso sud. Il corso continua rettilineo fino ad incontrare le pendici dell'alto di San Marzano e deviare nuovamente verso i territori di Scafati, ricevendo (sulla sx orografica) dapprima le acque di un canale/alveo di bonifica (canale di S. Mauro) e poi, più a Sud, sempre sulla sx, quelle del fiume Solofrana/Canale di Nocera. Il fiume Sarno, oggi sfocia

⁵ Sulla carta è ubicata anche la posizione delle recenti segnalazioni del sito di Affrontata dello Specchio, nel tratto pochi metri a monte della confluenza del Rio Foce. Tale segnalazione non supportata da dati di scavo potrebbe avere delle relazioni cronologiche e culturali con il sito di Longola. Recentemente i materiali archeologici analizzati dalla Albore Livadie ne sottolineano una strettissima relazione (com. pers.)

di fronte allo Scoglio di Rovigliano dopo aver realizzato un'ansa in direzione di loc. San Abbondio di Pompei (altro alto di origine vulcanica nella piana, Vulcano-Pompei di Cinque & Irollo, 2004).

Proprio nel settore dell'ampio meandro del Sarno, soprattutto nella sua dx orografica, si sono concentrate le indagini geoarcheologiche, in quanto in seguito ai lavori di sbancamento per la realizzazione dei collettori fognari del Sarno sono venuti alla luce, per la prima volta in Campania, i resti di un importante villaggio perispondale e perifluviale sviluppatosi tra la media età del Bronzo avanzata e la fine del VII/primi decenni del VI sec. a.C .

Il sito archeologico di Longola (Poggiomarino)

L'area archeologica di Longola, come abbiamo appena visto si colloca nel settore centrale e più depresso della piana del Sarno ad una quota prossima a 14 m slm. Qui, negli ultimi 2500 anni, la forte aggradazione vulcanoclastica (primaria e rimaneggiata) in ambienti fluvio-palustri ha contribuito a seppellire l'insediamento con almeno 7-8 metri di materiali.

L'insediamento fu edificato su una serie di "isolotti"⁶, sollevati appena di qualche metro dalla restante piana, separati da una serie di canali adduttori in stretta connessione con un PaleoSarno, che non doveva essere molto lontano dall'area di scavo. Su queste leggere morfologie elevate del "fondovalle del PaleoSarno" le popolazioni di stirpe indigena, i Sarrasti noti a Virgilio, predisposero una complessa rete di collegamento fluviale, con canali regolarizzati tra i vari isolotti che componevano il villaggio perifluviale e perispondale (*figura 55*).

I ritrovamenti dei resti di una darsena e di una barca pone l'attenzione sui collegamenti con gli altri insediamenti della valle e della fascia costiera, attraverso un PaleoSarno che allo stato attuale delle conoscenze ancora non è possibile precisarne una sua esatta posizione ed andamento, anche se alcune ipotesi vengono, più avanti formulate al riguardo.

I saggi archeologici (1, 2/A e 3/B) eseguiti durante le campagne di scavo hanno permesso di individuare un settore con canali sub-ortogonali maggiori, tre dei quali (MAF 3, B, C) parzialmente indagati e con canali minori, connessi tra loro (MAF 2-MAF 1) (Albore Livadie et al, 2003) (*figura 56*).

Allo stato attuale nessun saggio ha raggiunto la base dello strato archeologicamente sostenuto⁷ e non sono stati scavati sistematicamente i livelli

⁶ Il termine "isolotti" utilizzato da Albore Livadie et alii, 2003, tende ad esprimere una situazione topografica del piano campagna regolarizzata dall'intervento antropico. Qui con il termine "isolotti" è visto come antiche paleomorfologie già esistenti prima dell'insediamento che in qualche modo vengono regolarizzate dall'uomo.

⁷ Un deposito archeologicamente sostenuto può essere assimilato ad un deposito clasto sostenuto, essendo i clasti costituiti di materiali archeologici. Possono derivare da crolli di strutture, intensa frequentazione di un'area, buona conservazione in loco dei reperti, ecc.

più antichi (al momento sono stati riconosciuti in trincee e saggi di approfondimento, insieme alle cineriti grigioazzurre che mantellano gli isolotti).



Figura 55: foto dell'abitato perifluviale/perisondale di Longola-Poggiomarino
(per le foto si ringrazia la prof. Claude Albore Livadie)

Le informazioni qui di seguito riportate sono state ampiamente stralciate dalla nota preliminare delle prime campagne di scavo (2000-2002) pubblicate dagli archeologi C. Albore Livadie, C. Cicirelli, P. Guzzo, nel 2003, responsabili dello scavo. Le aree di scavo hanno messo in evidenza una serie di modesti alti morfologici, ancora non chiaramente circoscritti e fortemente rettificati da ripetuti interventi antropici, sui quali si sono stabilite le strutture abitative, artigianali, agricole e di allevamento.

Questi alti sono attraversate da una serie di canali generalmente ortogonali (N60°E e N150°E) che li circondano e li delimitano. Al momento sono stati indagati parzialmente solo due canali minori (MAF 1 e MAF2)⁸, che agevolano il drenaggio interno che confluiscono in uno principale (MAF3) che sembra scorrere verso NO, mentre altri due sono stati soltanto individuati (canale B e C). E' probabile che un altro canale (D), ancora da delimitare ed esplorare nel saggio 3B, è in relazione con il MAF3, nella zona risparmiata dai due saggi (testimone di scavo)⁹. I canali

⁸ MAF: Monumento Archeologico Figlio

⁹ In ambiente archeologico è in uso il termine di testimone di scavo, così come lo si usa per una cava

mettevano in relazione i vari isolotti tra loro; è probabile che, tramite il Sarno, dal percorso sicuramente differente da quello di oggi, il villaggio di Longola fosse collegato con la costa tirrenica (Guzzo, in Albore Livadie et al, 2003). A conferma di tale ipotesi viene il ritrovamento di due piroghe monossili (di lunghezza di 7m e larghezza tra 0,9 e 1,50 m) in una fascia di interconnessione tra i canali MAF3 e C, all'interno di una darsena (*figura 56*). Rimane ancora aperto invece il problema della posizione del PaleoSarno, se a sx o dx dell'insediamento.

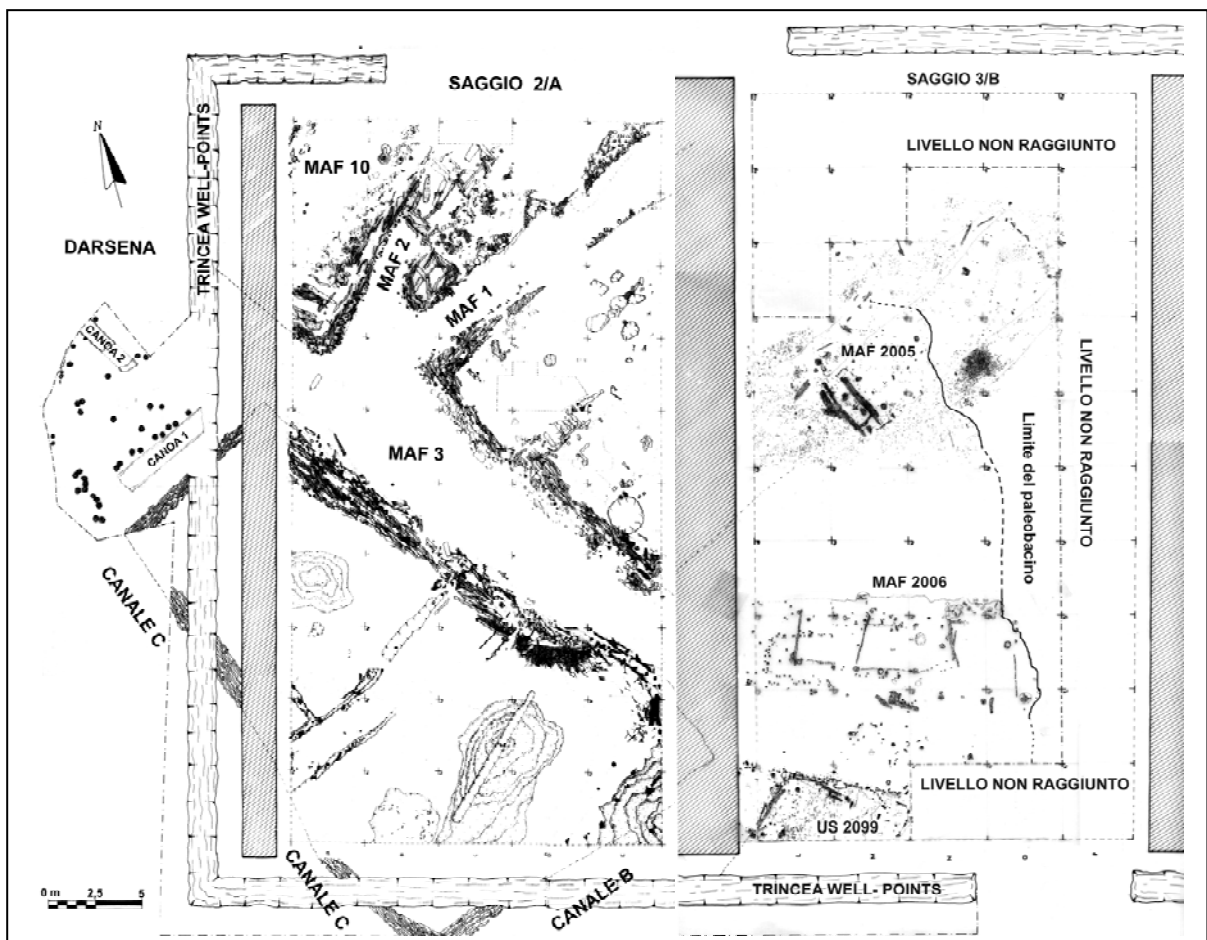


Figura 56: piante planimetriche dell'area di scavo (da Albore Livadie et al, 2003)

Si fa risalire l'insediamento di Longola al Bronzo medio 3 (XV-metà-XIV sec a.C.: circa 1500-1365 datazioni dendrocronologiche relative al BM3) sulla base dei reperti riferibili al periodo Appenninico trovati nei canali e nei carotaggi.

Le opere di bonifica e la programmatica regimentazione di parte delle vie di acqua secondarie collegate al corso principale risalgono forse già al primo impianto insediativo e comunque, non sono più recenti della prima età del Ferro (I Fe 1A, 1020- 950 a.C). Le maggiori informazioni sull'organizzazione interna del villaggio provengono dall'area del saggio 2/A e solo marginalmente dal saggio 3/B. Il limite tra gli isolotti ed i diversi canali è strutturato con arginature, costituite da palizzate di legno dalla costruzione elaborata, fatte di pali e paletti verticali

strettamente accostati, di tavole verticali e di assi orizzontali, infitti lungo la sponda del canale (Albore Livadie et al, 2003).

La quasi totalità delle tavole utilizzate per la sistemazione idraulica è costituita da legni di *Quercus* generalmente *Q. Robur* (rovere) e *Q. Cerris* (cerro), scelti per le ottime caratteristiche di resistenza all'acqua e all'usura del tempo. Anche nella costruzione delle capanne e delle canoe era prevalente l'uso delle latifoglie, che ne documentano una certa abbondanza nell'area, associata solo a pochi esemplari di *Abies Alba* (abete bianco) (Albore Livadie et al, in stampa). Sono state riconosciute diverse fasi di edificazione delle arginature dei canali e di innalzamento del piano campagna, nonché azioni di espansione e restringimento degli isolotti e degli adiacenti canali.

In particolare, allo stato attuale delle conoscenze si registrano interventi di ampliamento degli isolotti (e quindi di restringimento dei canali) generalmente nell'età del ferro. In particolare si registrano interventi nel periodo I Fe 1 (vecchio argine del MAF3 nella sponda Nord), nel periodo I Fe 2 (nuova palizzata che si appoggia alla precedente). Le ultime fasi di edificazioni (almeno 2) vedono l'aggiunta di nuovi pali, di tronchi, zeppe di legno, di lastre travertinose e di grossi frammenti di doli, inquadrati nel periodo I Fe 2 avanzato-I Fe 3. Sembra che nel corso dell'età del ferro il canale MAF3 fosse assai più largo che in epoca orientalizzante, periodo in cui si assiste ad un generale riassetto dell'intero sistema di canalizzazioni.

Le opere di ristrutturazione interna, soprattutto gli innalzamenti della quota degli isolotti, si rendevano necessari in primo luogo per compensare la subsidenza che affligge la piana del Sarno dalla sua formazione fino ad oggi, che generalmente è stimata essere 1,5-2.0 mm/anno, almeno in epoca storica, ma anche dagli innalzamenti del livello della falda e dell'acqua nei canali in seguito a periodi di "acqua alta" che potrebbero riflettere anche un aumento delle precipitazioni. C'è da tenere presente che i livelli dei laghi dell'Italia centrale testimoniano, dapprima un livello basso per il Bronzo Finale/1° parte dell'età del Ferro, e poi un rapido aumento dei livelli, proprio a partire dal VIII sec a.C., con sommersione degli insediamenti perispondali lacustri. Le opere di manutenzione dei canali (arginature, pulizie del fondo, allargamenti e restringimenti) oltre a riflettere importanti cambiamenti culturali legati alle esigenze abitative, artigianali e sociali, possono anche testimoniare un cambiamento importante del corso del Sarno, che potrebbe avere messo in crisi il sistema di bonifica. Allo stato attuale delle conoscenze, sembra più plausibile invocare un aumento del carico solido e della sedimentazione nei canali, in quanto indotta dall'abbondanza di sedimenti vulcanoclastici sciolti disponibili al trasporto, emessi dal Vesuvio durante le eruzioni protostoriche. Una di queste in altre aree prossimali al vulcano sigilla un paleosuolo datato da Rolandi et al (1998) a 2.710 +/-60 y BP non calibrata ed è nota in tephrostratigrafia con il nome di Ap2, mentre un'altra eruzione protostorica vesuviana sarebbe avvenuta intorno all'anno mille a.C.

Non è da escludere che potrebbe anche essere il risultato di un periodo più piovoso¹⁰ che interessa un paesaggio vegetale arboreo fortemente condizionato dalla presenza plurisecolare dell'insediamento e/o da una importante fase di aridità.

Tra la prima età del Ferro e il periodo Orientalizzante (750 a.C) si assiste infatti al progressivo e lento riempimento e restringimento dei canali. Le analisi granulometriche condotte sui livelli di riempimento di alcuni canali hanno potuto scandire i vari livelli di colmata, che sono costituiti essenzialmente da sabbie grossolane vulcanoclastiche ricche di resti faunistici (ossa e pesci) e vegetali (cortecce, semi, carboni, legni e legnetti di varie dimensioni), da piccoli clasti calcarei e da una grande quantità di materiali archeologici. Per buona parte si tratta di manufatti rotti o in disuso scaricati fuori delle capanne, anche se non va escluso un breve trasporto da un nucleo insediativo ubicato più a monte (Albore Livadie et al, 2003). Sono state anche riconosciute alcune fasi erosive che marcano ogni fase di colmata, fino alla fase terminale di abbandono che si collega ad un consistente apporto alluvionale (forse una somma di più eventi), costituito da sabbie e da limo molto ricco di materiali antropico organico (ossa, ceneri, ecc) e litici (ciottoli e ghiaie). (Albore Livadie et al, 2003). Nel corso del VIII-VII secolo a.C. si assiste al riempimento ed alla definitiva obliterazione dei canali che non furono più riattivati. In una fase successiva la parte meridionale del canale B è sigillata da lastre di travertino e paletti lignei disposti orizzontalmente probabilmente nello stesso momento in cui alla sommità di uno dei canali minori MAF2 viene collocato un certo numero di tavole e tronchi per bonificare il passaggio ed estendere lo spazio abitativo. Anche gli altri canali degli altri saggi mostrano chiari segnali di chiusura, una bonifica funzionale ad un diverso utilizzo dell'area. Anche l'area della darsena con le canoe sono sepolte da spessi apporti alluvionali a struttura laminare, alternati a strati di fogliame ed altri vegetali a testimoniare varie ondate di alluvioni. La frequentazione di conseguenza ne risulta molto ridotta, con poche capanne ed aree destinate a colture specializzate, che denotano un cambiamento radicale della destinazione/uso di quest'area, fino a che l'area non viene abbandonata agli inizi del VI secolo a.C.

L'area è in asciutto prima dell'eruzione del 79 d.C, in quanto le pomici sigillano paleosuoli bruno scuri molto humificati e bioturbati in superficie, obliterando un'area di bosco, caratterizzata dalla presenza di sentieri, marginati da alberi e coltivazioni della vite, e da piccoli alvei morti; in prossimità di una quercia secolare è stata messa in luce una piccola area di culto (Albore Livadie et al, 2003). La successione tephrostratigrafica riscontrata nell'area di scavo al di sopra del

¹⁰ Tale periodo più piovoso è ben documentato da tantissimi autori attraverso numerosi studi di carattere geoarcheologico (Younger Fill di Vita Finzi, 1969, la fredda e piovosa età del Ferro di Cremaschi (1992), Ortolani & Pagliuca, (1994), Veggiani (1995), Albore Livadie, (2003); di carattere sedimentologico, i quali testimoniano un aumento della sedimentazione nei bacini marini e lacustri (Allen et al, 1999; Watts et al, 1996); ad alta risoluzione (Bond events 3, ecc); ed il suo inizio viene generalmente collocato proprio nel VII secolo a.C. Tale fase piovosa si sarebbe protratta almeno fino V secolo a.c.

tephra del 79 d.C. mostra un' alternanza di livelli di argille sabbiose altamente organiche a forte componente vulcanoclastica rimaneggiata, di ambienti francamente palustri ed umidi. Tali oscillazioni del piano campagna sopra e sotto la falda locale potrebbe essere messa in relazione a differenti velocità della subsidenza pre e post 79 d.C. Gli ambienti palustri ed umidi caratterizzano questo settore della piana del Sarno, anche nei secoli a cavallo dell'eruzione del 472 d.C. Questa eruzione infatti sigilla livelli argillosi e limosi altamente organici e con diffuse precipitazioni pulverulenti di CaCO_3 di ambienti fluvio-palustri, ed è ricoperta da sedimenti molto simili ai precedenti anche se le incrostazioni calcaree diventano travertinose e sabbiose. Tale fenomeno come, già accennato precedentemente è stato già rilevato per le aree depresse della piana del Sarno e di altre aree oggetto di studio di questa tesi. Tale ambienti umidi e francamente dominati dalla sedimentazione fluviale e palustre perdurano fino alle prime bonifiche borboniche.

I sondaggi e le sezioni archeo-tephro-stratigrafiche

Le informazioni recuperate durante le prime campagne di scavo (2000-2004) sono state accompagnate da una serie di dati stratigrafici di sondaggi geoarcheologici e paleoambientali eseguiti nell'area dell'ex depuratore e nell'area archeologica di Longola. La lettura critica delle stratigrafie visionate presso la Soprintendenza Archeologica di Pompei ha permesso di tracciare alcune sezioni archeotephrostratigrafiche significative dell'area in esame. Inoltre le recenti collaborazioni attivate dal prof. Cinque con la Soprintendenza Archeologica di Pompei, hanno permesso di seguire tre sondaggi georcheologici, che integrati ad altri 5 reperiti nell'area, hanno consentito di tracciare altre sezioni stratigrafiche, lungo un'area posta poche centinaia di metri a monte della zona archeologica di Longola, sempre sulla dx orografica del Sarno.

I sondaggi hanno mostrato una successione stratigrafica alquanto complessa costituita essenzialmente di una alternanza di livelli argillosi e limosi con sabbie vulcanoclastiche con frequenti intercalazioni di unità piroclastiche pomicee e cineritiche del Somma Vesuvio (*figura 57*). Dopo averne riconosciuto i caratteri principali, colore, composizione, granulometria, tessitura, che hanno permesso una prima interpretazione paleoambientale, i vari livelli sono stati raggruppati in una serie di unità sedimentarie e stratigrafiche in base ad alcune similitudini che presentavano le suddette alternanze (per es. livelli argillosi e limosi con sabbie grossolane alternati a sabbie fini vulcanoclastiche in matrice argillosa e limosa sono diventati unità sedimentaria fluvio-palustre pre o post tephra riconosciuto; depositi sabbiosi grossolani di fondo canale e sabbie medio grossolane in matrice limosa di origine alluvionale sono diventati semplicemente unità sedimentaria delle alluvioni pre e post tephra riconosciuto). Per brevità, qui si riporta un solo esempio di logs geoarcheologico, relativo al sondaggio S4 (*figura 57*), dove sono indicate le

quote dal piano campagna, le quote sul livello del mare, la rappresentazione schematica dei livelli riconosciuti e la relativa interpretazione paleoambientale.

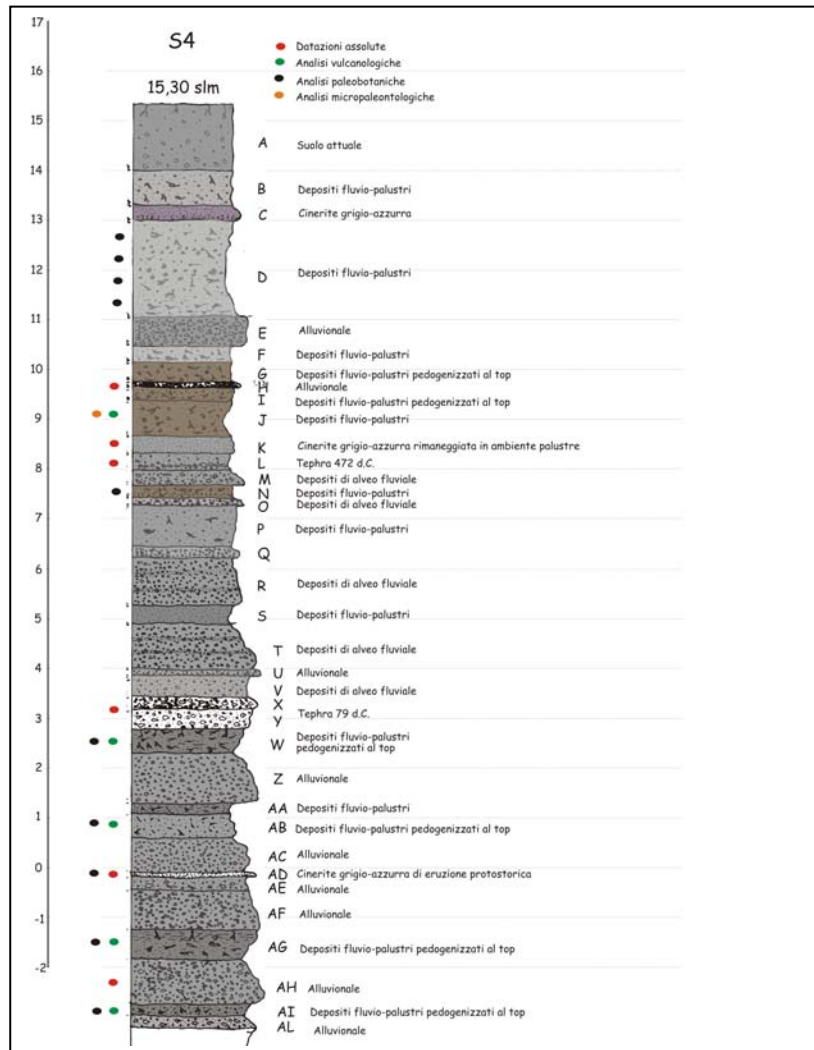


Figura 57: log del Sondaggio S4 ed interpretazione dei sedimenti

Nella tabella della pagina seguente, invece, si riporta la descrizione dettagliata eseguita direttamente al momento dell'estrazione delle carote con la supervisione del Prof. Cinque. La scelta di questo esempio è dettata dal fatto che alcuni livelli significativi della carote sono stati campionati in loco dagli specialisti in materia di Vulcanologia (Prof. Rolandi), di radiocronologia (Prof. Terrasi) di paleobotanica (dott. Russo-Ermolli) e di micropaleontologia (D. Barra e G. Aiello) per eseguire degli approfondimenti analitici che confermassero e completassero le prime interpretazioni. I livelli campionati e i relativi approfondimenti analitici sono mostrati nel log con una simbologia di riferimento e di facile lettura.

Le ¹¹ datazioni assolute ¹⁴C eseguite dal Prof. Terrasi su legni e resti vegetali hanno mostrato date calibrate, non in accordo con i buoni vincoli tephrostratigrafici esistenti, fornendo date invecchiate di almeno uno o due

¹¹ Le date ¹⁴C calibrate sono riportate ugualmente nel log del sondaggio S4

millenni. Una probabile spiegazione di questi valori così invecchiati, chiama in causa il ruolo giocato dalle piante acquatiche, capaci di fissare carbonio ereditato e disciolto nelle acque fluviali e palustri (Terrasi, com. pers.).

Sondaggio S4

Piano campagna 15,30

* analisi vulcanologiche ° datazioni assolute + pollini ^ microfossili

Unità campioni	Prof	Quote s.l.m.	Descrizione	Interpretazioni paleoambientali
A	0 1,30	15,30 14,00	Suolo attuale marrone verdognolo impostato su sedimenti sabbioso-limosi con numerosi frammenti millimetrici di natura vulcanica	<i>Suolo attuale</i>
B	1,30 2,20	14,00 13,10	Sabbie fini di colore bruno con abbondante matrice limo-argillosa con rari piccoli clasti vulcanici e resti vegetali (tra cui radici). Verso il basso diventano gradualmente più argillose e grigiastre.	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre</i>
C	2,20 2,50	13,10 12,80	Ceneri vulcaniche addensate di colore grigio-verdastro con qualche clasto vulcanico millimetrico, frustoli vegetali e gasteropodi. Verso la base presentano scheletro sabbioso.	<i>Cinerite vulcanica deposta in ambiente palustre</i>
D ⁺ 2,70 3,00-3,05 3,50-3,60 4,00	2,5 4,00	12,80 10,70	Limi argillosi grigio-verdastri ricchi in gasteropodi e piccoli bivalvi, nonché resti vegetali foliari che verso il basso (ultimi decimetri) diventano dominanti Tra 3,20 e 3,40 è presente un livello limoso contenente pomici, litici e scorie con diametro fino a 3cm	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre con apporti alluvionali</i>
E	4,40 5,00	10,70 10,30	Clasti vulcanici, litici e scoriacei, con rari frammenti calcarei, fino a circa 2 cm di diametro. In alto si ha un livello di limo grigio plumbeo con clasti lavici fino a 4 cm di diametro	<i>Evento alluvionale</i>
F	5,00 5,30	10,30 10,00	Limi argillosi di colore bruno-giallastro ricco di resti vegetali	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre</i>
G	5,30 5,70	10,00 9,60	Limi sabbiosi di colore marrone scuro con clasti vulcanici (lavici, scoriacei e pomice) di diametro fino a 1 cm, ricco in frustoli vegetali e con qualche piccolo gasteropodi.	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre pedogenizzati al top</i>
H [*]	5,70 5,85	9,60 9,45	Clasti vulcanici, litici e scoriacei, e subordinatamente calcarei. I clasti hanno di norma diametro inferiori a 1 cm ma con alcuni fino a 3 cm in scarsa matrice sabbiosa-limosa di colore bruno-grigiastra	<i>Evento alluvionale</i>
I	5,85 6,10	9,45 9,20	Limi sabbiosi di colore marrone scuro ricco in resti di vegetazione erbacea. Nella parte alta presenta anche clasti pomice	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre pedogenizzati al top</i>
J [^]	6,10 6,80	9,20 8,50	Limi marrone scuro ricchissimo di resti vegetali e con gasteropodi e lamellibranchi millimetrici di acqua dolce, che a tratti formano letti millimetrici esclusivamente organogeni.	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre</i>
K [*]	6,80 7,00	8,50 8,30	Limi a componente sabbiosa fine di colore grigio plumbeo con abbondante frazione vegetale millimetrica e qualche pomice millimetrica	<i>Cinerite rimaneggiata in ambiente palustre</i>
L [*]	7,00 7,35	8,30 7,95	Limi a componente sabbiosa fine di colore marrone scuro ricchi di resti vegetali. Tra 7,25 e 7,30 si ha un livello a clasti vulcanici litici fino a 5 cm di diametro e pomice bianche e grigie fino a 2 cm	<i>Deposito di ambiente fluvio-palustre con apporti alluvionali e/o fall vulcanico del 472 d.C</i>
M	7,35 7,65	7,95 7,65	Ghiaie fini sabbiose a clasti di natura vulcanica (lavici, scoriacei e rari pomice).	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
N ⁺ 7,70	7,65 7,90	7,65 7,40	Limi marrone scuro ricco di resti vegetali e con gasteropodi e lamellibranchi di acqua dolce. A 7,75 presenta un livello di 3 cm con clasti litici e pomice di diametro fino a 1 cm.	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre con apporti alluvionali</i>

O	7,90 8,10	7,40 7,20	Ghiaie fini sabbiose di colore grigio scuro a clasti lavici e pomicei.	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
P	8,10 8,90	7,20 6,40	Limi sabbiosi grigio cenere scuro, con qualche frustolo vegetale	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre</i>
Q	8,90 9,10	6,40 6,20	Sabbie medio-grossolane a scarsa matrice limosa, di colore grigio ed a clasti di natura vulcanica	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
R	9,10 10,00	6,20 5,30	Sabbie grossolane scure a clasti di natura vulcanica, alternate a livelli di limi sabbiosi grigio scuri	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
S	10,00 10,40	5,30 4,90	Argilla limosa di colore grigio scuro ed a scarso scheletro sabbioso, che passa verso il basso a limi sabbiosi argillosi di ugual colore	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre</i>
T	10,40 11,30	4,90 4,00	Sabbie grossolane nerastre con piccole pomici grigie nelle quali si alternano livelli di pochi centimetri di limi sabbiosi grigio cenere	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
U	11,30 11,40	4,00 3,90	Pomici bianche smussate con diametro inferiore a 1 centimetro con scarsa matrice limosa	<i>Fall dell'eruzione del 79 d.C. rimaneggiato</i>
V	11,40 11,80	3,90 3,50	Cinerite grigia con scarsa matrice limosa e rare pomici di diametro fino a 1 cm e litici vulcanici fino a circa 0,5 cm	<i>Fall cineritico del 79 rimaneggiato</i>
X*	11,80 12,10	3,50 3,20	Pomici biancastre e grigiastre spigolose di diametro fino a circa 2 cm in scarsa matrice limosa-argilosa grigiastra	<i>Fall dell'eruzione del 79 d.C. rimaneggiato</i>
Y*	12,10 12,50	3,20 2,80	Sabbie limose e limi sabbiosi grigi con pomici biancastre spigolose fino a circa 2 cm di diametro	<i>Fall dell'eruzione del 79 d.C. rimaneggiato</i>
W ^o +	12,50 13,00	2,80 2,30	Limo torboso nero molto humificato con minuti frammenti lignei carbonizzati e resti di vegetazione erbacea o algale	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre pedogenizzati al tetto</i>
Z	13,00 14,00	2,30 1,30	Sabbie grossolane di natura vulcanica e colore nerastro con rari livelletti (spessi circa 1 cm) di limo e con sparse pomici chiare di diametro fino a quasi 1 cm, più frequenti alla base	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
AA	14,00 14,20	1,30 1,10	Torba punteggiata di concrezioni carbonatiche che presenta resti vegetati con anche minuti frammenti lignei	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre</i>
AB ^o +	14,20 14,70	1,10 0,60	Limi sabbiosi e sabbie limose di colore grigio-beige con piccole pomici e sabbie-ghiaiose vulcaniche nerastre. Presenta una forte concentrazione di legni anche centimetrici e resti vegetali millimetrici, nonché nuclei di cinerite grigio-bluastro addensata. Sono anche presenti probabili resti fecali fossili (pellets) di diametro fino al cm.	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre pedogenizzati al tetto.</i>
AC	14,70 15,40	0,60 -0,10	Sabbie grossolane nere e ghiaie fini, a clasti lavici e scoriacei, con qualche pomice biancastra di diametro fino al centimetro	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
AD* +	15,40 15,50	-0,10 -0,20	Cinerite grigia addensata con minuti cristalli di mica	<i>Fall vulcanico di eruzione protostorica?</i>
AE	15,50 15,80	-0,20 -0,50	Ghiaia fine con abbondante matrice limo-sabbiosa di colore marrone scuro. I clasti hanno diametro di solito inferiore al centimetro ed eccezionalmente fino a 2 cm. Essi sono soprattutto costituiti da pomici biancastre e grigie e subordinatamente da frammenti lavici. Qualche piccolo frammento ligneo	<i>Alluvionale pedogenizzato</i>
AF	15,80 16,60	-0,50 -1,30	Sabbie grossolane, a tratti ghiaiose, di colore nerastro, con clasti vulcanici litici millimetrici e con pomici biancastre e grigiastre fino a circa 1 cm di diametro	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
AG ^o +	16,60 17,20	-1,30 -1,90	Limo bruno scuro rossiccio molto areato con resti vegetali, qualche pomice biancastra (fino a 2cm di diametro) e abbondante scheletro sabbioso-ghiaioso di litici vulcanici scuri millimetrici e, subordinatamente centimetrici	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre pedogenizzati al tetto</i>
AH*	17,20 18,10	-1,90 -2,80	Sabbie grossolane, ghiaiose nei primi centimetri, di colore grigio scuro, con clasti vulcanici litici millimetrici e con pomici biancastre e grigiastre fino a circa 1 cm di diametro	<i>Depositi di alveo fluviale</i>
AI ^o +	18,18 18,30	-2,80 -3,00	Limo torboso nerastro con pomici di diametro fino al 1 cm circa e frustoli vegetali	<i>Depositi di ambiente fluvio-palustre pedogenizzati al tetto</i>
AL	18,30 18,50	-3,00 -3,20	Pomici biancastre dell'eruzione di AV (???) di diametro fino a circa 2 cm in matrice limoso-sabbiosa	<i>Deposito alluvionale</i>

Le unità stratigrafiche

I sondaggi hanno intercettato una serie di livelli che hanno come caratteristica principale quella di essere costituiti principalmente da vulcanoclastiti di litici, scorie e pomice mm, rimaneggiati in ambiente fluviale e/o palustre, alternati a livelli pomicei e cineritici da fall del Somma Vesuvio, in giacitura primaria o quasi. Dal basso verso l'alto le unità sedimentarie sono state così raggruppate:

A. unità delle alluvioni grigio-scure antiche

una potente serie alluvionale di alveo fluviale, di cui non si è potuto accertare il reale spessore (in alcuni sondaggi supera i 10 m anche se generalmente non va oltre i 3-4 m), costituita da sabbie grossolane nere e ghiaie fini, a clasti di natura vulcanica (lavici, scoriacei, cristallini e pomicei) e talora un poco limose. Tale unità comprende anche livelli meno grossolani e più limosi che si interdigitano a più riprese.

B. unità Tephra 1?

In alcuni sondaggi l'unità 1 contiene, a differenti altezze un livello cineritico grigio-azzurrognolo costituito prevalentemente da limi sabbiosi fini. Il riconoscimento e l'età del tephra è di fondamentale importanza per la ricostruzione del paesaggio preistorico e protostorico di questo settore della piana del Sarno, in quanto, come vedremo più avanti, proprio nell'area archeologica di Longola, sigilla una articolata paleomorfologia che potrebbe in qualche modo averne condizionato la scelta insediativa. Qui tale tephra potrebbe essere riferito in via preliminare e su sole basi tephrostratigrafiche e geoarcheologiche alla prima eruzione protostorica di Rolandi et al (1998) (AP1 per la tephrostratigrafia), che segue di pochi secoli, la più nota Eruzione di Avellino, che in questi sondaggi non si è manifestata chiaramente con un livello in deposizione primaria.

C. Unità fluvio-palustre protostorica

Questa potente unità sedimentaria raggiunge al massimo 2-3 metri di spessore mentre nei sondaggi dell'area archeologica di Longola arrivano fino a 4 m. Contiene una articolata alternanza di livelli di limi sabbiosi e sabbie limose di colore grigio-beige, a tratti bruno-nerastri, con livelli sabbiosi e sabbie-ghiaiose vulcanoclastiche nerastre. Presenta quasi ovunque una forte concentrazione di legni anche centimetrici e resti vegetali millimetrici, nonché nuclei di cineriti grossolane grigio-bluastre addensate. In alcuni sondaggi, quelli più prossimi all'area archeologica questa cinerite (che qui chiamiamo tephra 2?) si è rivelata frequentemente con un livello di sabbia vulcanoclastica costituita da piccoli lapilli litici e scoriacei con piccole pomice, a differenti quote dal piano campagna. Tale tephra 2? potrebbe essere riferito in via preliminare alla terza eruzione protostorica vesuviana di Rolandi et al, 1998 di età molto prossima al 750 a.C. (AP2 per la tephrostratigrafia). Inoltre tale unità restituisce, quasi in tutti i sondaggi, un buon numero di reperti archeologici (principalmente nell'area archeologica) e abbondanti resti di legni e di vegetali, di probabile pertinenza del villaggio. Questi frequentemente si rinvennero a quote variabili dal piano campagna, da -7/-8 m. Nella parte alta di tale unità, soprattutto dopo il tephra 2?, si riconosce quasi ovunque, un aumento della granulometria delle sabbie, che diventano grossolane ed una diminuzione dei limi e delle argille, con un aumento delle facies francamente alluvionali. Tale situazione è ben documentata anche nell'area degli scavi e potrebbe essere riferita alle ultime fasi di vita dell'insediamento dove si registrano varie ondate di alluvioni, e quindi riferita al periodo compreso tra il 750 a.C. e qualche periodo prima del 79 d.C.

D. l'eruzione del 79 d.C.

i prodotti dell'eruzione del 79 d.C. sono costituiti prevalentemente da pomice bianco-grigiastre di dimensioni max di 2-3 cm, in scarsa matrice cineritica, sia in deposizione primaria da fall, che secondaria, rimaneggiata in ambiente fluviale e palustre. Gli spessori sono estremamente

variabili (da pochi cm fino a 4-5 m) e sembrano essere il riflesso dell'articolata morfologia, su cui va ad impattare e della sua successiva rielaborazione. In realtà le pomice del 79 d.C. risultano essere più spesse solo in alcuni sondaggi che hanno rilevato la presenza di accumuli all'interno di depressioni, di alvei abbandonati e di meandri (in facies di spiaggia di meandro), mentre generalmente gli spessori sono sempre inferiori a 0,5-0,7 m. La base del 79 d.C. affiora in profondità a quote comprese tra i -10 e -7 dal p.c., mentre nell'area archeologica di Longola solo a quote comprese tra -3/-5 m, confermando il ruolo giocato dall'aggradazione antropica protostorica del p.c. degli "isolotti".

In molti casi i prodotti del 79, sigillano paleosuoli bruno-marrone molto humificati e soffici, che richiama a coperture vegetali solo sporadicamente inondate e/o localmente impaludate, mentre in altri sondaggi sigillano depositi francamente alluvionali e/o palustri, mettendo in evidenza alcuni tratti in cui doveva scorrere un corso fluviale principale (il paleosarno?) e/o la presenza di importanti depressioni (aree umide, meandri abbandonati, ecc).

E. unità fluvio palustre post 79 d.C.

Questa unità comprende una potente (generalmente 2-3 m) alternanza di depositi argillosi e sabbiosi bruno nerastri di vulcanoclastiti rimaneggiate in aree umide ed in ambienti palustri, dove si verificavano anche ripetuti apporti francamente alluvionali di sabbie vulcanoclastiche più grossolane. Le condizioni fluvio-palustri sembrano dominare in ampi settori dell'area in oggetto, mentre solo nell'area archeologica di Longola, le modeste alture (isolotti), sembrano isolare un'area asciutta con coperture pedologiche e vegetali.

F. l'eruzione di Pollena del 472 d.C.

l'eruzione di Pollena è presente generalmente a 3-4 metri di profondità dal piano campagna, mentre nell'area archeologica è generalmente a soli 1,5-2,5 m. Si presenta sempre rimaneggiata in ambienti francamente palustri ed è costituita da vulcanoclastiti (litici, pomicei, scoriacei e lavici) di colore grigio-scuro in abbondante frazione cineritica, rimaneggiata ed argillificata, di colore bruno nerastro. Presenta sempre un elevato contenuto di resti vegetali mm e cm (legni, legnetti, tappeti algali e di sostanze organiche ancora non decomposte completamente) e di resti di gasteropodi e lamellibranchi di acqua dolce.

G. unità palustre post 472 d.C

le condizioni palustri e le aree umide sembrano acuirsi proprio dopo l'avvento dei prodotti del 472 d.C.: in nessun caso le vulcanoclastiti di questa eruzione presentano chiare tracce di esposizione subaerea e di coperture pedologiche, confermando molto probabilmente un aumento dei ritmi di subsidenza dell'area e/o l'aumento delle precipitazioni. I livelli che la compongono sono costituiti prevalentemente da limi argillosi bruno-nerastri altamente organici con intercalazioni torbose e travertinose, e rari livelli sabbiosi grossolani alluvionali nella parte inferiore dell'unità. La potenza complessiva dell'unità francamente palustre si aggira intorno a 2m, e verso l'alto si nota una diminuzione dei limi e delle argille a scapito delle classi granulometriche più grossolane, che riflettono anche apporti francamente fluviali. Nell'area archeologica di Longola invece le successioni affioranti negli scavi hanno rilevato anche la presenza di livelli alluvionali organizzati in strati piano paralleli di materiali vulcanoclastici a differente granulometria.

H. tephra 3?

il tephra 3 è un livello centimetrico (max 3 cm) di sabbie e ghiaie vulcaniche scure con clasti pomicei, litici e scoriacei, lavici mm con scarsa componente cineritica fine. In alcuni sondaggi questa unità si è rilevata mediante un livelletto cm di cineriti argillose grigio-bluaestre molto addensate in probabile deposizione secondaria in ambiente palustre. Affiora generalmente solo

a pochi metri dal p.c. di oggi ed è spesso interessata da rimescolamenti antropici (arature profonde, pali, buche di impianto e di espanto di alberi, ecc) e da bioturbazioni marcate. L'identificazione e l'età di tale tephra non è del tutto chiara, anche se potrebbe essere riferita all'eruzione medievale del 1052 AD oppure al 1631 AD.

H. suolo attuale

il suolo attuale è composto da materiali vulcanoclastici sabbiosi ed argillosi, altamente humificati ed argillificati, con abbondanti materiali di riporto rimescolati nel suolo.

Dopo aver brevemente riassunto le varie unità stratigrafiche e sedimentarie sono state interpretate alcune sezioni archeo-tephrostratigrafiche passanti per alcuni sondaggi significativi e per l'area archeologica di Longola.

La sezione AA' (**figura 58**), orientata NW-SE parte dal sondaggio PGD5 (18,40 m s.lm), posizionato nelle immediate vicinanze del piedimonte distale del Vesuvio, e attraverso i sondaggi PGD2, PGD6, PGD3 e PGD4 raggiunge l'area archeologica di Longola dove i sondaggi si infittiscono con una maglia più stretta (per l'ubicazione dei sondaggi e la traccia delle sezioni vedi figura 53).

Questa mostra una morfologia pre-insediamento costituita da una ampia piana alluvionale che si spinge fino a ridosso del piedimonte distale del Vesuvio (PGD5) dove sale bruscamente di quota.

Nell'area archeologica dove i sondaggi sono più ravvicinati la correlazione tra le varie quote di rinvenimento del tephra 1? mette in mostra una articolata geometria, costituita da una serie di piccoli dossi e depressioni. Tale situazione è, appunto, sigillata dal tephra 1?, che se ben inquadrato cronologicamente assume un ruolo fondamentale nello sviluppo futuro delle indagini, per capire il paesaggio della piana del Sarno, al momento delle prime fasi insediamentali di Longola.

Le ipotesi in campo per l'interpretazione di tali geometrie potrebbero chiamare in causa una diversa organizzazione del reticolo idrografico della paleovalle del Sarno, probabilmente costituito da una serie di canali intrecciati, che si interdigitavano a più altezze della piana, isolando delle barre ("isolotti"), condizioni fortemente dettate e favorite dai movimenti differenziali del p.c. antico, tra l'altro notoriamente ben documentate in quest'area per tutto l'Olocene.

Da tenere presente che la formazione di sistemi di canali intrecciati, in contesti di piane alluvionali mediterranee, è generalmente favorita durante le fasi aride. Questa situazione risulta più evidente nella sezione che attraversa i sondaggi dell'area archeologica, dove la maglia è più stretta, mentre verso il piedimonte vesuviano la grande distanza tra i sondaggi ancora non permette di capire se le articolate geometrie potevano essere in connessione con un alveo/meandro più grande. Comunque nell'area compresa tra i sondaggi PGD6 e PGD3 questo sistema di canali sembra essere connesso con una depressione fluviale di più grandi dimensioni, che raggiunge la sua max profondità in PGD6.

Successivamente e durante le fasi insediative del villaggio si nota che, mentre l'area archeologica di Longola aggrada più o meno in fase con la paleomorfologia

preesistente (vedi linee tratteggiate della sezione che uniscono le quote di rinvenimento di significativi reperti archeologici, nei sondaggi dell'area archeologica), l'area depressa si mantiene tale. Ciò potrebbe testimoniare la presenza di un alveo/meandro che, durante le fasi di sviluppo del villaggio protostorico era in connessione, in qualche modo, con il sistema di canali ed isolotti, che i primi abitanti di Longola sfruttavano.

All'aggradazione dell'area archeologica ha certamente contribuito l'attività antropica, attraverso la riorganizzazione geometrica (regimentazione dei canali e degli isolotti con sponde, e varie fasi di risistemazione e di sopraelevazione del p.c.) delle paleomorfologie preesistenti.

I primi abitanti di Longola fondarono, quindi l'insediamento proprio a ridosso dei canali naturali che erano probabilmente alimentati da un corso principale che doveva scorrere alla sx dell'insediamento. Lo sviluppo dell'insediamento e della capacità dell'uomo di modificare le dinamiche naturali porta ad attuare un vero e proprio sistema di bonifica del sistema corso principale/canali intrecciati: l'uomo regola l'afflusso delle acque nei canali dal collettore principale, regimenta le acque dei canali, fortificandone le sponde con palizzate di legno, frustoli tavole, ecc, e ne regola le dimensioni e la corrente.

Per compensare i noti movimenti di subsidenza e/o i fenomeni di innalzamento della falda indotti dall'aumento delle precipitazioni, rialza "gli isolotti", attraverso colmate di materiali vulcanoclastici rimaneggiati, frammisti a materiali lignei e resti di butti di pertinenza dell'area archeologica. Allo stato attuale delle conoscenze questa appena descritta potrebbe essere la situazione agli inizi dell'età del Ferro.

Un importante cambiamento dell'assetto del territorio è evidente più o meno in concomitanza della tephra 2? (terza protostorica di Rolandi et al, 1997, datata a circa 750 anni b.C, per la tephrostratigrafia AP2). I prodotti di questa eruzione sigillano i sedimenti di alveo fluviale della sopracitata area depressa dell'alveo/meandro, mentre nell'area archeologica mantella le geometrie dei canali/isolotti, chiaramente mantenute dall'uomo.

Il meandro/depressione con funzione alimentatrice dei canali sembra non funzionare più dopo questa fase (presenta depositi assimilabili a paleosuoli e/o di aree umide), sembra che sia migrato da qualche altra parte, attraverso meccanismi di avulsione e/o salto del meandro, allo stato delle conoscenze ancora poco chiari, e che in buona parte dipendono dalla mancanza di dati di sottosuolo, per quanto riguarda l'attuale sx orografica di questo settore del Sarno.

Comunque è evidente, che a partire da questo momento qualcosa cambia: un aumento dei ritmi di subsidenza, un aumento del carico solido vulcanoclastico disponibile, dovuto sia all'eruzione che agli impatti antropici dell'età del ferro (disboscamenti, agricoltura estensiva ed intensiva, incendi), possono essere solo alcune delle cause che portano al graduale declino del villaggio che proprio a partire dal 750 a.C subisce un importante ridimensionamento.

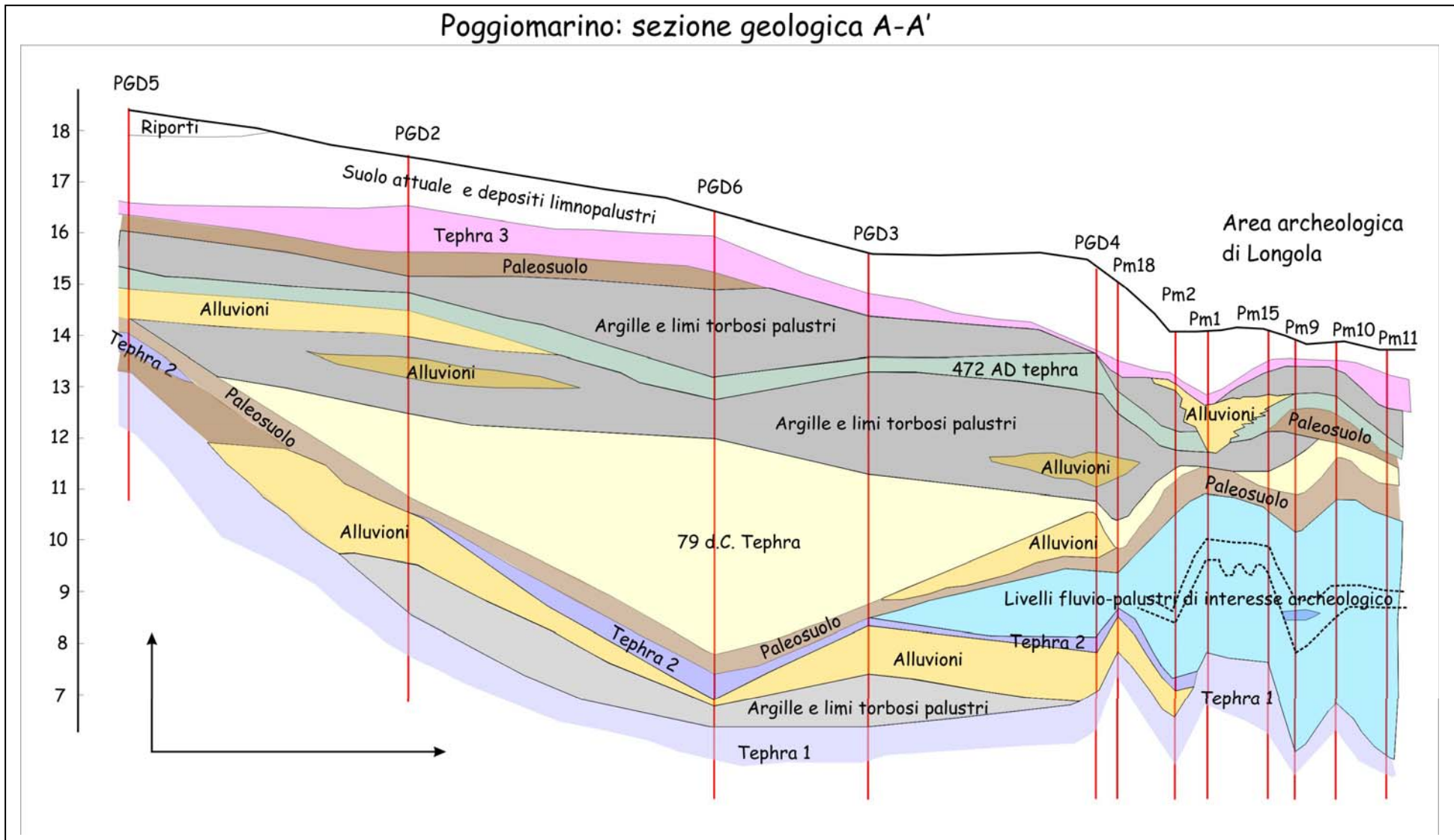


Figura 58: sezione geoarcheologica AA' passante per l'area archeologica di Longola (esagerazione verticale 10X)

In questo contesto si inserisce una fase di piovosità più marcata che determina un innalzamento della falda ed innesca varie ondate di sedimenti alluvionali che portano all'interramento di buona parte dei canali.

Il villaggio di Longola viene abbandonato agli inizi del VI sec a.C., mentre nelle sue ultime fasi di attività presenta canali quasi completamente obliterati, e senza funzioni drenanti, e molto spesso interessati anche da colmate antropiche. Si assiste quindi ad un generale livellamento del p.c dell'area archeologica, mentre l'alveo/meandro è abbandonato.

Tale situazione è ancora evidente al momento dell'eruzione del 79 d.C. I prodotti di questa sigillano una morfologia costituita da un'ampia depressione, dove non vi scorrono più acque e con ampie aree pedogenizzate (meandro abbandonato???) ed un'area certamente in asciutto in quanto più elevata, come testimoniano anche i dati dello scavo archeologico. Il livellamento del paesaggio a seguito dei prodotti piroclastici primari e rimaneggiati è ben evidente con il riempimento quasi completo della depressione meandro e con l'annullamento dei dislivelli con l'area archeologica.

A partire da questo momento l'area è soggetta a fenomeni di impaludamento diffusi con ripetuti apporti alluvionali che aggradano e livellano ulteriormente il piano campagna. I prodotti del 472 d.C. sigillano dovunque aree umide e palustri, dove vi si depositano senza alterare la tendenza all'impaludamento dell'area. Si registra ancora un aumento di questa tendenza proprio a partire da questa eruzione dove compaiono assieme alle vulcanoclastiti rimaneggiate in ambiente palustre anche livelli più argillosi, talvolta torbosi e travertinosi. Queste condizioni francamente palustri possono essere state dettate da un aumento dei ritmi di subsidenza, accertato in Piana Sarno proprio a partire dall'epoca romana. L'accentuarsi delle condizioni palustri potrebbe anche essere stato favorito dalle abbondanti precipitazioni che caratterizzano il tardo antico e l'alto medioevo. La deposizione del tephra 3? sigilla ampi settori con aree asciutte con paleosuoli humificati e solo marginalmente settori più depressi dove insistono ancora condizioni palustri con episodi alluvionali di canali di piccole dimensioni.

La sezione BB' (*figura 59*), orientata W-E collega i sondaggi S5 e S2 attraverso S1, S3 e S4, in un'area posta solo poche centinaia di metri più a monte della sezione precedente, sempre sulla dx orografica del Sarno, a quote topografiche che vanno da 16,30 m slm fino all'attuale corso del Sarno, quotato in questo settore a circa 15.0 m slm.

La batteria di sondaggi ha molto probabilmente intercettato una traccia del PaleoSarno, evidenziata dalla notevole differenza di quota che mostrano i tephra del 472 d.C, del 79 d.C, e del tephra 2?, proprio in coincidenza di due sondaggi molto ravvicinati (S4 e S2). Questa anomala posizione e la spessa serie di riempimento palustre ed alluvionale immediatamente a W fa ritenere che possasi trattare di una sponda sx ripida di un alveo meandriforme.

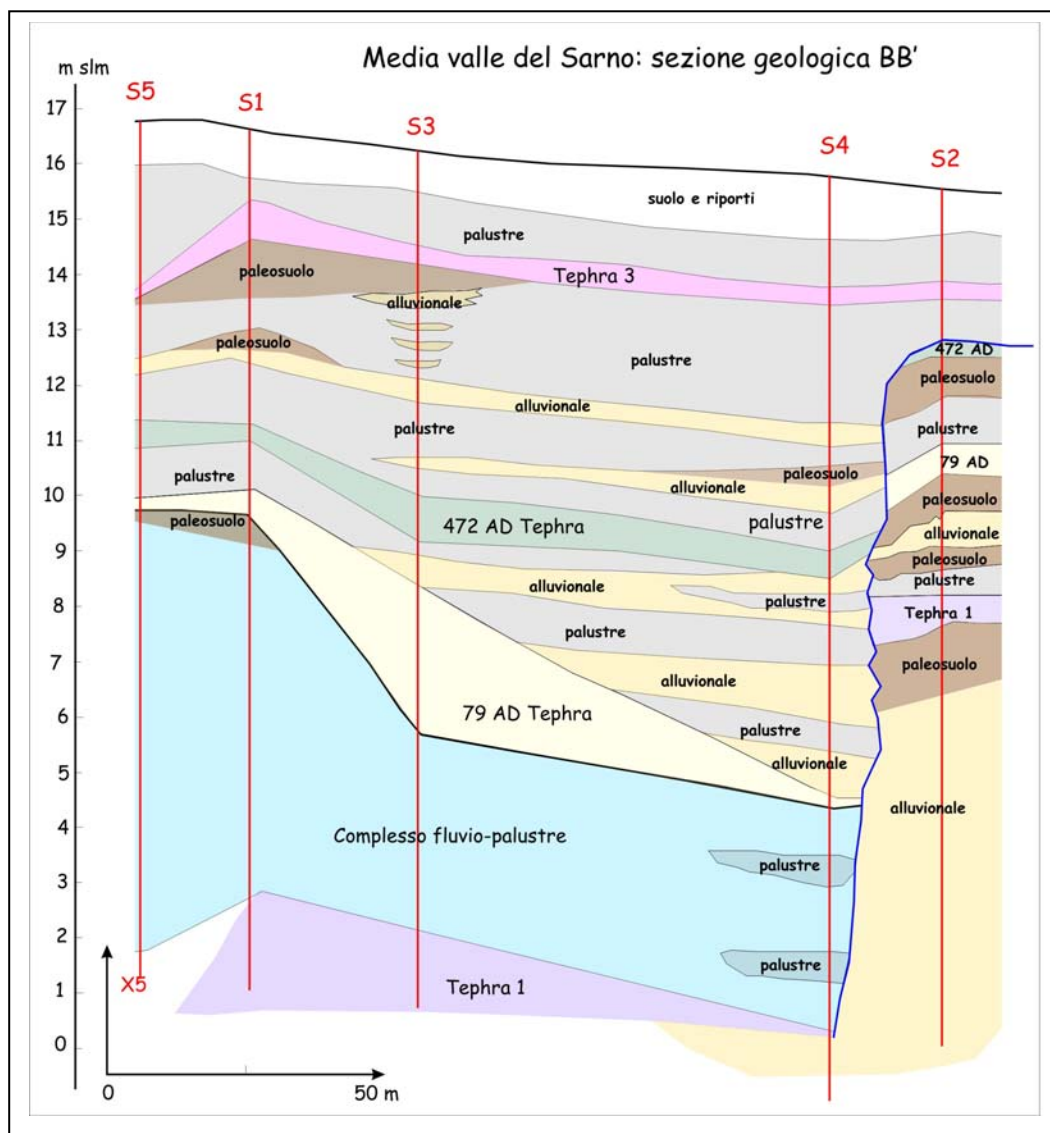


Figura 59: sezione geoarcheologica BB'

Inoltre la geometria del riempimento delle pomice del 79 d.C potrebbe denotare un rimaneggiamento e lo spiaggiamento di tali prodotti pomiceo leggeri, sulla riva convessa del meandro. L'altezza della sponda sx dal fondo dell'alveo varia a seconda del periodo: alla terza protostorica è di 7-8 metri, al 79 d.C è di circa 5-6 metri mentre al 472 d.C si è ridotta a soli 3-4 m; la riva dx presenta dislivelli inferiori di circa 1 metro a causa di una probabile non ortogonalità della sezione o come di frequente accade in fiumi a regime meandriforme. Tale elemento rilevato nei sondaggi assume un ruolo fondamentale nell'evoluzione di questo settore, marcando il paesaggio della media valle del Sarno dalla protostoria fino al 472 d.C. Quindi se nell'altra sezione si invocava un evidente migrazione del Sarno in epoca protostorica e storica, qui poche centinaia di metri più a monte, si è identificata invece una presenza stabile di lungo periodo.

Oggi il Sarno scorre, pochi metri a Est del sondaggio S5 (dove è stata riscontrata la sponda protostorica e storica), in sponde cementizie poste a circa 5-7 m dal

fondo, denotando, quindi un'altra evidente migrazione del suo corso dal 472 ad oggi. Il meccanismo di migrazione allo stato dei fatti chiama in causa ancora una volta salti ed avulsioni. La sezione rivela inoltre l'impaludamento diffuso e i frequenti alluvionamenti anche di questo settore a partire dai secoli successivi il 79 d.C. e particolarmente dopo il 472 d.C. le cause di questi ultimi avvenimenti sono stati già discussi nella sezione precedente.

In un'altra sezione che collega i sondaggi dell'area archeologica e quelli posti a monte di essa (S4-S2) rivela che in prossimità del PGD4 si evidenzia un altro marcato limite altimetrico (altra sponda??) del Paleosarno protostorico, anche se la distanza dei sondaggi ancora non chiarisce i rapporti con l'area archeologica. In via preliminare in prossimità di questo sondaggio potrebbe essere cercato uno dei limiti del villaggio e la probabile connessione del Paleosarno con i canali.

Evoluzione geoambientale dell'area di Longola Poggiomarino

Allo stato attuale delle conoscenze viene proposta una prima interpretazione degli eventi che hanno interessato l'area archeologica di Longola attraverso una ricostruzione schematica dell'evoluzione del paesaggio, in alcuni momenti significativi dalla protostoria ad oggi (*figura 60*). I simboli in alto sono riferiti agli eventi riconosciuti (vulcanici, variazioni climatiche, vegetazione, subsidenza e movimenti differenziali).

- a) Il tephra 1^o sigilla una morfologia, che può essere il riflesso di un regime fluviale a canali intrecciati che isolano delle barre "isolotti". La formazione di questi canali, generalmente associati a fiumi con profili longitudinali più ripidi, potrebbe essere messa in relazione a movimenti differenziali del substrato (costipazione di livelli torbosi, faglie attive, ecc). Si propone qui di attribuire su basi tephrostratigrafiche il Tephra 1 alla 1^o protostorica vesuviana di Rolandi et alii, 1996. Tale attribuzione deriva dal fatto che il tephra deve essere compreso tra l'eruzione di Avellino 3.7 ky cal BP (non apparsa in deposizione primaria nei sondaggi e negli scavi) e i reperti archeologici più antichi ritrovati, che risalgono al Bronzo medio finale (XV-XIV sec a.C.). Gli scavi archeologici non hanno ancora raggiunto i livelli più antichi, attestati per ora solo nei sondaggi ed in scarsi ritrovamenti, e quindi non è ancora possibile precisare il modo e le caratteristiche delle prime fasi insediamentali. In questa sede si propone di considerare che questa dovrebbe essere la situazione paleogeografica al momento delle prime fasi insediamentali del villaggio di Longola.
- b) A partire dagli inizi dell'età del Ferro (circa 1000 a.C) si evidenzia un'area depressa (meandro?) a sx del villaggio, che alimentava in qualche modo il complesso sistema di canali ed isolotti che gli abitanti di Longola avevano accuratamente e faticosamente costruito, modellando e tenendo vive le antiche forme del paesaggio.

- c) Le opere di sostegno delle sponde e colmata degli isolotti si rendevano necessarie ogni qualvolta i fenomeni di "acqua alta", interessavano la piana. Questi erano certamente dovuti alla subsidenza della piana e fortemente influenzati da fasi piovose, probabilmente divenute più ricorrenti. C'è da ricordare che agli inizi dell'età del ferro le precipitazioni diventano più copiose in tutto il bacino del mediterraneo e sono probabilmente precedute da una breve crisi di aridità, collocata proprio qualche secolo prima del X a.C.
- d) A questi primi problemi, intorno al VII sec. a.C., si aggiunge l'aumento del carico solido nel Sarno e di conseguenza nei canali. I fattori che hanno concorso a tale aumento sono: le abbondanti piroclastiti sciolte emesse dal Vesuvio durante la 3° protostorica di Rolandi et alii, 1996 (tephra 2?) e l'impatto antropico sulla vegetazione. A questi certamente si somma l'aumento delle precipitazioni (crisi di piovosità del VII-V sec a.C.) che in un paesaggio ricco di materiali sciolti non trattiene da una adeguata vegetazione, determina la crisi del sistema canali/isolotti alimentati dal PaleoSarno e di conseguenza il completo ridimensionamento del villaggio. In questa sede si ipotizza che il PaleoSarno sia migrato per salti o avulsioni dalla sx alla dx dell'area archeologica.
- e) L'ultima fase di vita del villaggio (fine VII-inizi VI a.C.) testimonia un sistema di canali ed isolotti non più attivi, riempiti frequentemente da alluvioni e da azioni di colmata antropica; e di una diversa destinazione uso del territorio basato su pratiche agricole e di allevamento, anche con aree artigianali.
- f) I prodotti del 79 d.C. primari e rimaneggiati mantellano aree con coperture pedologiche ben sviluppate e vegetate e solo poche aree umide. Questi provocano un generale appiattimento delle superfici topografiche rendendo il paesaggio planare e soggetto ad impaludamento per gli evidenti movimenti di subsidenza, che registra la piana Sarno.
- g) Tale tendenza all'impaludamento si accentua dopo l'eruzione del 472 d.C con ampie aree palustri in cui si depositano livelli torbosi e travertinosi, come probabile conseguenza delle piogge più intense, che si verificano proprio a partire dal V sec d.C.
- h) Tali condizioni palustri viene normalizzata solo con gli interventi di bonifica effettuati dai Borboni nel corso del XVII secolo, anche se la tendenza all'impaludamento aveva subito un rallentamento in epoca medievale

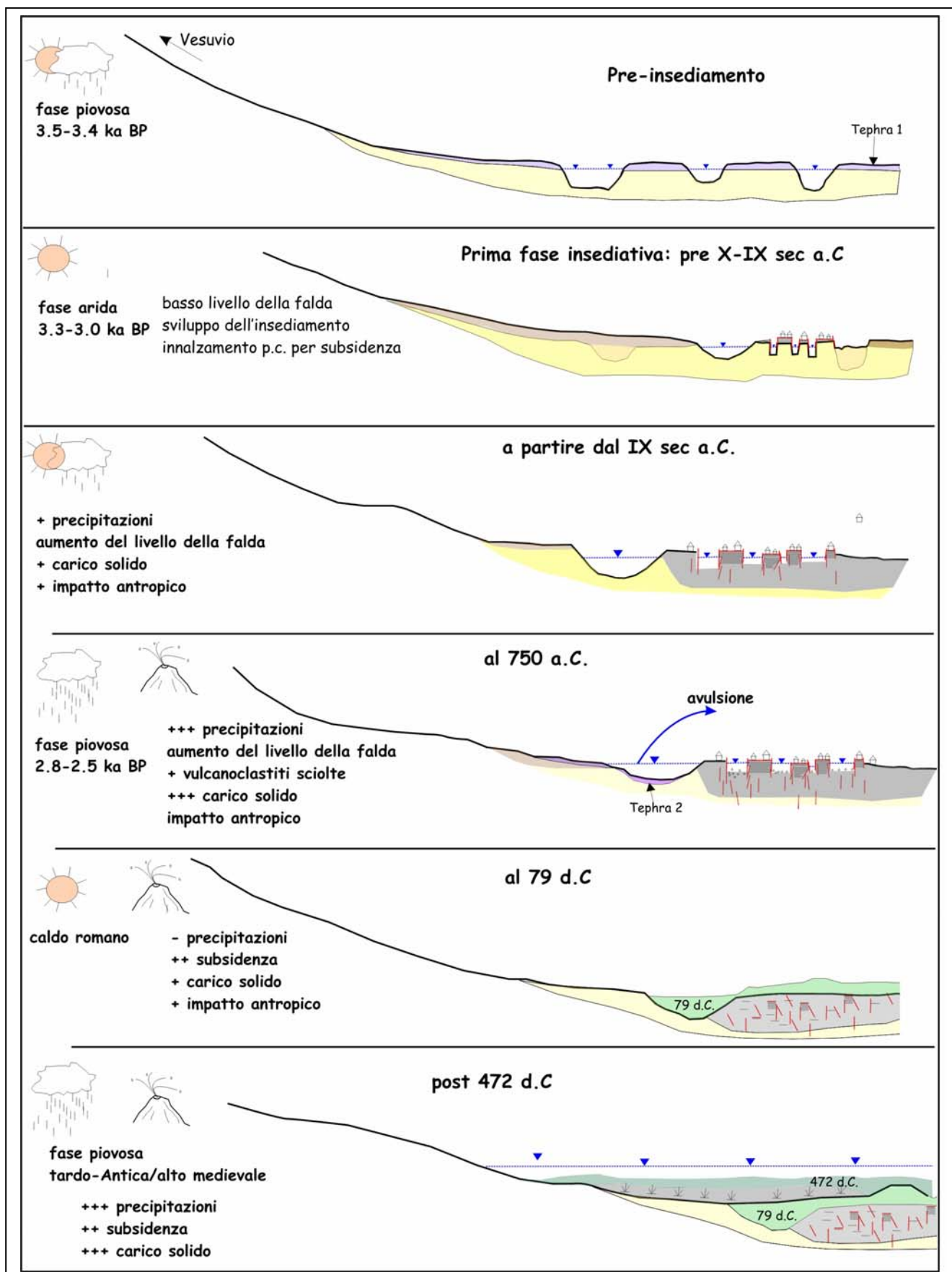


Figura 60: rappresentazione schematica dell'evoluzione geoambientale del sito archeologico di Longola

4.3.2 I MONTI DI AVELLA E IL CLANIO/REGI LAGNI

La valle del Clanio è una depressione tettonica orientata ESE/WNW bordata dai ripidi rilievi dei Monti di Avella ed attraversata dal torrente Clanio-Aqualonga, situata proprio a NE dell'edificio vulcanico del Vesuvio. Il Clanio presenta una profonda e larga forra, prima dell'abitato di Avella e prima di sfociare nella piana Campana, che si approfondisce nelle serie carbonatiche mesozoiche. Appena sfocia nella piana il suo corso è stato recentemente regimentato e reso rettilineo dalle bonifiche borboniche, che ne hanno cambiato il nome in Clanio/Regi Lagni. Ne risulta ancora visibile un'ansa molto ampia, anch'essa regimentata, in prossimità di Acerra (di cui si parlerà dopo). I rilievi sono formati da rocce carbonatiche mesocenozoiche, e sono solcati da numerosi incisioni lineari, che nella parte alta presentano un ripidissimo profilo longitudinale e nella parte bassa si raccordano alla piana o al sistema fluviale Clanio/Aqualonga con ampie e meno pendenti superfici di aggradazione pedemontana. Queste sono costituite principalmente da una alternanza di coperture piroclastiche, colluvi vulcanoclastici e superfici pedogenizzate, con vari livelli dove abbondano i contenuti detritici carbonatici derivanti dai processi resistatici sui versanti¹³. (*figura 62*).

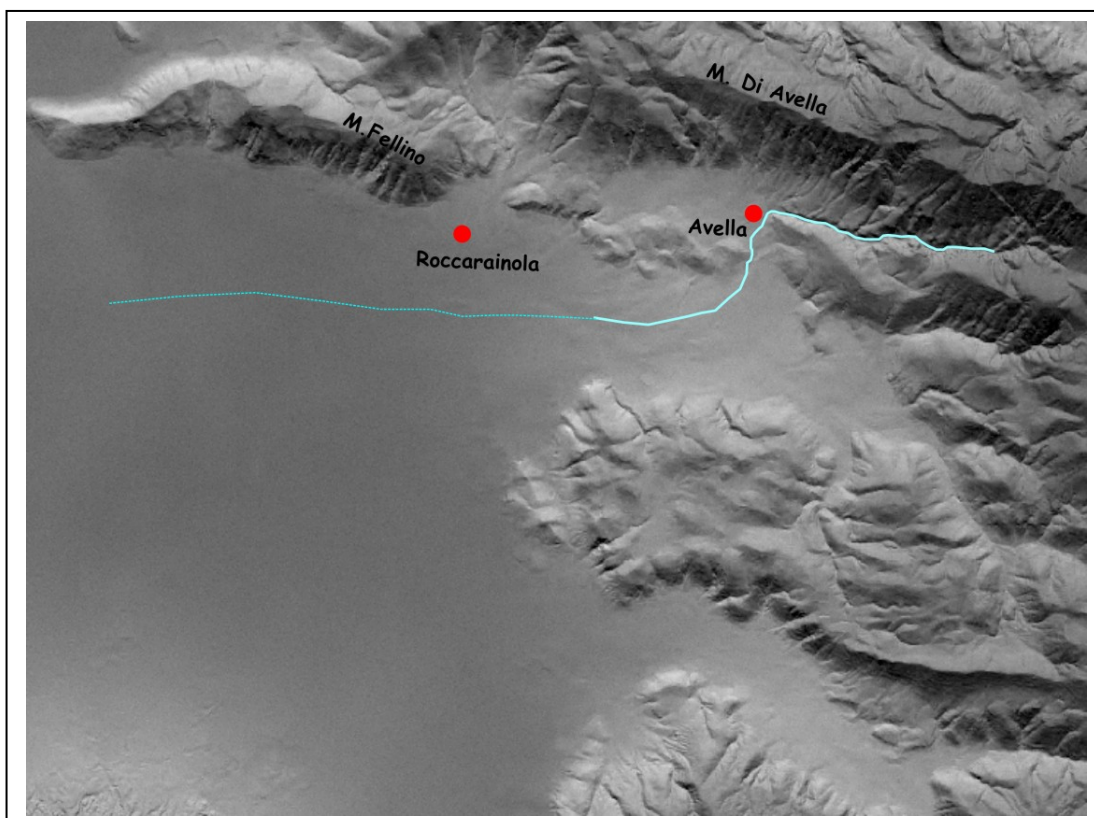


Figura 62: Ubicazione delle aree di studio, con DEM della valle del Clanio/Regi Lagni

¹³ Le principali eruzioni che hanno interessato l'area sono brillantemente descritte in Pareschi et al, 2000, e in Di Vito et al (1998) che dalla più vecchia alla più giovane così sintetizzano il quadro tephrostratigrafico: Pomice di Base o di Sarno; Pomice Verdoline o Greenish; Agnano Pomice Principali; Mercato; Agnano Monte Spina, ; Avellino; Pollena. I prodotti di queste eruzioni sono costituiti principalmente da elevati costituenti pomiceo e litici da ash fall vulcanico e da sottili livelli cineritici.

Numerose conoidi inattive e/o quiescenti sono ben visibili a piedi dei versanti carbonatici e sono riconoscibili, come nella zona di Sarno, due o più generazioni differenti per forma e contenuto. I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota consentono di affermare che una prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale, quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli e i climi più aridi e secchi predisponavano il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei determinando un abbondante carico solido grossolano ai torrenti presenti. Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche era tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie presenti permettono di ascrivere i singoli episodi conglomeratici a debris flows e a flussi iperconcentrati.

Le conoidi della seconda generazione, a tessitura più fine, meno acclivi e poco o niente reinciati, sono da ritenersi di età olocenica in quanto rimaneggiano o recano intercalate, i materiali delle eruzioni di Agnano Pomici Principali, Mercato e di Avellino. Sia di Vito et al (1998) che Zanchetta et al (2004), rendono ancor più valide le osservazioni condotte da Brancaccio et al (2000) nei Monti di Sarno, predatando (su basi tephrostratigrafiche) l'avvicendamento glaciale/interglaciale (inizio dell'Olocene) proprio in un momento precedente l'eruzione di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP non calibrato), in quanto questa sigilla paleosuoli ben sviluppati sulle ampie coperture detritico-alluvionali glaciali e tardiglaciali. Inoltre le conoidi della seconda generazione possono essere definite come quiescenti, piuttosto che come inattive in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia, affusolati lobiformi ecc indicative di colate detritiche recenti (Brancaccio et al, 2000). Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (lagni) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

A) settore pedemontano dei Monti di Avella

A1) Roccarainola: loc. fosso Agnone/Lagno di Agnone

Accurate ricognizioni sul terreno hanno permesso di delineare il quadro dei rapporti stratigrafici esistenti nel complesso di conoide alluvionale del Fosso/Lagno di Agnone. Questo è posto alla base del ripido versante carbonatico del monte di Avella, qualche km a NW del comune di Roccarainola, immediatamente a Nord del Lagno di Sasso (**figura 63**). Qui i lavori per la costruzione di un parco

naturalistico hanno messo in luce una serie di interessanti successioni tephrostratigrafiche alte anche più di 10 metri.

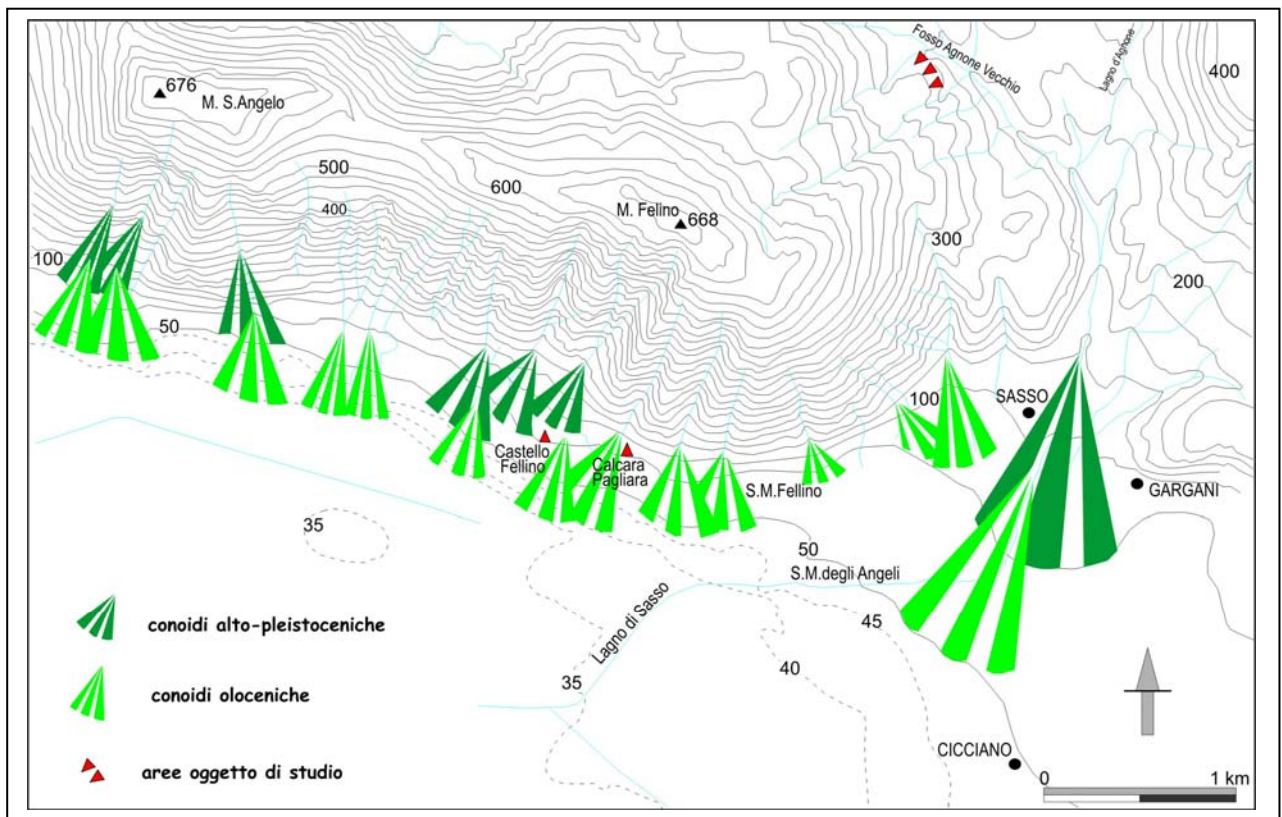


Figura 63: carta geomorfologica schematica dell'area di Roccarainola

Lo schema dei rapporti stratigrafici mostra una serie di unità stratigrafiche numerate in cui sono state messe in evidenza anche le azioni erosive più importanti (**figura 64**).

Dal basso verso l'alto, si riconoscono:

- Unità 14: depositi detritici carbonatici grossolani, subarrotondati, di conoide fluvio-detritica: sono costituiti da grossi blocchi decimetrici di clasti carbonatici arrotondati in scarsa matrice vulcanoclastica chiara che rende il deposito clasto sostenuto.
- Unità 13: Ignimbrite Campana ???: i materiali detritici sono sormontati da una potente bancata (1,5 metri di spessore) di materiali cineritici argillificati grigio-giallastri, molto compatte e di aspetto tufaceo con una evidente superficie di erosione sommitale.
- Unità 12: conoide fluvio-detritica e vulcanoclastiti rimaneggiate. Tale unità si presenta estremamente articolata con rapporti stratigrafici tra le varie sottounità che la compongono non del tutto chiari. Comunque questo livello, spesso circa 1,5 metri, è costituito nella parte bassa da depositi carbonatici grossolani centimetrici scarsamente arrotondati in scarsa matrice vulcanoclastica giallastra, e nella parte alta da ciottoli carbonatici di dimensioni,

almeno decimetriche, con grossi blocchi e scarso contenuto vulcanoclastico. Le dimensioni dei blocchi e dei ciottoli diminuisce gradualmente verso l'alto. In alcuni punti sono visibili sacche relitte di materiali vulcanoclastici, riferibili all'eruzione di Sarno/Pomici di Base, tagliate in più punti da diverse incisioni V shaped. Queste sono successivamente riempite da depositi grossolani carbonatici sub-arrotondati di dimensioni centimetriche in abbondante matrice vulcanoclastica grigiastra-biancastra, anche se il livello resta sempre clasto-sostenuto. Queste alternanze testimoniano le ampie fasi aggradative altopleistoceniche influenzate dai climi secchi e rigidi dell'ultima glaciazione wurmiana, come ci dovrebbe indicare anche l'età del tephra delle Pomici di Sarno datate a circa 18.000 anni fa, proprio durante le fasi più fredde dell'ultimo massimo glaciale.

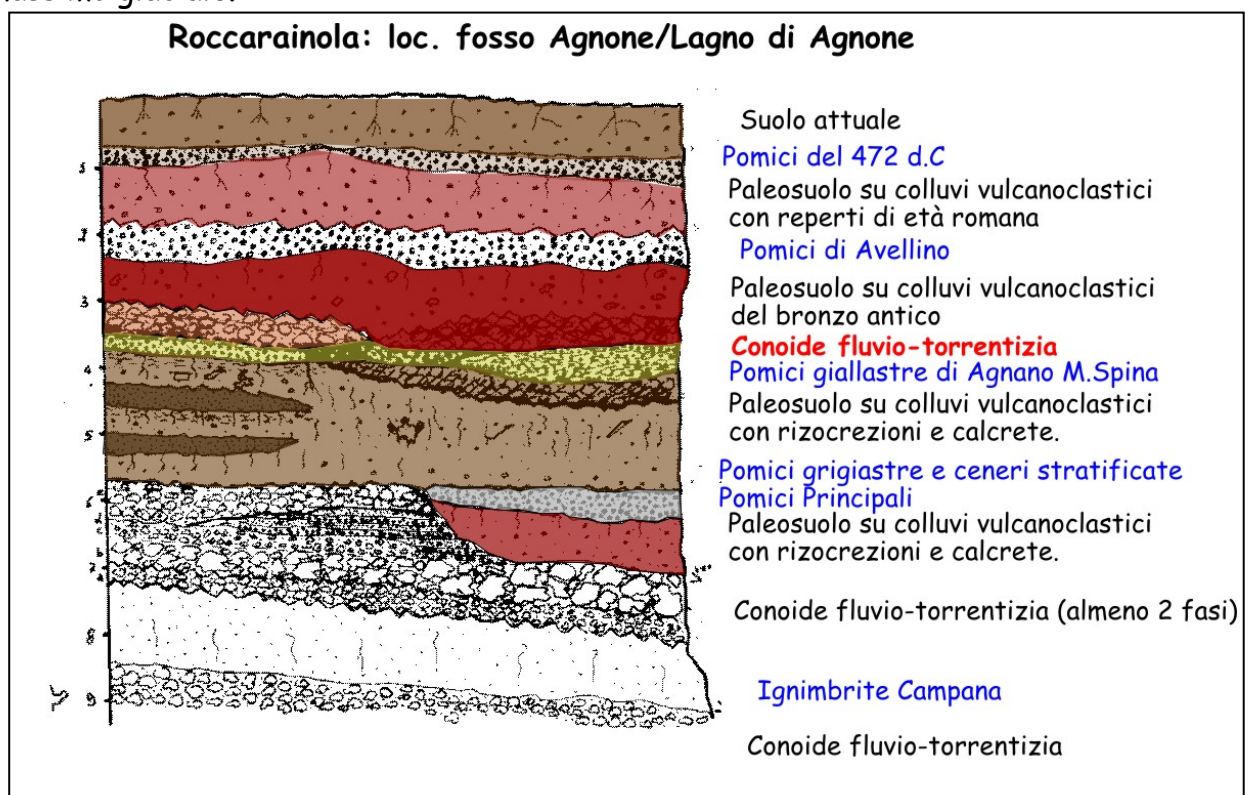


Figura 64: schema dei rapporti stratigrafici della conoide di Fosso Agnone di Roccarainola

- A partire da questo momento si coglie un importante cambiamento del sistema della conoide con uno spostamento verso valle degli apici mentre verso monte le coperture detritiche altopleistoceniche risultano essere quasi ovunque sormontate da imponenti sacche di paleosuoli. Questi (Unità 11) sono bruno chiari maturi ed evoluti, sigillati a loro volta dai prodotti dell'eruzione di Agnano Pomici Principali (unità 10). Ciò dovrebbe testimoniare la ripresa della copertura vegetale e pedologica sui versanti e di conseguenza pochi affioramenti di roccia disponibile all'erosione ed al trasporto. Tale variazione delle morfodinamiche è da collocarsi in un periodo non troppo precedente l'eruzione di Agnano Pomici Principali, così come propongono Zanchetta et al, 2004.

- Unità 9: i rimaneggiamenti dei prodotti vulcanoclastici dell'eruzione di Agnano Pomice Principali sono generalmente pedogenizzati ed argillificati fino in profondità e costituiscono un paleosuolo bruno-scuro, molto humificato e maturo, che presenta inglobate anche le pomice biancastre e giallastre riferibili all'eruzione di Mercato (Unità 8).
- Unità 7: paleosuolo con rizocrezioni: I rimaneggiamenti delle piroclastiti di Mercato, spesso si concentrano in sacche e/o lenti sovrapposte, denotando una certa polifasicità dei processi aggradativi (costituiti da soli elementi fini vulcanoclastici e senza contributi grossolani carbonatici) e una policiclicità pedogenetica. Verso l'alto il paleosuolo si presenta fortemente humificato, quasi con una colorazione bruno-nerastra e presenta resti ceramici d'impasto collocabili genericamente alla prima metà dell'Olocene (dal Neolitico all'Eneolitico, da circa 6.000 a circa 5.000 anni fa). In alcuni punti al di sopra dell'orizzonte umificato si registra un'altra evidente fase aggradativa ad opera di materiali vulcanoclastici argillificati e rimaneggiati. Questa reca sulla superficie evidenti tracce di bioturbazioni, di rizoliti e radici calcificate nonché si nota un abbondante contenuto di carbonati pedogenetici, che potrebbero riflettere un'evoluzione pedoclimatica differente (fasi aride) dai paleosuoli sottostanti.
- Agnano Monte Spina Tephra: Questa (unità alfa) è conservata a lenti e sacche al di sopra del paleosuolo, che come accennato precedentemente mostra evidenti processi di incrostazione carbonatica, testimoniata da rizocrezioni, orizzonti calcareici e noduli calcarei che si spingono a diverse profondità nel suolo. Tali incrostazioni potrebbero testimoniare una marcata crisi di aridità che predispone il sistema ad un radicale cambiamento dei processi morfodinamici: in un primo momento prevalgono i processi pedogenetici tipici di condizioni aride e di scarsità di vegetazione ed in un secondo momento quelli aggradazionali detritico-alluvionali (unità 6) indotti dalla crisi vegetazionale indotta dal clima e/o dalle prime azioni antropiche, anche se c'è da sottolineare che gli impatti antropici, spesso invocati per spiegare questi grandi cambiamenti, dovevano essere, almeno in questo periodo, molto limitati sul territorio.
- Unità 6 : conoide fluvio-detritica post M.Spina: è costituita principalmente da clasti carbonatici centimetrici da sub arrotondati a sub angolosi, in abbondante matrice vulcanoclastica sabbiosa ed argillosa, costituita da piroclastiti argillificate di colore grigio-giallastro. La disposizione caotica degli elementi grossolani induce a pensare ad un trasporto in massa, dove la matrice vulcanoclastica idrata ha fatto da volano per debris flow e flussi iperconcentrati di materiali più grossi.
- Unità 5: Paleosuolo del Bronzo Antico: il contenuto detritico grossolano sfuma verso l'alto diminuendo in contenuto e dimensioni e lasciando il posto ad una profonda superficie pedogenizzata di colore bruno-marrone, molto humificata e costituita principalmente da colluvi vulcanoclastici argillificati e rimaneggiati. Lo sviluppo della ampia copertura pedologica potrebbe testimoniare un ritorno ad

ampie aree vegetate, che ostacolano la produzione di detriti e del carico solido disponibile al trasporto, favorendo l'incassamento dell'alveo e la formazione di ampie superfici terrazzate, e rendendo sostanzialmente inattivo il sistema della conoide.

- Unità 4: Eruzione di Avellino: il paleosuolo è sigillato dalle pomici biancastre e grigiastre centimetriche dell'eruzione di Avellino che formano un livello di spessore variabile da pochi cm a circa 50 cm. Questo livello presenta una chiara superficie erosiva al top, riconoscibile dai numerosi canali e incisioni a V, che sono presenti su quello che resta dei prodotti piroclastici di deposizione primaria. Inoltre lo scarso contenuto dei costituenti vulcanoclastici di questa eruzione nel livello superiore ne potrebbe testimoniare una precoce evacuazione e sedimentazione in settori più distanti della conoide oppure una erosione diffusa molto successiva all'eruzione, che potrebbe anche riflettersi nelle note vicende aggradative che interessano i settori più bassi delle valli mediterranee in epoca classica e post-romana (Younger Fill di Vita Finzi, 1969).
- Unità 3: paleosuolo tardo antico: si presenta con una colorazione bruno-grigiastra, scarsamente humificato solo nella parte superiore, ed è costituito principalmente da materiali vulcanoclastici rimaneggiati e molto argillificati. È fortemente bioturbato ed interessato da azioni antropiche, che nascondono i caratteri principali e che riflettono soprattutto le caratteristiche di policiclicità, tipiche dei suoli che hanno subito complessi processi, sia aggradativi che di pedogenesi, legati a rimescolamenti continui del piano campagna..
- Unità 2: Eruzione di Pollena: le pomici, i litici, le scorie e le ceneri dell'eruzione del 472 sigillano uniformemente il paleosuolo tardo antico e presentano processi erosivi simili a quelli riscontrati dopo l'eruzione di Avellino. Anche questi hanno contribuito fortemente ai riempimenti post romani dello Younger Fill.
- Unità 1: la successione si chiude con il suolo attuale, impostato su materiali vulcanoclastici completamente sconvolti e oblitterati dalle recenti azioni antropiche (impianti e sradicamenti di alberi, arature profonde).

A2) Roccarainola: loc. Calcara Pagliara e cave della zona

Il sistema geomorfico della conoide di Calcara Pagliara è ubicato sul versante meridionale del M. Fellino (668 m slm.) di Roccarainola, che fa parte della dorsale di rocce carbonatiche meso-cenozoiche dei Monti di Avella, che chiude a Nord la piana dei Regi Lagni e si estende dalle colline di Canello fino alla stretta e profonda forra del Torrente Clanio/Acqualonga (*figura 63*).

Questo sistema è costituito da un versante acclive di circa 30-35°, inciso da una serie di canali rettilinei ad alto profilo longitudinale nella parte alta, e da un'ampia e meno acclive fascia di aggradazione pedemontana, che si accresce in spessori ed in lunghezza proprio in coincidenza degli sbocchi delle incisioni lineari dei versanti. Tale fascia aggradativa, anche qui può essere scomposta in due settori, uno più

alto e più acclive dominato dalla aggradazione carbonatica tardopleistocenica dei versanti e delle conoidi, ed uno più in basso, a raccordarsi dolcemente con la piana costituito anche dalle alluvioni vulcanoclastiche dei sistemi di conoidi presenti. Proprio a cavallo di tali zone di aggradazione è situato il sito archeologico di Calcara Pagliara, a circa 100 m s.l.m., dove Russo (1994), ha recuperato e messo in evidenza una interessante successione archeostratigrafica, nonché sono presenti numerose successioni affioranti nelle cave attive ed inattive della zona. Per comodità di esposizione e per le caratteristiche simili che molti livelli hanno con i livelli della conoide di Fosso Agnone, le unità stratigrafiche qui riconosciute vengono riferite, solo numericamente, a quelle precedentemente descritte (*figura 65*).

Dal basso verso l'alto si riconoscono:

- Le pomice basali o di Sarno sono contenute all'interno di depositi chiaramente depositati da conoidi fluvio-detritiche (Unità 12). Qui gli spessori degli accumuli sono notevoli e sono costituiti soprattutto da clasti calcarei grossolani poco arrotondati. Ciò potrebbe riflettere uno scarso e breve trasporto come risulta evidente dalla poca lunghezza longitudinale di questo sistema, influenzato anche dalla deposizione di detriti di falda s.s. Russo (1996) segnala che nell'area degli scavi archeologici la successione altopleistocenica è chiusa da una netta superficie di erosione, così come rilevato per il sistema di conoide di fosso Agnone.
- Questi detriti sono sormontati da un potente e maturo paleosuolo bruno scuro impostato su colluvi vulcanoclastici argillificati dell'eruzione delle Pomice principali (Unità 10) e di Mercato (Unità 8) e scarsi contenuti detritici centimetrici angolosi. Il grado di maturazione e l'humificazione profonda di questo paleosuolo permette di riferire questa unità a quella identificata con caratteristiche simili nel Fosso Agnena.
- Il paleosuolo è sigillato uniformemente dalle pomice bruno-giallastre e dalle ceneri dell'eruzione di M.S.Spina¹⁴ (Unità alfa)
- Il paleosuolo (Unità 5) che si imposta sui colluvi vulcanoclastici di questa eruzione si presenta di colore bruno-giallastro con scarsi contenuti detritici ed evidenti processi di bioturbazione e di attività antropiche. Su questo livello è testimoniata una importante fase di frequentazione riferibile al Bronzo Antico (Palma Campania) (Albore Livadie, 1985).
- Questa è stata completamente sigillata dalle pomice di Avellino (Unità 4)
- Dopo questa eruzione risultano evidenti, su tutta la fascia di aggradazione pedemontana ed in tutte le sezioni affioranti nelle cave, processi erosivi importanti, che si approfondiscono fino ai livelli sottostanti. In una cava è ben visibile la forma a V lasciata da una di queste incisioni, questa è larga

¹⁴ (Russo, 1996) riferisce questo tephra a quello di M.S.Angelo. Solo recentemente nell'area nolana ed avellana tale tephra è stato sostituito con quello di Agnano M.Spina, in quanto presenta una diffusione areale e volumetrica maggiore

appena due metri mentre si approfondisce nei livelli sottostanti per circa 1,5 m.

- Queste incisioni sono riempite da ciottoli carbonatici centimetrici e rari decimetrici, sub angolosi, in scarsa matrice vulcanoclastica di colore bruno-grigiastra, che rende il deposito in alcuni punti fango-sostenuto. Tale unità non è presente nella sezione di Fosso Agnone, ma le azioni erosive post depositi di Avellino sono particolarmente evidenti in tutte e due le situazioni.

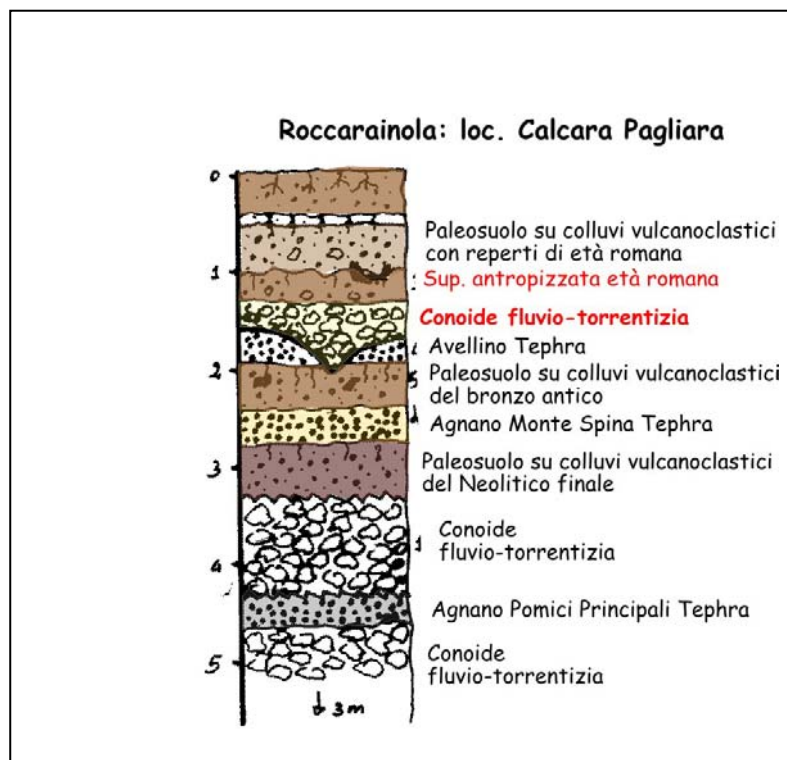


Figura 65. sezione archeostratigrafica della conoide di Calcara Pagliara di Roccarainola

- Lo sviluppo di un suolo bruno (Unità 3) su questo corpo detritico testimonia una ricrescita della vegetazione probabilmente indotta da un miglioramento delle condizioni climatiche, che predispone ad una nuova occupazione dell'area, avvenuta solo in epoca romana. Al tetto del paleosuolo è presente una paleosuperficie di età romana, su cui poggiano i livelli di calpestio inerenti ai ruderi di edifici di questa età.
- Un'altra importante fase si coglie dopo l'epoca romana con la messa in posto di un livello costituito essenzialmente da colluvi vulcanoclastici e da abbondanti detriti calcarei subangolosi centimetrici, che oblitera a luoghi i ruderi di epoca romana. Inoltre si registra la presenza di numerose ceramiche attribuibili genericamente a questo periodo.
- Anche qui la successione si chiude con un profondo suolo attuale vulcanoclastico interessato da numerose manomissioni antropiche e

ricoperto il più delle volte da uno sterrato di inerti e di ceneri e polveri di derivazione delle numerose cave di calcare presenti nell'area.

A3) Avella

Il territorio di Avella occupa principalmente la fascia pedemontana dei monti omonimi ed è solcato dal torrente Clanio, che attraverso una stretta e profonda gola, raggiunge la Piana Campana e i Regi Lagni (*figura 66*). Questo territorio ha permesso, negli ultimi anni, di recuperare una serie di testimonianze geoarcheologiche riferibili ad un periodo di tempo che va dal paleolitico sino ad almeno all'epoca romana. La disposizione topografica dei siti archeologici, che rispecchia l'articolazione morfologica del territorio di Avella, permette di ipotizzare che la zona dovette essere antropizzata, dalla piana fino ai primi rilievi interni, dove gli insediamenti sono ubicati a mezza costa di versante: chiara testimonianza di una occupazione legata non solo alla ricchezza delle risorse geoambientali locali ma anche alla posizione strategica del sito.

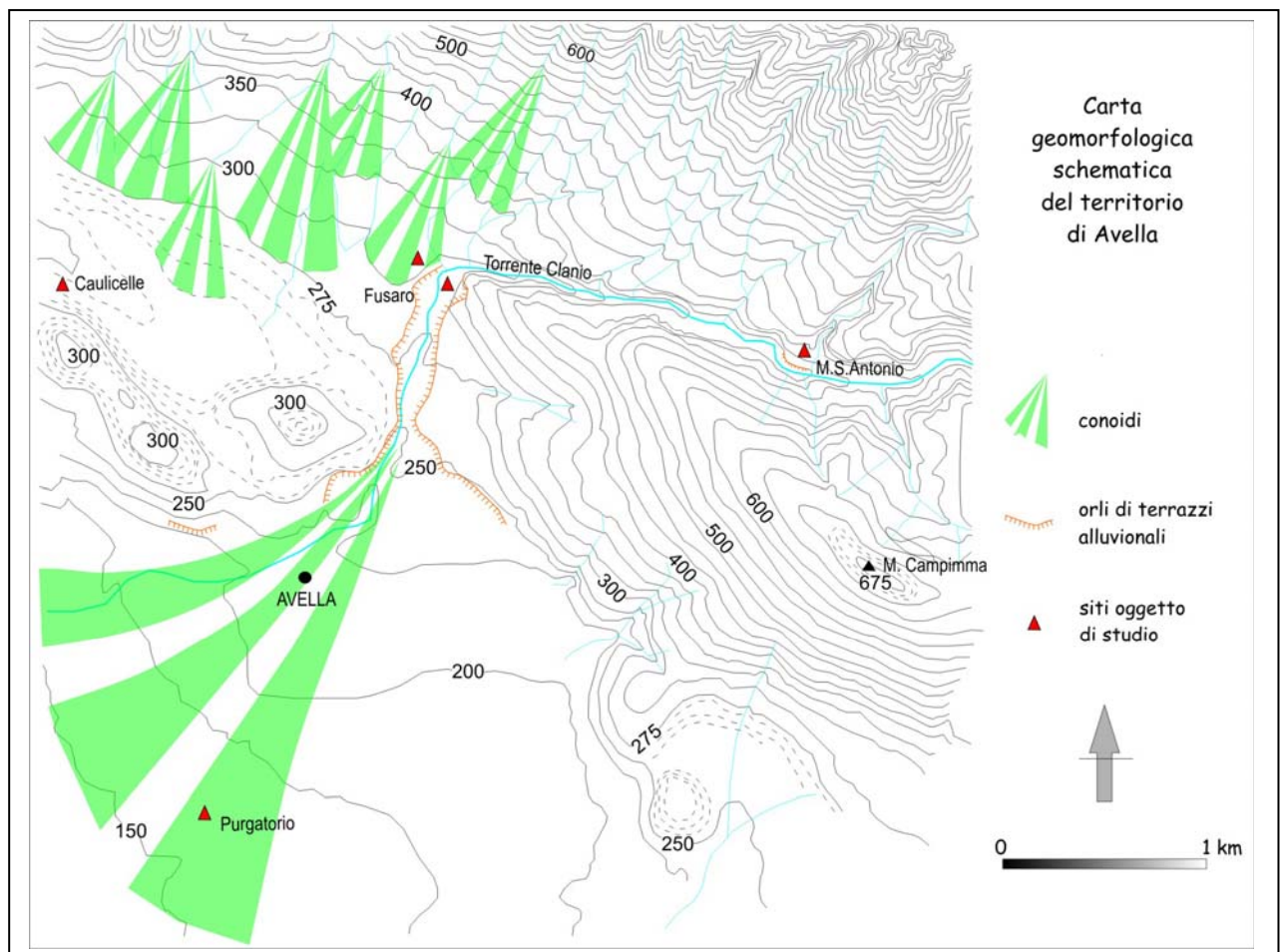


figura 66: carta geomorfologica schematica del territorio di Avella, con ubicazione dei siti analizzati

Tra i siti archeologici noti quelli che offrono le migliori informazioni archeostratigrafiche sono senza dubbio quello del Fusaro (Albore Livadie, 1994; Carboni et al, 1994) e quello di Mulino Sant'Antonio (Albore Livadie et al, 1988). A queste si sono affiancate ripetute ricognizioni sul terreno, finalizzate al riconoscimento di livelli significativi da correlare con quelli identificati nelle aree di scavo archeologico. In alcuni casi (loc Fusaro e Mulino Sant'Antonio) le successioni archeoteфроstratigrafiche degli scavi degli anni scorsi sono ancora affioranti.

Loc. Fusaro:

L'insediamento del Fusaro è ubicato a poco più di 1 km a N del Comune di Avella, sulla sx orografica del torrente Clanio proprio dove oggi il fiume esce dalla stretta gola per immettersi nella Piana Campana. L'erosione della sponda dx operata dall'attuale torrente mette in luce una interessante successione all'interno di una grande conoide di deiezione inattiva, di età altopleistocenica ed olocenica. I ritrovamenti archeologici, venuti alla luce durante i lavori di sbancamento per la costruzione del campo sportivo, sono ben collocati all'interno di profonde archeostratigrafie (Albore Livadie et al, 1988). Questi permettono di ricostruire i rapporti stratigrafici esistenti e di collocare nel tempo alcuni cambiamenti dei sistemi geomorfici, indotti principalmente dalle variazioni climatiche e dall'attività vulcanica tardequaternarie, e solo in minima parte dall'attività antropica.

L'area archeologica dal punto di vista geomorfologico è posta su di una superficie terrazzata e debolmente inclinata, di un grosso conoide di deiezione costruito dal Torrente Clanio, allo sbocco della piana nel suo tratto intermontano, probabilmente nel corso del Pleistocene superiore (con le ultime fasi riferibili al LGM ???). L'area è ubicata a circa 300 m s.l.m in prossimità dell'apice del conoide che risulta essere reinciso per diversi metri lasciando a vista, sui fianchi vallivi, buona parte della successione detritico-alluvionale a matrice essenzialmente vulcanoclastica. Gli ultimi 4-5 metri della successione mostra una situazione completamente diversa, dal punto di vista delle dinamiche geomorfiche e delle relative facies deposizionali, costituita essenzialmente da una alternanza di livelli piroclastici e superfici pedogenizzate ed antropizzate dove abbondano i ritrovamenti archeologici (*figura 67*).

La successione stratigrafica ancora ben affiorante e descritta da Albore Livadie et al (1994) e da Russo (1994), mostra dal basso verso l'alto:

- Livello di ghiaie calcaree subarrotondate (spesse 1 m) immerse in una abbondante matrice argillosa di origine vulcanoclastica, interpretate dagli autori, come depositi di conoide di età Pleistocene superiore. E' ben visibile una chiara superficie erosiva sommitale.
- Paleosuolo impostato su cineriti vulcaniche, spesso circa 50 cm, che contiene resti ceramici e di industria litica su selce ed ossidiana riferibili al Neolitico recente.

- Livello di pomici giallastre, di circa 10-15 cm, attribuibile all'eruzione flegrea di Agnano M.Spina.
- Paleosuolo impostato sulle vulcanoclastiti rimaneggiate ed argillificate, spesso circa 30 cm, contenente resti faunistici, resti ceramici e tracce di frequentazione riferibili al Bronzo Antico (facies di Palma Campania).
- I paleosuoli del Neolitico recente/eneolitico I e quelli del Bronzo antico, presentano alla sommità lenti di ghiaie e ciottoli arrotondati di chiara origine alluvionale. Questi potrebbero indicare repentini sovralluvionamenti e buona disponibilità di sedimenti grossolani disponibili al trasporto, condizioni spesso dettate da brevi crisi climatiche e/o da impatti antropici significativi. Comunque risulta difficile pensare che l'impatto antropico dell'uomo preistorico e protostorico possa essere stato determinante nel cambiare le morfodinamiche naturali, in quanto i pochi villaggi, posizionati spesso su bassi terrazzi fluviali e a ridosso di importanti vie naturali, avevano un numero limitato di abitanti e con capacità tecnologiche limitate (nel senso di costruire grandi opere tipo sbarramenti, deviazioni dei corsi d'acqua).
- Livello stratificato di pomici bianche e grigie, spesso circa 50-60 cm, dell'eruzione di Avellino.
- Paleosuolo impostato su cineriti vulcaniche, spesso circa 40 cm, che contiene nella parte alta, stratificati, resti ceramici riferibili all'Appennino maturo (Bronzo medio-Recente), nonché più giovani, riferibili all'età classica e tardo-antica.
- Livello di pomici grigio-verdastre, di circa 30 cm, dell'eruzione di Pollena del 472 AD
- Suolo attuale.

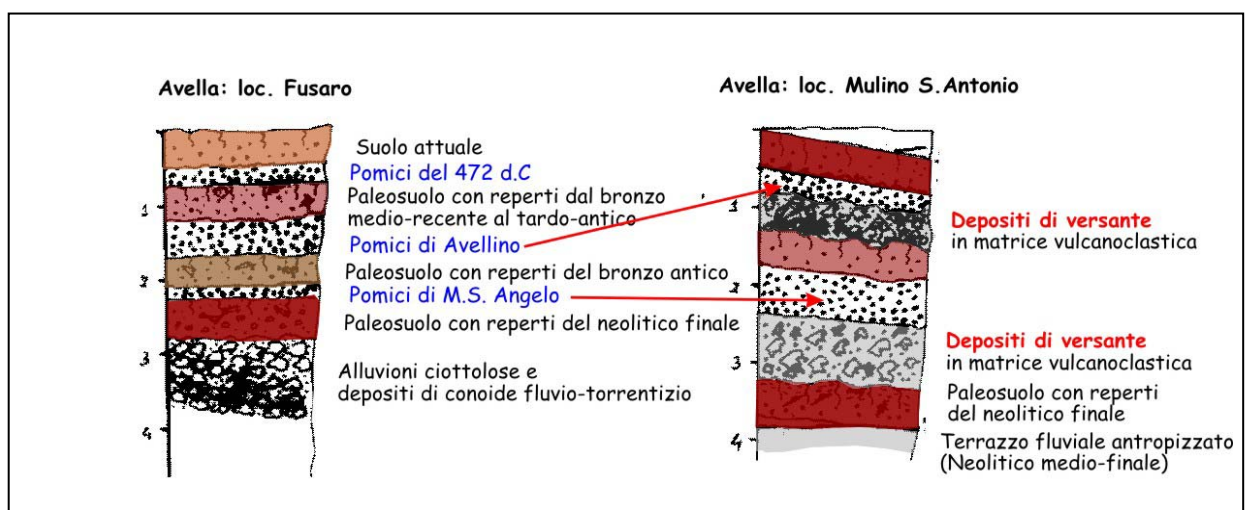


Figura 67: sezioni archeostratigrafiche di loc. Fusaro e di Mulino Sant'Antonio di Avella

Loc. Mulino Sant'Antonio

Il sito è ubicato, in località Fontanelle, in dx orografica del Clanio nel suo tratto intermontano a forra, ad una quota di circa 500 metri, proprio a ridosso di una parete calcarea verticale e di importanti sorgenti perenni, lungo la strada che conduce dal fondovalle del torrente alla sommità del Monte Ciesco di Rosa (*figura 66*).

Il sito occupa un'ampia superficie, per buona parte posta sul ripido talus detritico che mantella il versante di faglia modellato nelle rocce carbonatiche. La parete calcarea contribuisce qui a creare una piccola gola e presenta numerose nicchie e caverne. Una grande caverna denominata Riparo Grande si trova proprio sopra il sito, mentre un'altra poco più a valle, è occupata dalla chiesa rupestre di S.Michele. I versanti calcarei disegnano in questo tratto una stretta valle a V, parzialmente colmata dai sedimenti detritici dei versanti e dalle alluvioni recenti del corso d'acqua. Queste ultime formano lembi alluvionali terrazzati e reinciati disposti solo occasionalmente ai lati del torrente: la loro deposizione è avvenuta in età tardo olocenica e storica come mostrano i reperti archeologici ivi contenuti (Russo, 1996).

La successione archeostratigrafica descritta da Albore Livadie (1994) e Russo (1994) è ancora in parte affiorante per lunghi tratti sulla dx orografica del torrente e mostra una grande variabilità laterale degli strati, costituiti principalmente da brecce di versante e colluvioni vulcanoclastiche che si alternano a livelli piroclastici noti e a superfici pedogenizzate e antropizzate (*figura 67*).

Lo schema dei rapporti stratigrafici ricostruito mostra una successione, che, viene descritta dall'alto verso il basso:

- Suolo attuale su vulcanoclastiti rimaneggiate ed argillificate di difficile attribuzione cronologica (Pollena???)
- Livello pomiceo dell'eruzione di Avellino spesso da 10 a 40 cm con chiare evidenze di una superficie erosiva e di rimescolamenti antropici.
- Livello di circa 30 cm di brecce di versante centimetriche in abbondante matrice vulcanoclastica argillificata, derivante dall'erosione dei suoli a monte

Questa prima parte della successione presenta una giacitura inclinata di circa 20-25° , conforme con quella del versante, di cui costituisce il talus detritico sub-attuale (Russo, 1994).

- Paleosuolo grigio scuro di circa 30 cm impostato su cineriti vulcaniche
- Pomici giallastre di spessore notevole circa 80 cm riferibili all'eruzione di Monte spina

- Livello di circa 1 metro costituito da colluvioni vulcanoclastiche argillificate associate a brecce di versante eterometriche disposte caoticamente. Tale livello contiene anche reperti archeologici tardo neolitici.

Questa seconda parte della successione è meno inclinata della precedente di qualche grado (max 5) e leggermente meno inclinata del versante su cui poggia, per cui sembra essere parte di un più antico talus detritico (Russo, 1994).

- Paleosuolo bruno-scuro, di circa 40-50 cm di spessore, maturo e profondo, costituito da colluvioni vulcanoclastiche rimaneggiate e molto argillificate. Abbondano i reperti faunistici ed archeologici documentando un'occupazione antropica riferibile al Neolitico Finale come dimostrano anche le datazioni effettuate sui resti ossei, qui rinvenuti (5.070 +/- 70 anni BP -Albore Livadie et alii, 1988 che corrisponde ad una età vera che decorre dal 3994 al 3721 a.C).
- Inoltre l'analisi dei resti faunistici ritrovati in questo paleosuolo (Albore Livadie et al, 1988) ha indicato una economia basata sullo sfruttamento delle risorse forestali locali, connesse con l'allevamento e la caccia, favorita dalla presenza di sorgenti perenni e del vicino corso d'acqua.

La parte superiore di questa seconda successione mostra una giacitura suborizzontale completamente discordante con la pendenza del resto del talus detritico basale (costituito da ghiaie sub arrotondate e detriti carbonatici sub angolosi in scarsa matrice vulcanoclastica, con lo strato che in molti punti diventa clastosostenuto, di probabile origine fluviale alluvionale) in cui sembra essere appoggiata.

Questa potrebbe essere messa in relazione ad un antico terrazzo olocenico antropizzato nel Neolitico finale.

Dopo i grandi accumuli carbonatici grossolani alto-pleistocenici glaciali, il miglioramento climatico postglaciale e dell'inizio dell'Olocene induce lo sviluppo di una fiorente vegetazione e di ampie coperture pedologiche che limitano la produzione, la disponibilità ed il trasporto dai versanti verso valle.

Inoltre l'aumento delle precipitazioni, associata alla scarsità di materiali prodotti dall'erosione, incidono una profonda valle all'interno dei depositi grossolani formando una superficie terrazzata, con sponde fluviali incassate, vegetate ed occupate stabilmente per lungo periodo dalle genti Neolitiche/Eneolitiche e del Bronzo.

Queste sfruttano le risorse che tale situazione offre, cioè suoli spessi, profondi, vulcanoclastici e ben drenati e soprattutto la vicinanza al corso d'acqua perenne e alle risorse forestali proprio in uno degli accessi principali delle vie naturali che si addentravano negli Appennini. L'occupazione del terrazzo e la sua evoluzione morfostratigrafica è stata influenzata in prima parte dagli apporti vulcanici delle

eruzioni flegree e vesuviane ma anche dalle variazioni dei sistemi geomorfici indotti molto probabilmente da brevi crisi climatiche.

Loc. Purgatorio

Un'altra sezione archeostratigrafica del territorio avellano è pubblicata e descritta da Anzivino & Di Maio, 2001, nell'ambito di alcuni ritrovamenti preistorici, individuati a seguito dei lavori per il passaggio del raddoppio del metanodotto algerino, in località Purgatorio, proprio poche centinaia di metri a Sud del Comune di Avella.

Gli autori mettono in evidenza una successione, che dal basso verso l'alto mostra:

- Eruzione di Mercato costituita da alternanze di livelli di pomice minute giallastre e livelli cineritici grossolani con colorazione bruno-scuro
- Paleosuolo bruno scuro su vulcanoclastiti rimaneggiate ed argillificate, molto profondo ricco in materia organica, con nuclei carboniosi e tracce di bioturbazione. Inoltre ha restituito frammenti ceramici e litici riferibili genericamente all'Eneolitico,
- Livelli centimetrici di pomice giallastre a luoghi molto alterate e poco addensate dell'eruzione di Agnano M. Spina e una evidente aggradazione del p.c. ad opera dei colluvi vulcanoclastici post eruzione.
- Depositi alluvionali costituiti da livelli e lenti di ciottoli prevalentemente calcarei.
- Paleosuolo di colore grigio marrone con vulcanoclastiti rimaneggiate fortemente argillificate e con evidenti tracce di orizzonti carbonatici, filamenti calcitici e concrezioni al top.
- Livello di pomice grossolane biancastre a struttura massiva e ceneri grigie dell'eruzione delle pomice di Avellino.
- Paleosuolo grigio bruno di natura cineritica a struttura massiva ricco di sostanze organiche e tracce di bioturbazioni
- Pomice grigie a luoghi gradate in livelli sub-orizzontali, ricchi in litici e fenocristalli. Le pomice mostrano dimensioni centimetriche, si presentano fortemente vescicolate e sono riferibili all'eruzione del 472 d.C. Queste sigillano una superficie ondulata dell'antico piano campagna interessata dalla presenza di solchi di aratura.
- Il suolo e i riporti attuali chiudono la successione.

A4) Palma Campania

Il sito preistorico e protostorico di Palma Campania, è ubicato a circa 53 m di quota, nella zona ai margini NE della Pianura Campana, immediatamente a ridosso delle prime colline carbonatiche di Monte S. Angelo (*figura 68*).

L'abitato doveva sorgere a circa 2 Km a SW del comune di Palma Campania a circa 500 metri a WSW di Ponte Tirone ed è stato completamente obliterato dai lavori dell'autostrada A30 CE-SA.

La posizione su di un alto topografico all'interno della pianura, a ridosso della zona che funge da spartiacque tra la piana dei Regi Lagni, quella del Sarno, ed i contrafforti vulcanici del Somma-Vesuvio, da cui dista soli 10 km circa, ne ha fatto uno degli insediamenti più importanti dell'età del Bronzo in Italia meridionale.

Come detto in precedenza è ubicato, su di un alto topografico relativo di difficile interpretazione paleogeomorfologica, forse una bocca eruttiva eccentrica molto antica del Somma Vesuvio.

Questi alti topografici che si ergono di soli pochi decine di metri dalla piana circostante sono presenti anche nella adiacente piana del Sarno (colline di Striano, San Marzano, San Valentino, e vulcano-Pompei di Cinque & Irollo, 2004; colline di Nola?)

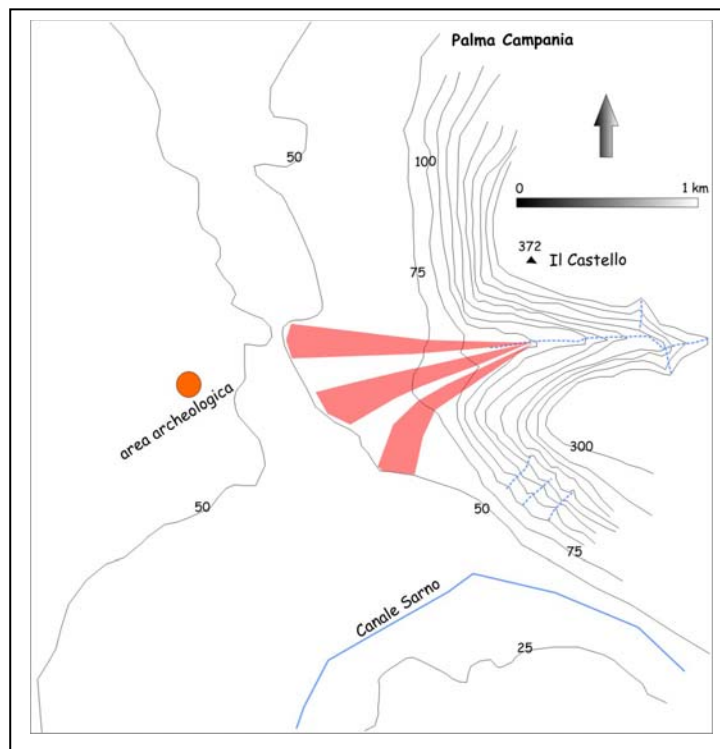


Figura 68: carta geomorfologica schematica dell'area archeologica di Palma Campania

Di questo antico assetto geomorfologico se ne rivelano le tracce nonostante le recenti manomissioni operate dai lavori autostradali e dalle cave presenti. Proprio in una di queste è visibile una successione tepfrostratigrafica (**figura 69**) che mette in mostra verso il basso una serie di prodotti scoriacei che probabilmente costituivano anche l'ossatura del locale rilievo.

Questo è stato completamente ricoperto dalla aggradazione vulcanoclastica olocenica vesuviana e flegrea, come dimostra la netta discordanza erosionale sui prodotti scoriacei altopleistocenici della serie olocenica che comprende le eruzioni

di Agnano Pomici Principali, Mercato, Agnano M. Spina, Avellino, protostoriche vesuviane di tipo A e B, 79 d.C., 472 d.C., eruzione medievale del 1052, e 1631 AD. Le vulcanoclastiti delle varie eruzioni sono generalmente separate da paleosuoli che in alcuni casi mostrano un buon grado di maturazione (sotto e sopra Mercato, sotto m.spina, e intorno al medioevo) mentre negli altri casi sono appena accennati o poco humificati.

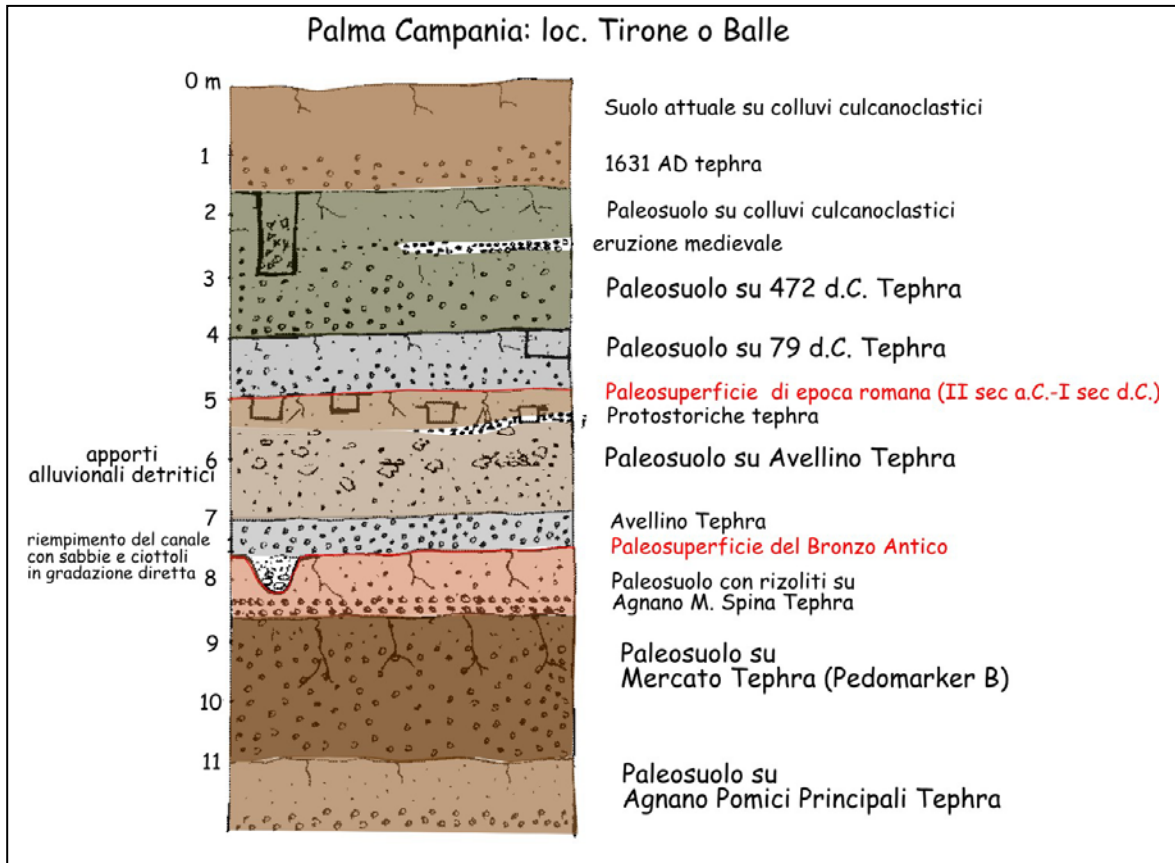


Figura 69: sezione archeotephrostatigrafica schematica dell'area archeologica di Plama Campania

Tali differenziazioni dei processi pedogenetici potrebbero riflettere i differenti tempi di evoluzione tra una eruzione e l'altra, quando queste sono molto ravvicinate, e/o riflettere differenti sviluppi della vegetazione e degli apporti organici, dettati in primo luogo dalle variazioni climatiche oloceniche e dalle attività antropiche.

Vale la pena ricordare che proprio nel paleosuolo sepolto dai prodotti dell'eruzione di Avellino è stata fatta la prima datazione ¹⁴C della paleosuperficie del Bronzo Antico, in particolare della nota Facies di Palma Campania, che ha rilevato un'età di circa 3.760 +/- 70 anni BP, che solo recentemente è stata ringiovanita e calibrata con nuove datazioni da Terrasi (1997 in Albore Livadie et al, 1997), che hanno restituito una media di età di 3.450 +/- 65, con una età calibrata che va posta tra 1880 e 1680 a.C.).

Le analisi polliniche eseguite da Vivent (in Albore Livadie et al, 1994) attestano la presenza di Pinus, di Corylus, di Quercus Ilex e di erbacee subordinate e solitamente collegate alla cerealicoltura, come ben indicato anche dai numerosi pollini di Cerealia.

Inoltre si vuole sottolineare che Albore Livadie (1994) segnala che nella stessa località era presente, prima dei lavori autostradali, un'altra collina dove sono stati ritrovati scarsi materiali archeologici riferibili al Bronzo Antico.

I due dossi di Palma Campania presentano delle analogie insediamentali simili a quelle rilevate dalla stessa autrice a Nola S. Paolo Belsito, dove le colline gemelle di Montesano e di LaVigna sono raccordate da un settore a quote intermedie.

Nella successione sono evidenziati anche i principali ritrovamenti archeologici e con in particolare evidenza la paleosuperficie dell'età del Bronzo Antico che ha messo in evidenza una campagna agricola, caratterizzata da ambienti naturali diversificati in cui erano ben conservate le tracce dell'attività umana e della presenza di animali utilizzati per tale attività.

Questa paleosuperficie comprendeva anche una piccola depressione morfologica interpretabile come un modesto pantano soggetto a ristagno delle acque in quanto le pomice hanno sigillato alcune increspature sul fondo e resti di piante acquatiche (canne).

A poca distanza da questa correva un alveo/canale della larghezza di due metri, riempito di pomice compattate e cementate a causa della precipitazione di carbonato di calcio. Tale canale risulta riempito da una successione che da ghiaie nei livelli più bassi passa a sabbie argillose.

Il disegno dell'area di scavo mostra anche i sistemi di parcellizzazione agricola già esistenti in questo periodo e le numerose tracce lasciate dai passaggi di carri e di animali, ben conservati sotto la potente coltre di pomice di Avellino.

Ciò potrebbe testimoniare anche una certa organizzazione del territorio con aree agricole attraversate anche da canali antropici e da opere di bonifica importanti ed essere responsabili dei sovralluvionamenti registrati.

FINESTRA 11

Osservazioni sulle strategie economico-insediative del Bronzo Antico

Il buon numero di insediamenti scoperti negli ultimi 20 anni nella Campania e ha consentito di delineare il quadro ambientale in cui si inseriscono le attività antropiche delle popolazioni del Bronzo Antico della facies di Palma Campania e di documentare l'impatto e i tempi di ripresa dopo il catastrofico evento dell'eruzione di Avellino. Ciò nasce dall'esigenza degli specialisti del settore di capire il quadro organico della facies di Palma Campania attraverso la ricostruzione dei paleoambienti, intesi come fattori distinti ed interagenti con una determinata cultura materiale. La convergenza di più discipline è indispensabile ad una archeologia ambientale che associ lo studio dei resti vegetali ed animali e l'analisi geoarcheologica, nel senso più ampio del termine per la ricostruzione delle culture del passato. Per quanto riguarda i territori che abbracciano la parte N-NE della pianura campana, tale approccio è stata eseguito dalla prof. Albore Livadie, a cui si deve molto per la stesura di questo elaborato, la quale ne ha pubblicato i risultati in Albore Livadie (1994). L'autrice dopo aver identificato numerose variabili geotopografiche dei siti noti (vicinanza alle fonti d'acqua, pendenze, aree pianeggianti, pedemontane e di altura in tutte le loro sfumature topografiche -controllo visivo del territorio, vie di transito naturali, presenza di grotte, ecc.-), attraverso analisi statistiche, ne evidenzia:

- **Le forme insediative:** le tipologie dei siti noti (vedi figura della distribuzione dei siti del Bronzo Antico in Campania) sembra in prevalenza evidenziare l'occupazione di piccoli rilievi e di basse pendenze, spesso conoidi coalescenti o terrazzamenti fluviali. Un altro aspetto ricorrente è anche la prossimità a sorgenti o a corsi d'acqua (generalmente anche a pochi m).

Il quadro dell'occupazione del territorio è completato da insediamenti e frequentazioni in zone collinari anche in altura, fino a circa

1000-1100 m s.l.m. Questi ultimi erano spesso collegati con mulattiere alle comunità della piana e sembrano rientrare nella stessa tipologia insediativa. Osservazioni simili sono state rilevate anche da Talamo (1994) per la valle intra-appenninica del Fiume Sabato e da Langella (1997) per un settore della valle del Calore beneventano.

Sulla base di questi dati fisiografici sembra di poter cogliere come la densa occupazione del territorio rispondesse a dettami specifici, forse legati ad interessi complementari. L'occupazione dei bassi terrazzi fluviali e di collinette all'interno della pianura è certamente legato alla migliore produttività agricola di questi settori con suoli fertili e risorse d'acqua immediatamente e disposizione e pochi rischi geoambientali.

L'occupazione dei terrazzi fluviali e delle fasce di aggradazione pedemontana potrebbe invece riflettere una funzione di controllo delle vie di accesso naturali per i transiti verso l'interno e verso le altre regioni ma anche per le vie della transumanza, sia essa a carattere regionale che locale.

Inoltre l'occupazione di tali areali potrebbe anche indicare una relativa biostaticità, con suoli e vegetazione ben sviluppati, paleoavei ben incassati e pochi rischi di sovralluvionamenti. I siti d'altura testimonierebbero situazioni temporanee legate alle transumanze stagionali che queste popolazioni dovettero praticare.

Insomma emerge un quadro economico e sociale basato sullo sfruttamento delle risorse naturali (boschi, suoli ed acqua in primo luogo) mediante l'agricoltura e l'allevamento. La vicinanza a sorgenti o corsi d'acqua dovette essere un requisito fondamentale proprio in questo periodo, per la durata e la vita dei villaggi.

- **Il quadro climatico:** tutti i record paleoclimatici esistenti per le alte e medie latitudini concordano nel riferire a questo periodo una importante crisi di aridità di breve durata con scarse precipitazioni ed abbassamenti della falda. In particolare si registra una differenza, rispetto ai secoli che precedono la facies culturale di Palma Campania, delle dinamiche meteorologiche tra inverno ed estate.

Questo sfasamento si sarebbe concretizzato in temperature più fredde d'inverno e molto più basse di oggi nel corso della primavera, calde d'estate e molto più calde di autunno, periodo di massima insolazione (Magny, 1999). Si evince quindi un calo delle precipitazioni medie annue.

Appare allora evidente che la prossimità dei punti d'acqua dovette essere un requisito necessario all'impianto ed alla durata di un villaggio. Di conseguenza, l'allevamento del bestiame era condizionato durante la primavera dal freddo e richiedeva una attenta cautela nei confronti dei nuovi nati con probabili stazionamenti in ricoveri a bassa quota; necessario invece lo spostamento delle mandrie verso i pascoli d'altura durante la calura estiva e soprattutto autunnale quando le piante in pianura erano rinsecchite.

Intorno a 3.500 anni fa invece i dati paleoclimatici mostrano una drastica trasformazione del clima verso una fase fredda. Alcuni autori (Vogel et al, 1990, Zanchetta et al, 2000) mettono in relazione tale raffreddamento alle numerose attività vulcaniche in atto in questo periodo e all'enorme quantitativo di ceneri vulcaniche emesse nell'atmosfera del mediterraneo dalle eruzioni del Vesuvio, dei Vulcani del Mar Egeo e dei Campi Flegrei, con degli effetti simili a quelli, evidenziati da dati strumentali su temperature medie e precipitazioni medie, avvenuti dopo l'eruzione del Vulcano Toba nel 1885 e Krakatoa, più recentemente. Questo raffreddamento avrebbe determinato un ritorno a precipitazioni più abbondanti, che, in un paesaggio dominato da scarse coperture vegetali, avrebbero innescato il cambiamento delle morfodinamiche molte volte messe in evidenza durante questo elaborato.

▪ **I paleosuoli del Bronzo Antico:** tutti i siti osservati si relazionano in modo selettivo con suoli di buona produttività agricola. Sono stati infatti sfruttati i terrazzi dai suoli grassi, umidi e molto evoluti, dotati di buona capacità rigenerativa che ne permette uno sfruttamento intensivo di lunga durata.

Questi suoli sono generalmente bruno-scuro, impostati su vulcanoclastiti, sono notevolmente fertili, mentre scarsa invece appare l'occupazione dei suoli dei fondovali fluviali e limno-palustri.

I suoli dei siti in quota sono spesso di minore produttività e più adatti al pascolo anche se in molte situazioni le coperture boschive erano certamente presenti.

Generalmente le tracce di aratura e di attività agricole con strumenti si riferiscono a situazioni di pianura o di bassissime pendenze.

Questi suoli di pianura sembrano essere concimati intenzionalmente e/o, come le numerose orme di bovini lasciano supporre, usati come pascolo in alcuni periodi e destinati all'agricoltura in altri.

Numerosi sono i dati paleovegetazionali registrati nei suoli: i risultati finora acquisiti sono essenzialmente qualitativi e non quantitativi e permettono di affermare che prima dell'eruzione di Avellino l'ambiente era prevalentemente di tipo aperto (praterie e pascoli umidi), ed in secondo luogo con boschetti di ontani e di querce.

Anche pollini di pino, di betulla e di nocciolo sono ben rappresentati e fanno ipotizzare che lo sviluppo del nocciolo sia di origine selettiva antropica. La coltura dei cereali è documentata in tutti i siti analizzati, non solo dai contenuti pollinici, ma da evidenti impronte di spighe di cereali conservate all'interfaccia con l'eruzione di Avellino.

Comunque un dato di difficile interpretazione viene dal fatto che il quadro della vegetazione non muta che minimamente dopo l'eruzione.

A tal proposito si sottolinea che le variazioni di temperatura giocano un ruolo secondario nell'evoluzione morfodinamica del paesaggio campano nel corso dell'olocene, mentre sono soprattutto le variazioni dei regimi pluviometrici le uniche responsabili dei degni vegetazionali e dei cambiamenti geo-ambientali.

b) la media valle del Clanio/Regi Lagni

Il territorio del comune di Acerra occupa il settore centrale e mediano di una vasta depressione fluvio-palustre, proprio in corrispondenza di una larga ansa dei Regi Lagni, la canalizzazione di età vicereale del fiume Clanio. Verso N-NE la pianura si raccorda dolcemente alle colline di Canello e di Maddaloni, dove numerosissime sorgenti alimentano l'ormai bonificato e mutato reticolo idrografico della zona. Gli aspetti paleoidrologici e geomorfologici sono completamente mascherati dalle bonifiche eseguite in quest'area a partire dall'epoca romana e dalla notevole aggradazione vulcanoclastica che questo territorio ha subito ad opera delle ruzioni flegree e vesuviane.

La carta geoarcheologica 1:25.000 del territorio acerrano mette in evidenza alcune forme del paesaggio antico legate in qualche modo a regimi morfoclimatici, attualmente non attivi: conoidi alluvionali costituite prevalentemente da materiali vulcanoclastici e da scarsi contributi detritici in corrispondenza delle incisioni che solcano i versanti di faglia (*figura 70*); e ampie superfici lobate a ventaglio che presentano una bassissima pendenza in corrispondenza di alcuni sfiori torrentizi presenti alla base della collina di Canello.

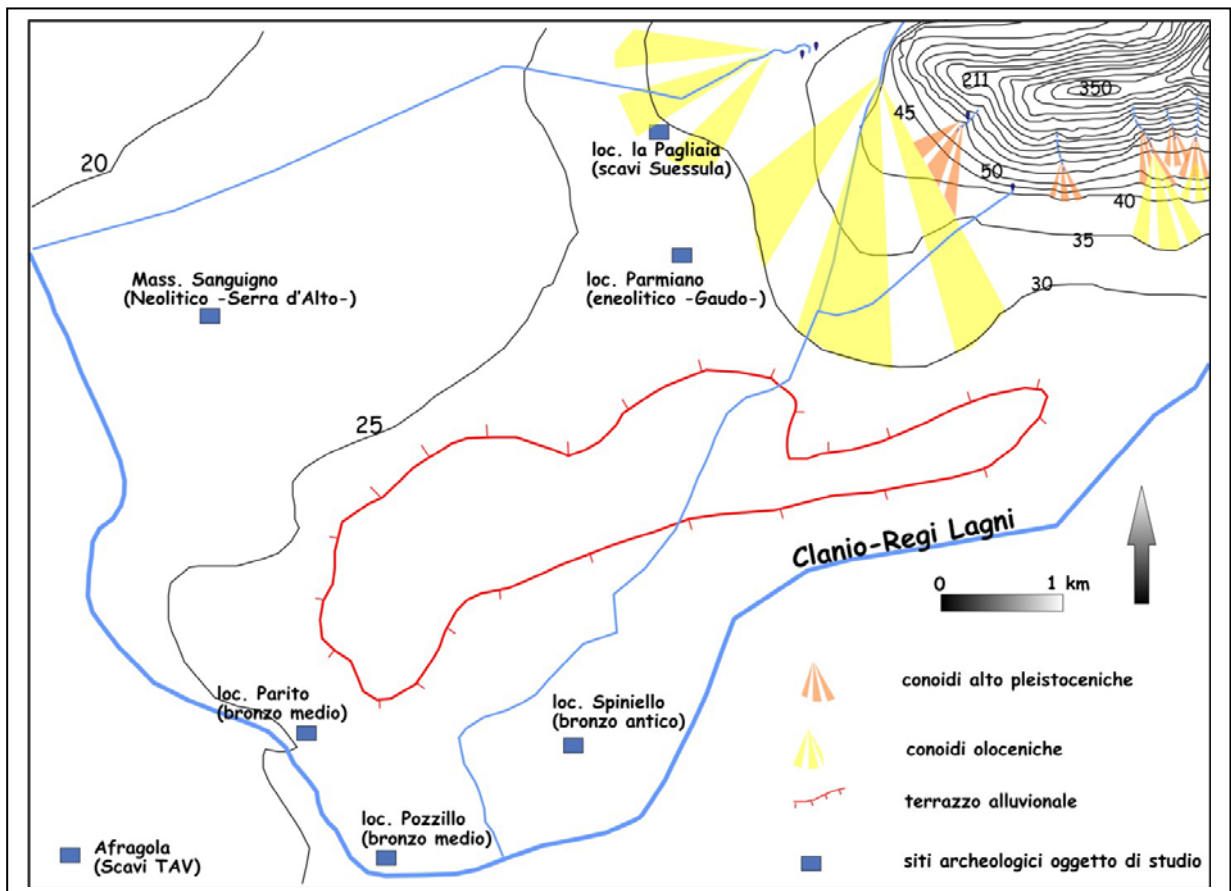


Figura 70: carta geoarcheologica preliminare dell'area di Acerra con ubicazione dei siti analizzati

Queste sorgenti, oggi captate ed incanalate in tubazioni sotterranee, alimentavano in passato una serie di incisioni sinuose (si riconosce una traccia della paleoincisione solo in prossimità delle sorgenti) in cui oggi non scorre più acqua, ma che in un passato recente hanno interessato le aree archeologiche di Acerra, con la deposizione di sedimenti alluvionali e travertinosi. Inoltre nell'area più urbanizzata di Acerra ed in prossimità della grossa ansa che i Regi Lagni compiono attorno alla città è ben evidente una superficie allungata leggermente più elevata (5 metri) sulla topografia circostante. Anche questa evidenza morfologica potrebbe essere messa in relazione a paleomorfologie, oggi non evidenti, influenzate fortemente da un diverso reticolo idrografico. Questa emergenza topografica così allungata potrebbe essere quello che resta di un non tanto antico terrazzo alluvionale.

Sui territori di Acerra e sul corso del Clanio/Regi Lagni gravano opinioni consolidate sulla sua natura insalubre e sullo scarso popolamento antico. In realtà le numerose evidenze archeostratigrafiche sia sulla sponda dx (siti di Acerra e di Suessula) che sx (Afragola Scavi TAV) dimostrano che esso era salubre ed asciutto e densamente popolato, pur se con diverse dinamiche insediative, da età preistorica sino ad età tardoantica. I fenomeni di impaludamento diffuso risalgono ad età altomedievale e medievale, cominciano ad essere affrontati in età angioina e più organicamente in età vicereale con l'intervento di bonifica dei Regi Lagni, a partire dal 1600. Per l'epoca tardo romana invece le fonti storiche (Virgilio, *Georg.*, II 225) testimoniano grandi alluvionamenti di cui si dirà più avanti. C'è da ricordare che l'evoluzione paleoidrologica di questo settore è stata certamente influenzata dalla forte aggradazione vulcanoclastica che ha subito ad opera almeno delle eruzioni più significative (Agnano M. Spina ed Avellino). Secondo alcuni autori (Celico et al, 1995) queste eruzioni avrebbero completamente cambiato il percorso del Clanio/Regi Lagni, che sarebbe rimasto immutato nel settore ad Est di Acerra, mentre nel settore nord occidentale il deflusso sarebbe mutato in direzione della costa flegrea. In particolare l'eruzione delle pomici di Avellino, i cui prodotti avrebbero interrotto, all'altezza di Acerra stessa, il precedente alveo che vedeva le acque defluire parallelamente all'asse di drenaggio della falda, cioè tra il Vesuvio e l'attuale città di Napoli (*figura 71*).

Prima che l'eruzione interrompesse con i suoi depositi da surge e da fall (fungendo da spartiacque relativo) gli apporti idrici provenienti dai versanti e dalle sorgenti a N e a E della piana, si sarebbero incanalati, nella parte settentrionale, nel fiume Clanio e, nella parte meridionale, nel fiume Sebeto. A conferma di tale ipotesi gli autori, notano un'assenza di significative tracce di incisione nei livelli superficiali dell'IC ad Ovest di Acerra. Per di più, invece, a Sud di Acerra, in corrispondenza sia dello spartiacque di Casalnuovo, che in corrispondenza dell'attuale fosso Volla (o valle Sebeto), le indagini geognostiche eseguite da Celico et al (1995), hanno rilevato potenti spessori di piroclastiti rimaneggiate che colmano le incisioni presenti sulla IC.

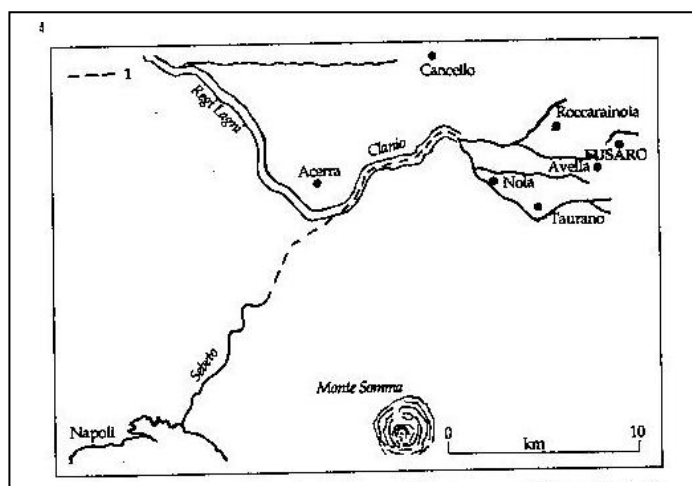


Figura 71: il corso del Clanio prima dell'eruzione di Avellino, secondo Celico et al, 1995

Tale ipotetica organizzazione del reticolo idrografico che ha caratterizzato la piana di Acerra nel corso della prima parte dell'Olocene e fino all'eruzione di Avellino, non trova riscontro nelle evidenze archeologiche più significative tardo neolitiche ed eneolitiche finora riscontrate nell'area. Gli insediamenti neo-eneolitici, attualmente attestati sia sulla riva sx che dx dei Regi Lagni, hanno una distribuzione lungo un percorso fluviale, che anche se resta ancora da precisare, sembra coincidere grosso modo con quello del Clanio storico.

L'insieme dei dati archeostratigrafici raccolti e la densa occupazione del territorio acerrano nella preistoria e nella protostoria induce a pensare che tale area non fosse soggetta a fenomeni di impaludamenti tanto frequenti, ed avesse suoli ben sviluppati e ben drenati, sviluppatisi a partire dalle vulcanoclastiti delle varie eruzioni ivi presenti. Una felice collocazione geografica su di una fascia pedemontana con basse pendenze che senza soluzione di continuità, si spinge a SW verso il nolano e a NW verso l'avellano, solcata da più corsi di acqua che confluivano in un corso d'acqua principale è stata da richiamo per moltissime comunità preistoriche e protostoriche nonché storiche. I primi impaludamenti si registrano a partire dal tardo-antico ed in particolar modo dopo l'eruzione del 472 con la comparsa di livelli travertinosi e francamente palustri.

Numerosi sono i siti archeologici dove si è potuto accedere per recuperare informazioni archeostratigrafiche, sia con osservazioni condotte in situ, durante gli scavi archeologici di pertinenza della città di Suessula di loc. la Pagliaia, sia mediante la revisione critica di vecchie stratigrafie di scavi archeologici pregressi.

B1) Suessula di Acerra

Le campagne di scavo condotte dal 1999 al 2002 nell'area urbana dell'antica Suessula, dal Dipartimento di Beni Culturali dell'Università degli Studi di Salerno in collaborazione con la Soprintendenza Archeologica di Napoli e Caserta, e dirette dalla dott.ssa D. Giampaola e dal Prof. L. Cerchiai, hanno permesso allo

scrivente di collaborare (nell'ultima fase degli scavi, 2002) fattivamente collaborato alle indagini geoarcheologiche mediante ripetute ricognizioni ed osservazioni direttamente sullo scavo e nelle aree urbane dell'antica città, e l'interpretazione di alcuni carotaggi profondi. Tali collaborazioni geoarcheologiche, che hanno coinvolto principalmente il dott. A. Rossi, hanno come obiettivo comune quello di ricostruire i paleoambienti di pertinenza della città di Suessula e di identificare i tratti significativi del paesaggio agrario di epoca romana.

Il sito archeologico è posto nell'area N-NE della piana di Acerra, in un settore molto prossimo alle colline carbonatiche di Cancellone e Maddaloni, in una fascia che, a dispetto dell'attuale planarità del paesaggio della pianura, evidenzia morfologie lobate e leggermente più inclinate intorno alle quote dei 30-32 m s.l.m., delineando una zona di aggradazione pedemontana con pendenze molto basse (*figura 70*). Questa è solcata da una serie di canali, oggi tutti regimentati e a carattere francamente stagionale, che dai versanti e dalle sorgenti poste alla base di essi, raggiungono un complesso sistema di canali di bonifica collegato al grande canale dei Regi Lagni. Anche in epoca romana era presente un sistema di bonifica, come evidenziato dai numerosi canali antropici rilevati durante gli scavi, con direzioni e pendenze verso uno o più canali principali.

Della città sono stati scoperti una parte consistente della piazza e del foro, nonché alcuni edifici pubblici che si affacciano su di essa, databili tra il II sec a.C. ed il I sec d.C. (Camardo et al, 2003). In un periodo successivo, tra il III ed il IV sec d.C., non si registrano interventi costruttivi, ma semplici rifacimenti.

Dopo questa fase si registrano i primi segnali di un lento e progressivo abbandono di questa parte della città che sembra articolarsi almeno in due momenti: nella seconda metà del V sec d.C. si verifica l'abbandono ed il crollo degli edifici, che diventano in alcuni casi, un luogo dove scaricare i rifiuti; tra il VI e il VII sec d.C., è abbandonata anche la strada basolata, che analogamente alla piazza del foro, era rimasta in uso come percorso carrabile (Camardo et al, 2003). Da questo momento sulla strada e nel foro si depositano materiali alluvionali, costituiti da sabbie vulcanoclastiche e terrigene, rimaneggiate ed argillificate, la cui formazione precede di poco la costruzione di un sepolcreto, databile tra il VII e l'VIII sec d.C. In seguito (tra l'VIII e il IX sec d.C.) si assiste ad una intensa attività di spoliazione nell'area pubblica, con lo smontaggio delle gradinate della basilica e delle lastre calcaree della piazza, ed all'impanto di una fornace per la cottura della calce (calcara) (Camardo et al, 2003). Una nuova cesura insediativa è segnata da un mutato assetto ambientale, con un continuo apporto di materiali alluvionali, costituiti da sabbie vulcanoclastiche ricche di materiali archeologico rimaneggiato, che colmano la piazza e la strada con circa 1 m di depositi. In molti punti, invece, le acque sovrassature di CaCO_3 hanno favorito la deposizione di travertini, denominati localmente "pietra pantano", di circa 30-40 cm di spessore. La deposizione sembra essere ferma durante l'XI sec d.C., quando nella zona riprendono le attività antropiche, come documenta la realizzazione di un

alveo/canale regolarizzato per drenare le acque. In questo periodo (tra l'XI e il XII sec d.C.) sugli strati di sabbia alluvionale sono scaricati materiali argillosi frammisti a butti ceramici, con lo scopo di innalzare le quote e creare nuovi piani d'uso, funzionale ad un insediamento di capanne di legno, servite da un pozzo per attingere l'acqua. L'abitato medievale viene abbandonato, anche se solo per un breve periodo. Sui livelli di abbandono si individuano, tra il XII ed il XIII sec d.C., labili e sporadiche tracce di insediamento di dimensioni più ridotte, che rappresenta l'ultima testimonianza archeologica di un'occupazione antropica che da questo momento sembra esaurirsi definitivamente (Camardo et al, 2003).

La successione archeotephrostratigrafica ricostruita evidenzia una parte superiore (quella più recente e di epoca storica) con informazioni derivanti da dati di scavo archeologico, mentre la seconda (quella inferiore, più antica) è una sintesi di alcune stratigrafie profonde di carotaggi eseguiti nell'area archeologica (*figura 72*).

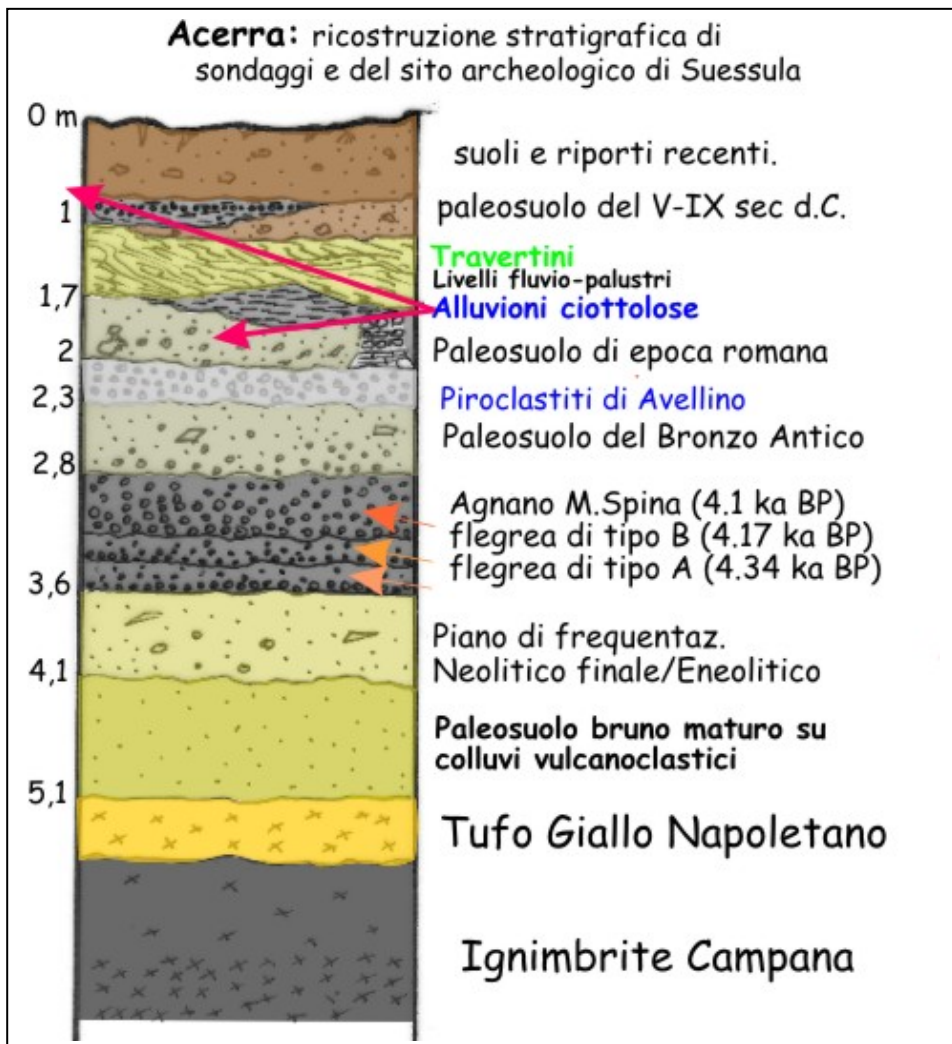


Figura 72: schema dei rapporti stratigrafici dell'area archeologica di Suessula di Acerra

La prima parte della successione è dominata da livelli vulcanici di eruzioni vesuviane e flegree note (IC; TGN; Eruzioni flegree A e B; Agnano M. Spina; Avellino) intervallati da paleosuoli con evidenti tracce di frequentazione antropica riferita alla preistoria ed alla preistoria campana. In particolare si rileva che:

- Non ci sono segni di pedogenesi al top dell'IC a cui si sovrappone il tufo giallo napoletano.
- Il paleosuolo impostato sul tufo giallo e sui suoi rimaneggiamenti, ha una colorazione bruno-giallastra, è molto humificato fino in profondità, è molto maturo e presenta al top tracce di frequentazione antropica e ceramiche riferibili ad un periodo compreso tra in Neolitico finale ed Eneolitico. Per le sue caratteristiche e per la sua collocazione cronostratigrafica può essere riferito al Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi (1996). Tale paleosuolo risulta sigillato dapprima da due sottili livelli vulcanici (l'interpretazione è stata eseguita dal dott. Di Vito, che ha attribuito tali livelli alle eruzioni flegree di tipo A (4.340 +/- 50) e di tipo B (4.170 +/- 40) separati da sottili livelli humificati e poi da un potente strato di pomice giallastre dell'Eruzione di Agnano M.Spina.
- Il paleosuolo impostato sui prodotti di queste eruzioni ha caratteristiche molto differenti dal precedente. Ha un colore bruno chiaro, è scarsamente humificato, con apparati radicali filamentosi molte volte calcificati, conservati al top in quanto sigillati dall'eruzione di Avellino. È chiaramente evidente una certa policiclicità con varie fasi aggradative di materiali vulcanoclastici argillificati e rimaneggiati. Inoltre questo paleosuolo contiene numerosi reperti riferibili al Bronzo Antico.

Questa prima parte della successione dimostra come questo settore della piana di Acerra non risulta essere stato soggetto ad ambienti umidi, anzi la forte aggradazione vulcanoclastica è sempre caratterizzata dallo sviluppo di suoli ben drenati, un ambiente che è stato di attrattiva per le genti preistoriche che vi hanno scelto di insediarsi.

La seconda parte della successione è dominata dai livelli francamente fluvio-palustri (travertini, argille) intervallati da paleosuoli e da superfici fortemente antropizzate, su cui insistono strutture imponenti, strade, canali, opere di drenaggio e di risistemazione del p.c., oltre che numerosi segnali di manomissione del paesaggio. Queste azioni a più livelli interessano i depositi rendendo molte volte difficile la lettura dei rapporti stratigrafici. In particolare si registra che:

- La superficie antropizzata del II sec a.C è costituita da un deposito argilloso sabbioso di colore bruno di chiara origine vulcanoclastica, completamente alterato da bioturbazioni e antropizzazioni, con abbondanti clasti calcarei, travertinosi e resti ceramici. Risulta difficile attribuire una genesi chiara ed univoca a questo deposito, anche se le osservazioni pedostratigrafiche condotte in saggi che non hanno rilevato la presenza di strutture archeologiche significative, inducono a ritenere questo livello come un paleosuolo, fortemente condizionato dalle attività antropiche, impostato sui colluvi vulcanoclastici argillificati dell'eruzione di Agnano M.Spina. Da notare che mancano completamente i livelli vulcanici che nei

sondaggi erano stati riferiti all'eruzione di Avellino. Tale assenza non sorprende affatto in quanto in primo luogo il volume di vulcanoclastiti di Avellino che hanno raggiunto l'area non deve essere stato molto elevato, ed in secondo luogo i processi resistatici ed erosivi nelle aree pedemontane dei rilievi bordieri le pianure della Campania sono registrati per tutto il periodo protostorico.

- Da questo momento in poi si registrano i primi segnali di impaludamento dell'area contemporaneamente ad una forte cesura nelle caratteristiche socio-culturali della città di Suessula. Il sito restringe i suoi areali, alcune aree vengono abbandonate in quanto impaludate, altre alluvionate da sedimenti più grossolani, altre ancora riempite con scariche di materiali archeologicamente sostenuti con matrice argillosa e sabbiosa. (*figura 73*).



Figura 73: le alluvioni sul basolato romano/tardo antico

- Molti canali ed opere di drenaggio sono colmati da sedimenti sabbiosi ed argillosi che contengono anche reperti archeologici con una chiara gradazione diretta degli elementi grossolani. A partire da questo momento, cioè il V-VI sec d.C. l'area comincia ad essere dominata da una sedimentazione calcarea di origine chimica ed incrostante che interessa sia le emergenze archeologiche più evidenti che i livelli argillosi e sabbiosi sottostanti.
- A partire del VII sec. d.C e fino al IX sec a.C. il piano campagna è obliterato dalla deposizione di depositi travertinosi e sabbie calcaree concrezionate di origine fluvio-palustre. A circa 1 km a monte dell'area archeologica, è ancora oggi visibile una sorgente (dal nome di Sorgenti Minerali) non più attiva per una evidente opera di captazione che ne ingloba le acque e li porta chissà dove, che alimentava un corso d'acqua dal percorso sinuoso. Nell'area della sorgente affiorano diffusamente incrostazioni travertinose interdigitate da sabbie calcaree concrezionate che evidenziano differenti meccanismi deposizionali (dal palustre s.s al pendio, vedi travertini). La vicinanza con l'area archeologica permette di ipotizzare

processi di incrostrazione diffusa sul territorio a valle di questa sorgente con reticolo idrografico appena evidenziato solo nell'area della sorgente. Nota che tale situazione succede anche nei settori di pianura prossimi a sorgenti sia a Pontecagnano che a Sarno.

- Tali incrostazioni risultano essere terminate a partire dal IX sec a.C. in quanto ritornano ad essere evidenti gli interventi antropici di bonifica, con canalizzazioni, strade e strutture abitative ed artigianali che intaccano anche gli strati archeologici sottostanti.
- Altri interventi antropici si registrano anche a seguito di alluvionamenti che interessano l'area con la deposizione di spessi livelli alluvionali sabbiosi in molti punti archeologicamente sostenuti, da trasporto in massa (Flussi iperconcentrato di materiali archeologici - tipico di aree archeologiche con canalizzazioni che insistono nelle immediate vicinanze di strutture e che denotano eventi catastrofici e distruttivi). La collocazione cronologica di tali eventi risulta molto difficile per la caoticità dei reperti archeologici e per le successive opere di risistemazione post-alluvioni, anche se potrebbero essere collocate tra il IX (secolo della ripresa della frequentazione) e non prima del XII (età dei reperti più recenti)
- La successione si chiude con il suolo attuale quasi a diretto contatto con le strutture archeologiche più emergenti, molte volte sconvolte dalle moderne arature.

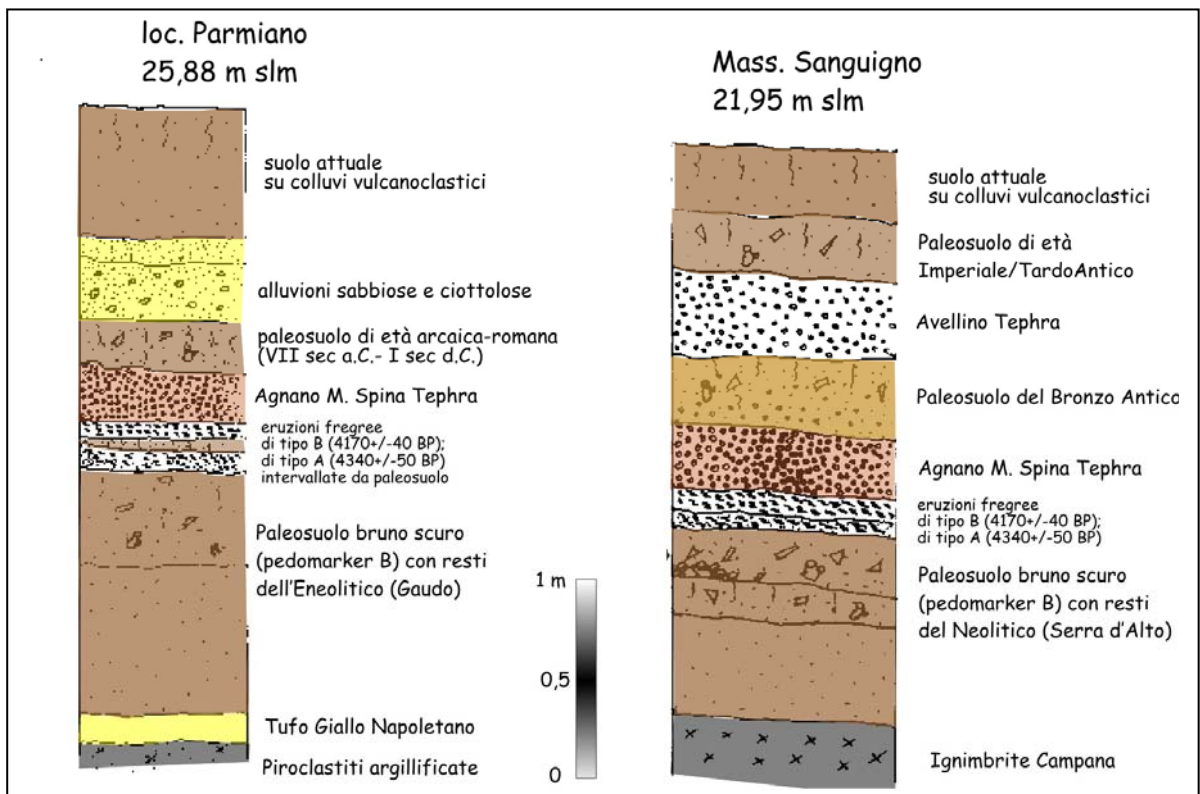


Figura 74: schema dei rapporti stratigrafici delle altre aree archeologiche di Acerra

Anche i siti archeologici di Masseria Sanguigno e di località Parmiano, situati a pochi km di distanza verso S e verso E rispettivamente, hanno mostrato grossomodo la stessa successione archeostratigrafica. La descrizione e l'interpretazione dei livelli (Giampaola, 1998) sono sinteticamente evidenziati nella *figura 74*, dove si mostra:

- Una fase di aggradazione prettamente vulcanoclastica intervallata da paleosuoli e vari piani di frequentazione antropica almeno fino alla fine dell'età del Bronzo, con aree assolutamente non soggette ad impaludamenti o alluvionamenti.
- Le alluvioni e i livelli fluvio palustri caratterizzano la piana di Acerra dalla fine dell'epoca romana.

B2) Scavi TAV (Afragola)

I lavori per la costruzione del nodo di interscambio Napoli della nuova linea ferroviaria dell'Alta Velocità hanno messo in evidenza una serie di tracce di frequentazione antropica ed animale (numerossime le impronte di animali, arature rudimentali e specializzate, conservate perfettamente al di sotto dei prodotti piroclastici delle varie eruzioni flegree e vesuviane che hanno interessato l'area).

L'area di ritrovamento ha interessato una enorme superficie di diversi km², posizionata proprio a sud della città di Acerra, al confine con i Comuni di Casalnuovo e Afragola, nella sx orografica del Clanio/Regi Lagni a ridosso della grande ansa che forma in prossimità di Acerra (*figura 69*).

La successione archeotephrostratigrafica ricostruita mostra una prima parte della successione dominata dall'aggradazione vulcanoclastica da deposizione primaria (fall e e flussi), che ha sigillato e conservato varie superfici antropizzate e frequentate da faune, legate alle attività umane preistoriche (allevamento ed agricoltura)³; ed una seconda parte rappresentata da aggradazioni alluvionali senza evidenti azioni erosive o superfici di discontinuità (*figura 75*).

In particolare dal basso verso l'alto, si riconosce:

- Una superficie pedogenizzata di colore bruno-giallastra molto humificata impostata su colluvi vulcanoclastici sabbiosi ed argillosi rimaneggiati ed argillificati, riconducibili in primo luogo ai prodotti del fall dell'eruzione di Mercato. Questa reca, al suo top, evidenti tracce di bioturbazioni, di attività agricole e soprattutto suggestive impronte di animali sigillate e riempite dai prodotti delle eruzioni flegree di tipo A e di tipo B di DiVito et alii 1999, datate rispettivamente a circa 4.3 e 4.1 ka BP, in età non calbrate.

³ Le determinazioni archeologiche sono alquanto preliminari, così come l'interpretazione delle facies dell'eruzione di Avellino. Tali mancanze derivano dal fatto che non si è avuta la possibilità di accedere alla documentazione relativa al contributo degli specialisti archeologi e vulcanologi, per cui alcune considerazioni cronologiche vanno lette con tutti i limiti delle conoscenze dello scrivente.

- Queste due eruzioni sono separate da un sottile livello humificato e sormontate da un paleosuolo bruno scuro molto humificato, che reca tracce di arature, che interessano anche gli strati vulcanici sottostanti.

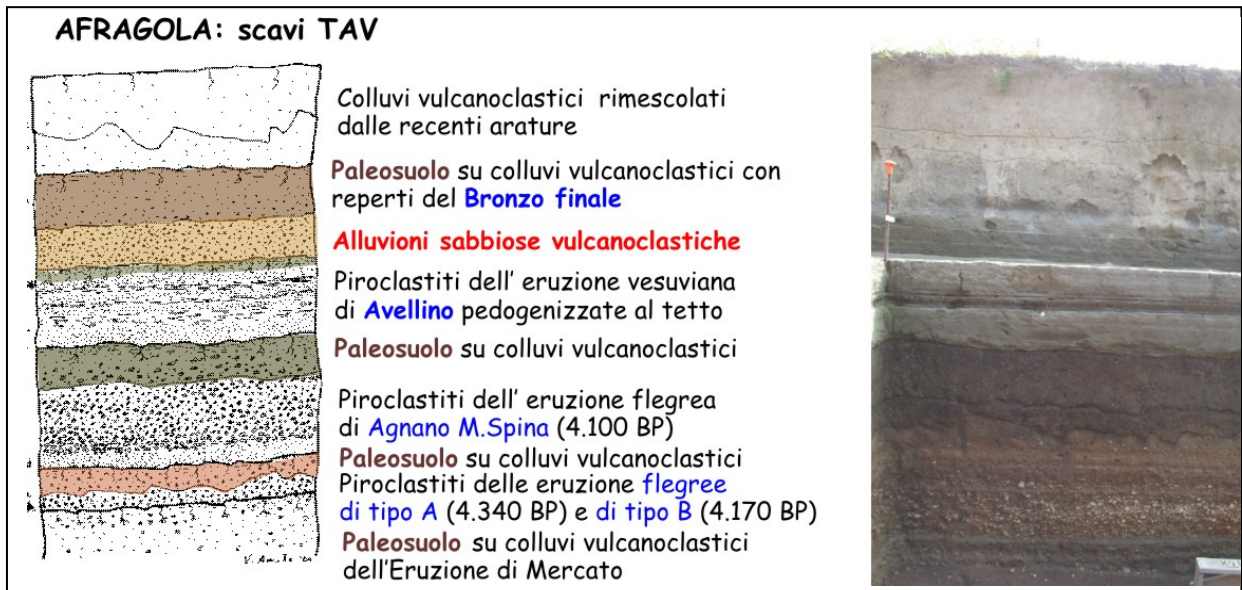


Figura 75: schema dei rapporti stratigrafici e foto delle successioni investigate

- Tale superficie è sigillata da un potente livello di pomice grossolane giallastre, a contorni scarsamente arrotondati, di dimensioni max di 2-3 cm riferibili al fall dell'eruzione di Agnano M.Spina. Anche questi prodotti hanno permesso la conservazione di numerose impronte di animali e tracce della frequentazione antropica (impronte, arature, ecc).
- Le piroclastiti di Agnano M.Spina e i rimaneggiamenti vulcanoclastici successivi sono pedogenizzati ed argillificati sino in profondità. Il paleosuolo ha una colorazione bruno-giallastra, presenta una buona humificazione e reca sulla sua superficie, sia resti macroscopici di sostanza vegetale fossilizzata dall'eruzione di Avellino (foglie, rametti, radici, ecc), che resti microscopici di piccoli filamenti calcitici e radici calcificate. Queste ultime potrebbero denotare una differente evoluzione pedoclimatica influenzata da carenza di precipitazioni un momento prima dell'eruzione di Avellino. Tale dato però contrasta con i dati stratigrafici provenienti da altri saggi, che denotano invece paleosuoli su cui insisteva una vegetazione arborea certamente florida. La superficie sigillata dall'eruzione di Avellino reca anche tracce di un insediamento del Bronzo Antico con capanne e attività funzionali all'agricoltura ed all'allevamento.
- L'eruzione di Avellino è presente sia con i suoi prodotti più grossolani da caduta (pomice e litici) che con i livelli sabbiosi argillosi cineritici da flusso piroclastico. Le interpretazioni delle facies vulcaniche dell'eruzione di Avellino ha creato non pochi problemi agli specialisti vulcanologici ed archeologi, in quanto alcune facies, erroneamente attribuite a flussi

piroclastici e a flussi iperconcentrati di materiali vulcanoclastici tipo lahar sin-eruttivo, si è rilevato contenere numerose impronte umane e di animali. Ciò testimonia una ripresa della frequentazione quasi contemporanea all'eruzione con l'uomo e gli animali che camminavano su depositi cineritici ancora non consolidati e probabilmente fangosi. Inoltre ad una attenta analisi dell'interfaccia che separa gli ultimi apporti cineritici sono presenti resti di microscopiche (minore di 1 mm in diametro e 1-2 mm in lunghezza) radici filamentose, che potrebbe denotare una breve stasi dei processi aggradativi vulcanoclastici. Inoltre i ritrovamenti archeologici presenti al top dei colluvionamenti vulcanoclastici dell'eruzione di Avellino, riferibili al Bronzo medio, testimoniano una ripresa della frequentazione stabile solo poco tempo (forse qualche secolo) dopo l'eruzione.

- I colluvi vulcanoclastici sabbiosi argillosi cineritici con rare pomici e litici dell'eruzione di Avellino, solo parzialmente pedogenizzati ed interessati da suoli poco maturi e poco profondi. Sono uniformemente ricoperti da una spessa coltre (almeno 30 cm) di sabbie vulcanoclastiche grossolane in scarsa matrice limosa, che presentano evidenti laminazioni piano-parallele ed incrociate con variazioni latero-verticali, caratterizzate da depositi a differente granulometria (da sabbie grossolane a sabbie medie). Tale deposito potrebbe essere attribuito ad alluvioni in facies di conoide alluvionale, anche se non trova riscontri geomorfologici in tutta l'area di scavo e nella cartografia analizzata.
- Un paleosuolo poco profondo si sviluppa sulle sabbie alluvionali: presenta un colore bruno-chiaro, scarsa humificazione, ed è fortemente bioturbato, anche dalle azioni antropiche protostoriche. Inoltre restituisce reperti attribuibili al Bronzo Recente-Finale.
- Gli strati superiori sono completamente sconvolti dalle moderne arature profonde anche 1-2 metri, che ne hanno nascosto i rapporti stratigrafici e obliterato le varie evidenze archeologiche, pur rappresentati da abbondanti materiali ceramici romani e tardo antichi e medievali.

EE) SINTESI ED INTERPRETAZIONE DEI DATI DELL'AREA DEL FIUME CLANIO

I dati raccolti per il settore dei monti di Avella e della media valle Clanio-Regi Lagni sono schematicamente riassunti nel quadro degli eventi morfodinamici riconosciuti di **figura 76**. Lo schema mostra le archeozone tipiche della Campania e le relative età archeologiche (calendario), ed, oltre agli eventi morfodinamici riconosciuti, una correlazione con le indicazioni paleovegetazionali, fornite dallo studio dei pollini (zone polliniche e temperature) delle carote prelevate nei laghi di Monticchio, in Appennino meridionale (Allen et al, 2002). Sono inoltre rappresentati i tephra principali, che hanno interessato l'area sarnese e i rapporti isotopici dell'Ossigeno dei carbonati pedogenetici dei paleosuoli, sigillati dalle varie eruzioni (Zanchetta et al, 2000). Sono state evidenziate, poi, anche le principali attività di frequentazione preistoriche, protostoriche e le fasi edilizie di epoca storica, al fine di cogliere il potenziale impatto antropico sui sistemi morfogenetici.

Per quanto riguarda le variazioni morfodinamiche riconosciute, si nota che il principale fattore scatenante è la ripetuta aggradazione vulcanoclastica primaria (fall) e secondaria (rimaneggiamenti). Inoltre alcune variazioni dei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi possono essere ricondotte a crisi vegetazionali indotte in primo luogo dalle variazioni climatiche oloceniche ed in secondo luogo ad impatti antropici, soprattutto in epoca storica. La più evidente variazione morfoclimatica è quella che riguarda la transizione dalle condizioni prettamente glaciali del tardo pleistocene a quelle francamente interglaciali della prima parte dell'Olocene.

A tal proposito si nota che, nell'ambito dei complessi di deiezione, generalmente, la crescita delle conoidi è polifasica, con le varie fasi separate da periodi di reincisione. Oltre alle fasi di crescita più antiche, che possono essere riferite all'ultimo massimo glaciale (LGM), in quanto rimaneggiano i prodotti vulcanici dell'IC, di altre eruzioni flegree e vesuviane di età altopleistocenica, e soprattutto mostrano un buon contenuto di materiali detritici grossolani, sono sempre presenti le fasi di crescita oloceniche, che invece mostrano una dominanza di materiali vulcanoclastici delle eruzioni oloceniche e solo scarsi apporti detritici. Le conoidi si presentano notevolmente reincise dai torrenti che solcano i versanti carbonatici bordieri delle piane campane; in tali reincisioni si incastrano a quote più basse generalmente una o più generazioni di conoidi di età olocenica, in quanto rimaneggiano i prodotti delle eruzioni flegree di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP) e Agnano Monte Spina (4.1 ka BP); quelle vesuviane di Mercato (8.0 ka BP) e di Avellino (3.7 ka BP), delle eruzioni Protostoriche, del 79 d.C, del 472 AD e del 1631 AD .

Circa i caratteri geomorfologici delle scarpate che bordano i gruppi montuosi carbonatici va osservato che, escluse le concavità create dai valloni che le intaccano, esse si presentano come versanti a profilo trasversale quasi rettilineo

ed inclinato intorno a 35°. Ciò li fa interpretare come delle scarpate evolute secondo il noto modello della recessione di pareti, e parallela sostituzione con un pendio di trasporto-sostituzione (*cliff recession* di Lehmann, 1933; *slope replacement* di Young, 1972). L'erosione lineare vi si manifesta per lo più sottoforma di valloncelli (gully), subparalleli e quasi equispaziati, che incidono soprattutto il talus della parte bassa dei pendii. Le conoidi più antiche (Pleistocene superiore) si trovano nella zona alta del talus deposizionale ed appaiono ridotte, per opera di successivi eventi di dissezione lineare, a residui di forma triangolare. Essi sono generalmente costituiti da corpi stratoidi di ghiaie calcaree sub-arrotondate e spesso cementate. A queste seguono serie conglomeratiche analoghe, ma con una presenza di matrice e di intercalazioni piroclastiche che diventa sempre più importante procedendo verso i termini più recenti della successione tipo, i quali si concentrano nella parte bassa e meno acclive della fascia pedemontana.

I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota consentono di affermare che la prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale, quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli, e i climi più aridi e secchi hanno predisposto il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei, determinando un abbondante carico solido grossolano ai torrenti presenti.

Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche è stato tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie riconosciute permettono di ascrivere i singoli episodi alluvionali a debris flows e a flussi iperconcentrati; rare invece sono le facies indicative di una deposizione ad opera di correnti trattive (stream flows).

Le conoidi oloceniche (della seconda generazione), a tessitura più fine, meno acclivi e poco o niente reincise, rimangono o recano intercalate, i materiali delle eruzioni di Agnano P.Pomici, di Mercato e di Avellino e delle eruzioni pliniane di epoca storica.

La riattivazione delle conoidi sembra essere preceduta da importanti crisi vegetazionali, dettate in primo luogo da brevi crisi aride e/o con precipitazioni non stagionali e spesso violente, ed in secondo luogo dalle attività antropiche. Inoltre l'ultima generazione di conoidi (epoca storica) può essere definita come quiescente, piuttosto che come inattiva, in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici, nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia, indicativi di colate detritiche recenti. Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (laghi) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

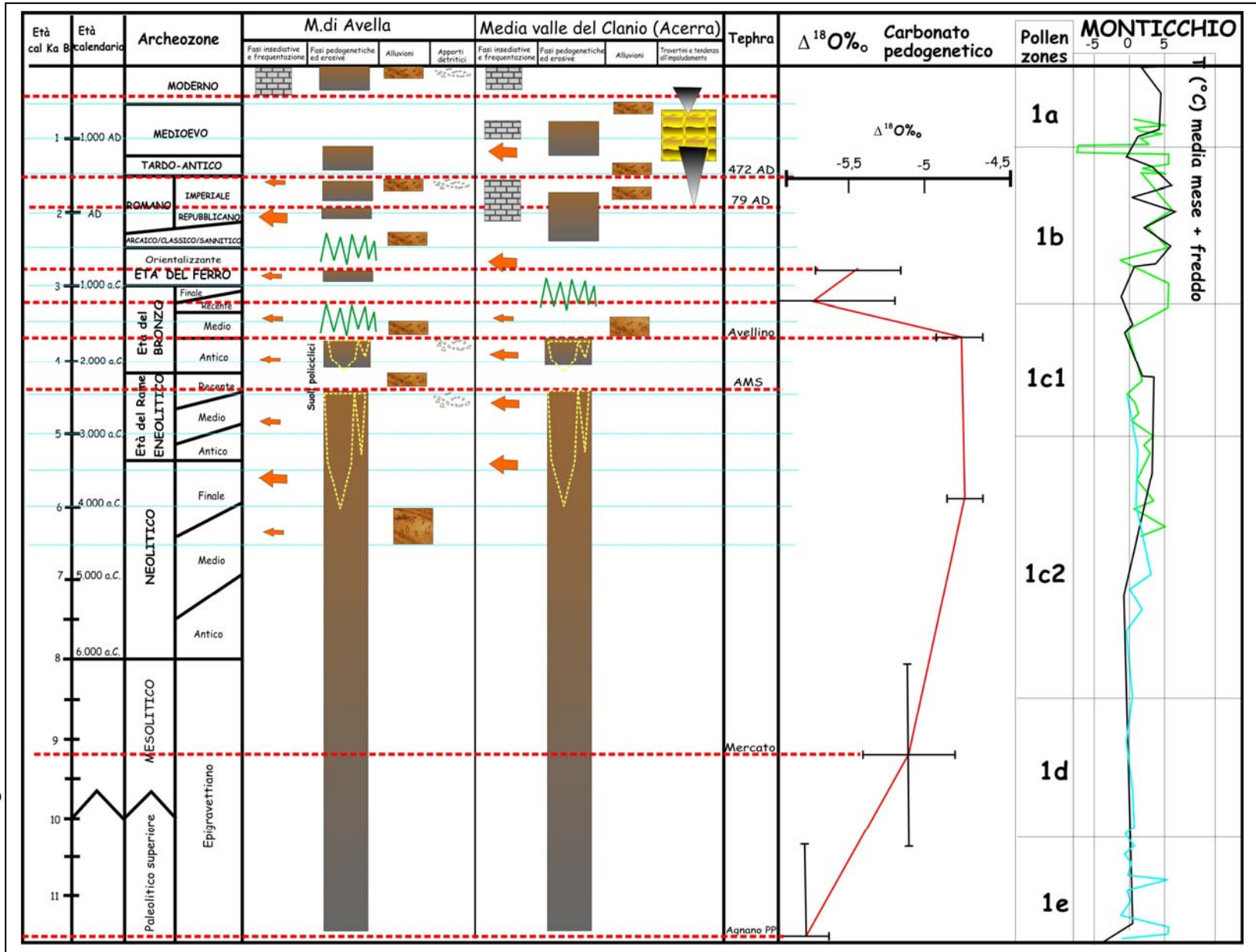


Figura 76: quadro riassuntivo degli eventi morfodinamici riconosciuti per l'area avellana

Le principali fasi di attività delle conoidi pedemontane dei monti di Avella si collocano:

- In un momento non troppo precedente il Neolitico medio/finale (prima di 6.000 anni fa)
- Al passaggio tra Eneolitico e Bronzo antico (a circa 4.0 ka BP),
- dopo l'eruzione di Avellino (a circa 3.0-2.5 ka BP),
- nel TardoAntico/Alto Medioevo (circa 1.5-1.2 ka BP) e
- nella piccola età glaciale settecentesca ed ottocentesca.

Al contrario risultano inattive, stabilizzate e reincise nella prima parte dell'Olocene (fino all'eruzione di Agnano monte Spina, circa 4.1 ka BP non calibrate), testimoniando una sorta di riposo morfogenetico, dettato molto probabilmente da condizioni climatiche calde ed umide e con piogge ben regolari, per un lungo intervallo di tempo (anche millenario), mentre a partire da questa da circa 4.500 anni fa sono generalmente quiescenti, anche per i numerosi interventi antropici che tendono (molte volte inutilmente) a stabilizzarle.

La produzione detritica di quest'ultimi è praticamente assente permettendo lo sviluppo di suoli fino a ridosso dei fondovalle. Le comunità agricole e pastorali del Neolitico medio/finale-Eneolitico antico frequentano ed occupano stabilmente questi territori, collocandosi generalmente sui ripiani morfologici (conoidi stabilizzate, terrazzi fluviali, ecc). In particolare si registra che la valle del Clanio presenta, in molti punti, un terrazzo alluvionale, formatosi durante il tardiglaciale/prima parte dell'Olocene, per la ridotta produzione di materiali disponibili al trasporto e per l'aumento delle precipitazioni e delle temperature, il quale determina l'incisione ed il terrazzamento, e conduce anche ad uno sviluppo rigoglioso della vegetazione e dei suoli. I paleosuoli sono generalmente molto maturi e profondi, con un elevato contenuto di materia organica e sono costituiti da materiali vulcanoclastici e terrigeni argillificati e bioturbati. Il paleosuolo del Neolitico finale/eneolitico, mostra quindi una evoluzione pedogenetica di lungo periodo, dettata da un clima caldo ed umido e da una fiorente vegetazione arborea, in chiare condizioni biostatiche. Generalmente, in Italia centrale (Frezzotti&Narcisi, 1996) tale paleosuolo è utilizzato per correlazioni pedoclimatiche di valenza almeno regionale e viene riferito alla prima parte dell'Olocene. Pertanto i paleosuoli del Neolitico finale/eneolitico dell'area sarnese possono essere riferiti al Pedomarker B di Frezzotti&Narcisi, 1996. Tali autori, oltre a considerazioni di carattere cronologico, che permettono di ascrivere i pedomarker B all'intervallo (post-glaciale/età eneolitico/età del Bronzo antico (Tardiglaciale-circa 4.000 anni fa), ipotizzano che l'evoluzione pedogenetica è stata di lungo periodo e dettata da climi caldi ed umidi ed è stata interrotta da importanti fasi resistatiche e/o eoliche, a partire da circa 5.000 anni fa (situazione che si registra anche qui).

I paleosuoli del Neolitico medio-finale e del Bronzo antico mostrano una evoluzione tipica di condizioni climatiche calde ed aride, che hanno portato alla

formazione di orizzonti calccretici, rizoliti, radici calcificate ed ad un generale aumento dei carbonati di origine pedogenetica all'interno dei suoli (Zanchetta et al, 2000).

Proprio a partire dall'Eneolitico (circa 5.5-5.0 ky BP), è evidente una fase di marcata crisi ambientale con sistemi geomorfici molto attivi che hanno generato una forte aggradazione del p.c. (sia nei settori pedemontani che nelle aree di pianura) e una forte progradazione della linea di costa.

Le potenti coperture pedologiche del Neolitico finale/Eneolitico sono spesso erose massivamente, e con un gran numero di valloncelli a V che si approfondiscono nei suoli anche per diversi metri. Queste incisioni sono frequentemente riempite da materiali detritici alluvionali (flussi iperconcentrati, debris flows, trasporti in massa) probabilmente dovuti alla riattivazione di antiche conoidi stabilizzate.

Un'altra fase resistatica, come questa eneolitica, sembra essersi verificata anche nell'intervallo dopo l'eruzione di Avellino (tra il Bronzo medio e prima dell'età del Ferro). Se da un lato la scarsità e la qualità dei reperti archeologici in tutta l'area non permette di collocare più precisamente questa fase, dall'altro potrebbe anche denotare condizioni sfavorevoli ad insediamenti stabili e duraturi nel tempo.

I paleosuoli mostrano caratteristiche dei suoli policiclici, in quanto prevale l'aggradazione e/o l'erosione sulla pedogenesi, e generalmente contengono anche un buon contenuto di detriti, segnale questo che potrebbe riflettere una crisi vegetazionale, probabilmente dettata da crisi aride e/o da impatti antropici. Le crisi vegetazionali, ben evidenti nel record pollinico delle carote di Monticchio, dove sono centrate a circa 5.0 ka BP, a circa 3.3 ka BP, a circa 1.0 ka BP, avrebbero favorito l'erosione delle coperture pedologiche fino ad interessare i detriti del substrato o di antiche conoidi stabilizzate.

Nell'eneolitico e nel Bronzo l'area viene investita da diversi eventi vulcanici da fall piroclatico di ceneri e pomici (Agnano Monte spina, Avellino, eruzioni Protostoriche vesuviane). Tali eruzioni forniscono materiali sciolti, e facilmente erodibili, disponibili al trasporto e all'aggradazione sia nei settori pedemontani, che nei settori di piana alluvionale. I paleosuoli sigillati da queste eruzioni mostrano un differente rapporto isotopico dell'ossigeno dei carbonati pedogenetici (Zanchetta et al, 2000) che potrebbe denotare significative variazioni climatiche. In particolare si registra un forte calo dopo l'eruzione di Avellino, testimoniando una variazione di temperatura di circa 2°, secondo Zanchetta et al (2000). Anche Vogel et al (1990) dimostrano che le temperature medie del mediterraneo si sono abbassate di circa 1° subito dopo le eruzioni dei vulcani egei (Santorini) e l'eruzione di Avellino, ritenendo responsabile di questo calo, l'enorme quantitativo di polveri vulcaniche, presenti in atmosfera proprio in questo periodo, che avrebbe fatto da filtro alla radiazione solare. La risposta dei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi a questa variazione è ben evidente in tutte le successioni analizzate, dove il prodotto di Avellino sono generalmente erosi fino in profondità, quando presenti, (a volte anche nei livelli sottostanti). Inoltre alcune conoidi

mostrano i segni di una riattivazione proprio in questo momento, gli apporti detritici diventano più consistenti, come probabile conseguenza di una scarsità di vegetazione, probabilmente indotta da scarse precipitazioni (trend ereditato da prima dell'eruzione) e dalle attività antropiche a scala di bacino. I paleosuoli di questo periodo (Post Avellino e prima dell'età del Ferro (3.700-3.000 anni fa) non sono generalmente presenti, in quanto erosi e/o poco sviluppati: prevalgono le azioni erosive ed aggradative vulcanoclastiche che i processi pedogenetici non riescono a rielaborare (suoli policiclici). Altra indicazione paleoambientale riguarda i settori centrali della Piana di Acerra, che oltre ad essere stati interessati da notevoli cambiamenti del reticolo idrografico, in seguito alle eruzioni di Agnano Monte Spina e di Avellino e del 472 d.C., mostrano i segni di una continua e prolungata frequentazione antropica preistorica e protostorica, a dispetto della nota insalubrità di queste aree. I dati archeologici di scavo (superfici antropizzate del Neolitico, dell'Eneolitico, del Bronzo ed in parte dell'età del Ferro su paleosuoli maturi, ben drenati, impostati su vulcanoclastici primarie e/o rimaneggiate) mostrano che l'area non era affatto soggetta ad impaludamenti nei tempi preistorici e protostorici e che solo a partire dall'epoca romana si registrano i primi impaludamenti.

In alcuni settori della piana di Acerra si registrano anche eventi alluvionali subito dopo l'eruzione di Avellino e soprattutto in età tardo romana/tardoantica (nel III sec d.C, tra il 472 d.C e l'VIII sec d.C), contemporaneamente ad un generale impaludamento dei settori più depressi. Gli eventi alluvionali registrati nel sito della città di Suessula si verificano anche in epoca post medievale (XII-XIII sec d.C. e durante la piccola età glaciale. Inoltre in alcuni casi si depositano imponenti strati di travertino, collocati temporalmente tra il VI-IX sec d.C. Le cause delle cattive condizioni di drenaggio in cui versa la piana di Acerra in questo momento sono generalmente individuate nella subsidenza, che si registra proprio a partire dalla nota eruzione del 79 d.C. Non è da escludere che alla tendenza all'impaludamento non abbia concorso anche un aumento delle precipitazioni e il mancato funzionamento di molte opere idrauliche di epoca romana. Tale tendenza all'impaludamento, così come la deposizione di travertini, sembra aver avuto una stasi in epoca medievale, come probabile conseguenza della nota crisi arida medievale, per poi aumentare nei secoli a cavallo dell'eruzione del 1631 (piccola età glaciale) fino a che i Borboni costruiscono le opere di drenaggio (Regi Lagni).

Per quanto riguarda il settore pedemontano i dati per l'epoca storica sono più scarsi: si nota solo che, nei secoli successivi l'eruzione del 79 d.C e quelli successivi all'eruzione del 472 d.C. sono frequenti gli alluvionamenti l. s. (alluvian fan, debris flow, colate, ecc) e le azioni erosive. Queste potrebbero essere il riflesso dell'aumento delle precipitazioni che impatta su di un territorio fortemente antropizzato e non mantenuto (crisi dell'Ager Romano), scarsamente vegetato, ricco di materiali sciolti disponibili al trasporto (eruzioni e suoli). Una situazione che potrebbe avere delle similitudini con quella odierna, e con la prossima futura:

sono, infatti noti gli eventi alluvionali, che hanno colpito e colpiscono i comuni della fascia pedemontana dei Monti di Avella e di Cancello.

4.3.3 L'ISOLA DI CAPRI

L'attività tettonica plio-quadernaria, le variazioni glacioeustatiche quadernarie, l'aggradazione vulcanoclastica e le più marcate variazioni climatiche glaciali ed interglaciali, che hanno preceduto l'Olocene, sono i fattori che hanno interagito nell'evoluzione quadernaria del paesaggio dell'Isola di Capri. Durante l'Olocene, le uniche variazioni significative riguardano elementi di basso ordine del paesaggio, quali le fasce di aggradazione pedemontana, i più bassi terrazzi marini, le incisioni torrentizie, ecc). E noto dalla letteratura geologica (Barattolo et al, 1992) che l'Isola di Capri, dall'inizio del Pleistocene superiore, comincia un periodo di lunga stabilità tettonica che ancora perdura ancora oggi. Le tracce di una antica linea di riva, datata da Cinque et alii, a circa 130.000 annifa, che si ritrovano costantemente intorno alla quota degli 8 metri lungo tutta la costiera amalfitana e intorno a Capri, ne sono una prova diretta. La quota di queste tracce coincide infatti con il livello effettivamente raggiunto dal mare in quel periodo dal clima più caldo dell'attuale (primo e più marcato picco trasgressivo del cosiddetto ultimo interglaciale). L'abrasione marina vi ha modellato piccole piattaforme e solchi di battigia, tanto sui calcari e le dolomie mesozoiche che sulle formazioni detritiche che si erano accumulate lungo la costa durante il precedente periodo freddo. Alcuni dati palinologici di questa fase interglaciale, che è possibile inquadrare tra 140.000 e 90.000 anni fa, mostrano una copertura vegetale della Penisola Sorrentina-Capri, dominata dal bosco di querceto misto (con Tigli, Olmi, Aceri, Carpini, ecc) nella fascia medio-alta mentre alle basse quote, e soprattutto sui versanti sud, si avevano le tipiche associazioni mediterranee. La faggeta e l'abetaia erano relegati solo alle cime più alte durante le oscillazioni fresche che interrompevano l'interglaciale. Con il raffreddamento climatico dell'ultima glaciazione wurmiana, si ebbe l'estensione verso il basso del faggeto ed il restringersi del querceto. I dati paleobotanici campani (Russo Ermolli & Di Pasquale, 2002; Buccheri et al, 2002) mostrano che il limite inferiore delle foreste fresche (faggete, abetaie, pinete) scese fino alla zona litorale, dove queste formazioni diventavano aperte e si alternavano a chiazze di vegetazione di tipo steppico, forse seguendo un controllo morfologico (bosco su pendici stabili, steppa su superfici detritico-colluvionali attive). L'abbassarsi del livello del mare fino a -120 m durante il suo picco freddo e comunque fino a -30 m durante gli interstadiali temperati del Wurm, ha comportato notevoli cambiamenti geografici: una avanzata della linea di costa e lo sviluppo di un'ampia superficie sub-paigneggiante, che assume i caratteri di una piana alluvionale-costiera, dominata da conoidi attive. Durante gli stadi di massima regressione wurmiana si ristabilì un paesaggio emerso fra la Penisola e Capri, permettendo il collegamento di quest'ultima alla terraferma ed il passaggio di numerose faune (che alla fine della glaciazione assumono caratteri endemici) e dell'uomo preistorico.

Alla marcata fase progradazionale ha contribuito anche l'accumulo di notevoli spessori di materiali vulcanici del Somma/Vesuvio e dei Campi Flegrei. Tra queste un ruolo determinante ha avuto la messa in posto del Tufo Grigio Campano (IG), avvenuta a seguito di eruzioni ignimbritiche databili intorno a 37.000 anni fa, che sollevarono il p.c almeno di una decina di metri. Alla base della dorsale sorrentina, per l'effetto barriera da essa esercitata sui flussi ignimbritici, raggiunge spessori notevoli, fino a 50 m nella conca di Meta-Sorrento. Da riferire al Wurm anche gli approfondimenti delle forre che dissecano i versanti della Penisola (Furore, Rivo d'Arco e che, verso mare, fino al tardiglaciale, alimentavano ampie conoidi (Rivo d'Arco, Gragnano, Pozzano, Seiano). Queste ultime due sono smantellate alla base dalla trasgressione olocenica. L'approfondimento delle forre che attraversano il plateau tufaceo di Meta/Sorrento, già iniziato durante l'ultima glaciazione, è certamente continuato ed accelerato durante la risalita post-glaciale del livello del mare, la quale, arretrando la falesia costiera, ha via via ridotto la lunghezza dei torrenti, ha aumentato il gradiente nel suo tratto finale e ne ha quindi accresciuto la capacità erosiva.

Sui rilievi costituiti da rocce tenere i pendii sono stati modellati da soliflussi, frane, debris flow, che rimaneggiarono soprattutto il manto di alterazione superficiale sviluppatosi durante il precedente interglaciale. Il generale svuotamento delle incisioni torrentizie con sovralluvionamenti dei bassi tratti e la riduzione del grado di dissezione del paesaggio sono alcuni degli effetti di questi cambiamenti. Il

ristabilirsi in tempi brevi di condizioni francamente interglaciali ha rapidamente reso irriconoscibili i relitti morfoclimatici lasciati dalla glaciazione su questi litotipi di elevata erodibilità e quindi poco conservativi.

I rilievi calcarei mostrano invece forme di origine periglaciale soprattutto dove i pendii più ripidi, creati dagli eventi tettonici (scarpate di faglia) ed erosionali (fianchi di incisioni torrentizie, falesie) vennero rimodellati con un meccanismo di arretramento parallelo delle pareti e di sviluppo, al loro piede, di un pendio a profilo rettilineo avente una pendenza media di circa 30-35° (*figura 77*). Questi versanti rettilinei, talora coronati da una parete verticale residua, sono ancora oggi ben distinguibili e frequenti nel paesaggio sorrentino e caprese. L'arretramento delle pareti è stato certamente favorito dalla frantumazione crioclastica della roccia, efficace fino al livello del mare per i cicli diurni di gelo e disgelo dell'acqua nelle fratture. Il detrito criogenico ha transitato sul pendio rettilineo, e se non evacuato da un corso d'acqua e dal mare, ha costruito alla base dei versanti falde stratificate anche di notevole potenza. Queste falde sono state notevolmente influenzate dall'arrivo di ingenti quantità di ceneri vulcaniche e piroclastiti, fornendo alle coperture detritiche criogeniche una matrice limo-argilloso, che ne ha permesso il rimaneggiamento gravitativo e fluviale. Conseguenza di queste relazioni fra vulcanismo e morfogenesi è stato il formarsi di raccordi colluvionali alla base dei pendii e di conoidi di deiezione allo sbocco dei valloni torrentizi, sia sui ripiani interni che costieri.

Con il tardiglaciale cessa vistosamente l'arretramento delle pareti calcaree e la produzione di detriti crioclastici e comincia una rapida crescita di coperture boschive a querceto misto (con tigli, faggi ed aceri nelle aree di montagna e lecci e pistacia sulla costa) e di stabilizzazione delle falde detritiche wurmiane. Dove queste ultime scendevano sulla costa, vengono smantellate alla base dal mare in rapida risalita che vi modella una ripida falesia. Il mare riconquista anche parte del Golfo di Castellammare e modella una falesia in rapido arretramento nel banco di Tufo Grigio di Sorrento e nelle conoidi alluvionali di Vico Equense, Pozzano e Castellammare. A partire da questo momento (picco della trasgressione versiliana: generalmente stimato intorno a circa 6.0 ky BP) in cui il livello marino raggiunse le quote odierne, la fisiologia della penisola sorrentina e dell'Isola di Capri non hanno subito modificazioni sostanziali. Gli unici contesti che conservano una morfodinamica abbastanza veloce da produrre variazioni significative anche nel corso dell'Olocene recente risultano essere le falesie tufacee del tratto fra Meta e Sorrento (in continuo arretramento fino ad oggi), i fondovalle delle incisioni torrentizie (che registrano fasi alterne di alluvionamento e reincisione), alcune aree di movimenti in massa (frane, colate di piroclastiti sciolte, debris flow, flussi iperconcentrati di piroclastiti) e la base dei versanti più ripidi e più lunghi, dove si sono accumulate colluvioni e piroclastiti rimaneggiate alimentate dall'erosione dei suoli vulcanoclastici, alternate a momenti di maggiore produzione detritica dai versanti e da ampie superfici pedogenizzate ed antropizzate.

In questo elaborato si è cercato di dettagliare cronologicamente (sulla base di indicazioni archeologiche e tephrostratigrafiche) queste fasi, e di valutare il contributo delle variazioni climatiche oloceniche, dell'attività vulcanica e delle attività antropiche, analizzando, in quest'ottica, le successioni archeotephro-stratigrafiche di alcuni contesti tipici dell'Isola di Capri mentre per la penisola sorrentina i dati raccolti non hanno, al momento un buon inquadramento cronologico e pertanto non verranno discusse in questa tesi.

L'area oggetto degli studi è situata alla base del versante meridionale di La Migliara (circa 200-250 m s.l.m.), dove i tagli della strada che scende da Anacapri verso Punta Carena/il Faro (*figura 77*), mette in mostra la parte superiore di una potente successione detritica-colluvionale. Questa successione mantella la base della ripida parete calcarea (90°) (parte superiore di un versante di faglia in arretramento secondo il modello di *slope replacement* di Lehmann,) attraverso una superficie con pendenza variabile tra i 20 e i 30°. Superfici terrazzate comprese tra i 65 e i 30 m marciano la fascia costiera e sono riferiti ad antichi stazionamenti del livello del mare

attribuiti al Pleistocene medio/superiore da Barattolo et al (1992). Tali superfici sono state interessate nel corso dell'Olocene e soprattutto in epoca storica da una evidente aggradazione colluvionale e detritica a causa, del rimobilizzarsi dei materiali detritici-colluvionali presenti alla base dei versanti. Tali livelli contengono quasi ovunque reperti ceramici riferibili a vari periodi dell'Olocene con una abbondanza relativa di reperti ceramici genericamente attribuibili all'epoca romana. (Younger Fill di Vita Finzi, 1969).

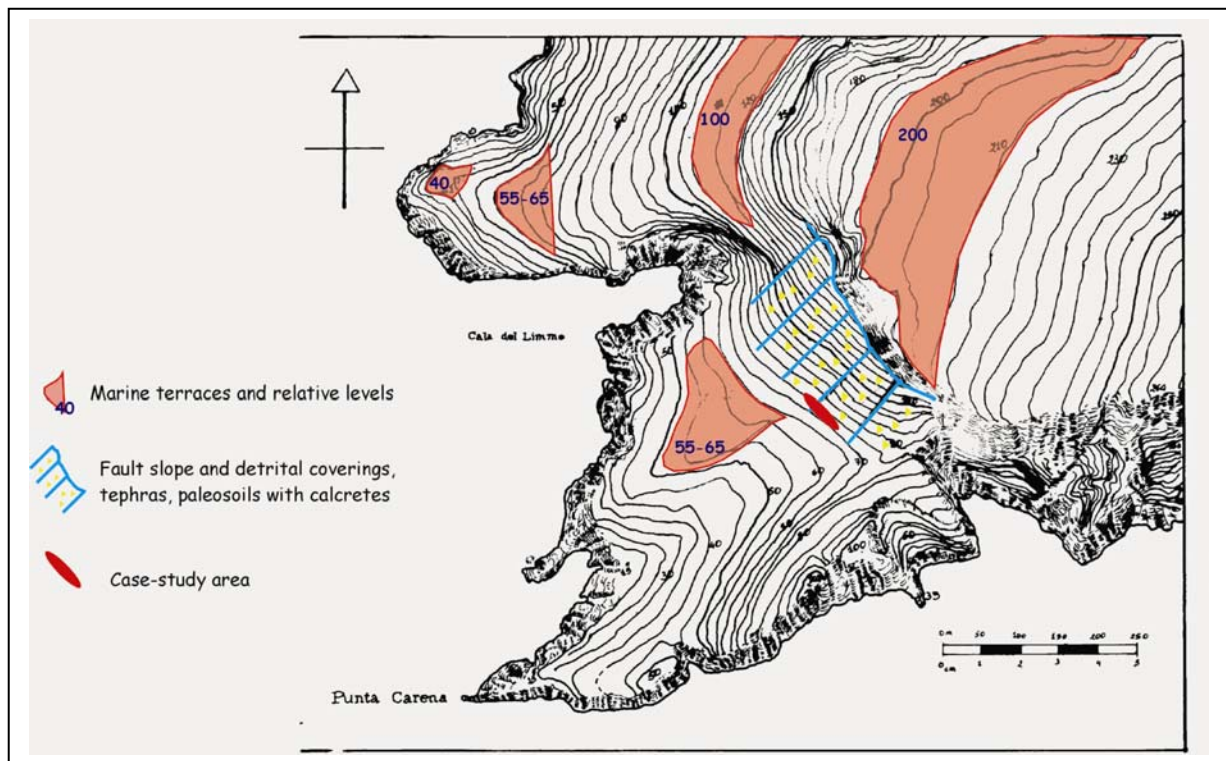


Figura 77:
 carta geomorfologica e
 foto della fascia di aggradazione
 pedemontana del versante
 La Migliara/P.Carena di Capri



Il trasporto verso mare è avvenuto sia attraverso movimenti in massa (frane, debris flow, colate rapide), che attraverso flussi, solo in parte incanalati (flussi iperconcentrati e alluvioni l.s.), in un largo e ripido impluvio che solo più in basso (quasi in prossimità del mare), si raccorda ad un solco che, oggi, a seconda delle stagioni, dell'intensità e del carattere delle precipitazioni, è interessato da inerbimento, da una

leggera aggradazione colluvionale, e da incisioni marcate. Tale area di scorrimento preferenziale delle acque di dilavamento è impostata su una faglia antiappenninica ben evidenziata da Barattalo et al (1992). Da notare che lungo la parete calcarea sono evidenti alcuni processi di carsificazione, sia ancora in corso che antichi: due sgrottamenti nel lato meridionale del versante sembrano coincidere con il largo ed ampio impluvio precedentemente descritto. Non è escluso che in un recente passato non possano essere stati sede di sforzi sorgentizi carsici, come testimonia le successioni affioranti alla loro base, che presentano livelli completamente incrostati da acque sovrassature in CaCO_3 .

Questa area è stata oggetto delle mie ricerche già a partire dalla tesi di laurea, dove lungo la strada che scende verso Punta Carena, furono studiate (dal punto di vista sedimentologico, mineralogico e paleoambientale) alcune successioni archeotephrostratigrafiche che contenevano orizzonti pedogenetici riferibili a croste carbonatiche o calcrete (secondo la classificazione di Esteban & Klappa, 1983). Gli scarsi vincoli cronologici registrati non ne permettevano una attribuzione precisa ad un intervallo temporale ristretto, e si concluse attribuendo tali processi di calcetizzazione a generiche crisi climatiche caldo aride avvenute durante la prima parte dell'Olocene (8.000-4.000 anni BP) (Allocca et al, 1997, 2000).

Tali limitazioni cronologiche sono state solo in parte superate durante questa ricerca, dove si è tentato di chiarire la provenienza e l'età di un tephra identificato alla base della successione (attraverso analisi ancora in corso presso il laboratorio del GFZ di Potsdam ad opera della dott. Sabine Wulf, che qui si ringrazia per la gentile disponibilità, e con alcune indicazioni tephrostratigrafiche fornitemi dal Prof. Rolandi e dal dott. Di Vito). Tale tephra fu oggetto di analisi mineralogiche e vulcanologiche anche durante la tesi di laurea, solo che allora fu possibile solo campionare un livello rimaneggiato ed argillificato, che non permise che una generica attribuzione al complesso vulcanico del Somma-Vesuvio. Inoltre si sono analizzate criticamente le dettagliate stratigrafie, oramai storiche, degli scavi archeo-paleontologici dell'Isola di Capri, in particolar modo quelle degli scavi dell'Hotel Quisisana, Via Krupp, Grotta delle Felci, in quanto potenziali fonti di informazioni cronologiche e di correlazioni cronotephrostratigrafiche.

La successione tephrostratigrafica riassuntiva (*figura 78*) degli affioramenti analizzati mostra una alternanza di depositi detritici carbonatici e vulcanoclastici derivanti dal disfacimento e dall'arretramento della ripida parete calcarea ed dall'aggradazione piroclastica primaria e secondaria delle eruzioni tardo quaternarie vesuviane e flegree.

Dal basso verso l'alto si riconoscono:

- Un potente accumulo di materiali detritici carbonatici di dimensioni variabili da grandi blocchi (1 m^3) a clasti sub-angolosi, corrosi, di pochi decimetri, in matrice vulcanoclastica bruno-giallastra fine. La superficie di appoggio al substrato o ad unità più antiche non si è manifestata chiaramente risultando il più delle volte difficile distinguerla dal substrato stesso, mentre solo negli

affioramenti più meridionali (da dove la strada curva verso punta Carena) appoggiano chiaramente su depositi calcarenitici biocostruiti, marini, che recano evidenti tracce di erosione subaerea.

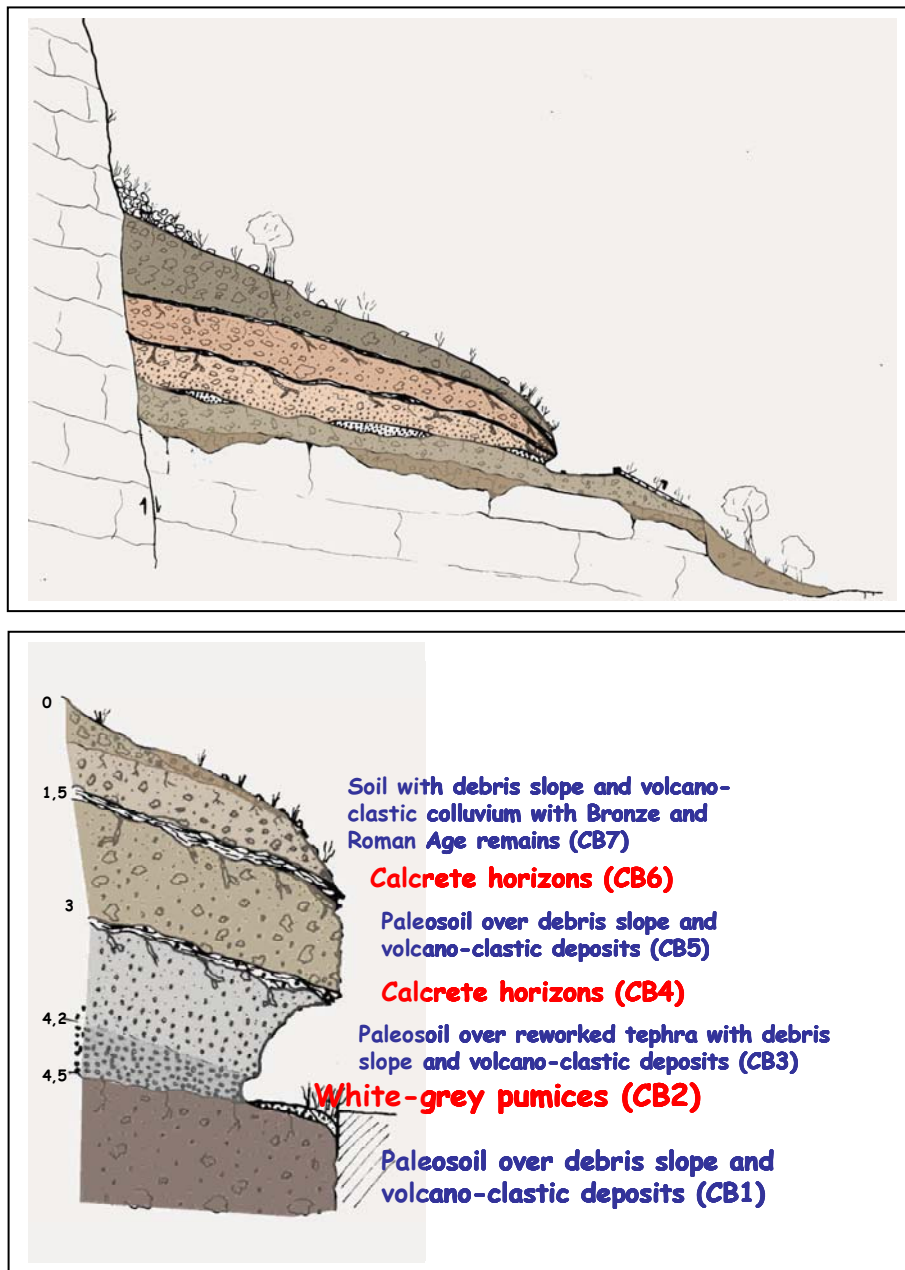


Figura 78: sezione schematica del corpo detritico della base del versante di La Migliara e la successione stratigrafica

Tale accumulo di materiali potrebbe essere riferito a climi certamente più aggressivi e freddi di oggi dove ad una forte produzione di detriti di versante si è sommata anche un marcato contributo di apporti vulcanoclastici e di suoli rimaneggiati.

- In alcuni punti i depositi di versante sono sormontati da potenti paleosuoli bruno scuri, con scarsi contenuti detritici carbonatici ed abbondanti vulcanoclastiti, con una matrice cineritica giallastra fortemente argillificata. Ciò potrebbe indicare la presenza di piccole ma fiorenti aree vegetative dove le articolazioni fisiografiche della superficie della copertura detritica ne hanno

permesso lo sviluppo e, inoltre, testimoniare una attenuazione dei processi crioclastici e delle aggradazioni vulcanoclastiche.

- Dove questi sono conservati (i paleosuoli) sono sigillati da un livello di 30-40 cm di pomici biancastre e grigiastre in matrice cineritica grigiastra con buona componente mineralica scura. Dove invece non sono presenti superfici chiaramente pedogenetiche, i rimaneggiamenti delle pomici e delle ceneri poggiano direttamente sulle coperture detritiche vulcanoclastiche, con spessori che raggiungono anche 50 cm. Come già precedentemente accennato le pomici rimaneggiate e la frazione cineritica furono sottoposte ad analisi mineralogiche e geochimiche presso i laboratori del Prof. De Gennaro. I risultati mostrati in tabella di **figura 79**, permisero di classificare tali prodotti come Tephri-fonolite/Fonolite dal punto di vista geochimico, mentre l'argillificazione e l'alterazione dei minerali vulcanici primari ha obliterato completamente le caratteristiche mineralogiche originarie trasformandoli in minerali di basso ordine cristallino, quali analcime, annite ecc. Le conclusioni permisero di non spingersi oltre che una generica attribuzione a piroclastiti emesse dal Somma/Vesuvio.

sample	sediment type	mineralogy	clay minerals
CB3	calcrete	Calcite, Analcime, Plagioclasio (Albite)	Illite, Smectite
CB2	paleosoil	Calcite, Quarzo, Analcime, Plagioclasio (Albite)	Illite
CB5	calcrete	Calcite	Smectite
CB6	paleosoil	Calcite, Analcime, Quarzo, Plagioclasio (Albite)	Caolinite, Illite
CB7	calcrete	Calcite, Analcime, Quarzo	Caolinite, Illite, Smectite
CA1	calcrete	Calcite, Quarzo	Illite
CA6	paleosoil	Quarzo, K-feldspato (Sanidino), Plagioclasio (Albite), Analcime, Calcite	Caolinite, Illite
CA10	paleosoil	Calcite, Analcime, K-feldspato (Sanidino), Quarzo	Caolinite, Illite, Smectite
PGMCB3	pumice	Analcime, K-feldspati (Microclino), Misa (Annite)	

Geochemical analysis

	pumices	dark vitreous fraction
SiO ₂	53,87	55,92
Al ₂ O ₃	19,03	20,05
Fe ₂ O ₃	5,01	5,04
MgO	0,92	0,93
CaO	1,53	0,87
Na ₂ O	5,32	7,48
K ₂ O	7,46	5,26
H ₂ O	6,03	4,01
T.A.S Classification	Tefrifonolite	Tefrifonolite-fonolite

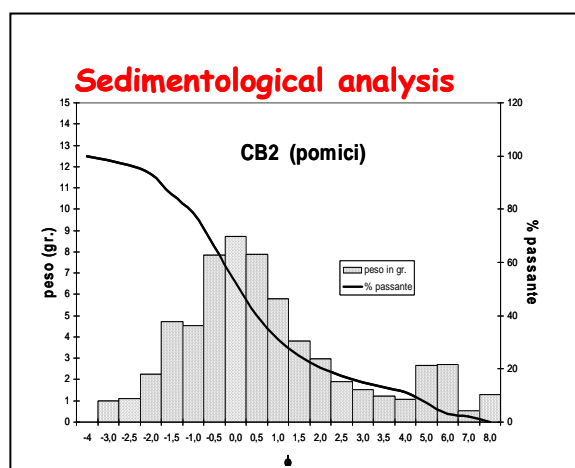


Figura 79: tentativo di caratterizzazione del tephra di Capri: a) mineralogia e fasi argillose del tephra e dei paleosuoli; b) analisi geochimiche e classificazione del tephra CB2; c) analisi sedimentologiche del tephra CB2.

- Durante le nuove ricognizioni effettuate nell'area è stato possibile identificare il livello vulcanico in facies da fall da deposizione primaria, grazie al lento scalzamento al piede (per erosione selettiva ad opera degli agenti atmosferici) della successione, avvenuto in questi ultimi anni. Il livello è stato campionato ed è sottoposto ad analisi dedicate, presso i laboratori del GFZ di Potsdam. Allo stato attuale le analisi sono tutt'ora in corso, mentre alcune indicazioni fornitemi dal prof. Rolandi e dal Dott. Di Vito fanno propendere per una origine flegrea, molto probabilmente riferibile all'Y3, datata intorno a 26.500, in base ad evidenze tephrostratigrafiche, registrate da questi, nella vicina penisola sorrentina. Anche le sequenze archeostratigrafiche di Buchner (1955) e di Blanc et al (1955) della grotta delle Felci (strati l e q); e di Pigorini et al (1906) e Bassani & Galdieri (1911)¹ dell'hotel Quisisana (livelli superiori) mettono in mostra una serie di livelli vulcanici tutti posteriori al Tufo Grigio Campano ed anteriori il Neolitico medio.
- I rimaneggiamenti delle piroclastiti aggradano a più riprese le coperture detritiche carbonatiche inferiori; sono quasi ovunque privi di apporti detritici e si caratterizzano per la presenza di residue sacche e lenti di paleosuoli bruno grigiastri in cui sono visibili numerosi orizzonti carbonatici. Questi orizzonti si presentano con ben evidenti discontinuità laterali e verticali, che danno loro un aspetto molto complesso, con sdoppiamenti, sovrapposizioni e ramificazioni, che articolano fortemente la morfologia e lo spessore totale degli orizzonti. Le croste, si sdoppiano frequentemente in due o più orizzonti ben distinti, separati da sacche di paleosuoli, di spessore variabile, contenenti un'abbondante frazione di materiale piroclastici rimaneggiati ed argillificati, costituiti da pomici di piccole dimensioni e ceneri, e da clasti calcarei di piccole dimensioni. Alcuni punti sono caratterizzati dalla presenza di croste ramificate, che penetrano diagonalmente e verticalmente all'interno dei sottostanti paleosuoli, generatesi per l'infiltrazione del carbonato di calcio all'interno di fratture preesistenti o dovute alla sostituzione delle radici con carbonato. È possibile notare inoltre, la presenza di frequenti ondulazioni degli orizzonti *platy* ed *hardpan*, che modificano le strutture originarie, formando le caratteristiche strutture tipo *pseudo-anticlinali* di Esteban & Klappa, 1983. L'interpretazione di tale livello non è certamente univoca, ma molti autori ritengono che la formazione di orizzonti calcareici all'interno e sulla superficie dei suoli sia da imputarsi a climi caldi ed aridi con un basso rapporto tra precipitazioni totali ed evapotraspirazione. Pertanto le considerazioni sulle interpretazioni di tali meccanismi pedogenetici chiamano in gioco, dapprima, una chiara fasi biostatica dominata dallo sviluppo di aree vegetate e di suoli, scarse aree di affioramento di detriti, scarsa produzione dal versante retrostante e con una continua e graduale attività aggradativa di colluvi vulcanoclastici, che rapidamente vengono assimilati dalla pedogenesi. In un secondo momento una crisi di aridità potrebbe

¹ Per i riferimenti bibliografici sugli scavi storici dell'Isola di Capri consulta sito web Centro Ignazio Cerio di Capri

aver generato gli orizzonti calccretici. Tale crisi di aridità potrebbe essere confermata anche dalla abbondanza di granuli mm di quarziti eoliche (arrotondate e con chiare strie da trasporto eolico) individuati grazie alle osservazioni al microscopio binoculare, sulle sezioni sottili degli orizzonti calccretici. Inoltre le analisi mineralogiche volte alla caratterizzazione dei minerali argillosi di neoformazione, mostra chiaramente questa tendenza, con fasi argillose anidre (smectiti) negli orizzonti calccretici e fasi idrate (kaolinite, illite) all'interno dei paleosuoli (vedi tabella delle analisi di *figura 79*).

- Da questo momento, l'aggradazione vulcanoclastica e lo sviluppo di suoli declina lentamente a scapito di una abbondante produzione detritica sia dalla parete calcarea (grossi blocchi) che dalle coperture detritiche riesumate. Non è da escludere che a tali processi resistatici possano avere un ruolo determinante le prime azioni antropiche, certamente già attestate nell'area.
- Superiormente si passa ad un paleosuolo bruno marrone sabbioso argilloso, altamente humificato, fino in profondità, in matrice vulcanoclastica giallastra fortemente argillificata che presenta inoltre un buon contenuto detritico costituito da clasti calcarei subangolosi di dimensioni max di 10 cm. Anche questo paleosuolo è completamente obliterato verso l'alto da un orizzonte calccretico tipo hardpan, fortemente indurito, che in alcuni punti presenta uno spessore max fino a circa 10 cm, mentre in altri punti si assottiglia e si ramifica, sia orizzontalmente che verticalmente, sdoppiandosi e ricongiungendosi in più punti, fino a chiudersi verso quote inferiori dove si sovrappone alle incrostazioni precedenti. Anche in questo caso valgono le considerazioni paleoclimatiche-ambientali precedentemente enunciate; c'è da aggiungere che il paleosuolo presenta contenuti chiaramente minori di matrice vulcanoclastica (che ne denota un esaurimento della fonte di alimentazione). Questa incrostazione superiore caratterizza tutta la superficie della falda detritico-colluvionale, condizionando fortemente anche lo sviluppo della vegetazione odierna e del relativo "suolo attuale", che potrebbe essere riferito ad un paleosuolo relitto, secondo la definizione di Cremaschi. Questo è conservato e si sviluppa in piccoli avvallamenti ed ondulazioni della superficie della crosta superiore: presenta una colorazione bruno marrone è francamente argilloso-limoso, fortemente humificato e bioturbato da ramificazioni delle radici delle piante (macchia mediterranea), che si sviluppano sia in verticale che in orizzontale e presenta un elevato contenuto di detriti carbonatici subangolosi di dimensioni max di 10-15 cm, sia all'interno del suolo che sulla sua superficie.

Il livello c della archeostratigrafia della Grotta delle Felci di Buchner (1955), definito come: *3-10 cm di fine polvere bianca calcarea a tratti indurita.....*, potrebbe riflettere processi di precipitazione di CaCO_3 in grotta, in qualche modo in fase con quelli rilevati sul versante di La Migliara-Punta Carena. Tale livello c è contenuto all'interno di due piani di frequentazione, riferiti dall'autore al Neolitico medio (livello

d) e al Bronzo (livello b), cioè in un intervallo cronologico compreso tra 6.000 e 3.500 anni fa. Tale intervallo cronologico coincide con due delle maggiori crisi di aridità registrate dagli studi paleoclimatici ad alta risoluzione, generalmente centrate a 5.5 e 4.0 ka BP.

Inoltre, in questo periodo si coglie un importante declino delle attività culturali nella grotta delle Felci² e della qualità e della quantità di reperti archeologici riferibili generalmente all'Eneolitico, e che, per molti aspetti, culmina con le fasi avanzate del Bronzo Antico (l'intero III millennio a.C da 5.000 a 4.000 anni fa circa).

A partire dalla fine del Bronzo antico e soprattutto nel Bronzo medio, particolare momento di floridezza della preistoria campana, le isole tirreniche sono al centro delle rotte dei traffici commerciali di provenienza egea. Nella tarda età del Bronzo l'isola, come del resto l'intero Golfo di Napoli sembra presentare uno iato molto importante, probabilmente legato nuovamente alla variazione delle dinamiche commerciali all'interno del Tirreno. Nell'isola tale iato sembra comprendere anche l'età del ferro³. Nei momenti più avanzati di quest'ultima si installano, proprio nella regione del Golfo di Napoli, le più antiche colonie greche di Occidente, Pithecusa e Cuma, innescando l'avvio del processo di affermazione della civiltà urbana e la fine della preistoria/protostoria.

² C'è da ricordare che l'isola di Capri nel Neolitico Medio/finale è un'isola densamente abitata, dove ai numerosi ritrovamenti sparsi sull'isola si sommano soprattutto quelli provenienti dalla Grotta delle Felci, che a partire da questo momento diventa l'area culturale di riferimento. Esistono rapporti di scambio serrati sia con l'entroterra napoletano e sorrentino che rapporti di interscambio nel commercio dei prodotti in selce ed ossidiana. C'è da ricordare inoltre che la scomparsa del *Cervus tirrenicus* si data proprio in questo periodo come probabile conseguenza del rapido aumento della popolazione e degli insediamenti. A questa prima fase di floridezza perdurata almeno fino ad un momento iniziale dell'eneolitico (l'eneolitico iniziale caprese ha ancora caratteristiche tipologiche che rispecchiano il periodo precedente) ne segue una, dove la qualità e la quantità dei materiali attestati in tutta l'isola è decisamente scarsa; ciò induce a pensare che l'isola attraversi un periodo di crisi, probabilmente connesso con il progressivo estinguersi del commercio di ossidiana. Non è da escludere che tali crisi sociali siano anche dettate dalle note vicende climatiche sopradescritte.

³ Le attestazioni relative alla prima età del Ferro provengono soprattutto dalla Grotta delle Felci, dove sono forse indice di una estrema prosecuzione dell'attività di culto e/o anche della momentanea ripresa (Giardino, in AA.VV, 1999)

4.3.4 L'AREA DEL FIUME VOLTURNO

Breve inquadramento geologico e geomorfologico

La pianura del fiume Volturno occupa una delle ampie depressioni strutturali in cui si articola il settore costiero della Campania, ed in particolare rappresenta la porzione settentrionale del "graben" della piana Campana. Il suo limite meridionale è segnato dagli edifici dell'area flegrea; ad oriente ed a Nord è bordata dai rilievi carbonatici mesozoici dei Monti di Caserta e del Monte Massico e del Vulcano Roccamonfina (*figura 80*).

Come è noto dalla letteratura geologica la Piana deriva dalla aggradazione della depressione strutturale, il cui fondo risulta ribassato anche di diverse centinaia di metri rispetto ai retrostanti rilievi appenninici. Trattandosi di depressioni periferiche rispetto alla catena ed essendo aperte verso il Tirreno, la loro aggradazione è stata certamente regolata dal livello marino che assieme al variare del rapporto tra ritmi di sedimentazione e ritmo di subsidenza tettonica, ne hanno fatto sede, alternativamente di golfi più o meno pronunciati e di pianure alluvionali progradanti (Brancaccio et al, 1995) nel corso del Quaternario.

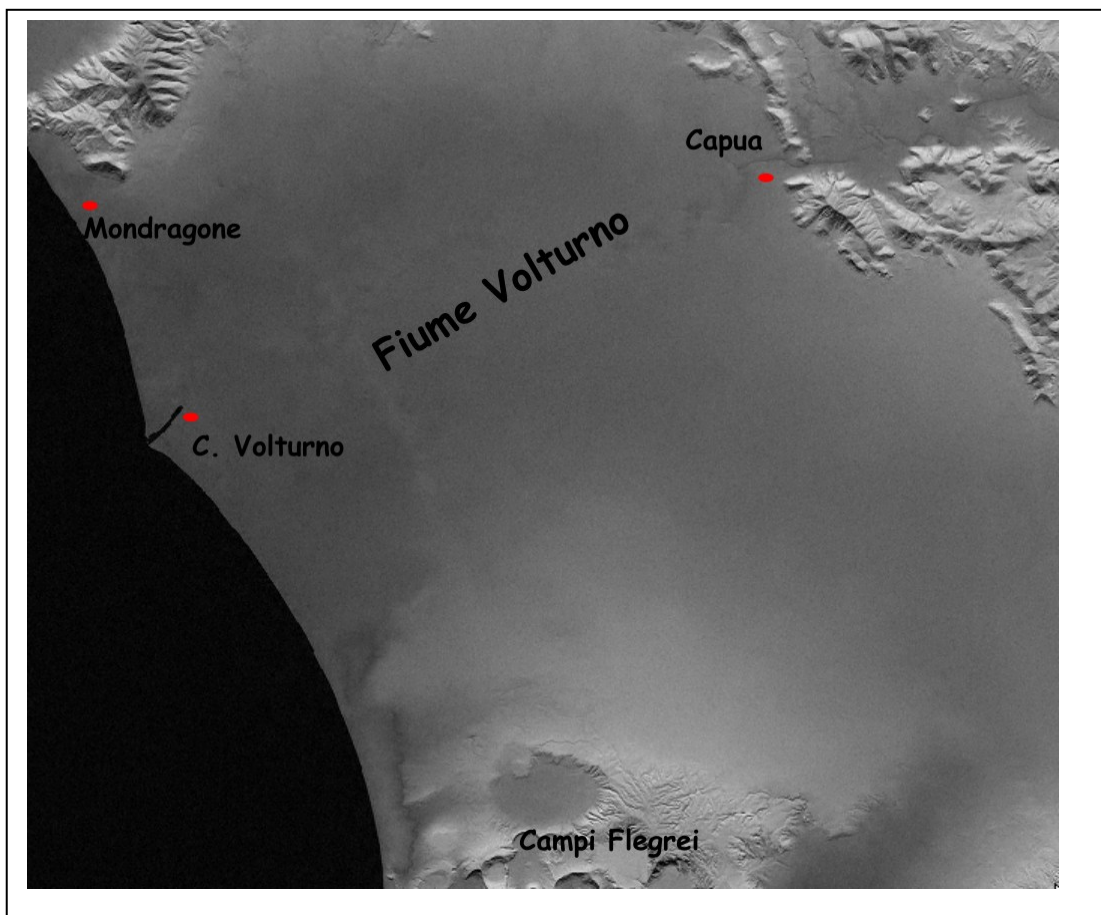


Figura 80: Ubicazione delle aree di studio con DEM della piana alluvionale costiera del fiume Volturno, da atlanteitaliano web site

L'età e le modalità di impostazione dell'ampio graben campano sono state descritte nell'inquadramento geologico/geomorfologico generale della piana Campana.

Comunque sembra che nel corso del Pleistocene inferiore e medio, larghe porzioni dell'area attualmente occupata dalla piana fossero invase da ambienti transizionali e marini e che i ritmi di sedimentazione riuscissero mediamente a controbilanciare la subsidenza, impedendo così l'evoluzione verso facies di mare profondo. Al colmamento dell'area subsidente hanno contribuito, oltre agli apporti

clastici fluviali di provenienza appenninica, l'attività vulcanica dei centri eruttivi i cui edifici sono attualmente sepolti sotto la piana (vulcano di Parete e vulcani Pre-Somma), i cui prodotti risultano datati tra 1,8 e 0,5 milioni di anni. La linea di riva infrapleistocenica sembra non corrispondere con l'area dell'attuale pianura forse in virtù del fatto, che il limite orientale tra area subsidente e catena emersa si localizzasse sensibilmente più ad occidente dell'omologo lineamento strutturale che definisce attualmente il bordo interno della piana (Brancaccio et al, 1995). Come conferma che questo lineamento sia più recente c'è il fatto che, lungo tutta la sua estensione, i versanti di faglia che innalzano i primi rilievi calcarei dell'Appennino non presentano alcuna evidenza, né geologica né geomorfologica, di linee di riva infrapleistoceniche. Il più antico ordine di terrazzi marini ivi presente risulta ascrivibile alla fine del Pleistocene medio (Romano et al, 1994). Sembra quindi che il mare abbia invaso per intero tutta la piana solo a partire dal Pleistocene medio (700.000-130.000 anni BP). Anche nel corso dell'Ultimo Interglaciale (Tirreniano, circa 100.000-70.000 anni fa) si registrano ambienti marini e transizionali per l'intera piana, ed una graduale subsidenza della piana accompagnata dal sollevamento degli alti strutturali bordieri (*figura 81*).

Per quanto riguarda il settore qui oggetto di studio della piana costiera del Volturno, esso risulta ancora subsidente fino alla metà del Pleistocene superiore, tanto che anche la modesta risalita eustatica interstadiale correlata alla stadio isotopico 3 (circa 50.000 anni fa) risulta in una trasgressione marina, che invade buona parte dell'intera piana. I relativi sedimenti, a differenza di quelli Tirreniani, presentano un'abbondante componente piroclastica dovuta all'attivarsi dei centri eruttivi flegrei.

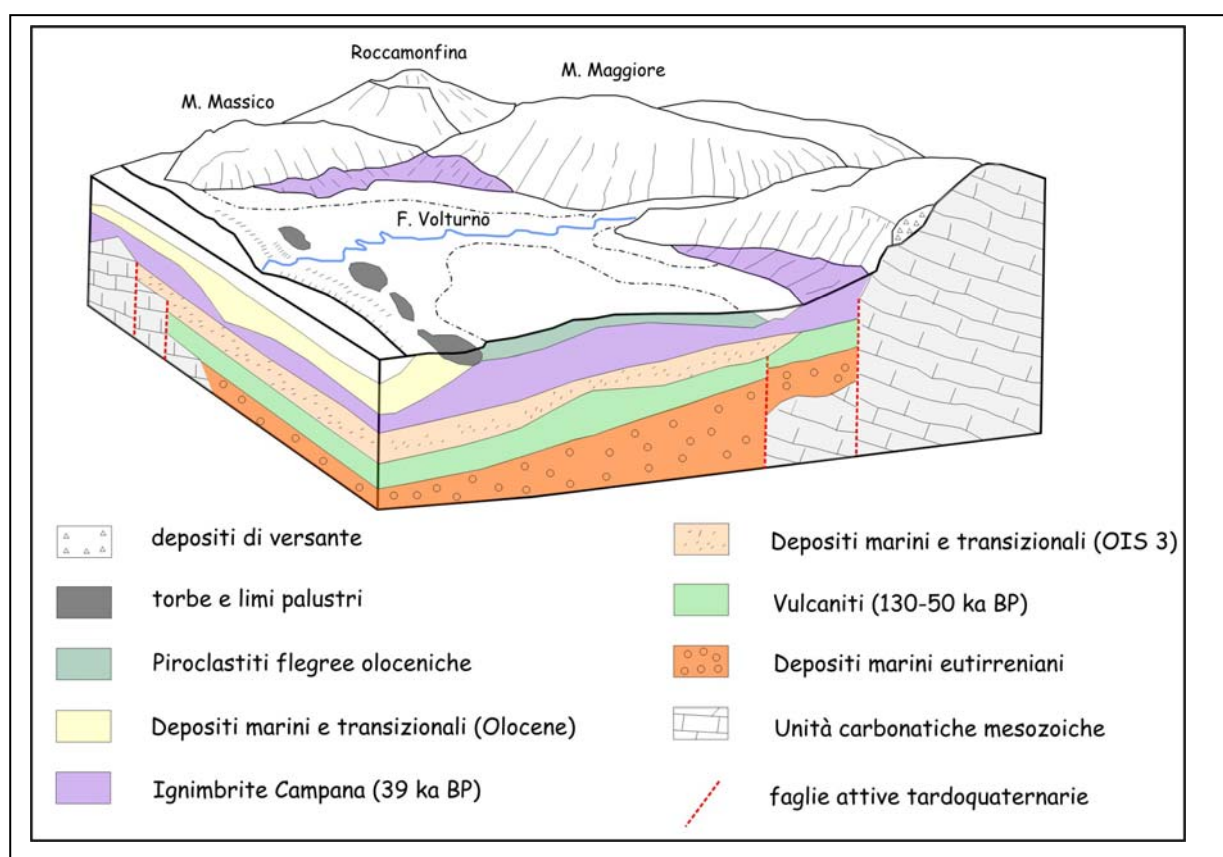


Figura 81: Stereogramma geologico della piana del Volturno, con una vista dai Campi Flegrei, da Romano et al, 1994, modificato

La successiva regressione glacio-eustatica trova espressione in una serie di incisioni fluviali che dissecano la pianura e che sono successivamente colmate e sepolte dalla potente bancata ignimbritica del Tufo Grigio Campano (circa 37.000 anni fa). Durante tale periodo risultano particolarmente attive le conoidi, sia alluvionali che fluvio-torrentizie e di versante, che contribuiscono all'aggradazione dei

settori più prossimi ai versanti ed alle aree alluvionabili. Dopo questo evento di rapida aggradazione vulcanoclastica, riprende la tendenza alla reincisione della pianura ad opera dei corsi d'acqua, che si protrae sino al raggiungimento del minimo eustatico di 18.000 anni fa, mentre la piana sembra mantenersi tettonicamente stabile o soggetta a subsidenza tanto lieve da non essere evidenziabile. (Romano et al, 1994).

Le unità più prossime alla superficie del p.c. di oggi, nella pianura alluvionale costiera a sud di Mondragone, sono costituite essenzialmente da sedimenti lagunari e subordinatamente fluviali olocenici, nelle aree morfologicamente più depresse, mentre, nella fascia altimetrica tra i 15 e i 25 m slm, i depositi derivanti dall'aggradazione vulcanoclastica sono spesso intervallati da alluvioni l.s. e paleosuoli con vari piani di frequentazione antropica. Lungo la costa sono conservate le tracce di più cordoni dunari dei quali i più interni e meno conservati penetrano nella pianura fino a 2 km circa.

I sedimenti lagunari e/o lacustri affiorano almeno in tre parti dell'area di studio: nella loc. Padule a N di Mondragone, immediatamente a sud della città verso il Volturno, e nelle aree più depresse all'interno della piana. Questi risultano costituiti da una alternanza irregolare di livelli argillosi, limosi e letti di torbe spesse fino a qualche metro. (Nel sondaggio C13 i livelli torbosi sono stati datati ¹⁴C ed hanno fornito un'età compresa tra 4.690+/-60 e 7.170 +/-70 rispettivamente per i livelli posti a -8,5 m e -11,3 m sotto l'attuale piano campagna, posto alla quota di 4,3 m slm).

Tali livelli francamente transizionali e lagunari spesso recano intergitazioni di sedimenti più grossolani di origine fluviale, riferibili ad alluvioni oloceniche del Volturno e dei numerosi fiumi che solcano la piana. Verso la costa e lungo il litorale domizio, questi passano in eteropia a sabbie uniformi, talora limose e contengono spesso frammenti di gusci di molluschi. Gli spessori delle due unità (limi e sabbie) variano da un massimo di circa 20 metri sino a soli pochi metri presso i pendii bordieri (10 m slm dove sfumano in corrispondenza dell'affiorare dei depositi piroclastici dell'IC). Le loro caratteristiche sedimentologiche e la loro estensione sono indicative di un ambiente di sedimentazione di tipo transizionale, evolvente verso l'alto a sedimentazione marina ed eolica. Queste condizioni si sono instaurate nell'area verso l'inizio della risalita eustatica olocenica, culminata intorno a 5.500 anni fa con l'apice trasgressivo versiliano (Romano et al, 1994).

I trend progradazionali e retrogradazionali che caratterizzano tali oscillazioni del livello del mare, post trasgressione versiliana hanno prodotto rispettivamente il ritiro e l'avanzata dei sistemi cordoni dunari/lagune retrodunari, verso terra. La tendenza all'impaludamento che caratterizza la parte bassa della piana alluvionale costiera del fiume Volturno è perdurata sino ai tempi della bonifica dell'area operata dai Borboni (XVIII sec), come è ben evidente da una serie di carte storiche seicentesche.

Alcuni cambiamenti della linea di costa sono evidenziate da Calderoni et al (1994), e da Ortolani & Pagliuca (1998), che in base a dati archeologici e di sottosuolo notano cambiamenti significativi dell'evoluzione recente della bassa piana costiera.

Tali posizioni sono riportate sulla carta geomorfologica di *figura 82*, dove sono evidenziate alcune significative posizioni della linea di riva di epoca protostorica (VI-V sec a.C.) e storica (II sec. d.C.) ed una ipotetica linea di riva medio-olocenica (6.000-4.000 anni fa). Come è possibile notare fino al VI-V sec a. C. il litorale presentava una marcata concavità verso mare e la linea di riva si trovava ubicata circa 3 km ad est. In soli pochi secoli, agli inizi del II sec. d.C. il notevole volume di detriti accumulati nella pianura e lungo il litorale ha provocato l'aggradazione di vari metri del piano campagna e la progradazione costiera che ha dato forma ad un litorale con una forma a cuspide deltizia protesa verso mare. Altre oscillazioni della linea di costa sono evidenziate per i periodi più recenti (ultimi secoli).

I depositi piroclastici sono ascrivibili in larga parte al complesso dell'Ignimbrite campana anche se a luoghi, sono presenti prodotti vulcanici di incerta genesi e provenienza.

L'IC o TGC affiora diffusamente su tutta l'area di studio, sia nelle aree morfologicamente depresse, dove è ricoperta da vari ordini di colluvionamenti della stessa, e sia lungo i pendii fino ad una quota di circa 50 m slm dove, molto spesso è ricoperta da detriti di falda e vulcanoclastiti rimaneggiate. Il flusso piroclastico dell'IC sembra inserirsi in un paesaggio impostato in parte su sedimenti marini e transizionali ed in parte in sedimenti alluvionali nelle immediate vicinanze dei corsi d'acqua principali. Romano et al, 1994 sottolineano che l'IC ricopre sedimenti marini e transizionali di età compresa tra

126.000 +/- 11.000 BP (datazione radiometrica eseguita su cladocora coespitosa da Romano et al, 1994) e l'età dell'Ignimbrite stessa. Inoltre tali autori suggeriscono che la parte alta delle unità marino-transizionali potrebbe essere inquadrata nell'alto eustatico del livello del mare relativo allo stadio isotipico 3, compreso tra 58.000 e 24.000 anni fa? e verosimilmente in uno dei suoi picchi iniziali (substage 3.3, datato a 55.000-50.000 anni fa).

Tale attribuzione cronologica sembra lecita anche in considerazione della totale assenza di sedimenti continentali interposti tra il tetto dei depositi marino-lagunari e l'IC. Tale situazione è testimoniata anche dai sondaggi del PRG di Mondragone dove l'IC sigilla sempre sedimenti marini anche in prossimità della fascia pedemontana del Monte Petrino, inducendo a pensare che questa propaggine calcarea facesse da promontorio, durante questo periodo. Solo nei settori sud orientali del perimetro del Massiccio del Massico l'IC sigilla sedimenti continentali di detriti di falda. Pertanto integrando queste ultime osservazioni ai dati forniti da Romano et al (1994) si può immaginare una linea di costa precedente l'IC posizionata pochi metri a valle dei primi rilievi che bordano la piana più o meno parallelamente alla linea di costa di oggi.

Il paesaggio successivo all'arrivo dell'IC e fino al postglaciale sembra essere dominato da incisioni lineari dei corsi d'acqua che solcano la piana con numerosi fenomeni di sovralluvionamenti e con una linea di costa in rapida progradazione. Il paleolivello del mare di questo periodo indica certamente una linea di costa di alcun km più occidentale dell'attuale e legata al momento di basso eustatico del livello del mare.

Altri elementi geomorfologici che rompono il monotono andamento topografico della pianura sono ben evidenti nei settori prossimi all'attuale corso del fiume Volturno. Le numerose tracce di meandri e alvei abbandonati sono ben visibili sia dalla cartografia storica che da quella attuale, testimoniando l'estrema variabilità, anche recente, del corso del fiume.

Nella parte mediana della piana, nel comprensorio di Cancellone Arnone e Brezza fino a Capua, il fiume scorre in un tratto pensile e con un andamento alternativamente rettilineo e meandriforme. Tale andamento potrebbe essere dovuto alle ben visibili conoidi alluvionali che interessano questo tratto. Alcuni autori⁴ suggeriscono che l'attività di tali conoidi sia stata particolarmente intensa nel periodo compreso tra il 450 e il 700 d. C., ricoprendo il piano campagna con vari metri di sedimenti alluvionali, come probabile conseguenza della nota fase climatica freddo-umida altomedioevale, che ha interessato tutto il bacino del Mediterraneo. A supporto di tale ipotesi va il fatto che nella piana del Volturno i sistemi viari (Via Appia) e la centuriazione di epoca romana nonché importanti centri urbani (Urbana, Casilinum, ecc) sono sepolti da vari metri di sedimenti alluvionali. Altre fasi di attività delle conoidi alluvionali con frequenti alluvionamenti della piana sono registrati dalle cronache storiche settecentesche ed ottocentesche come probabile conseguenza della nota fase climatica fredda ed umida della Piccola età glaciale.

Tali settori della piana sono privi di ritrovamenti archeologici significativi a causa della scarsità e della difficoltà delle ricerche (le eventuali evidenze dovrebbero essere state sepolte anche da più di 10 m di sedimenti alluvionali solo per arrivare all'epoca romana) e anche dalla estrema variabilità dell'evoluzione geoambientale di questo settore.

Per quanto riguarda l'intera area del bacino idrografico del Volturno (*figura 82*), è possibile suddividere il corso fluviale in tre settori distinti, in base alle differenti caratteristiche geomorfologiche e ai differenti aspetti fisio-geografici.

Nella sua parte alta il Volturno scorre tra i massicci carbonatici, formando un'ampia e profonda valle alluvionale, e raccoglie le acque delle numerosissime sorgenti, dei numerosissimi torrenti e ruscelli montani e pedemontani.

Nel suo settore medio il suo corso segue le linee tettoniche principali dell'Appennino (NO-SE; NE-SO), compiendo veri e propri cambiamenti di direzione, raccogliendo le acque di ruscelli e torrenti pedemontani e soprattutto del fiume Calore e del Torrente Titerno. In questo tratto, il Volturno incide strette e profonde valli, ed amplia il suo corso dove la conformazione del paesaggio lo permette.

⁴ Calderoni et al, 1994; Caiazza et al, 1997; Caiazza, 2003

Infine nel suo settore terminale la piana si presenta ampia e con un basso gradiente morfologico, mostrando i caratteri tipici di una pianura alluvionale costiera, che con una cuspidè deltizia arriva fino al mare.

Sostanzialmente l'intero percorso del Volturno individua :

- la bassa ed ampia pianura alluvionale costiera dominata da un corso del fiume essenzialmente meandriforme, in molti tratti molto sinuoso e a tratti pensile e solo da pochi tratti rettilinei, occupando l'areale altimetrico compreso tra il livello del mare e i 25 m. s.l.m. Tale areale è più ampio nel settore prossimo al letto fluviale dove si estende dalla foce del fiume stesso, sino alle pendici dei contrafforti carbonatici dell'allineamento strutturale M.te Grande- M.te Tifata in prossimità del comune di Capua (quota 25 m s.l.m.). Nella parte settentrionale questa fascia risulta essere particolarmente stretta e sottile per la presenza delle propaggini più occidentali del M. Massico, che bruscamente si inserisce a mare. La parte meridionale invece ha una morfologia più accidentata, per la presenza degli edifici vulcanici flegrei e dei corsi d'acqua prossimi al Volturno, come i Regi Lagni.
- la media valle del fiume Volturno occupa gli areali altimetrici compresi tra i 25 m. s.l.m. e i 100 m. s.l. m.. Tale areale presenta un settore vallivo in prossimità del corso del fiume, che da Capua arriva fino ai territori del Comune di Alife; presenta settori pedemontani bordieri alla piana e alti strutturali e/o geomorfologici, che spesso si elevano nella parte bassa del fondovalle.
- il settore pedemontano e l'alta valle del Volturno occupano gli areali altimetrici compresi tra i 100 m s.l.m. e i 300 m. s.l.m. e comprende tutte le pendici pedemontane dei massicci carbonatici che orbitano in quest'area e la parte più alta del corso del fiume Volturno dai territori di Alife fino all'ampia piana fluvio-lacustre di Venafro. Anche qui il fiume presenta settori meandriformi e tratti vallivi anche stretti e profondi.
- i settori montani dell'area sono rappresentati principalmente da massicci carbonatici e solo raramente da formazioni più tenere e dalle imponenti coperture detritiche e vulcaniche poste alla base dei massicci più elevati. Gli areali altimetrici sono divisi in due domini: uno compreso tra i 300 e 600 m. s.l.m. e l'altro superiore a 600 m. s. l. m.

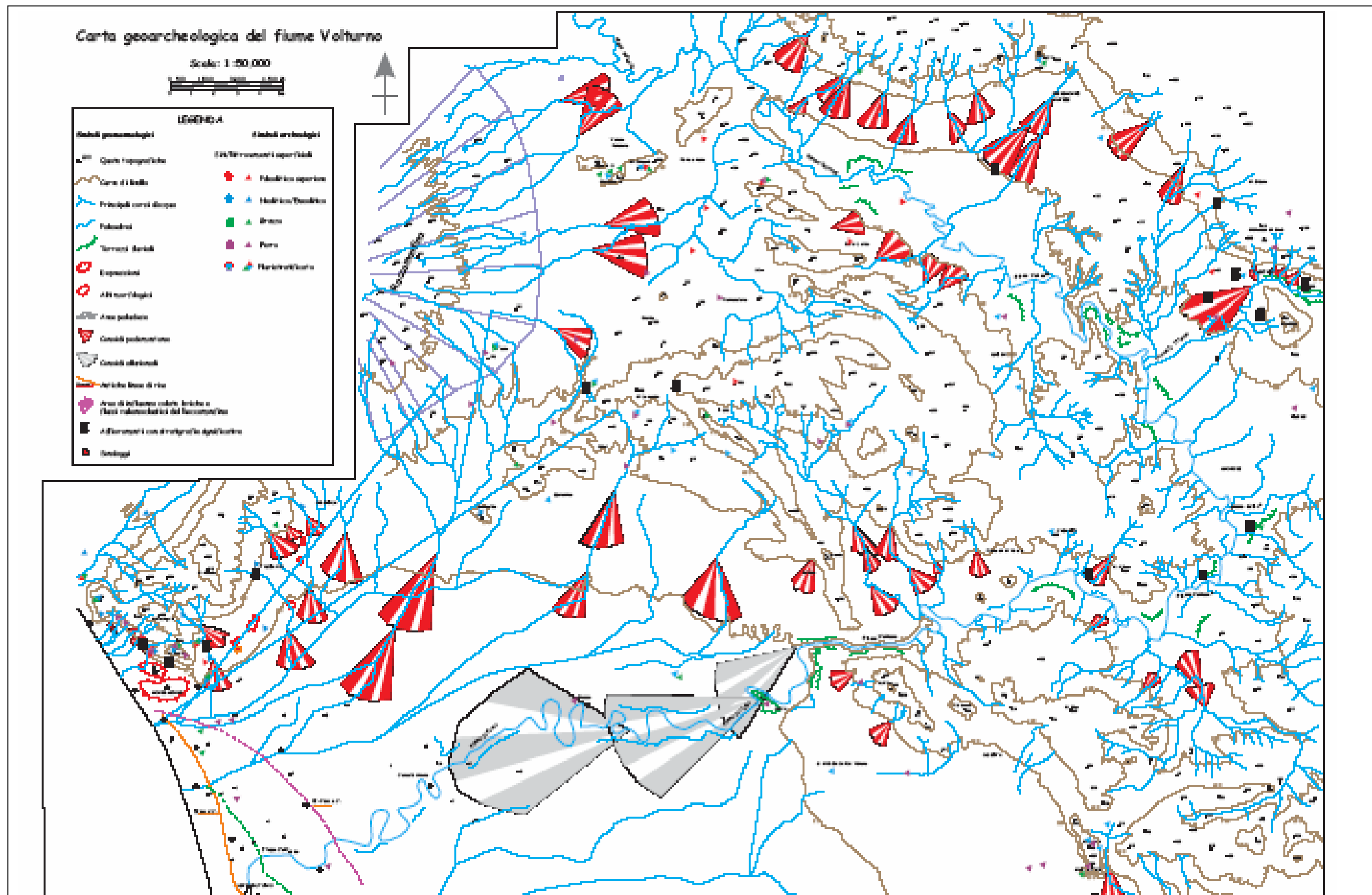


Figura 82: carta geoarcheologica preliminare in scala 1:50.000 del corso del fiume Volturno

A) il settore costiero e pedemontano di Mondragone

Lo studio di questo settore si è avvalso in primo luogo di:

- lavori noti in bibliografia, mediante una loro revisione critica
- dati personali pregressi dalla tesi di laurea (A.A. 1996-1997)
- dati archeostratigrafici e geomorfologici raccolti attraverso il rilevamento di campagna, indirizzato alle aree a morfologia più articolata, soprattutto ai pendii perimetrali ed ai versanti dei rilievi carbonatici, alla cui base sono a volte conservate le tracce degli episodi sedimentari, rinvenuti, invece, sepolti nella parti basse della piana.
- acquisizione e reinterpretazione di dati di stratigrafie del sottosuolo provenienti da sondaggi meccanici (PRG del Comune di Mondragone e due sondaggi geoarcheologici eseguiti nel 2002 nell'ambito di una collaborazione scientifica con il Prof. Marcello Piperno).
- Campionamenti di alcuni livelli vulcanici, tephrostratigraficamente non noti, da sottoporre ad approfondimenti analitici (lab. GFZ Potsdam, nell'ambito di una collaborazione scientifica che coinvolge anche la dott. S.Wulf) volti alla loro caratterizzazione genetica e cronologica
- rappresentazione dei dati di sottosuolo e di superficie mediante la redazione di una carta geoarcheologica (1:5.000), dove si sono evidenziate le principali componenti del paesaggio mondragonese, e di varie sezioni geologiche di sintesi dove si sono messi in risalto i rapporti stratigrafici esistenti tra le formazioni oggi sepolte.
- Rappresentazione delle evidenze archeologiche mediante la redazione di una carta geoarcheologica del territorio di Mondragone, dove si sono evidenziati le differenti scelte insediamentali dei vari momenti culturali che caratterizzano la storia del popolamento di questo settore.

L'insieme dei dati ha permesso di ricostruire solo per grandi linee le tappe evolutive più antiche del quaternario, mentre quelle più recenti (Tardo-Pleistocene ed Olocene) sono state chiarite con un grado di dettaglio generalmente maggiore, sia pure variabile da luogo a luogo a seconda della densità e della qualità delle stratigrafie rilevate.

La carta geoarcheologica della piana del voltorno (*figura 82*) e quella del settore mondragonese (*figura 83*) evidenziano alcune forme tarδοquaternarie del paesaggio che appaiono legate principalmente alla tettonica recente (alti e depressioni nella piana, versanti di faglia, ecc), alle variazioni glacio-eustastiche del livello del mare (cordoni dunari ed aree depresse adiacenti), al notevole apporto di materiali vulcanoclastici dei Campi Flegrei e del Roccamonfina, e da ampie fasce di aggradazione pedemontana che caratterizzano la base dei versanti e i tratti posti a valle degli sbocchi dei torrenti nella piana l. s. (conoidi alluvionali l. s.).

Le forme strutturali sembrano essere legate a faglie a direzione antiappenninica e subordinatamente est-Ovest, tra cui si segnalano quelle perimetrali dei versanti S ed SW del M.Massico, notoriamente attive anche nel corso del tarδο-quaternario

(Romano et al, 1994, Billi et al, 1997). Quella che corre lungo il versante orientale del Massico in direzione antiappenninica, oltre che da un allineamento di scarpate e di anomalie idrografiche, è segnata da alcune evidenze geomorfologiche: si tratta di depressioni circolari, (sprofondi e carie) e di un alto domiforme che si riscontrano nella dolce fascia pedemontana del versante sud-orientale del M. Massico, (Fossa Barbata, Fossa del Ballerino, , Lago di Carinola) che verso NE si allineano con la Fossa dell'Annunziata e con i laghi di Vairano e di le Corree (anch'esse di forma circolare ed impostate nel tufo grigio) (Romano et al, 1994), nell'area di affioramento di spesse coperture ignimbriche (I.C), (proprio dove questa raggiunge spessori anche di 50 m, per l'effetto barriera esercitato dal Massico ai flussi ignimbrici). Queste depressioni circolari, interpretate da Scherillo et al (1966) (1968) e da Gasparini (1966) come bocche vulcaniche esplosive connesse ad emissioni di sole sostanze gassose post tufo grigio campano, sembrano ricadere lungo una direttrice tettonica a direzione NE-SW legata in qualche modo alle faglie perimetrali del Massico, da cui si sarebbero generate esplosioni vulcaniche (tipo mareen).

Una di queste è anche ben descritta in una fonte storica di Paolo Orosio che narra di fenomeni esplosivi con emissioni solide, liquide e gassose nell'anno 276 a.C. che avrebbero generato la Fossa dell'Annunziata. Senza entrare nel merito della discussione si riporta che tali autori (Scherillo et al, 1968) e numerosi altri considerano le facies ignimbriche del Tufo Grigio dell'Agro Falerno estremamente differenti da quelle delle altre località della Campania, proponendo un'origine locale proprio da fratture e depressioni oramai sepolte sotto la potente coltre ignimbrica e che trovano ancora espressione geomorfologica nell'allineamento delle fosse falerne, nelle fosse stesse, e nel piccolo gradino (pochi metri) che si riscontra alla base della falda detritica pedemontana.

Vi sono poi altri dati geoarcheologici che rafforzano gli indizi di recente attività vulcano-tettonica presso Mondragone, ben riportati anche da Pagano (1974) e da Cocco et al (1994) e rappresentati dai ritrovamenti delle strutture connesse ad attività portuali dell'antica città di Sinuessa (fondata dagli Ausoni e conquistata dai romani intorno al III sec. a.C.). I resti del porto e di altre strutture urbane sono oggi visibili sui fondali marini al largo di Mondragone a profondità che variano fra i -2 e i -20 m s.lm. in un'ampia area che si spinge fino a 300 m a largo dalla linea di costa attuale. Questa anomala posizione sembra denotare movimenti differenziali attivi fino in tempi storici. Inoltre fin dall'antichità il territorio di Mondragone è noto per le sue manifestazioni sorgentizie di tipo idrotermale (loc. Levagnole, Bagni Sulfurei, S.Maria di Incaldana, Hotel Sinuessa), che in epoca romana vennero sfruttate con terme, bagni e ville patrizie⁵. La posizione di queste sorgenti termominerali, proprio a ridosso delle più importanti linee tettoniche di questo settore, lascia ipotizzare che le venute termali siano da ricondurre ad apporti endogeni diretti verso la superficie attraverso le linee tettoniche, ancora attive in tempi storici. Quelle della zona di Padule sono

⁵ Plinio il Vecchio e Tacito hanno spesso vantato le virtù delle acque sinuessane attribuendo loro rimedi prodigiosi.

posizionate proprio a ridosso del salto topografico della fascia pedemontana, testimoniando il ruolo giocato dalla faglia bordiera del Monte Petrino nell'evoluzione di questo settore (Billi et al, 1997).

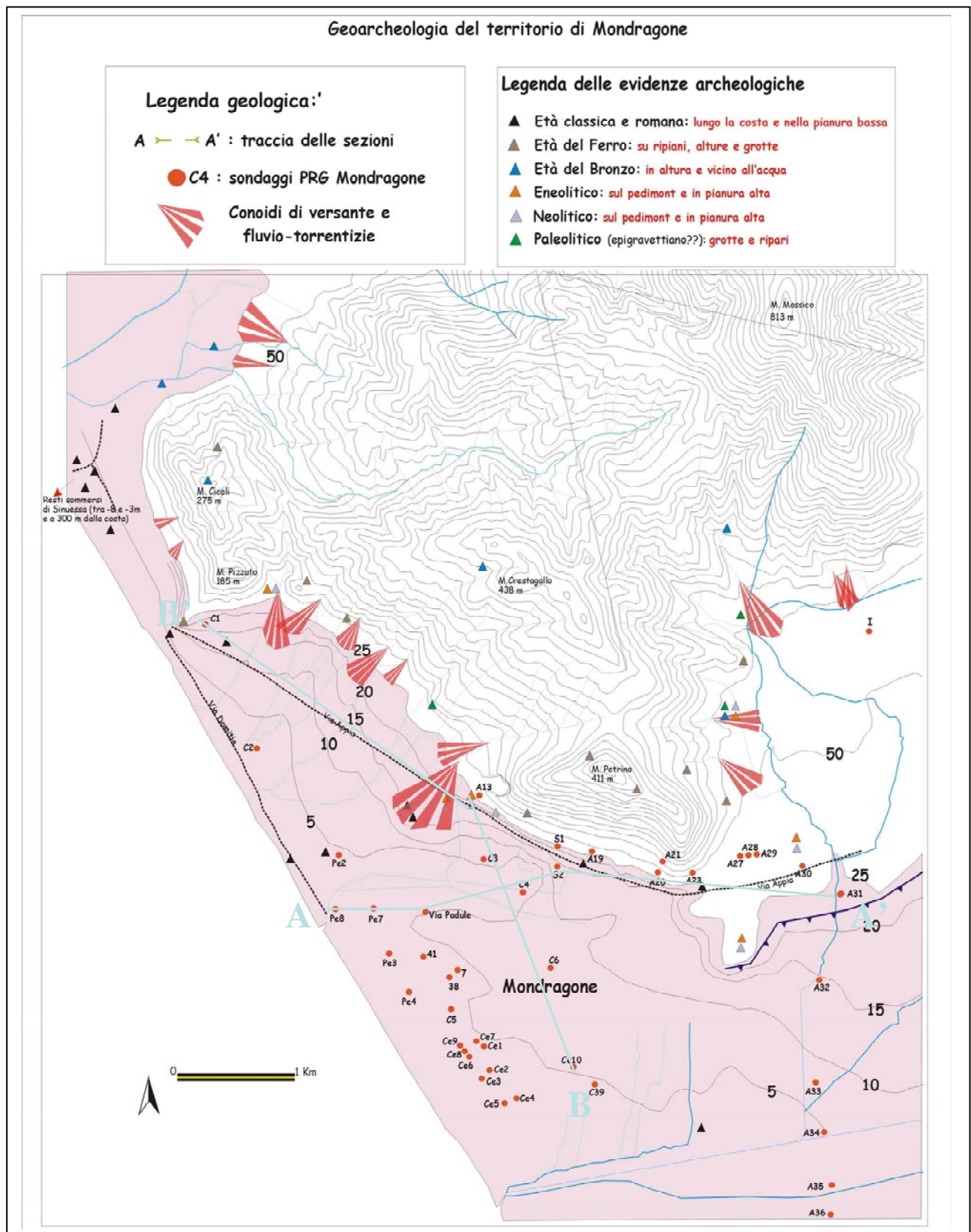


Figura 82: carta geoarcheologica di Mondragone

Altri indizi di attività vulcano tettoniche recenti si registrano proprio a ridosso del settore più urbanizzato del comune di Mondragone: esso si posiziona su una modesta altura di 5-10 metri più alta rispetto alle aree circostanti. Questo alto si spinge fino al mare ed è bordato verso N da una ampia depressione palustre (oggi bonificata), da cui è separata da un ripido scalino (si scende da 10 m s.lm. circa a 4 m circa in pochi metri lineari), e che nella toponomastica prende il nome di Padule.

I dati di sottosuolo del PRG di Mondragone, concessi gentilmente dal Geol. Pietro Di Girolamo, e di due sondaggi finanziati dal Comune di Mondragone nell'ambito di una collaborazione geoarcheologica che coinvolge i gruppi di ricerca del prof. Aldo Cinque e del Prof. Piperno, supportate anche da due datazioni C14 eseguiti su campioni di torba e di legno, hanno permesso di identificare alcuni movimenti differenziali che interessano il substrato ignimbrico (*figura 84*).

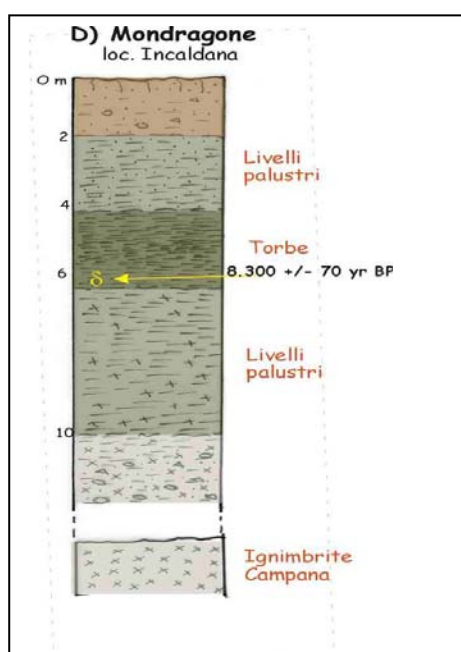


Figura 84: log della carota S2 di loc. Incaldana/Padule

Le sezioni AA e BB (*figura 85*) mostrano che il Tufo Grigio Campano ha seppellito ambienti dominati dalla sedimentazione eolico marina, testimoniata dai livelli sabbiosi, ed è stato interessato da fagliamenti verticali dell'ordine di 10-15 metri.

Questi movimenti differenziali hanno isolato il blocco della attuale città di Mondragone, dalla depressione di Padule.

Questa è stata interessata dalla deposizione di limi argillosi e torbosi alternati a strati di torba nerastra a partire da 8.300 +/- 70 BP (datazione C14 su torbe prelevate ad una profondità di 6.0 m dal pc (-2 s.lm) nel sondaggio C4, alla base del deposito palustre), per poi essere interessata dalla deposizione di sedimenti francamente argillosi e vulcanoclastici rimaneggiati che ne denotano un graduale riempimento, avvenuto completamente solo in epoca storica, mediante bonifiche.

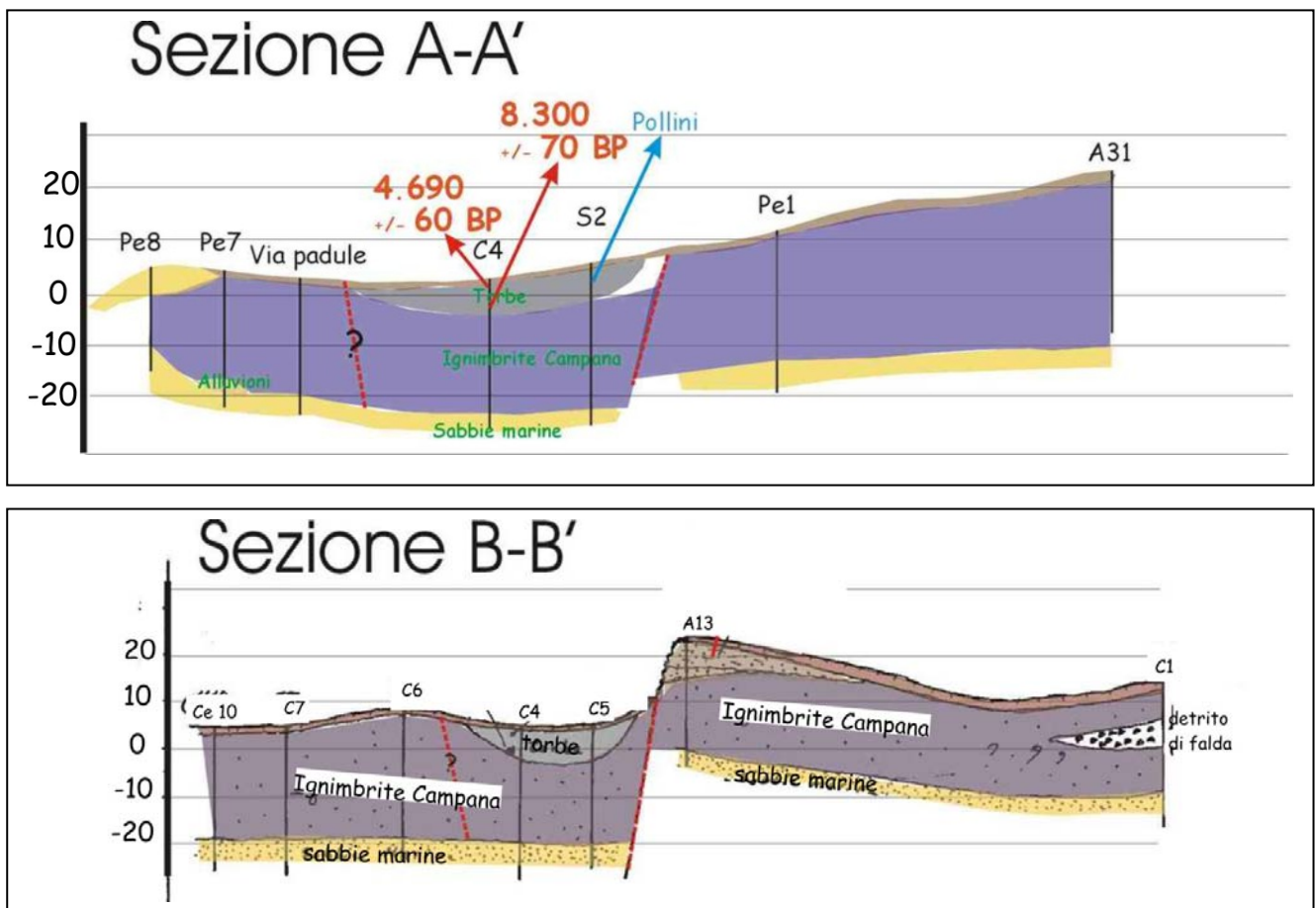


Figura 85: sezioni geologiche dei sondaggi del PRG di Mondragone

Allo stato attuale delle conoscenze non risulta ancora chiaro se la depressione si sia mantenuta tale, a causa dei movimenti differenziali che hanno interessato il substrato ignimbrítico prima invocati (subsidenza fino in tempi storici), o se sia il riflesso di importanti variazioni glacio-eustatiche del livello del mare (max trasgressione versiliana) o di un diverso regime di portata delle numerose sorgenti idrotermali e non, che la alimentavano⁶.

Ulteriori indizi a supporto dell'attività delle faglie marginali del Monte massico durante il tardo quaternario sono stati riconosciuti da Romano et al (1994), e da Billi et al (1997) (**figura 86**), che individuano presso Mondragone a quote sino a 20 m.slm lungo le pendici meridionali del Massico, affioramenti di sabbie ed argille, costituenti il substrato dell'IC, che testimonierebbero il sollevamento recente della dorsale.

Questa depressione si raccorda verso Nord ad un'ampia fascia di aggradazione pedemontana che a sua volta si appoggia ai terreni flischioidi terziari che costituiscono i versanti, fino alla stretta fascia costiera di M.Pizzuto. La fascia di aggradazione comprende sia zone dove prevalgono le falde detritiche s.s. e zone dove

⁶ Comunque sembra che una prima linea tettonica parte dalla località Cementara, si dirige verso NW in due rami di cui quello inferiore segue via Basciotti, Via Fiumare e via Padule; quello superiore segue la strada pedemontana fino alla Cappella Incaldana, da qui subisce una deviazione verso Sud fino ad incontrare la precedente nei pressi della domitiana.

le aste torrentizie che scendono dai versanti hanno formato ampie conoidi alluvionali, soprattutto dove le rotture di pendenza sono più marcate.

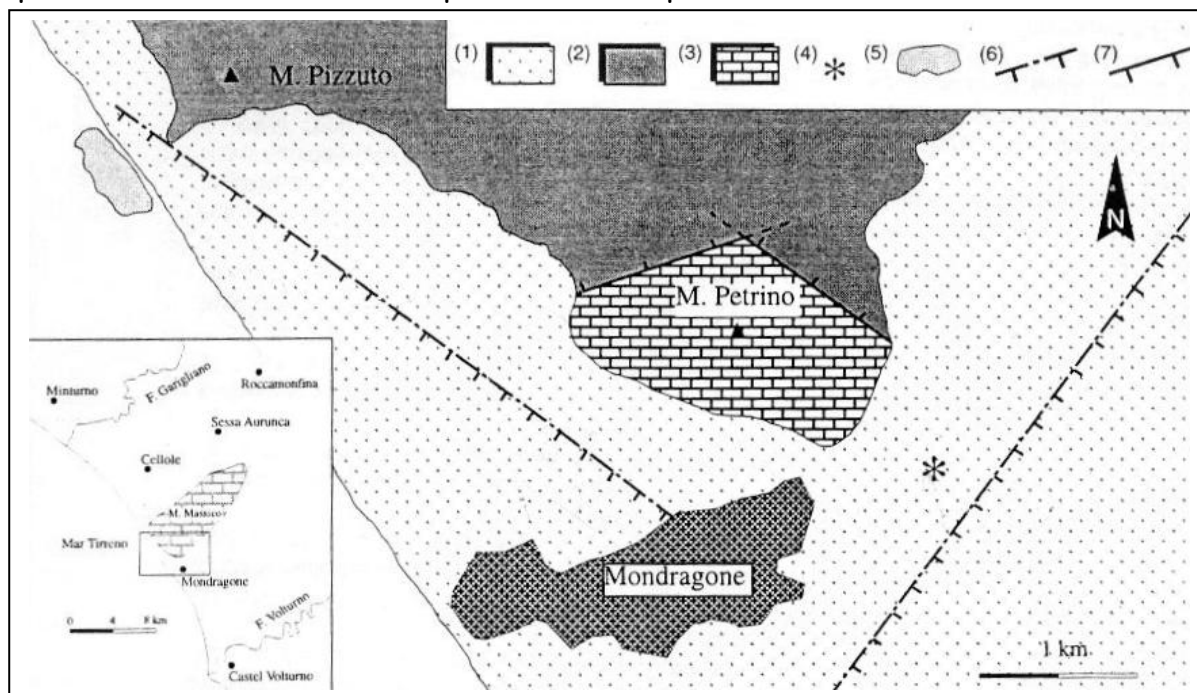


Figura 86: faglie attive nell'olocene secondo Billi et al, 1997

Nel settore a monte l'abitato di Mondragone, la depressione di Padule si raccorda alla falda detritico-colluvionale del versante meridionale del M. Petrino, dapprima con un ampio e rettilineo scalino (di circa 2-3 metri di altezza) e poi con una superficie inclinata di circa 25-30°, al versante s.s. (evolutosi secondo il modello di *slope replacement* di Lehmann). Tale superficie è costituita da una potente coltre di alternanze di livelli detritici, vulcanoclastici e di paleosuoli, che verso valle si appoggia bruscamente alla depressione, risultandone alquanto più elevata di una decina di metri. Qui, l'inclinazione degli strati tende a diminuire fino a 5- 15°, i numerosi tagli lungo la strada pedemontana e le numerose cave mettono in luce i rapporti stratigrafici esistenti tra le varie generazioni di serie detritiche-vulcanoclastiche, di eruzioni vulcaniche e dei momenti in cui sono prevalse condizioni francamente biostatiche (paleosuoli). Questa imponente serie detritico-colluvionale (almeno 10 m di affioramenti nel settore più basso) fu già oggetto di rilievi stratigrafici, di analisi sedimentologiche e mineralogiche, nonché di approfondimenti al microscopio su sezioni sottili, durante l'elaborato della Tesi di Laurea e di pubblicazioni ad opera del prof. Ortolani. Sono state qui oggetto di ulteriori approfondimenti analitici ed osservazioni di campagna mirati soprattutto alla scansione cronologica degli eventi (archo e tephro stratigrafici).

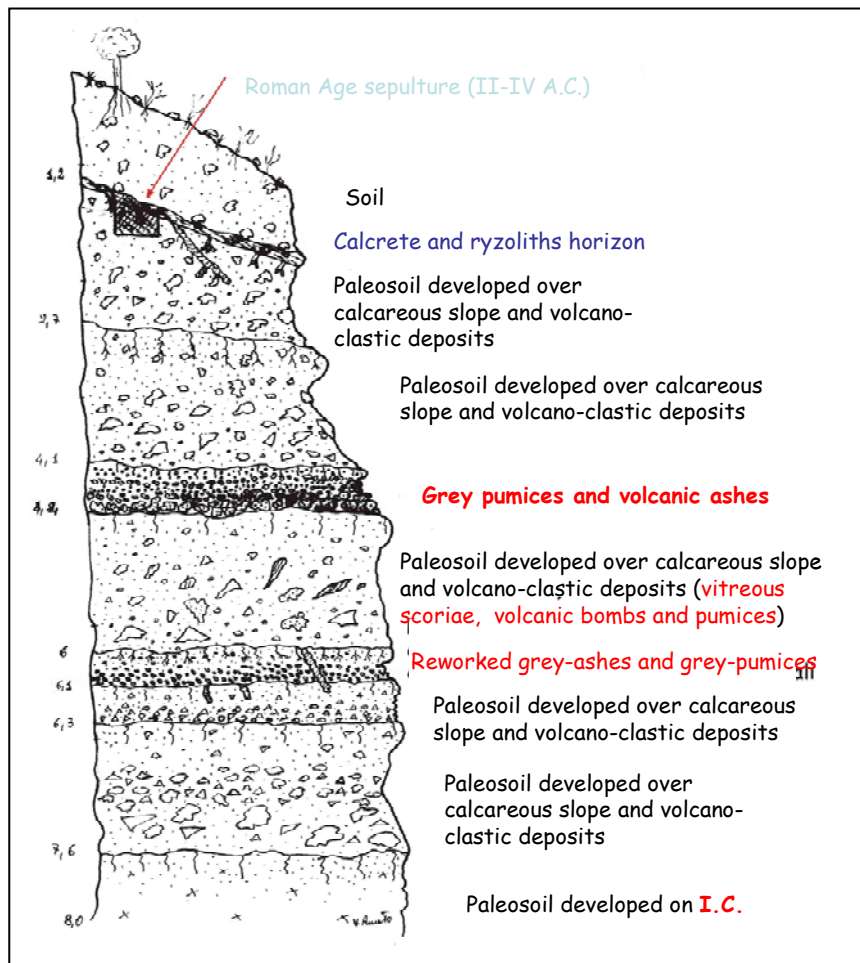


Figura 87: successioni affioranti alla base del Monte Petrino di Mondragone

Alla base del Monte Petrino, lungo la strada pedemontana (Antica via Appia di epoca romana), nella parte più bassa del versante proprio a ridosso della depressione di Padule, affiora una spessa serie detritica-colluvionale (**figura 87, 88, 89**) che dal basso verso l'alto può essere così sintetizzata:

- L'unità stratigrafica più antica è il Tufo Grigio Campano, ben visibile nelle numerose cave presenti in zona ed alla base delle successioni in oggetto. In quest'area il Tufo grigio presenta facies differenti dalle successioni tipiche osservate in Piana Campana, tale da indurre alcuni autori (Crimaco, 1991; Scherillo et al, 1968) ad invocare una genesi locale, che si riflette anche nella terminologia locale dove le diverse facies assumono una diversa terminologia, che dall'alto verso il basso può essere così schematizzata:
 - Cinerazzo, cinerite incoerente di colore marrone scuro, ricca di scorie laviche e pomici molto vescicolate e vetrose, anche di grandi dimensioni, distribuite caoticamente
 - Semitufo, cinerite semicoerente di colore grigio-giallastro, povera di inclusi vulcanoclastici e pomici di dimensioni più ridotte.

- Tufo Pipernoide, di colore grigio scuro includente scorie e pomici di dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche decimetro, molto più compatto e tendente al litoide. Nelle cave mondragonesi assume spesso un'aspetto prismatico e colonnare.

Questa sequenza testimonia un notevole apporto di elementi volatili e gassosi da punti di emissione non troppo lontani dall'area.

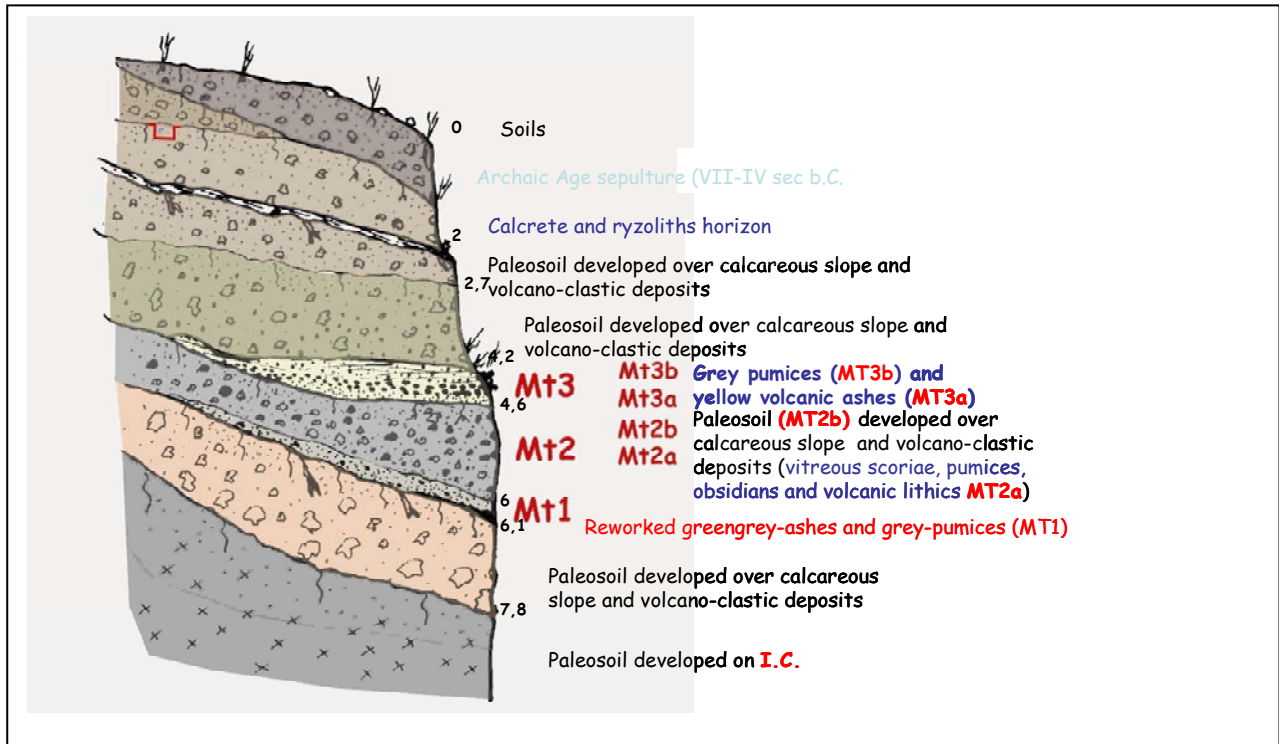


Figura 88: successione archeostratigrafica alla base del monte Petrino di Mondragone

I rimaneggiamenti di queste differenti facies vulcaniche sono privi di apporti detritici carbonatici e contengono grosse scorie nerastre ed inclusi litici lavici bruno-violacei in una matrice cineritica grigiastra che presenta tracce di esposizione sub-aerea e di bioturbazioni.

La successione continua con:

- 1,5 m circa di detriti calcarei grossolani (anche 40 cm) sub-angolosi in abbondante matrice vulcanoclastica sabbiosa giallastra. Verso l'alto diminuiscono la dimensione e la concentrazione dei clasti calcarei mentre le sabbie vulcanoclastiche sono interessate da una profonda e spinta pedogenizzazione (colore bruno-marrone), che in alto reca tracce di incrostazioni carbonatiche, rizoliti e radici calcificate, che in alcuni punti si concentrano a formare un orizzonte pedogenetico, tipo platy, della classificazione dei calcretes di Esteban & Klappa, 1983.
- Tale paleosuolo risulta sigillato da un livello decimetrico di pomici millimetriche e ceneri grigio-verdastre francamente rimaneggiate. Nella successione di Cava Cementara tale livello è meglio visibile, raggiunge spessori di circa 15-20 cm, e

sigilla gli stessi depositi prima descritti. Qui presenta caratteristiche di una cinerite fortemente addensata di colore verdastro con rare pomici bruno-grigiastre millimetriche arrotondate. Tale livello è stato campionato per le analisi vulcanologiche, tutt'ora in corso presso il laboratori del GFZ di Potsdam (S.Wulf).

- Il Tephra, siglato MT1, rappresenta un livello vulcanico rimaneggiato ed argillificato che sfuma verso l'alto in un paleosuolo bruno grigiastro che presenta una elevata precipitazione di CaCO_3 con piccoli apparati radicali calcificati e rizoliti che attraversano lo strato, fino a raggiungere il paleosuolo sottostante. Risulta evidente che l'eruzione viene a cadere in un momento di chiare condizioni biostatiche sul versante, che denotano anche spinti processi di precipitazione chimica post pedogenetica, che potrebbero testimoniare una evoluzione in condizioni aride.

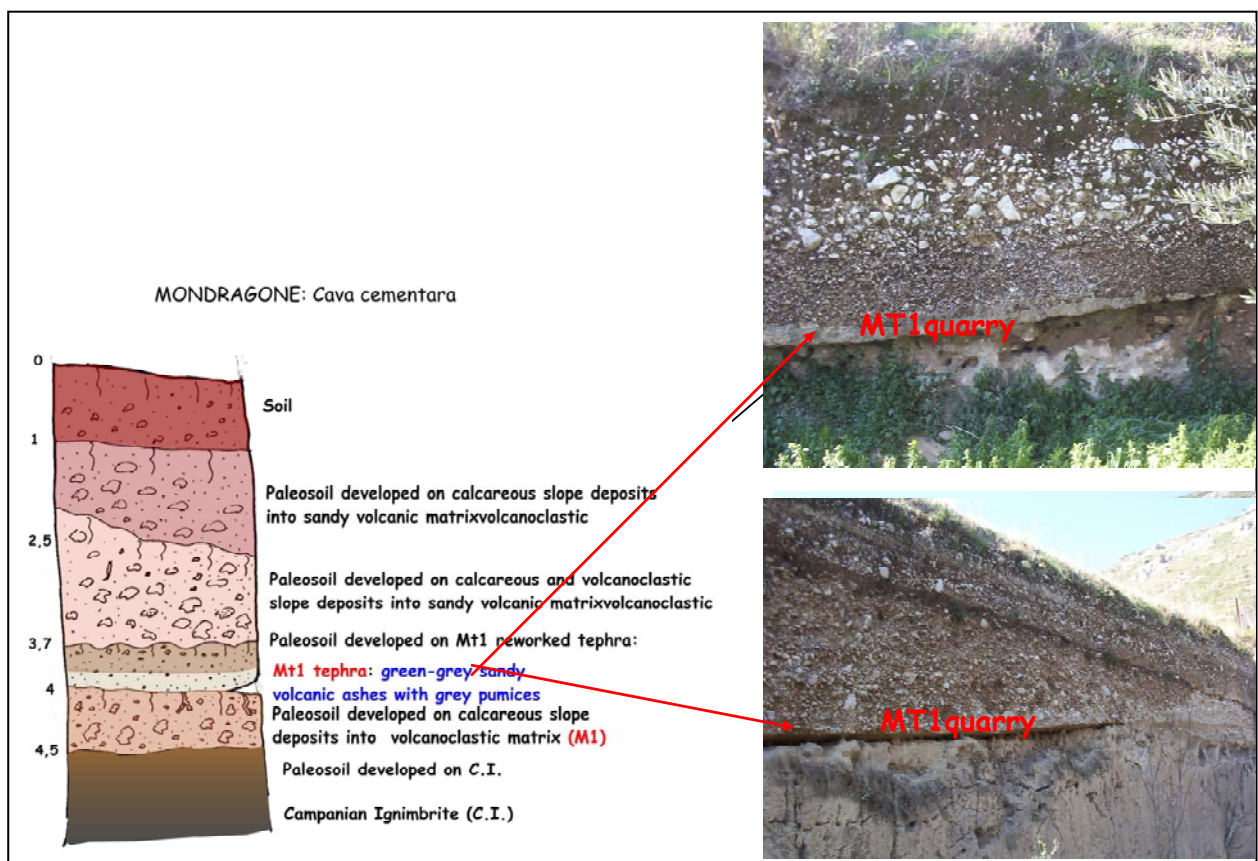


Figura 89: sezione tephrostratigrafica rilevata nella cava cementara alla base del versante del M. Petrino di Mondragone e foto degli affioramenti

- Il sottile paleosuolo è sormontato da un potente strato (1,5 m circa) di depositi di versante in matrice vulcanoclastica. I depositi di versante sono costituiti prevalentemente da detriti calcarei angolosi di dimensioni massime di 3-5 cm, da detriti vulcanici (ossidiane, lapilli, scorie vetrose, pomici) di dimensioni massime di 4-5 cm, mentre la matrice vulcanoclastica è costituita da cineriti fini grigiastre e da vulcanoclastiti rimaneggiate ed argillificate. Sorprende in questo livello l'abbondanza di materiali vulcanici grossolani e litoidi, quasi a

denotare una loro provenienza da un edificio vulcanico molto vicino e un loro successivo rimaneggiamento, come uno dei costituenti dei detriti di versante. Anche questi clasti vulcanici sono oggetto di approfondimenti analitici volti alla loro caratterizzazione e provenienza (lab. GFZ Potsdam). C'è da notare che i frammenti di ossidiana caratterizzano buona parte del territorio mondragonese, in alcuni punti affiorano frammenti cm e blocchi decimetrici anche in superficie. In una di queste, in loc. Incaldana, su di una emergenza altimetrica lobata (conoide?) che si insinua nella piana di Mondragone, i reperti vitrei di ossidiana sono stati campionati e saranno sottoposti ad analisi dedicate (Prof. Morra del Dipartimento di Scienze della Terra).

- Tale importante fase aggradazionale è seguita da una stasi della produzione detritica e dallo sviluppo dei processi pedogenetici. Questi portano alla formazione di un profondo (almeno 50 cm) paleosuolo bruno-grigiastro scarsamente humificato in prevalente matrice vulcanoclastica cineritica argillificata.
- Il paleosuolo è sigillato da circa 30 cm di alternanze stratoidi di livelli pomicei e scoriacei grossolani (generalmente di pochi cm e con rare di 7-8 cm di diametro dal colore grigio) con livelli cineritici grigio-giallastri. Si nota una certa gradazione diretta dal basso verso l'alto e una stratificazione piano-parallela dei livelli a diversa componente granulometrica, quasi a riflettere una deposizione attraverso flussi incanalati, che man mano scemano in intensità. Tale indicazione non trova alcun riscontro in chiare evidenze geomorfologiche.
- L'aggradazione detritico-colluvionale riprende con la messa in posto di una potente serie di circa 3 di spessore di detriti carbonatici angolosi di dimensioni massime di circa 5 cm e di scorie pomicee in abbondante matrice vulcanoclastica bruno-giallastra e terrigena bruno-marrone. Questa diminuisce la sua quantità verso l'alto, dove la potente serie detritica è interrotta da un paleosuolo bruno giallastro molto humificato con evidenti tracce di bioturbazioni, di radici e filamenti calcificati, denotando una stasi dei processi aggradazionali ed un esaurimento dell'alimentazione vulcanoclastica.
- In alto, questa potente serie detritica reca un paleosuolo bruno scuro argilloso sabbioso con scarso contributo vulcanoclastico e con numerosi clasti calcarei angolosi centimetrici. Inoltre, sempre al top, è ben visibile un orizzonte carbonatico pedogenetico, assimilabile all'orizzonte platy della classificazione dei calcrete di Esteban & Klappa, 1983. Questo mantella uniformemente il versante ed è visibile in tutti i tagli dei sentieri che salgono a M. Petrino, facendone un preciso marker stratigrafico di riferimento. Questo paleosuolo con orizzonti calcretici fu oggetto di studio della tesi di laurea attraverso osservazioni al microscopio su sezioni sottili, analisi sedimentologiche e mineralogiche, che permisero di riconoscere i caratteri tipici (tessitura alveolare, pellettoidale, laminazioni, rizocrezioni ecc) degli orizzonti calcretici

di origine pedogenetica. Tale origine sarebbe dettata da condizioni calde ed aride, con forte evaporazione e scarse precipitazioni.

- Il suolo attuale bruno scuro, argilloso e sabbioso, con un abbondante contenuto di detriti calcarei angolosi cm, con spessori variabili da pochi cm a 1 m, chiude la successione.

Gli scarsi vincoli cronologici esistenti e la scarsa possibilità di correlazioni tephrostratigrafiche, tra le varie fasi di aggradazione alternate a chiari momenti di biostatiticità, non permette, allo stato delle conoscenze, di collocare in precisi intervalli temporali queste pur evidenti variazioni del sistema geomorfico dei versanti del M. Petrino, anche se risulta evidente che molti degli eventi descritti si sono verificati, verosimilmente, nel corso dell'Olocene (*figura 90*).

Pertanto per questo settore non vengono illustrate sinteticamente le prime interpretazioni, ma si preferisce comunque mostrare alcune integrazioni alle altre aree, oggetto di studio.

Per ovviare a tali mancanze e per aggiungere altre informazioni sull'organizzazione degli antichi paesaggi tardo-quadernari si è cercato un differente approccio alla problematica. Nel corso delle collaborazioni attivate con esperti archeologici dell'area (prof. Piperno e Prof. Livadie e loro collaboratori) si sono analizzate le evidenze archeologiche più significative del territorio di Mondragone nel tentativo di cogliere alcuni aspetti geocronologici del paesaggio e le significative variazioni delle scelte insediamentali dei vari momenti culturali dell'Olocene. I siti e le aree di raccolta di superficie più significative sono state posizionate sulla carta geomorfologica 1:5.000 ottenendo un quadro del popolamento così sinteticamente riassunto:

- Per il Paleolitico superiore (da circa 37.000 anni fa a circa 13.500 anni fa) si registrano tre insediamenti (loc. Arivito, Rocca San Sebastiano ed Incaldana) più numerose raccolte di superficie sempre collocate nella fascia di aggradazione pedemontana di Incaldana. Tali evidenze archeologiche si collocano a ridosso di grotte, ripari sottorocce e sulle pendici dei versanti perimetrali del M. Massico, denotando uno scarso interesse per le aree pianeggianti e costiere basse. Tale caratteristica insediamentale è una costante per le popolazioni aurignaziane e gravettiane dell'Italia Peninsulare, e riflette condizioni climatiche influenzate fortemente dalle ultime fasi glaciali, fredde ed umide, con aree steppiche, e dominate dalle azioni dei venti nella bassa pianura e lungo costa. Insomma meglio starsene al riparo in grotta e su ripiani protetti. Infine i numerosi reperti che si riscontrano in superficie nell'area di Incaldana potrebbero essere il riflesso dei processi di rimaneggiamento che hanno fortemente interessato le fasce di aggradazione pedemontana a Nord del M. Petrino, come ben evidenziato dalle numerose conoidi coalescenti poste allo sbocco dei ripidi valloni che scendono dai versanti, proprio in coincidenza di tale località.

- Per il Neolitico e l'Eneolitico si registra una discreta presenza, anche se non si colgono quelle differenziazioni, che caratterizzano i passaggi tra le varie facies culturali di questi due periodi. I ritrovamenti di loc. Arivito, loc. Starza, Bagni Sulfurei, San Pietro, ecc sono generalmente posizionati sulle emergenze altimetriche della parte bassa della piana alluvionale e costiera (bassi terrazzi, conoidi pedemontane, falesie della massima ingressione versiliana, alti strutturali, e basse pendici dei versanti). Spesso sono contenuti all'interno di spesse successioni detritico-colluvionali che ne denotano un breve trasporto verso valle ed un rimaneggiamento successivo.
- Anche i siti dell'età del Bronzo (Bagni Sulfurei, S.Eufemia, Arivito ed altri) si posizionano negli stessi areali tipici dei periodi precedenti, anche se si nota una preferenza dei siti vicini a sorgenti e corsi d'acqua ed in zone collinari di basse pendenze poste al controllo dei passi e delle valli. Anch'essi sono stati molto spesso interessati da rimaneggiamenti che hanno trasportato i reperti anche nei settori più bassi delle piane.
- Nell'età del ferro si ha un ritorno ad occupare areali posti a quote superiori, come i ripiani morfologici sui versanti del Monte Petrino e nella località Arivito.
- A partire dall'età classica e romana si registra una massiccia presenza di ritrovamenti (alcuni ancora emergenti), collocati principalmente lungo la costa e su bassi terrazzi o antichi cordoni dunari all'interno della piana, denotando una maggiore capacità di controllare le variabilissime dinamiche fluvio-palustri della piana alluvionale costiera.
- Tali evidenze archeologiche, in molti settori, sono sepolti da numerosi metri di sedimenti alluvionali, nella piana e detritico-colluvionali nei settori pedemontani, denotando una aggradazione in alcuni punti decimetrica del p.c. romano.

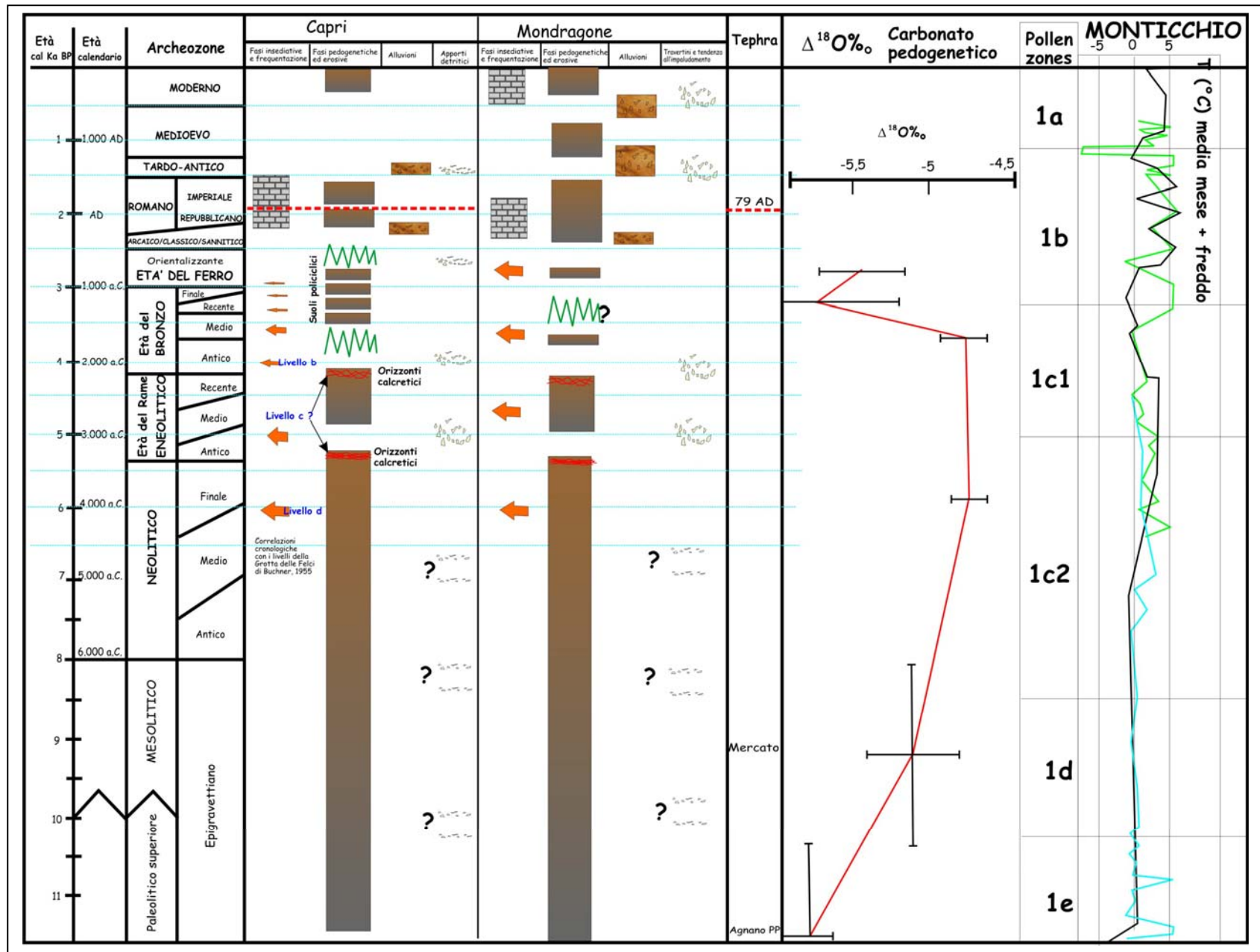


Figura 90: quadro degli eventi morfodinamici riconosciuti nell'area del fiume Volturno e nell'isola di Capri

FINESTRA

Carta archeologica della valle del Volturno

Lo studio geoarcheologico e geomorfologico della Valle del Volturno, eseguito in stretta collaborazione con la Prof.ssa C. Albore-Livadie del Suor Orsola Benincasa, anche attraverso una tesi di laurea, ha messo in evidenza solo alcuni momenti significativi dell'evoluzione geoambientale olocenica a causa della esiguità delle informazioni.

I risultati ottenuti non permettono di delineare significativamente l'occupazione e la frequentazione antropica in questo spaccato dell'Appennino meridionale soprattutto per la scarsità e la frammentarietà dei ritrovamenti archeologici, il più delle volte rappresentati da raccolte di superficie sporadiche e da ritrovamenti in circostanze poco chiare.

Pertanto tali conclusioni sono da intendersi come una base di partenza scientifica su cui lavorare aggiungendo informazioni man mano che le ricerche e i progressi scientifici lo permetteranno.

Il Paleolitico si sviluppa nel retroterra campano, tra il M.te Matese e il M.te Taburno, (Torcino, Pietramelara, Vairano Paternora, Pietravairano, Guardia Sanframondi, Baia e Latina) perché la piana costiera del Volturno risulta ancora occupata in larga parte da ambienti marini e transizionali (ed è anche subsidente), tanto che anche la modesta risalita eustatica interstadiale correlata alla stadio isotopico 3 (circa 50.000 anni fa) risulta in una trasgressione marina che invade buona parte dell'intera piana.

La successiva regressione glacio-eustatica trova espressione in una serie di incisioni fluviali che dissecano la pianura e che sono successivamente colmate e sepolte dalla potente bancata ignimbritica del Tufo Grigio Campano (circa 37.000 anni fa).

Durante tale periodo risultano particolarmente attive le conoidi, sia alluvionali che fluvio-torrentizie e di versante, che contribuiscono all'aggradazione dei settori più prossimi ai versanti ed alle aree alluvionabili.

Dopo questo evento di rapida aggradazione vulcanoclastica, riprende il sopravvento la tendenza alla reincisione della pianura ad opera dei corsi d'acqua, che si protrae sino al

raggiungimento del minimo eustatico di 18.000 anni fa, mentre la piana sembra mantenersi tettonicamente stabile o soggetta a subsidenza tanto lieve da non essere evidenziabile.

La mancanza di testimonianze neolitiche nei settori più bassi della piana potrebbe essere una conseguenza degli eventi aggradativi sia vulcanici che alluvionali olocenici che hanno contribuito ad obliterare le evidenze più antiche all'interno della piana sotto decimetriche successioni vulcanoclastiche.

Il Neolitico, tuttavia, è documentato lungo i perimetri bordieri della piana, anche se solo da raccolte di superficie, (Loc. Arivito a Mondragone).

Probabilmente una serie di indagini sistematiche potrebbe essere fonte di nuovi dati riguardanti il Neolitico, in quanto la piana del Volturno, per la sua conformazione ambientale, offre un *habitat* eccezionale per lo sviluppo di questa cultura materiale.

Dalla carta geoarcheologica, si registra una notevole presenza di testimonianze eneolitiche e dell'età del Bronzo in tutta la piana (Loc. Arivito di Mondragone, Caiazzo, Treglia, Capua, Santa Maria Capua Vetere, Maddaloni, Alvignano, Piedimonte Matese, Calvi Risorta).

Inoltre, dalla collocazione dei siti in questo periodo si nota una specifica scelta insediativa che predilige il controllo delle valli fluviali, attraverso le quali ci si poteva spingere all'interno della regione.

Un ottimo esempio è offerto dal sito venuto alla luce nel 1994 in località Strepparo e Cento Moggie, nel comune di Capua. L'insediamento è localizzato in una posizione centrale della Piana Campana in stretto collegamento con le vie fluviali, che lo ponevano in facile comunicazione sia con l'area appenninica interna, sia con quella costiera tirrenica, attraverso le quali erano attivi scambi.

Il sito oggi occupato dal Centro Italiano di Ricerche Aerospaziali, è posto nella Pianura Campana, 3 km circa a nord-ovest di Capua, l'antica *Casilinum*, ed è delimitato a sud dalle anse del fiume Volturno ed a nord da quelle del torrente Agnena.

Le ricerche sinora svolte hanno mostrato l'esistenza, in una zona estesa alcuni ettari, di più insediamenti sovrapposti collocabili in un lungo arco cronologico che ha inizio forse nel Neolitico e raggiunge l'età del Bronzo.

Nella vasta Pianura Campana non si conoscevano in precedenza tracce del popolamento preistorico ed i più vicini insediamenti noti, sono sulle pendici dei rilievi che la circondano.

Le ricerche condotte da Talamo (1993) hanno mostrato che in quest'area, dominata da ambienti francamente paludosi, si stabilì dapprima un abitato, non ancora indagato ma riferibile forse al Neolitico.

A causa di mutamenti dell'assetto idrogeologico e/o di variazioni glacio-eustatiche del livello del mare, questo fu coperto da un potente banco di argilla alto quasi 2 m.

In seguito, sopra questo banco, si stabilì un nuovo insediamento.

Esso ha inizio forse già nell'antica età del Bronzo (*facies* di Palma Campania, XVIII-XVII sec. a. C.) o, al più tardi, in un momento iniziale della media età del Bronzo (inizio del Protoappenninico B, XVI- XV sec. a. C.).

La forma dell'occupazione durante questo periodo non è ancora chiara, ma si tratta verosimilmente di un abitato.

Nel successivo periodo della media età del Bronzo nel sito è ben rappresentata la cultura Appenninica (XIV sec. a. C.).

Infatti risale a questo periodo il piccolo settore dell'abitato che gli scavi hanno posto in luce, consistente verosimilmente in un'area a ridosso di una capanna nella quale sono stati rinvenuti abbondanti reperti ed evidenti tracce dell'uso abitativo dell'area.

Oltre ad un focolare sono state individuate due fosse cilindriche, che sembrano essere pozzi per l'approvvigionamento idrico, riempite in seguito con gli scarichi derivati dalla vita dell'abitato, che potrebbero testimoniare un livello basso della falda solo nella prima parte di vita dell'insediamento (bronzo antico) e poi riempito quando la falda è risalita) generalmente solo pochi metri sotto il piano campagna oggi.

L'importanza del sito è dovuta soprattutto alla sua posizione centrale all'interno della Pianura Campana, in diretto rapporto con quelle vie, soprattutto fluviali, che lo ponevano in facile

comunicazione sia con l'area appenninica interna, sia con quella costiera tirrenica.

Non vi sono tracce di occupazione preistorica successive alla media età del Bronzo e sino all'età romana, quando in quest'area viene costruita una strada non basolata ma fornita di una semplice massicciata, forse riferibile alla centuriazione. Pertanto le comunità agro-pastorali preistoriche sembrano prediligere aree leggermente rialzate della piana (terrazzi alluvionali, ripiani morfologici, ecc.) e i dolci pendii che raccordano i versanti alla piana.

Tale occupazione del territorio potrebbe riflettere condizioni di biostasia diffusa con ampie aree vegetative e ricche coperture pedologiche e solamente poche aree (quelle più depresse) soggette ad impaludamenti ed alluvionamenti.

La formazione di orizzonti calcareici (croste carbonatiche) e la presenza di rizoliti, all'interno di alcuni paleosuoli medio-olocenici, potrebbero riflettere fasi di aridità, dettate da un alto rapporto evaporazione/precipitazioni.

Tale crisi di aridità potrebbe anche spiegare le scelte insediative delle comunità preistoriche e protostoriche, che spesso tendono ad occupare areali prossimi alle fonti di approvvigionamento idrico (corsi d'acqua, sorgenti).

In tali momenti i suoli poco fertili e le molte aree impaludate e/o soggette ad alluvionamenti, fanno sì che le comunità agricole prediligano attività più legate alla pastorizia transumante che all'agricoltura stanziale.

Nel periodo arcaico tutti gli insediamenti sono collocati in prossimità della costa a controllo delle vie di comunicazione.

Le testimonianze raccolte inducono ad ipotizzare un sistema di vie di comunicazione soprattutto in uso nell'eneolitico e nell'appenninico (Bronzo medio), peraltro già preso in considerazione da G. Cazzella nel 1973 nel lavoro "Proposte per una ricerca topografica sull'Eneolitico dell'Italia tirrenica a sud del Tevere" e da G. Guadagno nel 1976 "Vie commerciali preistoriche e protostoriche in Terra di Lavoro" (vedi figura in fondo alla finestra).

Il collegamento del Garigliano e del Volturno con le valli del Liri e del Sacco voleva indicare un'apertura verso la parte centrale della Penisola. Attraversando l'Alto Volturno si raggiungeva l'area molisana e abruzzese, come testimonia il

sito in loc. Monte Cratevula, nel comune di Pietravairano.

I materiali rinvenuti in questo sito sono affini a quelli ritrovati a Castellone di Prezza (l'Aquila) e ad Alfedena e Pozzilli.

Risalendo il fiume ci si collegava con i siti collocati intorno al massiccio del Matese (Piedimonte d' Alife, Ailano, Faicchio) da cui si raggiungeva la Valle Caudina.

Esistevano anche dei percorsi interni: uno è costituito tra Cales - Teano e la costa sessana via Carinola, un altro è rappresentato tra l'area pedemontana calena e la valle del Volturno.

Erano percorsi che mettono in contatto l'area pedemontana con la fascia costiera.

Si tratta di vie che erano in perfetta corrispondenza con l'economia delle comunità eneolitiche e appenniniche, rappresentata da attività pastorale.

È interessante evidenziare che tra il VI e il V sec a.C. la bassa piana del Volturno presentava ancora diffuse aree umide.

Il litorale era caratterizzato da una marcata concavità verso il mare e la linea di costa si trovava a circa 3 km ad est dell'attuale foce.

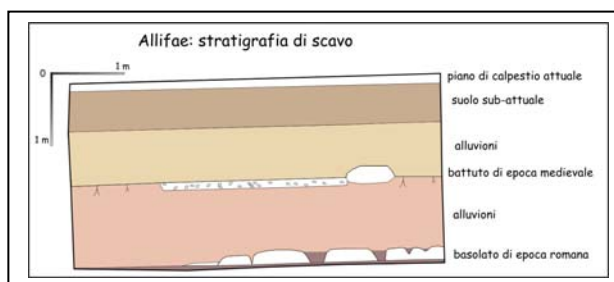
Il notevole volume di detriti alluvionali accumulati nella fascia pedemontana, nella pianura e lungo il litorale, produce una aggradazione del piano campagna di alcuni metri con conseguente ricoprimento di molti siti dell'età del Ferro e la progradazione della linea di costa con acquisizione di una forma del litorale con concavità verso terra.

Nel periodo compreso tra il 450 e il 700 d. C la piana alluvionale del Volturno è stata oggetto di altre importanti modificazioni: ad un'aggradazione a seguito all'accumulo di sedimenti trasportati dal fiume che progressivamente hanno costruito la parte pensile, da Brezza a Canello Arnone, ricoprendo il piano campagna con vari metri di sedimenti durante la nota fase climatica freddo-umida

altomedioevale che ha interessato tutto il bacino del Mediterraneo.

Infatti i sistemi viari di epoca romana (Via Appia) sono sepolti da vari metri di sedimenti alluvionali. Inoltre in tale momento sembrano particolarmente attivi alcuni sistemi di conoidi alluvionali nel settore mediano della piana del Volturno.

Uno di questi sembra essere stato responsabile del seppellimento della città romana di Urbana, posizionata a breve distanza dall'attuale medio corso del fiume.



Altre eventi aggradativi alluvionali post epoca romana sono registrati un po ovunque nella valle del Volturno anche in altri settori più interni, come ad Alife dove un basolato del II-III sec. d.C. è sigillato da da 4 metri di depositi alluvionali ciottolosi legate al riattivarsi delle conoidi alluvionali dei torrenti posti a monte del paese.

Stessa sorte per una battuto stradale medievale sepolto da 3-4 metri di sedimenti da alluvial fan. Anche a Mondragone, gli scavi in località Cimitero mettono in mostra la via Appia Antica, sepolta da 1 a più metri di sedimenti colluvionali sabbioso argillosi.

Altre fasi di progradazione della linea di costa e di frequenti alluvionamenti della piana si sono verificati anche durante la nota fase climatica fredda ed umida della Piccola età glaciale.

I periodi caldi romani e medievali sembrano aver determinato ampie aree impaludate accompagnate dalla formazione di piccoli cordoni dunari ed eolici costieri.



Vie di comunicazioni in uso dall' Eneolitico nella valle del Volturno: in nero è segnalata la variante della via Appia; in viola la Via Appia; in rosso la Via Latina; in verde la variante per Triflisco; in blu la via per i Ponti della Valle.

B) Le colline di Caserta

La morfologia dei settori perimetrali della Piana del Volturno è fortemente condizionata dalla presenza della coltre piroclastica da flusso della IC, che con spessori variabili tra i 30 e i 50 metri ha colmato tutte le depressioni preesistenti (strutturali ed incisioni fluviali) e creato un vasto plateau deposizionale. Questa formazione rappresenta un importante marker stratigrafico avendo un vastissimo areale di affioramento ed essendo facilmente riconoscibile in affioramento ed in sondaggio per le sue note caratteristiche litologiche. Sebbene numerosi studi indichino i Campi Flegrei come centro di emissione di questa grande eruzione (Orsi et al, 1999; Rosi et al, 1999), recenti lavori (Rolandi et al, 2003b) contraddicono questo modello e rivalutano l'ipotesi, già avanzata in passato (Di Girolamo, 1973, 1984; Barberi et al, 1978) di una eruzione fissurale lungo sistemi di fratture parallele alle faglie peritirreniche che bordano la piana campana.

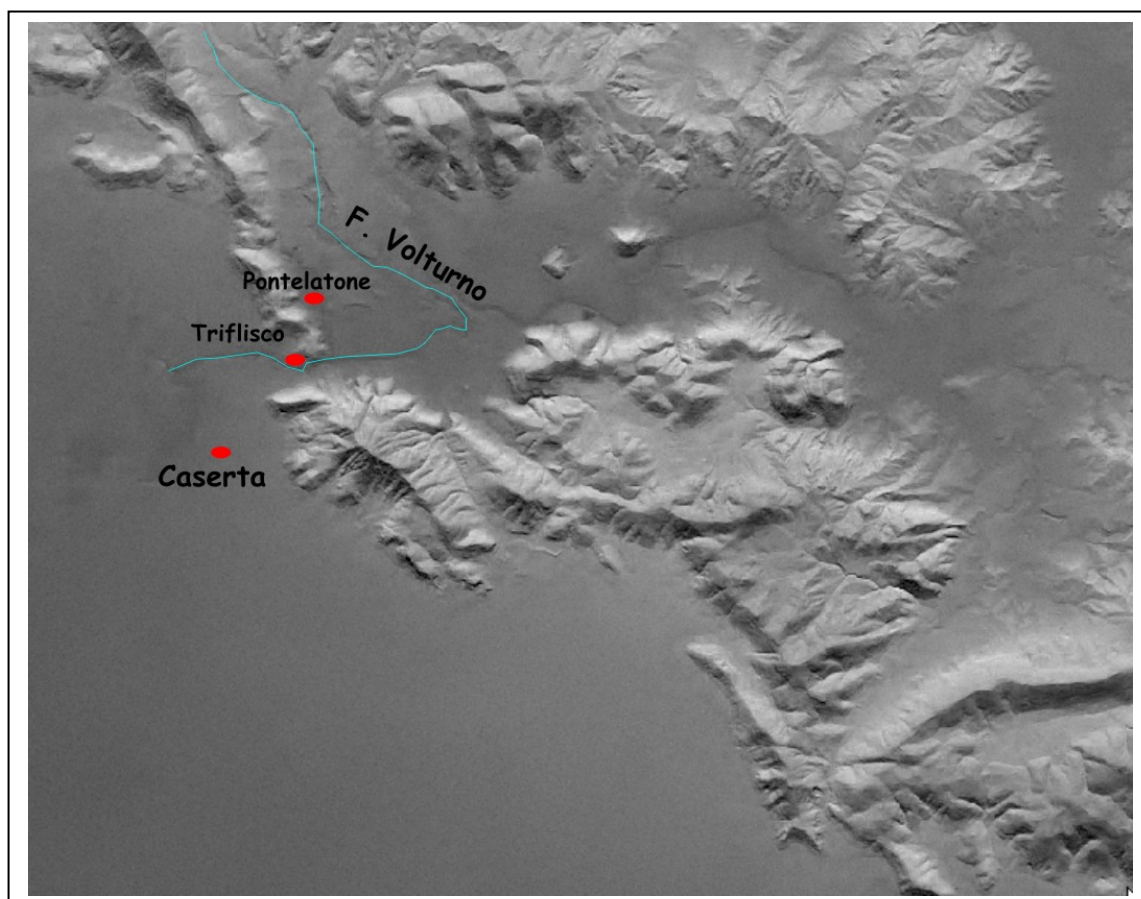


Figura 91: ubicazione delle aree di studio con DEM dei Monti di Caserta e della media valle del Volturno, da atlante italiano web site

Per quanto riguarda i depositi successivi alla messa in posto della IC, essi sono costituiti da depositi alluvionali e di versante, rappresentati generalmente da depositi vulcanoclastici rimaneggiati con scarsi contributi detritici, cui sono intercalati e/o sovrapposti depositi piroclastici da caduta (Bellucci et al, 2003). Queste piroclastiti

post IC sono presenti in numerose successioni affioranti nell'area e sono segnalate da vari autori (Di Girolamo, 1968; Cole & Scarpati, 1993) ed interpretate come prodotti distali del Tufo Giallo Napoletano datati a circa 12.000 anni fa . Inoltre poco più a sud dell'area in oggetto (nei dintorni di Giugliano) viene segnalata la presenza di un deposito da flusso piroclastico (tufo di Giugliano) datato a 18 ky da De Vivo et al (2001) e a 23.000 anni fa da Rolandi et al (2003b). Tale deposito risulta costituito da una alternanza di livelli cineritici sabbiosi a struttura massiva intercalati a livelli pomicei da caduta, e sigilla un paleosuolo impostato sull'IC. Bellucci et al (2003) segnalano numerose successioni tephrostratigrafiche dove sono ben chiari i rapporti tra le varie unità piroclastiche post ignimbrite. Queste rappresentano i prodotti di uno stesso evento eruttivo che ha interessato tutta l'area compresa tra Caserta, Maddaloni, Limatola, Dugenta e Solopaca, ascrivendo tale eruzione al membro più basso del Tufo Giallo Napoletano o alternativamente correlandola alle piroclastiti datate a 23.000 anni fa (Ignimbrite di Giugliano) e con il livello Y3 della tephrostratigrafia tirrenica (Munno & Petrosino, in stampa). In ogni caso Bellucci et al (2003) segnalano che in tutto il settore casertano, questi sono gli unici depositi vulcanici presenti al di sopra dell'IC e che quindi mancano i prodotti olocenici di provenienza flegrea e vesuviana, che caratterizzano le aree immediatamente a sud est (valle del Clanio, piana campana s.s., ecc); ciò è ovviamente da imputare ad assi di dispersioni differenti. Pertanto le fasce di aggradazione pedemontana dei versanti casertani e i bassi terrazzi fluviali delle numerose valli tributarie del Volturno risultano scarsamente influenzate dall'aggradazione vulcanoclastica olocenica, che invece in altri settori attigui sembra essere il fattore determinante dell'evoluzione dei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi.

Le osservazioni di numerose successioni tephrostratigrafiche, poste alla base dei principali rilievi che si raccordano alle valli fluviali di basso ordine (tributarie del Volturno) hanno evidenziato alcuni cambiamenti dei sistemi geomorfici dei versanti/fiumi. In particolare si evidenziano momenti che hanno visto il prevalere della produzione detritica dai versanti (che possono riflettere azioni crioclastiche, scarse coperture vegetali e pedologiche, scarsa capacità di evacuazione da parte dei corsi d'acqua); momenti di chiara sedimentazione alluvionale, momenti dettati da condizioni biostatiche (che vede il prevalere dello sviluppo di ampie coperture boschive e di suoli, incassamento dell'alveo e formazione dei terrazzi) e momenti che riflettono una chiara influenza antropica (disboscamenti, terrazzamenti, ecc).

La **figura 92** illustra le successioni più significative analizzate (Triflisco, Pontelatone/loc. Monticello, Castel di Sasso/loc. Strangolagalli, Falciano/loc. Case Selliano, S.Leucio/La vaccheria), e mostra i rapporti stratigrafici esistenti tra le unità piroclastiche riconosciute (IC, TGN o Y3) e le fasi di maggiore aggradazione dei versanti e fluviale.

In particolare si registra che⁷:

⁷ Per la sintesi degli eventi morfodinamici riconosciuti per l'area casertana vedi figura 89

- L'entità dei processi aggradazionali francamente olocenici sono di gran lunga inferiori a quelli delle aree dove il contributo vulcanoclastico è stato determinante (non solo volumetricamente ma anche come matrice per movimenti in massa che coinvolgono anche parti del substrato)
- Allo stato delle conoscenze non risulta ben chiaro se le conoidi allo sbocco dei torrenti pedemontani nelle valli, siano di una o più generazioni, con apici a differenti quote) e non è chiaro il limite cronologico del passaggio tra Pleistocene superiore ed Olocene, così come rilevato per altre aree dove la tephrostratigrafia fornisce vincoli cronologici più convincenti.
- Il tephra del Tufo giallo è sormontato, solo in pochi casi da spesse coperture detritiche e solo dove le condizioni fisiografiche del rilievo ne hanno permesso un accumulo significativo (alla base di pareti calcaree, alte pendenze, parte alta dei versanti, ecc).
- Questo tephra ha contribuito fortemente all'aggradazione della fascia pedemontana, con accumuli metrici di piroclastiti sciolte costituite prevalentemente da pomice centimetriche biancastre in matrice cineritica grigiastra-giallastra. L'alimentazione vulcanoclastica dopo un po' deve essere terminata e le migliorate condizioni climatiche che caratterizzano la prima parte dell'Olocene permettono lo sviluppo di ampie coperture boschive, che rendono humificati fino in profondità i colluvi vulcanoclastici prima depositatisi. Tale paleosuolo potrebbe essere riferito in base a considerazioni di carattere tephrostratigrafico e paleopedologico al PedoMarker B di Frezzotti & Narcisi (1996) dell'Appennino centrale impostato, in molti casi, proprio sul tephra del TGN.
- La sviluppo della vegetazione interessa anche i bassi terrazzi delle valli tributarie del Volturno, inibendo le disponibilità di carico solido e provocando l'incassamento dei reticoli idrografici. Questi scorrono alimentati da portate regolari e da flussi ben incanalati e sono sormontate da ampie superfici terrazzate che mostrano i segni delle prime occupazioni antropiche stabili del territorio. Sfortunatamente nelle sezioni analizzate mancano vincoli cronologici che possano testimoniare tale inquadramento. L'entità dei processi aggradazionali che interessano queste superfici, a partire da questo momento sono trascurabili.
- Solo nei settori di fondovalle, a ridosso dei più bassi terrazzi si evidenziano eventi alluvionali e fasi di incisione degli stessi depositi, separate da chiare superfici pedogenizzate ed antropizzate. Inoltre le alluvioni contengono sempre un certo numero di reperti archeologici associabili a tutti i momenti culturali dell'Olocene. In particolare si registra che gli attuali corsi d'acqua tagliano il loro alveo all'interno di un deposito di riempimento per 3-4 metri circa in media, con una abbondanza di reperti ceramici di epoca romana e tardo antica, testimoniando anche qui l'importanza dello Younger Fill di Vita-Finzi, 1969.

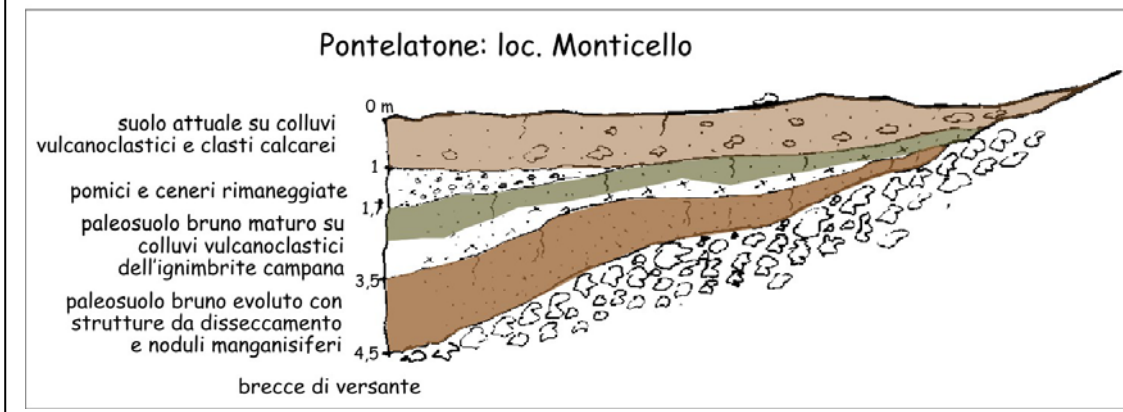
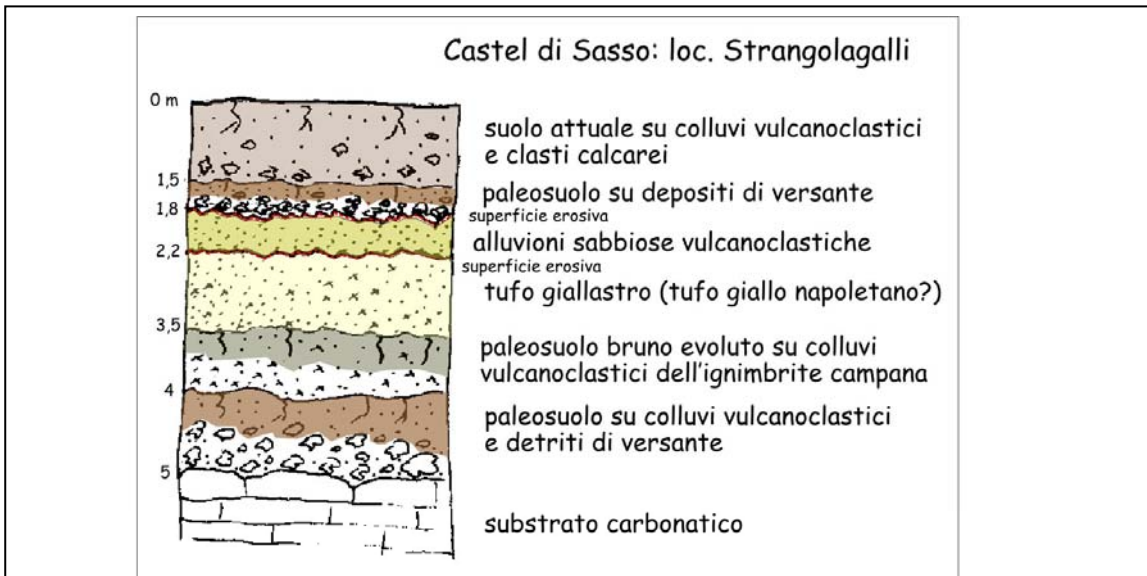
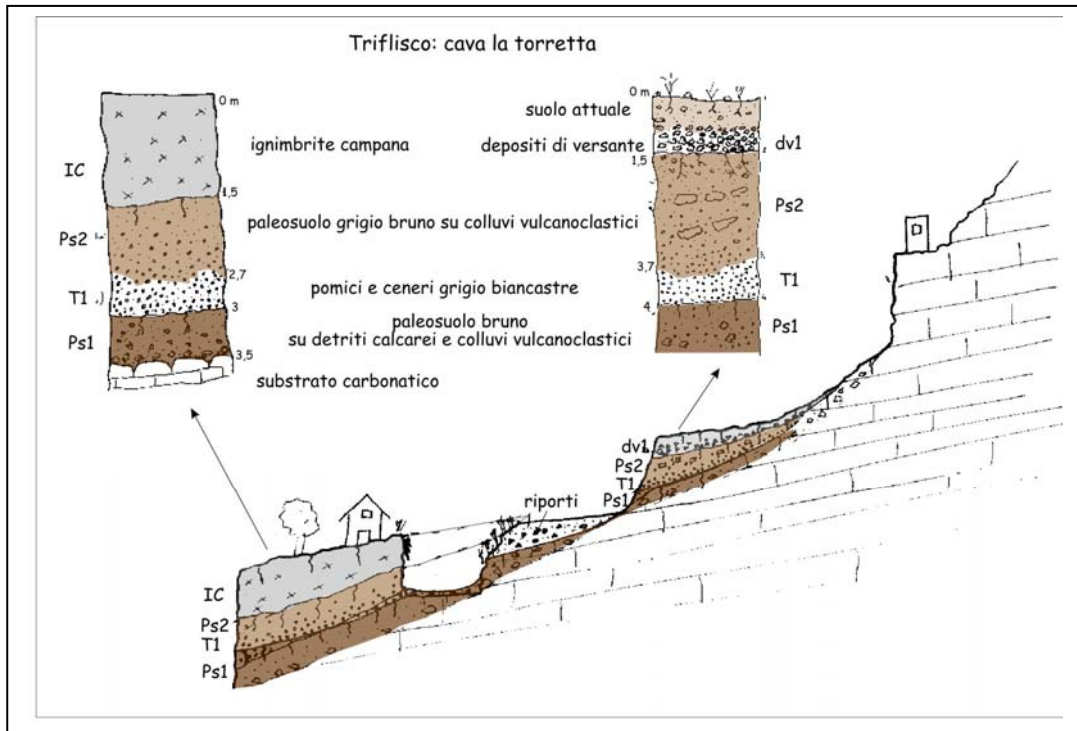


Figura 92: alcune successioni archeoteфроstratigrafiche rilevate

- Tale fase alluvionale, dettata da regimi pluviometrici più abbondanti, ha sepolto il piano campagna romano con diversi metri di sedimenti alluvionali anche ad Alife, nell'alta valle del Volturno, dove una strada basolata del II-III sec d.C. è stata sepolta da almeno 1 metro di alluvioni ciottolose e sabbiose, connesse al riattivarsi della conoide del Fiume Torano, che scorre all'interno del paese. Su tali alluvioni nel medioevo viene impiantata una nuova strada che è a sua volta sepolta da alluvioni ciottolose e sabbiose, connesse ancora una volta al riattivarsi della conoide come conseguenza della nota crisi fredda e piovosa della Piccola Età Glaciale. Stessa sorte per le città romane di Casilinum (odierna Capua) ed Urbana, in piena piana Volturno, interessate da ricoprimenti ancora più consistenti (7-8 metri per Casilinum e 6-8 per Urbana). A Capua inoltre sono ancora visibili i segni dell'alto livello raggiunto dall'acqua del fiume Volturno in occasioni di eventi eccezionali e che sono ben documentati per la fine dell'1800.

4.4 BACINI FLUVIALI INTRAPPENNINICI

L'attuale assetto geomorfologico e fisiografico della aree interne appenniniche è il risultato delle complesse vicissitudini subite durante la storia geologica recente. In esse si sono registrati, oltre i diversi ruoli rivestiti dai fattori morfogenetici, anche gli effetti della loro variazione nel tempo. Uno sguardo sintetico sulla geomorfologia dell'Appennino deve necessariamente iniziare sottolineando l'importanza diretta ed indiretta della neotettonica.

Gli elementi positivi e negativi del rilievo nelle linee essenziali sono, infatti, prevalentemente il risultato di spostamenti tettonici di blocchi lungo piani di scorrimento sub-verticali o listrici e solo subordinatamente l'effetto dei processi erosionali.

Notevole importanza hanno avuto le variazioni climatiche delle fasi glaciali del Quaternario, che hanno portato ad un rapido modellamento dei versanti a alla formazione di potenti accumuli clastici nelle valli e nelle depressioni strutturali.

A tali potenti accumuli hanno contribuito fortemente anche i prodotti vulcanoclastici delle più importanti eruzioni flegree (IC, TGN, ecc) e vesuviane (Mercato, Avellino e 472), che presentano una asse di dispersione generalmente orientato ad est dei punti di emissione.

Un elemento caratterizzante i rilievi delle aree interne appenniniche è caratterizzato dalla presenza, nelle culminazioni orografiche, di topografie a dolce pendenza (le paleosuperfici), che sono il relitto di più estese superfici di erosione. Queste superfici, poligeniche e polifasiche, sono il risultato della demolizione dei primi rilievi emersi nel Messiniano e/o nel Pliocene inferiore. Esse testimoniano l'esistenza di un periodo di relativa sosta degli uplift della catena, pur senza escludere la possibilità di movimenti di notevoli estensioni, ma a componente verticale limitata (Brancaccio & Cinque, 1988).

Le superfici di spianamento antico, sommitali sui rilievi, hanno una età più recente in una fascia disposta ad oriente dell'area di affioramento dei massicci carbonatici. Qui esse tagliano i depositi marini del ciclo infra-medio pliocenico, risultando dunque, effetto di una fase di erosione che comincia nel Pliocene medio (Brancaccio & Cinque, 1988). Con l'inizio del Pleistocene, l'Appennino assume una distribuzione del rilievo analoga a quella attuale: si individuano infatti da una parte bacini in rapida subsidenza (pianure costiere) dall'altra le linee perimetrali dei massicci.

I movimenti si esplicano in almeno due eventi (ma in talune aree se ne riconoscono tre; Cinque et al, 1987; Capaldi et al, 1988): il primo all'inizio del Pleistocene inferiore, che sblocca l'antica superficie di erosione pliocenica, il secondo intorno a 0,75 Ma fa (Brancaccio & Cinque, 1988). Gli effetti della prima fase tettonica sono molto vistosi: si delineano infatti le linee idrografiche principali, alcuni piccoli bacini lacustri (Isernia, Camerota, Acerno, Vallo di Diano, ecc), legati ad una esoreicità non totalmente acquisita; i perimetri dei principali massicci e le prime fasi di vulcanismo della piana campana settentrionale.

Per quanto riguarda l'energia del rilievo Brancaccio & Cinque (1988) indicano un'altezza all'incirca la metà di quella attuale. È solo con la fase tettonica di 0.75 Ma fa che il rilievo raggiunge anche un assetto altimetrico simile all'attuale, con le linee disgiuntive legate a questa fase, che sono ancora ben riconoscibili.

Il principale effetto della seconda fase tettonica fine-infra-pleistocenica è stato una disorganizzazione delle linee idrografiche esoreiche con relativa formazione di un alto numero di bacini lacustri (alta e media valle del Volturno, valle del Calore, dell'Ufita, dell'Ofanto, ecc) di età medio-pleistocenica. In taluni casi l'erosione risaliente innesca a valle a seguito della fase tettonica è responsabile anche della cattura di questi bacini oltre, che della loro formazione.

Pertanto l'Appennino e le sue valli sono il risultato di una strutturazione molto recente, che tra l'altro si manifesta con una intensa e frequente sismicità, che ha dato luogo anche a devastanti terremoti in epoca storica ed attuale.

I tratti vallivi intrappenninici seguono direzioni strutturali e consentono di tracciare morfolineamenti, che in qualche caso, giungono ad avere lunghezze di alcune decine di chilometri. Valli che seguono le strutture si ritrovano su tutta la catena: esse sono prevalentemente susseguenti, laddove ricalcano

terreni a diversa erodibilità, mentre presentano caratteristiche di forra (fianchi ripidi fino alla verticale) laddove tagliano litologie dure e conservative (Amato A. et al, 1995). Inoltre le principali valli presentano un'alta frequenza di tratti orientati in direzione appenninica e seguono per lo più faglie verticali (dirette, trascorrenti e oblique), legate a movimenti tettonici successivi alle principali fasi di accavallamento delle falde, testimoniando ancora una volta un forte controllo della tettonica estensionale plio-qiaternaria sulla rete idrografica (figura 93).

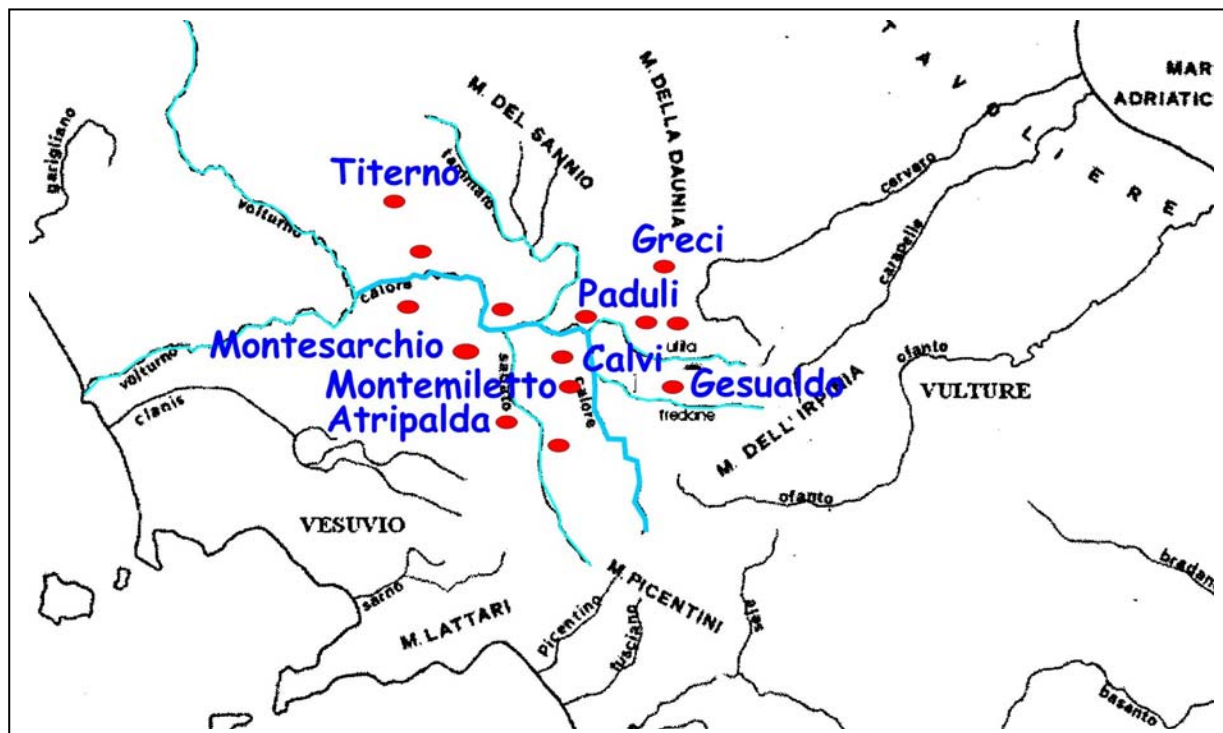


Figura 93: Ubicazione delle aree di studio

I climi caratteristici degli intervalli freddi del Pleistocene medio e superiore hanno determinato la rapida evoluzione delle scarpate di faglia o di erosione che bordano le principali valli, secondo il modello di *slope replacement* (o *cliff recession*) di Lehmann, 1933 e di Young, 1972 (Brancaccio et al, 1979; Ascione & Cinque, 1997, 2003), quando queste sono tagliate in rocce litoidi. I versanti che ne derivano presentano il caratteristico profilo rettilineo con pendenze comprese tra 30 e 40°.

I detriti risultanti dai corsi d'acqua hanno in larga misura ingombrato le valli e colmato i bacini lacustri esistenti, determinando gli imponenti accumuli terrazzati oggi riconoscibili in tutte le valli dell'Appennino.

A tali accumuli, protrattisi fino all'ultimo massimo glaciale, hanno anche contribuito l'intensa morfogenesi per erosione in massa delle aree con affioramento di successioni terrigene.

A partire dalla fine dell'ultimo massimo glaciale si riconoscono in quasi tutte le valli appenniniche una forte incisione del riempimento altopleistocenico, accompagnato da evidenti terrazzi alluvionali, generalmente posti molto più in alto dal talweg attuale (a testimoniare un più alto livello di base).

Tali morfodinamiche sembrano essere state attive anche durante l'Olocene, in quanto si riconoscono altre fasi di riempimento/reincisione/terrazzamento (di entità minori rispetto a quello LGM/Tardiglaciale/prima parte dell'Olocene), che si sono esplicate generalmente in una risuzione dell'area di fondovalle con in terrazzi più recenti posti solo a pochi metri dall'attuale talweg.

I SITI ANALIZZATI

Numerose ricognizioni in campagna nelle aree interne appenniniche, in particolar modo lungo la valle fluviale del Calore e lungo le sue valli tributarie (Ufita-Miscano, Sabato, Titerno, Valle Caudina, Tammaro, ecc), hanno permesso di analizzare una serie di successioni stratigrafiche, che mettono in mostra depositi chiaramente olocenici, in base alla presenza di tephra e di reperti archeologici.

Queste successioni affiorano in alcune aree significative dei sistemi geomorfici versante/fiume, quali i bassi terrazzi ubicati sugli ampi fondovalli alluvionali, le fasce di aggradazione pedemontana che bordano quest'ultimi, le paleosuperfici sommitali poste a monte dei fondovalle, i bassi terrazzi di confluenza dei corsi d'acqua tributari, i versanti e i ripari in roccia, ecc.

a) PRATOLA SERRA (VALLE DEL FIUME SABATO)

Il fiume Sabato nasce dal versante settentrionale dei monti Picentini (M.Terminio 1786 m) e sviluppa la sua articolata valle dapprima nella valle di Serino, dove taglia le formazioni carbonatiche e le ampie coperture detritiche glaciali, e poi attraverso una serie di strettoie e forre, dettate da complessi motivi strutturali (stretta di Cesinali/Atripalda), taglia le tenere coperture flyschiodi. Da qui allarga la sua valle in corrispondenza della Conca di Avellino, dove incide il suo corso all'interno dei depositi piroclastici dell'IC, formando un terrazzo alluvionale, ben individuale su tutta la depressione di Avellino. Quest'ultima si restringe a ridosso dell'abitato di Pratola Serra, e prosegue il suo tratto in una stretta valle (in alcuni punti una vera e propria forra -stretto di Barba-) tagliata nei terreni litoidi dell'Unità di Altavilla. Di qui il fiume prosegue, ampliando la sua valle, appena incontra i teneri terreni argillosi e sabbiosi dell'Unità di Ariano, fino a confluire nel fiume Calore nei pressi di Benevento. Lungo questo percorso sono documentate numerose testimonianze archeologiche che attestano la presenza dell'uomo fin dal Paleolitico, sottolineando l'importanza strategica, di collegamento e di veicolazione delle culture, che da sempre caratterizzano le valli appenniniche.

Di particolare interesse sono gli scavi archeologici di un insediamento del Bronzo Antico, eseguiti in loc. Pioppi di Pratola Serra (Talamo, 1994, 1996), che documentano una interessante successione archeostratigrafica (descritta anche da Russo, 1994), che comprende livelli vulcanici, alluvionali, lacustri e paleosuoli inquadrabili cronologicamente in base al riconoscimento dei tephra tardo-aternari (IC, Mercato, Avellino e 472 d.C.) (*figura 94*).

Più in generale in tutta la valle i depositi quaternari sono costituiti prevalentemente da vulcanoclastiti, sia in giacitura primaria che rimaneggiate, alternate a paleosuoli e livelli fluvio-palustri con chiare evidenze di superfici erosionali.

Lo spessore di questi depositi varia da qualche metro a circa 20 metri.

Generalmente ricoprono una successione di origine fluviale e palustre costituita da una alternanza di argille e limi con ghiaie, spesso da qualche metro ad una decina di metri e riferibile al Pleistocene superiore (Brancaccio et al, 1971). La successione quaternaria poggia con chiara discordanza erosionale sul substrato della valle che è rappresentato da sedimenti argillosi e arenaceo-conglomeratici della locale serie miopliocenica. L'attuale corso del fiume è incassato per alcuni metri in questa successione del substrato.

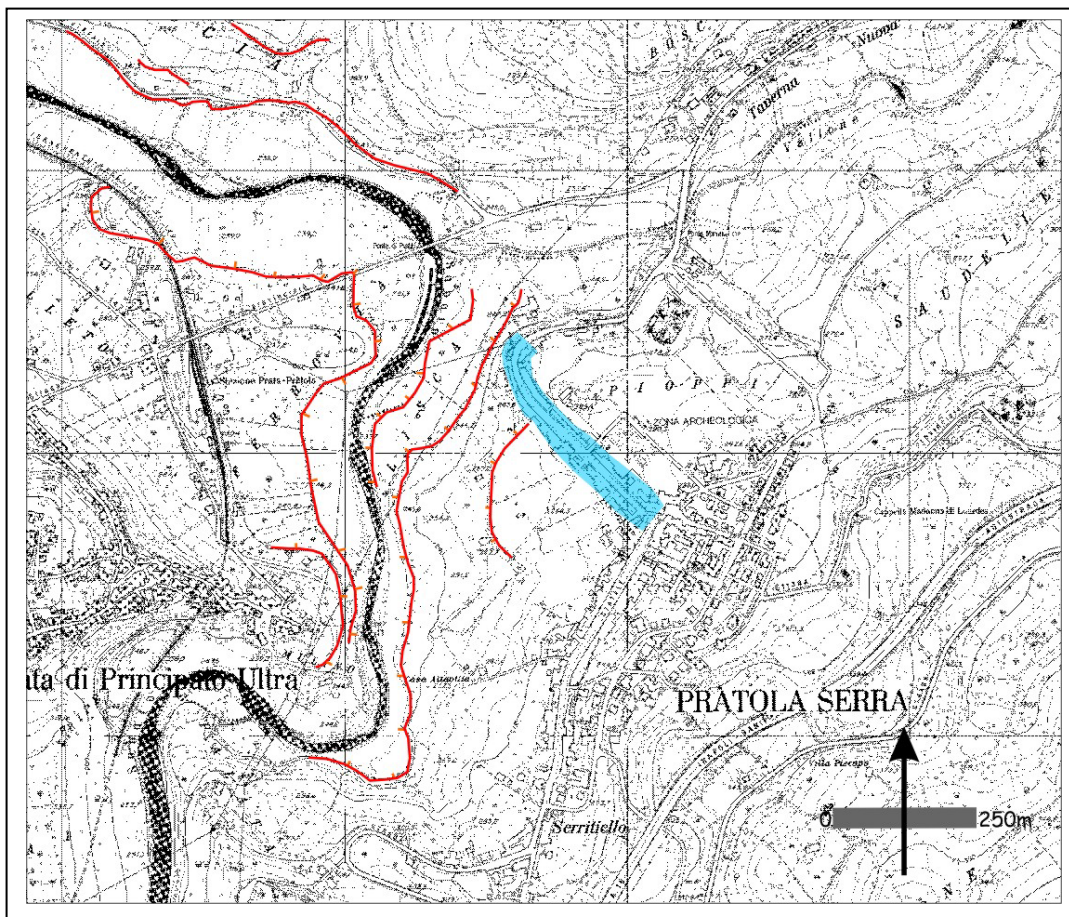


Figura 94: i terrazzi alluvionali del fiume Sabato (in rosso) e l'area archeologica di Prato Serra (in azzurro)

Il sito di Prato Serra¹ è ubicato su una piccola collina allungata E-W e prospiciente il fondovalle del Fiume Sabato, rispetto al quale si eleva di una quarantina di metri. La sommità di questa collina è praticamente pianeggiante (residuo di una paleosuperficie, posizionata tra 290-300 m slm), con ampi spazi disponibili, adatti ad un insediamento. Il sito è in posizione strategica tanto per il controllo del fondovalle (domina su tre lati il piatto fondovalle), e per la vicinanza di alcuni sfiori sorgentizi. Il banco di IC

¹ Scavi archeologici seguiti da Talamo P.F., dopo il terremoto dell'80 e nel 1991 (Talamo, 1994, 1996) mentre le indicazioni geomorfologiche e stratigrafiche sono di (Talamo, 1996 e Russo, 1994). Gli scavi del 1991 hanno messo in luce un'area di circa 250 m² occupata da un settore di un abitato preistorico sepolto dall'eruzione di Avellino, costituito principalmente da una grande capanna (a pianta ellittica??) con diversi pali di sostegno, alcuni fossi sia grandi (con funzioni di drenaggio) che più piccoli (con funzione di raccolta dell'acqua piovana), numerosi focolari, ecc. La parte a sud della capanna è profondamente alterata da una occupazione medievale che ha completamente alterato la situazione preistorica.

costituisce un terrazzo, sospeso sul fondovalle di una ventina di metri e limitato a valle da ripide scarpate di erosione. Il fondovalle costituisce una piatta striscia sinuosa che si snoda all'interno di un terrazzo di fondovalle costituito da materiali alluvionali e da piroclastiti in posto, alternati a paleosuoli della stessa età e natura di quelle che caratterizzano la stratigrafia del sito archeologico.

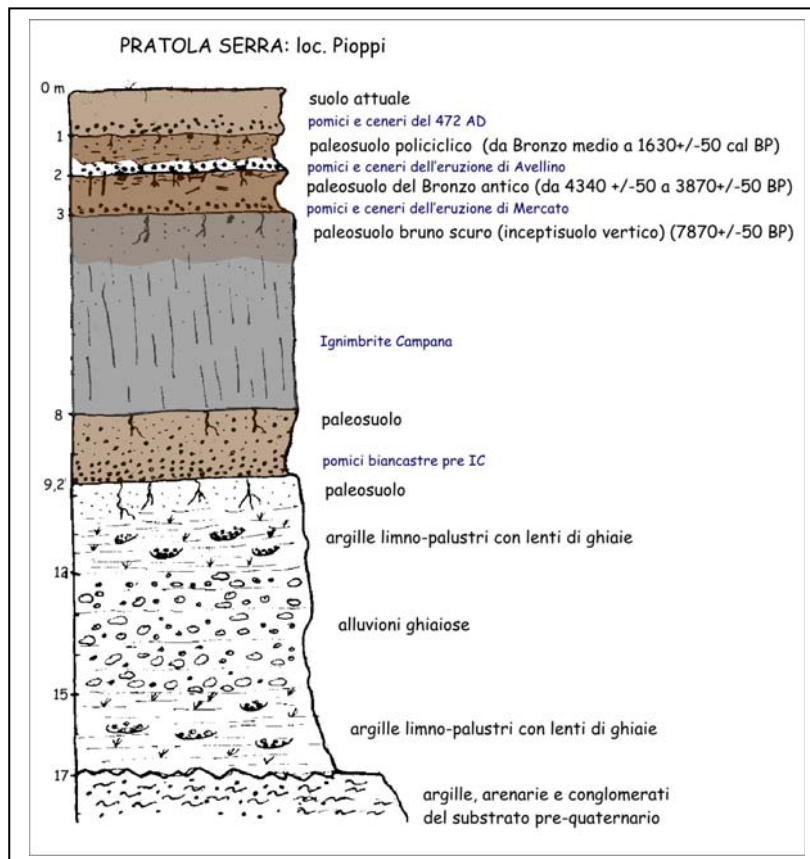


Figura 95: sezione archeotephrostratigrafica rilevata lungo la valle del Sabato e nell'area archeologica di loc. Pioppi

La stratigrafia dell'area archeologica descritta da Russo (1998) viene qui integrata con nuovi dati stratigrafici provenienti dalle ricognizioni effettuate lungo il fondovalle.

La successione tipo di **figura 95** mostra, dal basso verso l'alto:

- Sedimenti argillosi e arenaceo-conglomeratici del substrato prequaternario con una chiara superficie erosionale al top, sormontati da una spessa (circa 6m) serie alluvionale e palustre di età altopleistocenica pre IC. Questa è costituita da ghiaie grossolane che passano verso l'alto ad argille limnopalustri, in cui si incastrano ancora lenti di ghiaie grossolane organizzate a strati quasi piano-parallelamente.
- Paleosuolo bruno giallastro argilloso sabbioso di 30-40 cm di spessore, impostato sulle sabbie ed argille alluvionali e palustri.
- Livello di 50-70 cm di pomici biancastre con ϕ max di 0,5 cm in matrice vulcanoclastica cineritica grigiastra, riferibile ad un tephra non noto, precedente l'I.C.

- Questo tephra presenta un sottile (10-20 cm) paleosuolo al suo top, ben riconoscibile dalla colorazione bruno scura che ne riflette anche una discreta humificazione.
- Il paleosuolo è sigillato da una potente bancata (5m) di Tufo Grigio Campano (I.C).
- L'IC presenta al top un paleosuolo bruno scuro argilloso sabbioso, spesso circa 20-30 cm con forte componente vulcanoclastica argillificata, molto humificata e bioturbata. I resti carboniosi di questo paleosuolo sono stati datati al ^{14}C ed hanno fornito una data di 7.870 +/- 50 anni BP. Le analisi paleopedologiche descritte in Talamo (1994) classificano questo paleosuolo come Inceptisuolo con spiccate caratteristiche vertiche per il buon contributo di argille. Tali caratteristiche ne evidenziano una evoluzione dettata da frequenti e pronunciati disseccamenti, tipici di condizioni secche, forse ancora francamente glaciali.
- Le pomice giallastre e biancastre dell'Eruzione di Mercato sigillano questo paleosuolo con uno strato di 10-15 cm.
- I costituenti vulcanoclastici rimaneggiati dell'eruzione (pomice e ceneri) fanno da parent material per lo sviluppo di un paleosuolo bruno giallastro, spesso anche 50-60 cm, molto humificato fino in profondità, che reca sulla sua superficie chiare evidenze di antropizzazione di un abitato preistorico riferibile al Bronzo Antico, nonché tracce della attività agricole e di allevamento che tali comunità vi praticarono (Talamo, 1994). Le analisi paleopedologiche classificano il paleosuolo come andosuolo, in quanto dotato di ottime caratteristiche di fertilità ed di buona potenzialità agricola, evolutosi in condizioni di persistente umidità relativa. Le datazioni ^{14}C eseguite su resti ossei hanno fornito un'età di 3.870 +/-50 a BP in un campione e di 4.340 +/- 50 a BP per un altro (età non calibrate). Verso il basso tale paleosuolo restituisce anche materiali archeologici riferibili a fasi precedenti il Bronzo Antico, anche se non sono visibili chiare evidenze di superfici antropizzate. Pertanto si può parlare, per i periodi precedenti, solo di sporadiche frequentazioni e non sembra esservi nessun rapporto diretto e tantomeno alcuna continuità insediativa. La capanna del Bronzo antico ha un'unica fase di vita, che termina a causa dell'eruzione di Avellino.
- Tale superficie antropizzata è sigillata completamente dalle pomice bianche e grigie dell'eruzione di Avellino, che con spessori medi di 20-30 cm hanno permesso di conservare la paleosuperficie, obliterando il sito, che da questo momento non verrà più abitato.
- Il paleosuolo che si sviluppa sulle piroclastiti e cineriti rimaneggiate dell'eruzione di Avellino è spesso mediamente solo pochi decimetri, ha una colorazione bruno-grigiastra solo nella parte bassa, mentre nella parte superiore si presenta scarsamente humificato, con orizzonti aggradazionali (che contengono anche rimaneggiamenti di vecchi paleosuoli, abbondano i

pedorelitti), separati da fasi erosionali, fortemente alterati da processi di bioturbazione. Questo paleosuolo è il risultato di più fasi aggradative colluvionali nonché di fasi erosive che essendo molto ravvicinate nel tempo non hanno permesso lo sviluppo di superfici pedogenizzate complete. Generalmente questi suoli vengono riferiti ai suoli policiclici. Verso il basso, quasi a contatto con le pomici di Avellino, questo livello restituisce anche materiali riferibili al Protoappenninico B (Bronzo medio XV-XIV sec a.C.), documentando una ripresa della frequentazione antropica solo pochi secoli dopo l'eruzione, che non si esplica più attraverso un insediamento stabile. Nella parte superiore invece restituisce ceramiche di epoca romana. Alcuni resti organici prelevati al top di questo paleosuolo sono stati datati ^{14}C ed hanno restituito un'età di 1630+/- 50 anni BP.

- Tale paleosuolo è sigillato dalle piroclastiti dell'eruzione di Pollena (472 d.C), costituite principalmente da pomici e litici centimetrici, di colore grigio verdastro in matrice vulcanoclastica cineritica. Lo spessore dello strato si aggira intorno a circa 20 cm, a cui si sommano almeno altri 30 cm di vulcanoclastiti rimaneggiate della stessa eruzione, che gradualmente sfumano verso l'alto al suolo attuale.
- Nell'area archeologica la parte superiore della successione (spessa mediamente 70-80 cm) è estremamente caoticizzata a causa delle recenti attività antropiche ed a causa di una antropizzazione medievale che ha intaccato in più punti gli strati fino a raggiungere i livelli archeologici protostorici.

b) ATRIPALDA (VALLE DEL SABATO)

Altro sito archeologico posizionato su un terrazzo adiacente il fiume Sabato è il sito di Cava dell'Arciprete tra Mercogliano ed Atripalda, oramai distrutto dai lavori di estrazione del Tufo Grigio Campano, di una cava attiva fino a qualche decennio fa (**figura 96**). La superficie dell'I.C. in questo settore della valle del Sabato, così come in molti altri, costituisce un'ampia superficie terrazzata sospesa di circa 15-20 metri dal fondovalle attuale.

Il sito è posizionato proprio a ridosso dell'antica area di confluenza del torrente Rigatore/Rio S.Oronzo con il fiume Sabato. Gli scavi condotti dalla Soprintendenza Archeologica di Avellino hanno messo in luce alcune emergenze archeologiche di pertinenza della città romana di Abellinum (abitazioni civili ed artigianali, necropoli, fortificazioni, anfiteatro, acquedotti, ecc) nonché interessanti archeostratigrafie. Ad una lettura critica dei livelli geoarcheologici rilevati da Colucci-Pescatori (1988) si sono affiancate le osservazioni tephrostratigrafiche, condotte personalmente nelle cave della zona.

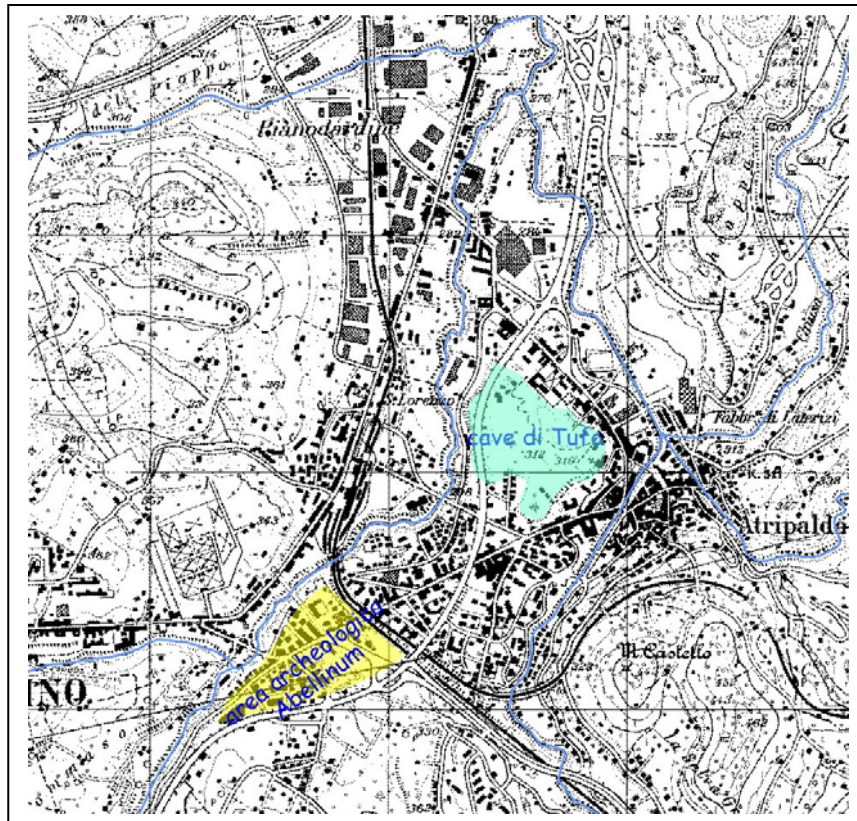


Figura 96: ubicazione delle aree di studio

Ciò ha permesso di ricostruire una successione tipo (**figura 97**) che, dal basso verso l'alto, consta di:

- Una potente bancata di Tufo Grigio Campano (IC), che costituisce la parte bassa della sezione con spessori che superano anche 10 metri di altezza.
- I depositi dell'Ignimbrite Campana sono interessati dallo sviluppo di uno spesso paleosuolo (almeno 1 metro) bruno, grigiastro-nerastro, sabbioso ed argilloso, costituito prevalentemente da materiali vulcanoclastici argillificati, molto maturo ed humificato fino in profondità, e senza contenuti detritici.
- Tale paleosuolo è sigillato dai prodotti dell'eruzione di Mercato, costituiti prevalentemente da un livello molto sottile (max 5-10 cm) di pomice giallastre e biancastre fortemente argillificate e in deposizione secondaria.
- I rimaneggiamenti vulcanoclastici fanno da parent material per lo sviluppo di uno spesso (70-80 cm) e profondo paleosuolo di colore bruno-giallastro, fortemente humificato in alto, che restituisce anche rare ceramiche da impasto.
- Il paleosuolo della prima parte dell'Olocene, riferibile ai pedomarker B dell'Appennino Centrale e meridionale di Frezzotti & Narcisi, 1996, è ricoperto da uno strato, spesso circa 20-30 cm, di alluvioni ciottolose prevalentemente carbonatiche, in matrice vulcanoclastica che passano a sabbie grossolane con stratificazione piano-parallela. Queste sono interessate da pedogenesi sommitale, che ha permesso lo sviluppo di un sottile paleosuolo bruno-giallastro appena accentuato (5-10 cm di spessore).

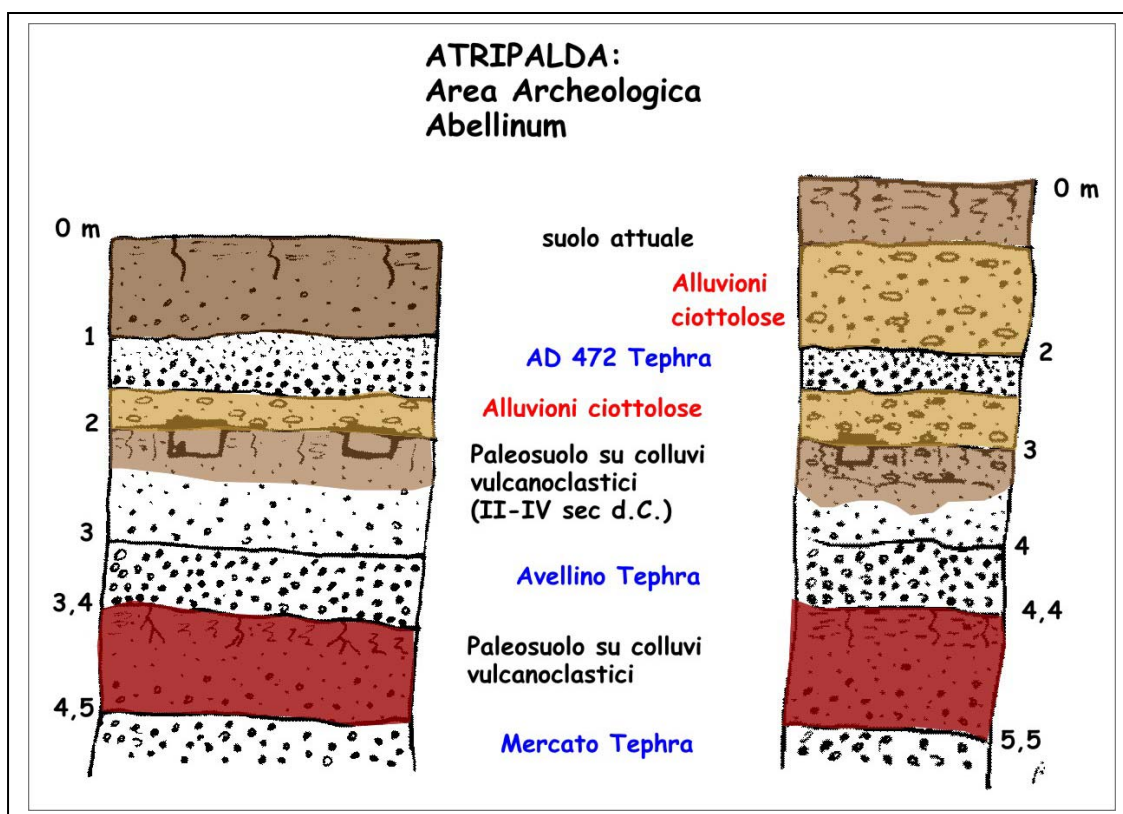


Figura 97. successioni archeotephrostratigrafiche dell'area archeologica di Abellinum

- Il paleosuolo è sigillato dai prodotti dell'eruzione di Avellino, costituiti prevalentemente da pomici bianco grigiastre, in abbondante frazione cineritica grigiasta, in chiara deposizione primaria da fall distale.
- I prodotti vulcanoclastici rimaneggiati di questa eruzione sono i costituenti principali del paleosuolo che si sviluppa a partire da questi. Il paleosuolo ha un colore bruno grigiastro, si presenta scarsamente humificato e molto alterato da bioturbazioni e da antropizzazioni successive (arature, buche, fosse, sottofondazioni, ecc). Generalmente i paleosuoli delle aree archeologiche fortemente antropizzate, sottoposti a continui rimescolamenti, aggradazioni ed rimozioni di orizzonti sono riferiti a paleosuoli policiclici. Infatti tale paleosuolo reca sulla superficie i resti delle strutture della città e delle necropoli risalenti al II-IV sec d.C.
- Queste sono interessate in più punti da livelli alluvionali di sabbie grossolane ricche di materiali archeologici dilavati e mostrano i segni di più fasi ricostruttive delle strutture. Si nota anche che molte di queste vengono abbandonate, rasate e viene risistemato anche il piano campagna, in un generale trend di ridimensionamento dell'abitato. Un altro evento alluvionale ricco di materiali archeologici del II-IV sec d.C. separa i piani antropizzati del IV sec d.C da un'altra eruzione.
- I prodotti dell'eruzione del 472 d.C. ricoprono l'area archeologica con una spessa successione vulcanoclastica (50-60 cm), costituita da tre livelli a differenze contenuto e differente organizzazione vulcanoclastica: quello basale

ricco in pomici scuro-verdastre e litici centimetrici, quello intermedio costituito da ceneri grigiastre compatte ed uno superiore costituito da vulcanoclastiti rimaneggiate a differenti granulometria, che mostrano una modesta stratificazione piano parallela. La probabile origine alluvionale di tale livello è testimoniata anche dalla presenza di lenti e sacche centimetriche di materiali più grossolani e detritici.

- Tali livelli alluvionali sfumano verso l'alto ad un paleosuolo fortemente sconvolto dalle recenti azioni antropiche, e che a tratti costituisce ancora il suolo attuale.

FINESTRA 1

Altri siti dell'alta valle del Sabato

Serino

A Serino nell'alta valle del Sabato, in loc Ribottoli la situazione geomorfologica è molto più complessa ed articolata in quanto gli episodi tettonici, deposizionali, erosionali pleistocenici hanno dato luogo ad un paesaggio dominato da spianate erosionali o deposizionali alternati a ripidi versanti di faglia o di erosione lineare (Brancaccio, 1971). Anche in questa zona le testimonianze archeologiche abbondano e sono tra le più antiche dell'intera regione (Accorsi et al, 1979).

Sul versante settentrionale del rilievo calcareo, le raccolte di superficie hanno portato al ritrovamento di numerosi manufatti ascrivibili al Bronzo Antico (Albore Livadie, 1994). Tali manufatti sono inglobati anche all'interno della spessa coltre detritico-vulcanoclastica che ricopre con spessori variabili il versante. In particolare Russo (1994) evidenzia che in molti punti del versante, una superficie erosionale incide profondamente, una successione sedimentaria costituita alla base da un paleosuolo pleistocenico di colore rossastro che ricopre il rilievo calcareo. Al paleosuolo segue uno strato di pomici bianche riferibili all'eruzione di Mercato, a sua volta coperto da un paleosuolo spesso, di colore nerastro contenenti a luoghi reperti protostorici, forse resti di un insediamento

stagionale ubicato a mezza costa sul rilievo. La superficie di erosione probabilmente torrentizia è colmata definitivamente dal livello pomiceo di Pollena (ed infine da una spessa coltre di colluvioni vulcanoclastiche su cui è impostato l'attuale manto vegetale fortemente degradato). Una tale successione documenta una forte fase di erosione che arriva fino al paleosuolo sotto Mercato, che certamente ha asportato anche i prodotti di Avellino (frequentemente riconosciuti in zona), collocando questa fase erosionale tra il Bronzo Medio (post Avellino) ed il 472 d.C.

Montoro Inferiore: Alta Valle della Solofrana, in località Figlioli,

Sul versante SW dei monti Picentini, si è riscontrata una situazione del tutto analoga a quella di Serino, eccetto che per la natura del substrato. In loc. Figlioli il substrato è rappresentato da depositi vulcanoclastici e grossolani carbonatici di un conoide altopleistocenico, inattivo e fortemente reincidento. Qui il paleosuolo sotto Mercato è spesso circa 2 m, ed è marcato alla sua sommità da un livello carbonioso nerastro forse risultato della combustione di un sito forestato. Anche qui l'erosione ha smantellato lo strato di pomici di Avellino ed è a sua volta fossilizzata dal livello pomiceo dell'Eruzione di Pollena.

FINESTRA 2

gli insediamenti del bronzo antico nella valle del Sabato

I ritrovamenti archeologici del Bronzo Antico (Facies di Palma Campania) lungo la valle del Sabato, mostrano una occupazione del territorio abbastanza densa, con una posizione degli insediamenti che sembra rispondere a precise esigenze territoriali, e che si manifesta in un uso complementare e diversificato delle risorse disponibili (suoli, acqua, cibo, ecc).

Talamo (1996) evidenzia che

- I siti posti su bassi terrazzi prossimi ai fondovalle sono in funzione per l'interesse del fiume e più in generale per l'accesso ai percorsi naturali.
- Il controllo del territorio circostante, semplicemente visivo, delle zone destinate all'agricoltura e/o all'allevamento sembra essere l'interesse principale. Mancano completamente la preoccupazione per la difesa dell'abitato indice di scarsa conflittualità e di una organizzazione sociale complessa ed unitaria almeno a scala di bacino.
- Siti vicino alle venute sorgentizie
- Scarsa occupazione dei terrazzi alluvionali del fondovalle, in relazione ad una diversa organizzazione del reticolo idrografico.

C) FISCIANO (SA)

I lavori per la costruzione delle nuove strutture dell'Università di Salerno, localizzati nel Comune di Fisciano, iniziati alcuni anni fa ed ancora in corso di realizzazione, hanno permesso allo scrivente di recuperare numerosi dati archeotephrostratigrafici, dalle numerose successioni affioranti ai margini dell'area dei lavori. Tali lavori, inoltre in alcuni punti hanno intercettato delle emergenze archeologiche di pertinenza di ville rustiche romane.

Gli scavi archeologici, tutt'ora in corso, sotto la direzione del prof. Cerchiai del Dipartimento di Beni Culturali dell'Università di Salerno, hanno consentito di evidenziare alcuni aspetti legati al paesaggio e alla topografia antica.

L'area universitaria di Fisciano è posta a mezza costa della collina omonima (intorno alla quota di 275 m slm), costituita da ampie superfici terrazzate digradanti verso la valle con una pendenza max di 10-15° (*figura 98*).

È caratterizzata, inoltre, da una serie di sfiori sorgentizi da cui partono alcuni profondi e ripidi valloni, oggi a carattere stagionale, caratterizzati a loro volta da salti di quota ed ampie superfici terrazzate ortogonali alle linee di massima pendenza. Tale morfologia deriva principalmente dalle articolazioni del substrato che è costituito, da imponenti serie detritiche ghiaiose carbonatiche clasto-sostenute, organizzate a strati piano paralleli a differente granulometria e con repentine convoluzioni lateroverticali.

I ciottoli sono generalmente subarrotondati, denotando una genesi tipica di conoidi alluvionali, attive fino alle ultime fasi glaciali del tardo pleistocene. L'evoluzione olocenica di tale sistema geomorfico è stata completamente differente da quella

francamente altopleistocenica glaciale: mentre quest'ultima ha visto una continua aggradazione latero-verticale dei depositi della conoide, nel corso dell'Olocene si registrano invece fasi di incisioni e di terrazzamento, influenzate principalmente dalle aggradazioni vulcanoclastiche e dalle variazioni dei parametri climatici e vegetazionali, nonché dalle attività di terrazzamento antropico verificatesi almeno negli ultimi due millenni.

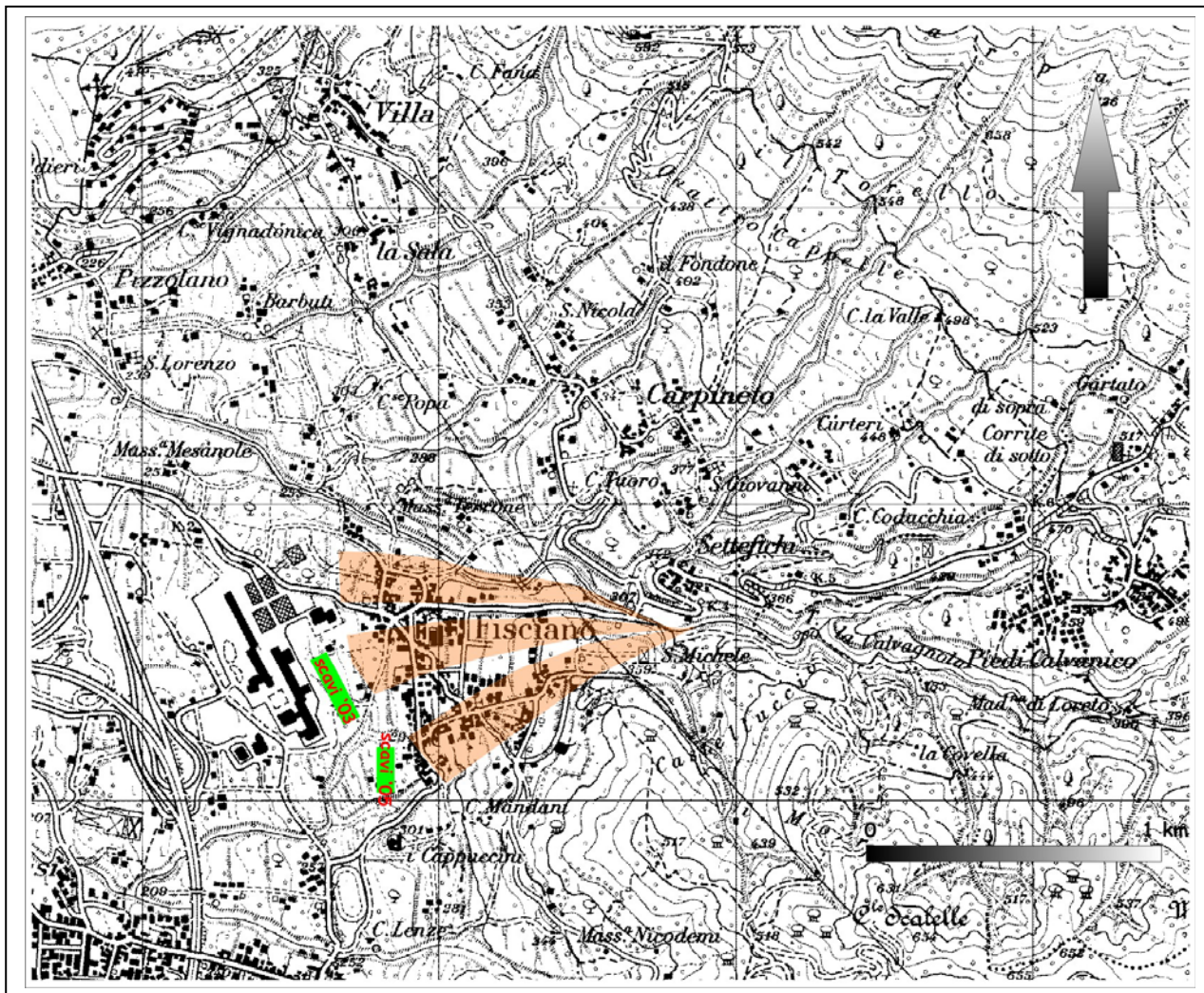


Figura 98: ubicazione dell'area di scavo e la conoide altopleistocenica di Fisciandole-Calvanico

Lo schema dei rapporti stratigrafici (**figura 99**) ricostruito nell'area dei lavori mostra dal basso verso l'alto:

- Il substrato, costituito da depositi clasto-sostenuti, ciottolosi-gliaiosi, organizzati a strati piano paralleli a differente granulometria, in chiara facies da conoide alluvionale, presenta una topografia molto articolata, con continui cambiamenti di quota, mostrando una chiara superficie di erosione, marcata da repentini approfondimenti a V in molti settori, e da una serie di incisioni più ampie in larghezza che in altezza.
- Verso valle i depositi della conoide risultano stabilizzati da un paleosuolo bruno scuro argilloso-limoso, molto maturo, costituito prevalentemente da vulcanoclastiti rimaneggiate completamente argillificate. In alto sono presenti

bioturbazioni e abbondanti sostanze humifere. In alcuni punti, verso il basso, sono conservate sacche di una piroclastite giallastra cineritica, molto addensata, quasi di aspetto tufaceo con sparse pomice giallastre argillificate di difficile interpretazione tephrostratigrafica (Agnano Pomice Principali?, 10.300 anni fa). Lo sviluppo del paleosuolo e l'età del tephra marcano la variazione dei sistemi geomorfici LGM/Olocene con la reincisione dei depositi ciottolosi e la formazione dei terrazzi (da notare che tale situazione è registrata anche da Zanchetta et al (2004) per la Valle del Clanio, e in questa tesi in numerose località).

- Le piroclastiti dell'eruzione di Mercato (ben visibili in tutta l'area di scavo) sono costituite da un livello, di circa 15-25 cm, di pomice biancastre, molto alterate ed argillificate, in una matrice cineritica bruno-giallastra, con gli elementi vulcanici fortemente condizionati da bioturbazioni successive. Tale evento aggradativo vulcanoclastico non modifica affatto il trend morfodinamico in atto, ed il paesaggio risulta ancora caratterizzato da superfici terrazzate vegetate, e caratterizzate dallo sviluppo di coperture pedogenetiche molto spesse.
- Il paleosuolo infatti, si presenta bruno scuro, molto humificato fino in profondità, e presenta un grado di alterazione molto spinto degli elementi vulcanoclastici che lo costituiscono, che gli danno una colorazione giallo-arancio con screziature brunastre. Solo in alcuni punti contiene sacche di depositi ghiaiosi grossolani derivanti dal disfacimento di piccoli affioramenti ciottolosi residui e da piccole scariche di lenti ciottolose alluvionali. Tale trend morfodinamico sembra durare almeno fino all'epoca storica (III sec a.C.): non si riconoscono particolari fenomeni erosivi né particolari momenti aggradativi, sembra che vi sia un lungo riposo morfogenetico durato tantissimo tempo. L'unica variazione che si legge è una graduale diminuzione della pendenza del rilievo ed un aumento in ampiezza delle superfici terrazzate, aiutate anche dalle prime opere di contenimento, che si attestano in questa zona proprio intorno al III sec. a.C.

Su due di questi terrazzi sono state ritrovate importanti emergenze archeologiche che vanno da un periodo compreso tra la prima età romana (III sec a.C.) ed il tardo antico (V sec d.C.).

Nel primo settore (*figura 99a*) posizionato su una piccola superficie terrazzata alla quota di 275 m slm, una villa rustica romana del I-II sec d.C., delimitata da alcuni terrazzamenti antropici in pietre vive e da alcune canalizzazioni, poggia le sue sottofondazioni su un deposito argilloso sabbioso di colore giallastro (simile a quello precedentemente descritto che si sviluppa dopo l'eruzione di Mercato).

Questo livello è sormontato da un deposito argilloso-sabbioso di colore bruno scuro, contenente numerosi clasti calcarei arrotondati e reperti ceramici non più antichi del III sec a.C. Non si nota nessuna particolare organizzazione degli elementi sia grossolani che fini: questi sono generalmente disposti caoticamente.

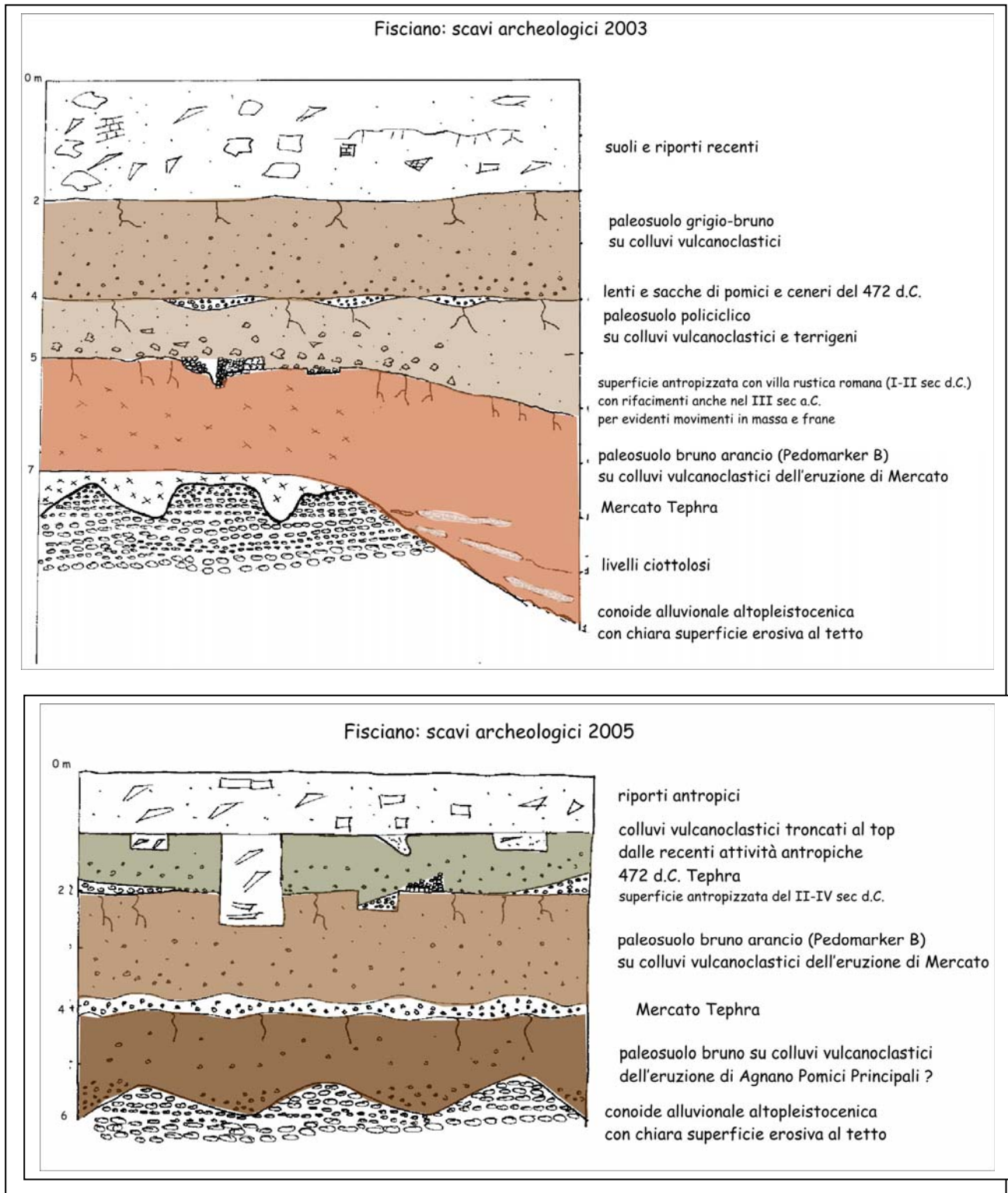


Figura 99: schemi dei rapporti stratigrafici degli scavi archeologici di Fisciano (a-2003 e b-2005)

Sembra che materiali derivanti da erosioni delle coperture pedologiche a monte (attraverso trasporto in massa, debris flow e/o colate) abbiano interessato il terrazzo e che le azioni antropiche di aratura e terrazzamento ne abbiano caoticizzato l'organizzazione.

Anche durante la vita della villa rustica si notano grandi risistemazioni, con ripetute strutture di contenimento delle terre, che a partire dal III sec d.C. sono interessate dapprima da deformazioni e crolli (abbandono della villa) e successivamente da una continua aggradazione del p.c. ad opera di materiali argilloso-sabbiosi ed archeologicamente sostenuti.

Tale aggradazione continua anche dopo la deposizione del tephra del 472 d.C., affiorante in alcune sacche residue con prodotti pomicei grigi, litici e scoriacei, con la deposizione di almeno 1,5-2 metri di colluvi vulcanoclastici in scarsa matrice sabbiosa ed argillosa cineritica della stessa eruzione. Tale imponente serie vulcanoclastica è interessata da pedogenesi solo al suo top, dove risulta essere sigillata da almeno 3-4 metri di riporti antropici moderni, legati al livellamento del piano campagna operato negli anni ottanta per la costruzione dei plessi universitari.

Il secondo scavo archeologico è posizionato su un'altra superficie terrazzata posta a circa 250 m slm, situata a più a S e più a valle della precedente, che è tagliata ortogonalmente da due valloni, e delimitata, verso monte, da un ripiano morfologico situato intorno alla quota di 265 m slm, e, verso valle, da una ripida scarpata (7-8 metri di altezza).

Anche qui gli scavi archeologici stanno evidenziando gli ambienti pertinenti ad una villa rustica romana-tardoantica (II-IV d.C.) (*figura 99b*). Questi poggiano sul paleosuolo bruno scuro giallastro dell'eruzione di Mercato. Questa superficie a differenza della precedente non presenta grossi problemi legati a movimenti in massa di materiali, ma si assiste allo sviluppo di un suolo policiclico (dove prevale l'aggradazione argillosa limosa a scapito della pedogenesi) tipico di un'area antropizzata.

L'unico fattore che determina un cambiamento momentaneo delle morfodinamiche è l'arrivo delle piroclastiti di Pollena. Questa impatta su una superficie antropizzata abbandonata e solo sporadicamente frequentata, dove sono evidenti i crolli delle strutture abitative ed agricole, l'abbandono dei canali irrigui, mentre sembrano ancora funzionare alcuni pozzi e cisterne. L'eruzione mantella la superficie abbandonata con almeno 10-20 cm in media di piroclastiti costituite da pomici, litici e frammenti vulcanici. Risulta evidente immediatamente a contatto con le piroclastiti primarie un livello di 10-20 cm di materiali piroclastici rimaneggiati attraverso trasporti in massa che mantella tutte le emergenze archeologiche e che sfuma verso l'alto in un suolo bruno grigiastro contenente numerosi reperti archeologici di età romana e tardo-antica.

I dati provenienti da questo settore sono alquanto preliminari in quanto gli scavi sono ancora in corso, anche se da quanto precedentemente descritto, questa superficie terrazzata individuata già al tempo dell'eruzione di Mercato non ha subito grandi variazioni morfodinamiche oloceniche, se si esclude quella dell'aggradazione piroclastica.

d) S. LORENZELLO (TORRENTE TITERNO)

Il Titerno nasce dalle pendici meridionali del Matese, dopo un lungo tratto a forra, impostato sui principali sistemi di faglie che intersecano il Matese, sfocia in una ampia piana alluvionale all'altezza di San Lorenzello, per poi, attraverso la stretta di Faicchio, immettersi in un'ampia zona di confluenza con il Fiume Volturno. Lungo il suo tratto mediano, compreso tra i comuni di San Lorenzello e Faicchio il torrente Titerno amplia il suo corso in una larga valle alluvionale scavata nella potente bancata di IC² sulla sx orografica del torrente, e nella potente serie detritica ed alluvionale presente alla base del versante meridionale del M. Monaco di Gioia, sulla dx (*figura 100*).

Il fondovalle si presenta generalmente piatto: oggi l'acqua scorre solo in una serie di alvei intrecciati, separate da barre mobili, che si raccordano in più punti e che hanno un corso estremamente variabile a seconda delle stagioni e delle piogge. Questi conformano una ampia piana alluvionabile a canali intrecciati a carattere stagionale che solo in occasione di precipitazioni eccezionali modificano la loro geometria.

Le migrazioni del torrente all'interno della valle hanno alimentato a più riprese l'erosione dei fianchi della valle, mettendo in luce sulla sx orografica del torrente una parete verticale di IC, spessa mediamente 15 m, che verso l'alto delimita un ampio terrazzo che risulta disseccato in più punti ad opera di incisioni fluviali minori. Sulla dx il fiume mette a nudo una potente serie detritica-colluvionale, spessa mediamente 15-20 m, costituita prevalentemente da una alternanza di brecce di versante s.s., di brecce in matrice vulcanoclastica e terrigena, di livelli alluvionali, di paleosuoli e di livelli vulcanici.

I versanti carbonatici del Monte Monaco di Gioia mostrano una evoluzione tipica secondo i modelli di *slope replacement* o *cliff recession* di Lehmann (1933) e sono solcati da profonde incisioni lineari ad alto profilo longitudinale che si raccordano al fondovalle mediante ampie coperture detritiche colluvionali con la caratteristica forma a ventaglio lungo il fondovalle.

Anche qui le conoidi detritiche mostrano più generazioni sovrapposte (conoidi polifasiche), secondo i modelli descritti anche per le altre aree. Il riconoscimento dei tephra dell'IC e del TGN³, verso la base delle successioni, ha permesso di distinguere una fase collocata post IC e pre TGN (in relazione con le fasi più fredde dell'Ultimo Massimo Glaciale) da una seconda francamente olocenica caratterizzata dalla minore quantità di detriti a scapito di una matrice terrigena e vulcanoclastica. Queste ultime mostrano apici più in basso e pendenze minori verso il fondovalle. Purtroppo la scarsità di vincoli cronologici chiari non ha permesso un buona scansione temporale degli eventi olocenici.

² La messa in posto dell'IC ha colmato la valle preesistente ed è stata poi reincisa dall'attuale corso del Titerno. Sono visibili pareti verticali di tufo grigio compatto di colore grigio cenere, senza stratificazioni evidenti e con una fratturazione prismatico-colonnare.

³ Risulta evidente una fase erosiva tra le due eruzioni. Il tephra del TGN ha seppellito molte volte alluvioni ciottolose inglobanti anche scarsi clasti di tufo grigio.

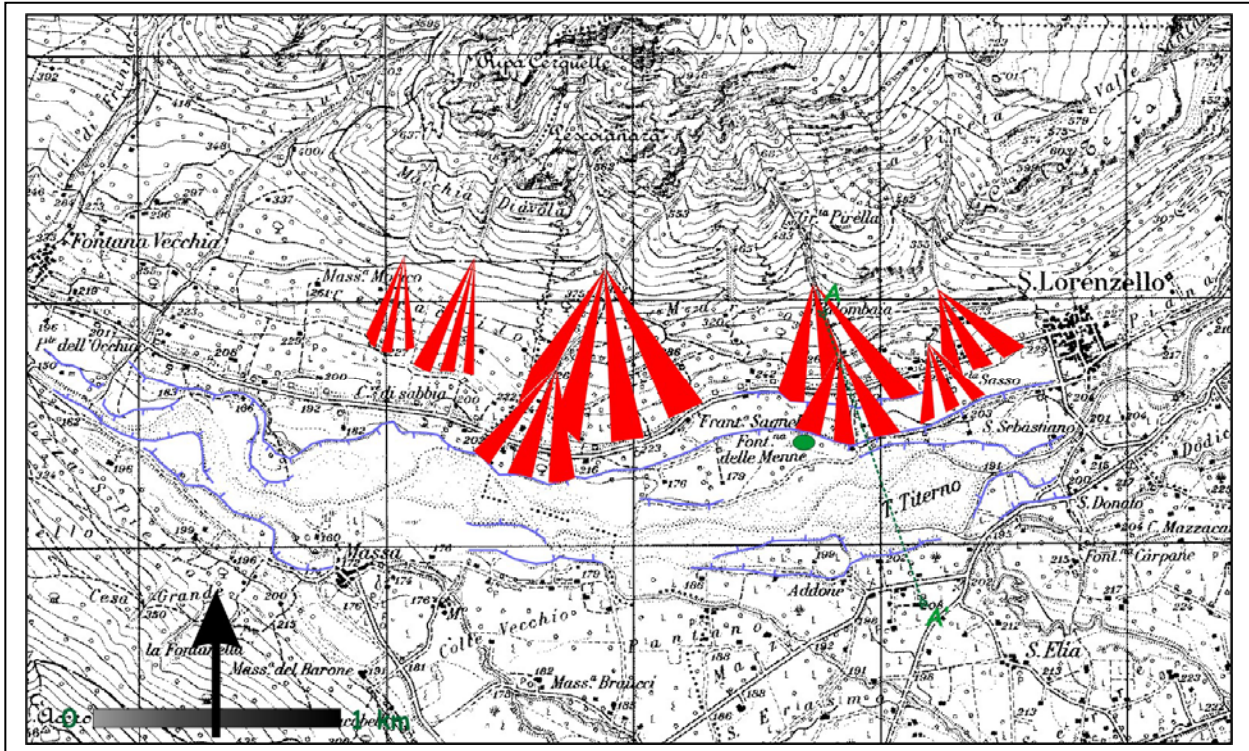


Figura 100: carta geomorfologica schematica della valle del Tiverno

La successione archeostratigrafica tipo ricostruita (*figura 101*), è stata rilevata ed analizzata in località Fontana delle Menne ad una quota di circa 200 m slm, e consta di spessa serie detritica posta in coincidenza dell'incisione lineare sul versante di Grotta Pirella, situata a circa 500 m slm.

Essa consta, dal basso verso l'alto, di:

- Alluvioni ciottolose costituite generalmente da clasti poligenici (principalmente carbonatici) subarrotondati, che raggiungono dimensioni anche di diversi decimetri. Presentano frequentemente delle intercalazioni di materiali prettamente vulcanoclastici sabbiosi grossolani giallastri, riferibili al Tufo Giallo Napoletano (TGN).
- Nella parte di fondovalle, i rimaneggiamenti vulcanoclastici del TGN sono sormontati da uno spesso (1 m) paleosuolo bruno giallastro, fortemente arrossato ed argillificato, privo di componente detritica che riflette uno scarso o nullo contributo dai versanti e dal torrente, quindi un regime biostatico che ha permesso lo sviluppo di un'ampia vegetazione arborea e di un suolo così maturo. Ciò ha determinato l'incisione e l'approfondimento della valle con la formazione di un ampio e più basso terrazzo (rispetto a quello ignimbrico), che ancora oggi caratterizza a tratti il fondovalle del Tiverno.
- Tale paleosuolo caratterizza anche i versanti della valle del Tiverno, sia nelle aree vallive dove è un pedomarker di riferimento, che di alta montagna dove costituisce ancora il suolo attuale (paleosuolo relitto), e può essere riferito al Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi (1996), tipico del Matese e dell'Italia centrale (paleosuolo del postglaciale-Optimum Climatico Neolitico).

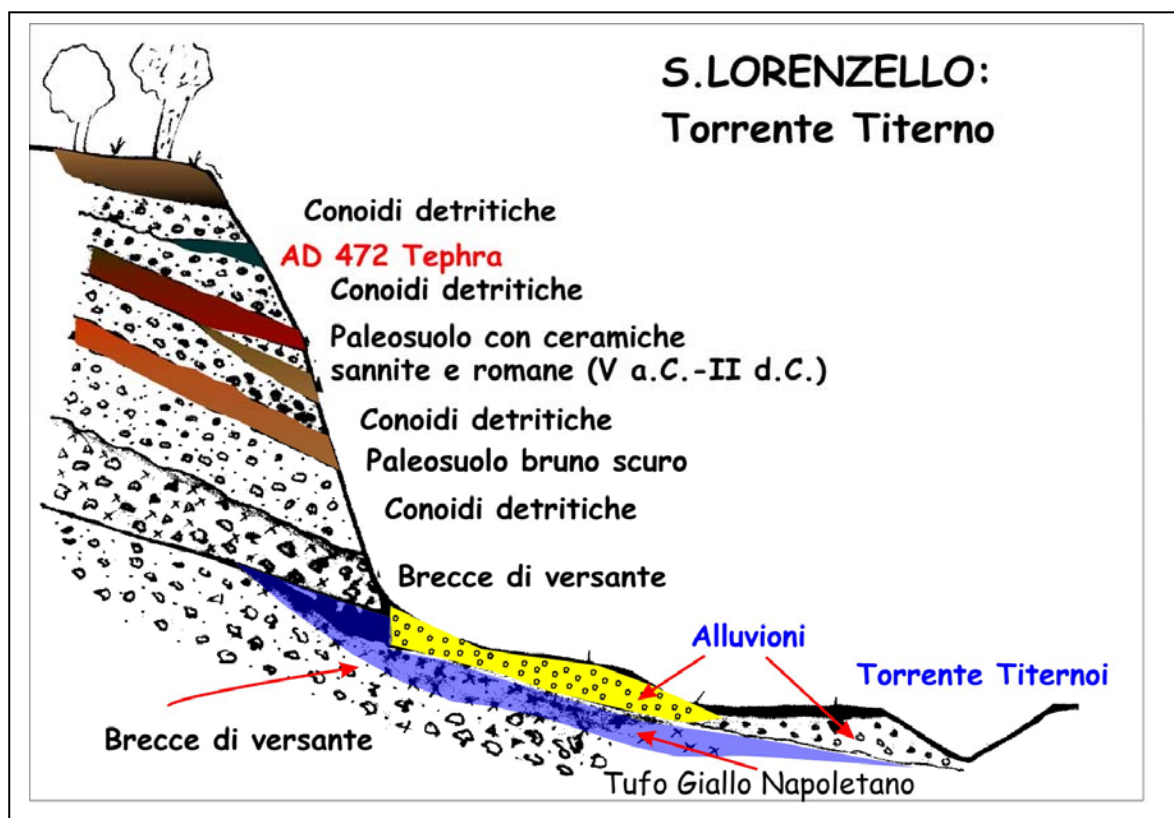


Figura 101: schema dei rapporti stratigrafici tra i depositi di versante del monte Monaco di Gioia e i depositi alluvionali del fondovalle del Titerno

- Dopo questo periodo di parziale riposo morfogenetico si assiste ad una forte ripresa dei contributi detritici dai versanti. Una potente serie (circa 2 m) di depositi detritici carbonatici di dimensioni max di 5-10 cm, sub-angolosi in matrice vulcanoclastica argillificata, dove si riconoscono ancora tracce dell'IC, del TGN e di pedorelitti, ricopre il paleosuolo. Tale livello testimonia una significativa variazione morfodinamica con una riattivazione della conoide detritica di Grotta Pirella. La presenza di pedorelitti testimonia il coinvolgimento nel trasporto anche di orizzonti pedogenetici, sviluppatasi più a monte, non più trattenuti da una abbondante vegetazione. Verso l'alto si nota una diminuzione della matrice vulcanoclastica a scapito di una matrice argilloso-sabbiosa di colore bruno ed una diminuzione della taglia e del contenuto dei detriti.
- Quest'ultimo livello sfuma in un paleosuolo bruno scuro argilloso-sabbioso, spesso mediamente 50-70 cm, molto humificato fino in profondità con scarsi detriti carbonatici centimetrici angolosi. Sono presenti inoltre evidenti processi bioturbativi al top (ancora visibili filamenti di radici solo parzialmente decomposte, alcune sono calcificate) testimoniando un ritorno a condizioni simili a quelle che hanno preceduto le fasi di riattivazione della conoide.
- Il paleosuolo è ricoperto da uno spesso strato, mediamente da 1 a 2 metri, di detriti carbonatici grossolani (5-10 cm) sub-angolosi in matrice argillosa e

sabbiosa con scarso contenuto vulcanoclastico. Verso l'alto sono riconoscibili più lenti di paleosuoli bruno giallastri che si interdigitano con i detriti, che a loro volta sono sormontati da un nuovo paleosuolo.

- Questo paleosuolo, spesso circa 50-70 cm, di colore bruno chiaro, argilloso-sabbioso, molto umificato al top, presenta sulla sua superficie evidenti tracce di bioturbazioni ad opera di radici e di antropizzazioni (buche per alberi - impianti o espianti), oltre che restituire abbondanti frammenti ceramici riferibili ad un lungo intervallo temporale, che va dall'epoca sannitica (IV-III sec a.C) fino all'epoca romana (II-IV d.C).
- Questo paleosuolo è sigillato da una potente serie detritica (2-3 m) costituita prevalentemente da clasti carbonatici sub-angolosi centimetrici e decimetrici in abbondante matrice argillosa e sabbiosa di colore bruno chiaro che nella parte alta diventa vulcanoclastica di colore bruno-grigiastro. All'interno sono riconoscibili lenti e sacche (di spessore che non superano i 4-5 cm) di materiali vulcanoclastici costituiti da cineriti grossolane grigio-scuro e rare pomice scure, riferibili per la loro collocazione stratigrafica al solo tephra di Pollena, del 472 d.C. Verso l'alto della serie detritica si nota una diminuzione dei costituenti grossolani a scapito della matrice argillosa e sabbiosa.
- Questa potente successione stratigrafica è chiusa dal suolo attuale, il quale ricopre solo a tratti (dove le condizioni fisiografiche hanno permesso lo sviluppo della vegetazione) il versante, e dagli spessi riporti antropici della massicciata stradale del fondovalle del Titerno, che da San Lorenzello conduce a Faicchio.

e) *FOGLIANISE (VALLE DEL CALORE)*

Lungo la media valle del Calore, a NW di Benevento, il Fiume riceve le acque del Torrente Jenga, il cui bacino di alimentazione drena una parte del versante orientale del Massiccio del Taburno Camposauro (*figura 102*). La piccola piana alluvionale che si è generata in prossimità della confluenza tra questi due sistemi fluviali mette in mostra una serie di ordini di terrazzi fluviali, posti anche a più di 20 m, sopra l'attuale livello di base locale, appena riconoscibili in quanto mascherati dalle arature moderne, e sui quali recentemente è stata realizzata una strada di fondovalle (la fondovalle Vitulanese).

L'importanza di questi terrazzi, in particolar modo di quelli più bassi, per le comunità preistoriche neolitiche, eneolitiche ed in parte per il Bronzo, è ben documentata in questa area da importanti ritrovamenti archeologici, già dalla prima metà del secolo scorso (la Palmenta/Mass. Di Gioia di Buchner, 1950 e di Albore Livadie, 1987). Recentemente i lavori per la realizzazione della strada hanno permesso di recuperare altri dati sul popolamento antico (Langella, 1997) e sull'evoluzione recente di quest'area (Cinque, 2000; com. pers.).

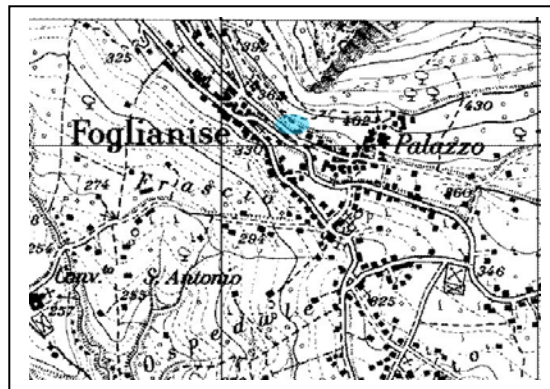
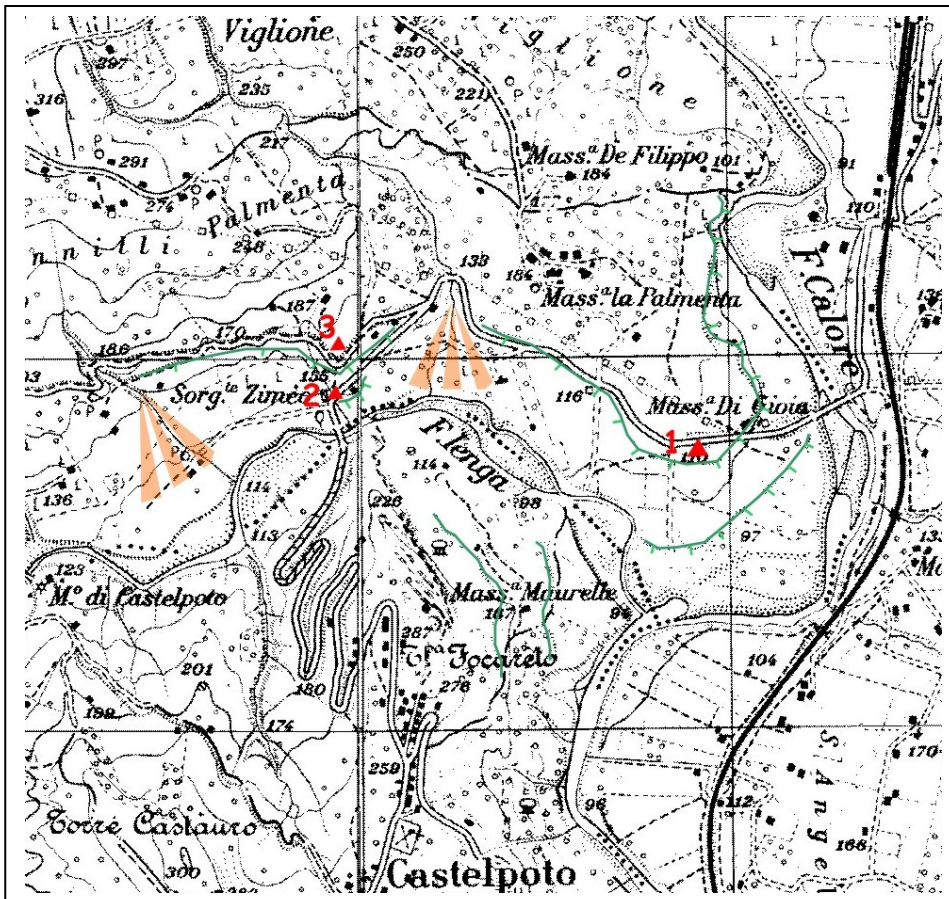


Figura 102: A) carta geoarcheologica dell'area di confluenza tra il torrente Jenga e il fiume Calore in scala 1:25.000: in evidenza i terrazzi alluvionali del fondovalle e l'ubicazione dei siti archeologici (1: Masseria di Gioia -Neolitico medio/finale-; 2: S. Maria Peccerella -Eneolitico Laterza-; 3: La Palmenta -Bronzo Antico-. B) Ubicazione degli affioramenti alla base del versante carbonatico di S. Michele di Foglianise

Le comunità preistoriche si insediano a partire dal Neolitico medio/finale occupando le superfici terrazzate sottese a monte degli orli di terrazzi formati per l'incassamento degli alvei avvenuto dopo le ultime fasi glaciali/inizio Olocene, e in quest'area vi rimangono almeno fino all'età del Bronzo, mutando spesso la posizione dell'insediamento. Tale frequentazione così duratura nel tempo sembra delinearci attraverso un continuo arretramento dei siti in posizioni più elevate e su più antichi terrazzi (generalmente nelle altre valli appenniniche si registra la situazione opposta),

in relazioni alle migrazioni del sistema di confluenza Jenga/Calore. Infatti si registra che le attestazioni più antiche (Mass. Di Gioia/La Palmenta Neolitico medio finale) tendono a localizzarsi nella parte più prossima all'attuale corso del Calore, quelle eneolitiche tendono a risalire lungo il corso del torrente Jenga (fondovalle vitulanese), ed infine quelle del Bronzo arretrano ancora in posizione più elevata, a ridosso delle creste arenaceo/conglomeratiche di Foglianise e di Castelpoto (lombi di paleosuperfici e/o alluvioni terrazzate) (*figura 102a*).

Altra considerazione viene dal fatto che i prodotti dell'eruzione di Avellino (pomici biancastre e grigiastre in matrice cineritica grigiastra), sono conservati solo sulle superfici terrazzate occupate nell'età del Bronzo e risultano completamente assenti a valle di queste. Tale evidenza potrebbe riflettere una ripresa delle fasi di approfondimento del reticolo fluviale con l'individuazione di un ulteriore ordine di terrazzo all'interno della valle del Calore, realizzando in questo modo una notevole riduzione della piana alluvionale, in tempi storici.

Al di sopra di tale ultimo ordine di terrazzo sono stati individuati alcuni nuclei artigianali di età romana connessi alla grande arteria di comunicazione Telesia-Beneventum. L'età della formazione di questo terrazzo è quindi compresa in un momento successivo l'eruzione di Avellino ed un momento prima dell'epoca romana, verosimilmente in fase con gli importanti cambiamenti dei parametri ambientali (climatici, vegetazionali antropici) registrati in questo intervallo di tempo in numerose aree della Campania e del bacino del Mediterraneo.

Altre evidenze stratigrafiche di queste variazioni, purtroppo con scarsi vincoli archeo-tephro-cronologici, sono ben visibili lungo la strada pedemontana che dal fondovalle vitulanese conduce all'abitato odierno di Foglianise. Questa strada interseca il versante carbonatico di Monte San Michele (834 m slm) intorno ad una quota di 350 m slm, mettendo in mostra una esigua successione detritico colluvionale (*figura 102b*), costituita essenzialmente, dal basso verso l'alto, da:

- detriti di versante anche grossolani (decimetrici), con abbondante componente vulcanoclastica giallastra, appoggiati al substrato carbonatico, con una chiara discordanza. Questi sono sormontati, quasi ovunque, da una spessa (30-40 cm) coltre di cineriti vulcaniche giallastre (TGN?) rimaneggiate, alterate e fortemente humificate, a formare verso l'alto un paleosuolo bruno con scarsi contenuti detritici carbonatici.

Questo paleosuolo reca sulla superficie un orizzonte carbonatico di 10-15 cm, fortemente indurito e cementato, ed in alcuni punti rotto dalle radici che vi si infiltrano dal suolo (*figura 103*). Questo orizzonte mostra chiare evidenze (laminazioni superficiali, tessiture ondulate, rizoliti, filamenti calcificati, ecc) di un orizzonte platy della classificazione pedogenetica dei calcrete di Esteban & Klappa, 1983. Tale orizzonte è ricoperto dal suolo attuale, che a differenza di quelli sottostanti mostra meno costituenti vulcanoclastici e più detriti carbonatici, anche di dimensioni decimetrici, a stento trattenuti dalla modesta vegetazione arborea.

Gli scarsi vincoli cronologici non permettono di dettagliare gli eventi evolutivi chiaramente olocenici, ma in altre aree della Campania (in questa tesi) gli orizzonti calccretici sembrano essere inquadrati nella parte centrale dell'Olocene e si sarebbero individuate a seguito di brevi crisi aride centrate nell'Eneolitico (Gaudio) e nel Bronzo Antico (Facies Palma Campania).



Figura 103: foto della successione stratigrafica e particolare dell'orizzonte calccretico

f) CALVI (TORRENTE MELE)

I lavori per l'ampliamento e risistemazione idrogeologica della strada del fondovalle del Torrente Mele, un tributario del Fiume Calore, situati nei territori comunali di Calvi, in provincia di Benevento, hanno permesso di osservare ed analizzare una successione stratigrafica, che evidenzia alcune variazioni del sistema geomorfico versante/fiume.

Oggi il torrente scava il suo corso per circa 5-10 m, all'interno di un potente riempimento alluvionale, formando una stretta e profonda valle, interessata, nei suoi fianchi, da evidenti movimenti franosi sia lenti (creep, scorrimenti) che rapidi (colate di fango) delle coperture argillose superficiali del substrato argilloso/sabbioso miopliocenico dell'Unità di Ariano (**figura 104**). Il torrente ha un carattere francamente intermittente, con regime torrentizio solo in coincidenza delle stagioni invernali e di eventi meteorologici più intensi. Inoltre, presenta un corso essenzialmente rettilineo, anche se a piccola scala sono presenti articolate sinuosità.

Poco più a valle (100 m) il torrente Mele riceve le acque di un corso d'acqua effimero, il torrente Varco, delimitando una zona di confluenza, sottesa, verso monte, da una superficie terrazzata. Le successioni sono venute alla luce grazie ai lunghi (almeno 2

km) sbancamenti eseguiti per effettuare le opere di sostegno delle terre sulla sx orografica del torrente Mele, proprio in coincidenza di questo terrazzo e lungo la parte bassa del versante di una paleosuperficie sommitale (Toppola a Vento, quota di circa 350 m) in cui si incastra il terrazzo (quota 267 m slm) (**figura 104**).

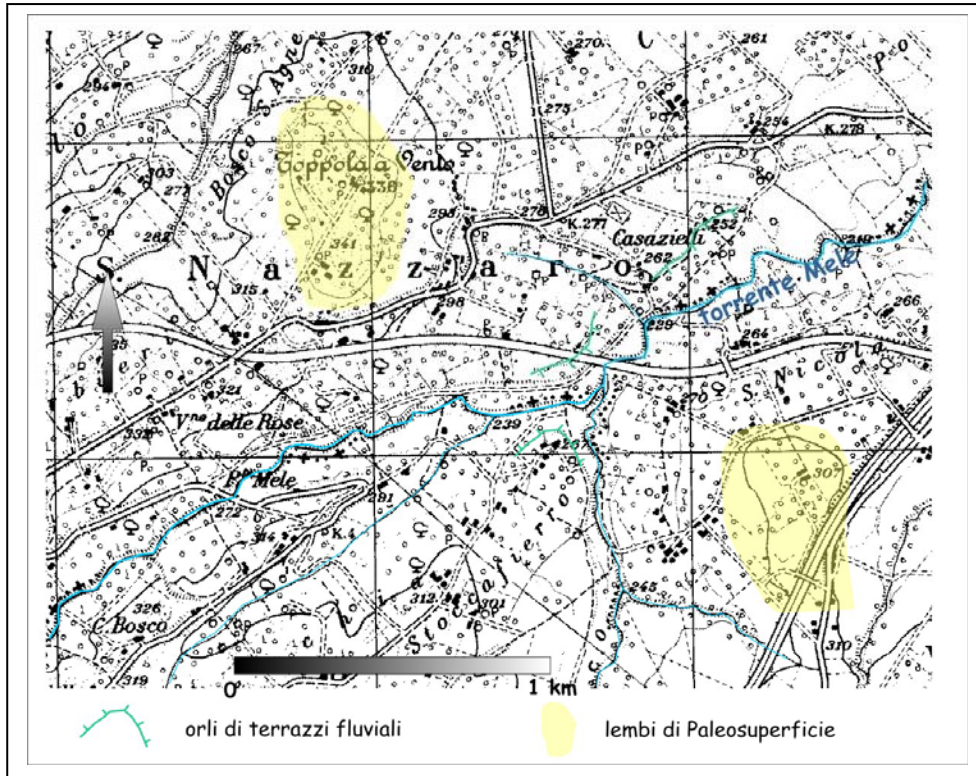


Figura 104: schema geomorfologico del torrente Mele

Le successioni, mostrate in **figura 105**, mettono in mostra, dal basso verso l'alto:

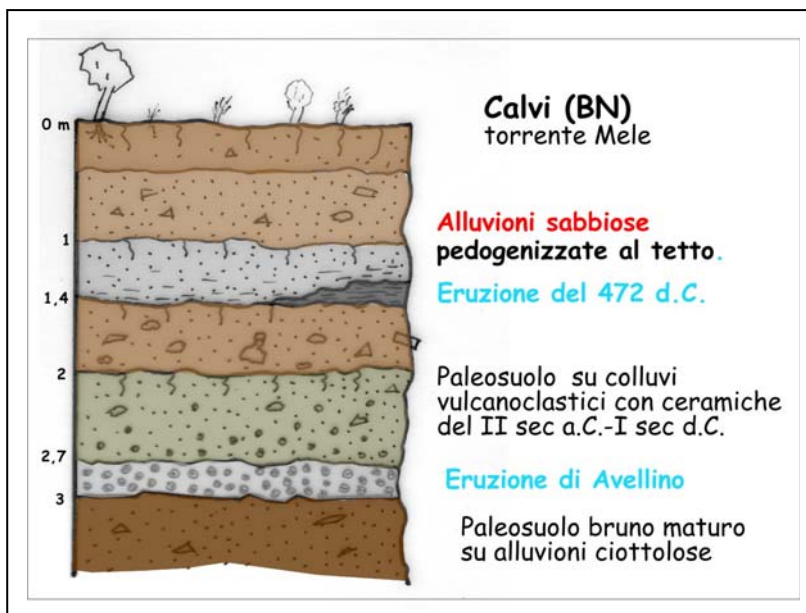


figura 105: successione stratigrafica rilevata lungo il torrente Mele

- Una superficie pedogenizzata ed antropizzata riferibile alla prima parte dell'Olocene per la presenza di alcuni frammenti ceramici d'impasto, di età

neolitica. Questa superficie è impostata su un paleosuolo bruno scuro argilloso sabbioso, in matrice vulcanoclastica argillificata, affiorante per soli 30 cm e che verso il basso contiene anche ciottoli arrotondati di dimensioni max di 4-5 cm. Lo scavo si è attestato su queste prime emergenze grossolane, non consentendo l'interpretazione genetica ed ambientale di tale livello. È probabile che il paleosuolo si sia impostato su alluvioni ciottolose e sabbiose, che nell'incisione attuale del torrente Mele costituiscono gran parte delle sponde.

- Il paleosuolo del terrazzo alluvionale è sigillato da 20-25 cm di pomice biancastre e grigiastre (dimensioni max 2 cm), in matrice cineritica grigiastra riferibili al fall distale dell'Eruzione di Avellino.
- I rimaneggiamenti dell'eruzione (pomicei e cineritici) sfumano in un paleosuolo grigio-chiaro, di spessore medio di 20-30 cm, che solo verso l'alto presenta una buona humificazione.
- A partire da questo momento si nota una generale tendenza alla riduzione di ampiezza dell'area del fondovalle. Il livello che si appoggia sul paleosuolo è estremamente disturbato da azioni antropiche (arature in primis) successive alla sua messa in posto e/o essere il risultato di movimenti di terra lenti che dal versante della paleosuperficie, nel corso degli ultimi millenni hanno raggiunto il terrazzo. Il livello, spesso da 60 a 100 cm, presenta un colore bruno marrone, è argilloso e sabbioso con scarsa matrice vulcanoclastica e scarsi contributi più grossolani di clasti calcarei subarrotondati di piccole dimensioni, ed ingloba anche manufatti ceramici di epoca sannitica e di epoca romana. Questi ultimi sono più frequenti nella parte superiore del livello, dove si evidenzia anche una più marcata humificazione. In alcuni punti il livello è sigillato da lenti e sacche di ceneri sabbiose e limose grigio-scure e scarse pomice millimetriche grigie, di uno spessore max di 10 cm, riferibili all'Eruzione del 472 AD.
- Lo strato successivo, spesso circa 30-40 cm, è fortemente influenzato dalla matrice grigiastra del tephra di Pollena, sia nella colorazione che nei costituenti. Si presenta organizzato a strati piano paralleli di differente granulometria e reca anche numerosi ciottoli carbonatici millimetrici molto arrotondati, facendo propendere per una origine alluvionale. Sulla sua superficie presenta una chiara humificazione e bioturbazione, con ancora evidenti tracce di piccole radici parzialmente decomposte, denotando lo sviluppo di un'area vegetata erbacea sepolta rapidamente da eventi franosi successivi.
- Infatti il suolo attuale è impostato proprio su uno spesso orizzonte di circa 1 m di depositi argillosi e sabbiosi a componente vulcanoclastica argillificata, estremamente caoticizzati dai movimenti lenti, che interessano tutto il versante, nonchè dalle arature odierne.

g) PADULI (FIUME TAMMARO)

L'area oggetto di studio è situata lungo il corso del fiume Tammaro, dove questo presenta un ampio meandro, pochi km prima di immettersi nel Fiume Calore (*figura 106*). In questo tratto il fiume scorre all'interno delle teneri formazioni argillose e sabbiose dell'Unità di Ariano sulla sua sx orografica, e delle appena più litoidi formazioni arenaceo-marnose flischoidi, sulla dx orografica. All'altezza della località Ischia descrive un ampio meandro che erode sul fianco destro una potente successione stratigrafica, appoggiata alla base della paleosuperficie argillosa-sabbiosa di Masseria di Fede (350 m slm). Lungo tutto il tratto vallivo sono appena evidenti antichi orli di terrazzi, di età tardoquaternaria ed olocenica, mascherati dai movimenti franosi che interessano diffusamente tutti e due i fianchi fluviali. Quest'area deve aver rivestito un notevole interesse per le popolazioni preistoriche e storiche che vi hanno scelto di insediarsi (Bronzo medio) e/o far passare importanti sistemi viari (via Appia) in alcuni momenti dell'Olocene. Le osservazioni stratigrafiche condotte, permettono di identificare una serie di eventi morfodinamici che hanno interessato quest'area, nel corso dell'Olocene.

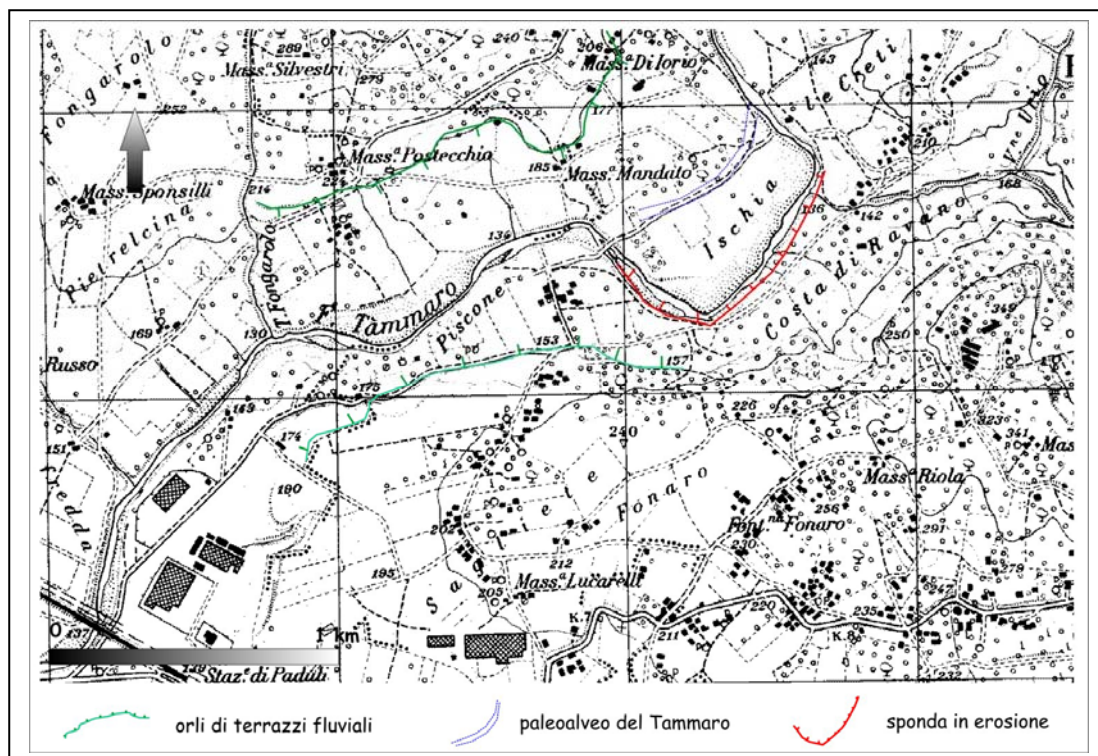


Figura 106: carta geoarcheologica schematica del meandro di loc. Ischia del T. Tammaro

Le successioni (*figura 107*) mostrano dal basso verso l'alto:

- il livello più antico riconoscibile è un paleosuolo bruno scuro argilloso-limoso impostato su sedimenti limnopalustri, di aree stagnanti e/o golenali, testimoniando un livello di base considerevolmente più alto di quello attuale. Il dislivello misurato tra il top di questa successione limnopalustre e l'attuale

corso del Tammaro è di circa 10 m. Le analisi paleobotaniche condotte sul paleosuolo da Bisogno et al (1997) sottolineano una presenza di ricche associazioni floristiche con un'alta percentuale di specie arboree tendenti a sottolineare un chiaro regime di biostasia ed un clima più caldo ed umido dell'attuale. Non sono state riscontrate tracce di frequentazione antropiche per questa fase che sembra terminare con la deposizione dei prodotti pomicei biancastri e grigiastri e cineritici dell'Eruzione di Avellino.

- Al di sopra del sottile livello di pomici si individua una spessa copertura pedologica, caratterizzata dalla diffusa presenza di tracce di frequentazione antropica, riferibile ad una probabile frequentazione del Bronzo Medio.
- A partire da questo momento l'area comincia ad essere investita da più episodi di sovralluvionamento, con la deposizione di una spessa coltre di depositi grossolani spessi anche 1,5 m, che probabilmente determinarono l'abbandono del "sito".
- Un sottile livello humifero divide la prima da una seconda generazione di alluvioni detritiche che aggradano il p.c. di circa 1,5 m.
- Al di sopra dei livelli alluvionali, è stata individuata da Bisogno et al (1997), una necropoli romana e la sistemazione del tracciato della via Appia. Questa, inoltre, in più punti della media valle del Calore risulta seguire, dove ancora è visibile, un preesistente allineamento di terrazzi fluviali, piuttosto marcati.

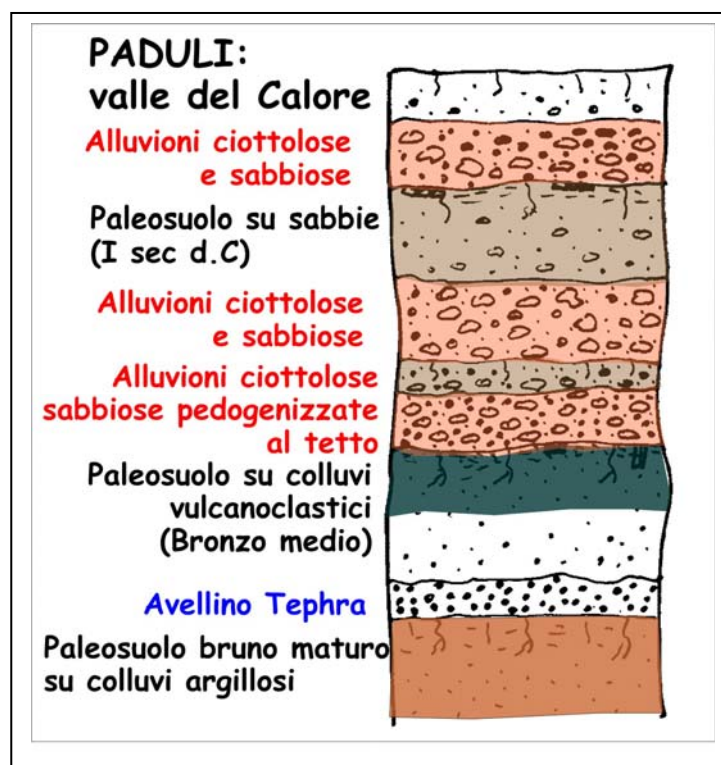


Figura 107: successione archeotephrostratigrafica schematica rilevata lungo il T. Tammaro

- Dopo questo periodo di stasi (riposo morfogenetico, forse dettato anche dalle opere romane) riprende il susseguirsi di fasi sovralluvionamento con prevalenza

di apporti detritici, che riavvicinano man mano il corso del Tammaro alla posizione odierna, dove arriva ad erodere l'intera sequenza stratigrafica descritta, individuando una falesia attiva, dal dislivello massimo di 15m, dal fondovalle attuale.

Le alluvioni tardoantiche ed altomedievali sono ben documentate anche nell'area della città di **Benevento** (Pescatore et al, 2004, *con bibliografia*), tra la fine del V e l'inizio del VI sec. d.C., dove l'anfiteatro e parte del teatro romano sono ricoperti da depositi alluvionali del Fiume Sabato.

I livelli alluvionali hanno interessato anche una necropoli tardo antica (VI sec. d.C.) e parti della città longobarda (VII sec d.C.).

h) MONTESARCHIO (VALLE CAUDINA)

I lavori di sottofondazione per la realizzazione di alcune abitazioni civili, nel comune di Montesarchio in provincia di Benevento, hanno permesso di descrivere ed analizzare dettagliatamente una successione stratigrafica dove sono stati identificati alcuni tephra (Mercato, Avellino) alternati a livelli alluvionali ciottolosi, che sigillavano paleosuoli contenenti reperti ceramici riferibili al Neolitico medio/finale ed all'epoca sannitica (*figura 108*).

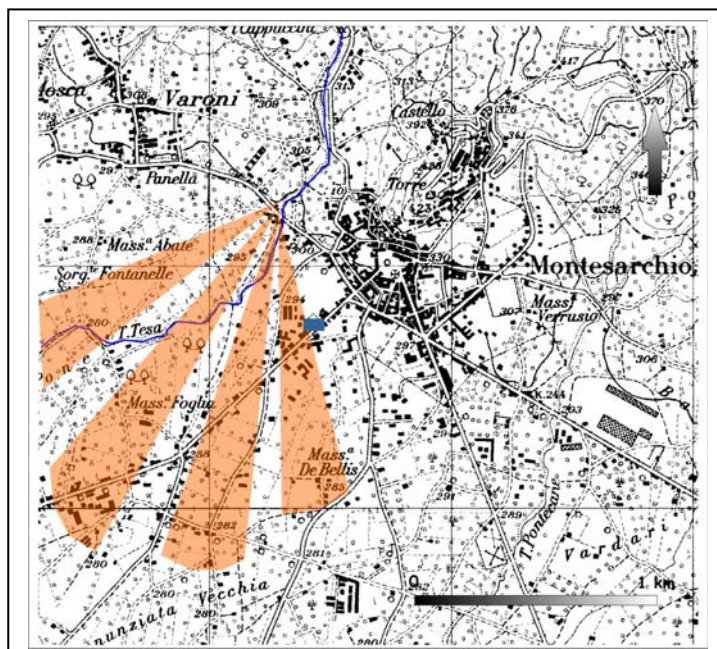


Figura 108: ubicazione del sito e la conoide alluvionale del Torrente Tesa

La successione, illustrata in *figura 109*, è spesso mediamente 4-5 m, e comprende, dal basso verso l'alto:

- Un sottile livello di colore bruno giallastro, fortemente arrossato, costituito prevalentemente da pomici giallastre (0,5 cm), riferibili all'Eruzione di Mercato, in abbondante matrice vulcanoclastica argillificata e fortemente alterata. I prodotti rimaneggiati del tephra di Mercato sono interessati dallo sviluppo di uno spesso paleosuolo (0,7-0,8 m) bruno scuro, con chiazze giallastre fortemente arrossate, costituito prevalentemente da vulcanoclastiti rimaneggiate ed argillificate, e da una humificazione che dal top si spinge fino in profondità. Verso l'alto restituisce anche reperti ceramici d'impasto riferibili al Neolitico (facies culturale di Diana?).
- Questo paleosuolo è sigillato, senza evidenti superfici erosive, da un livello di 15-20 cm di spessore, costituito prevalentemente da ciottoli carbonatici centimetrici e decimetrici, arrotondati, in abbondante matrice vulcanoclastica rimaneggiata. L'origine di tale livello è chiaramente dovuta a processi alluvionali, legati alla riattivazione della conoide alluvionale del Torrente Tesa. Verso l'alto i clasti diminuiscono in quantità e dimensioni e i colluvi vulcanoclastici sono interessati da una pedogenesi ed una umificazione che ha portato allo sviluppo di un paleosuolo bruno, spesso mediamente 25-30 cm.

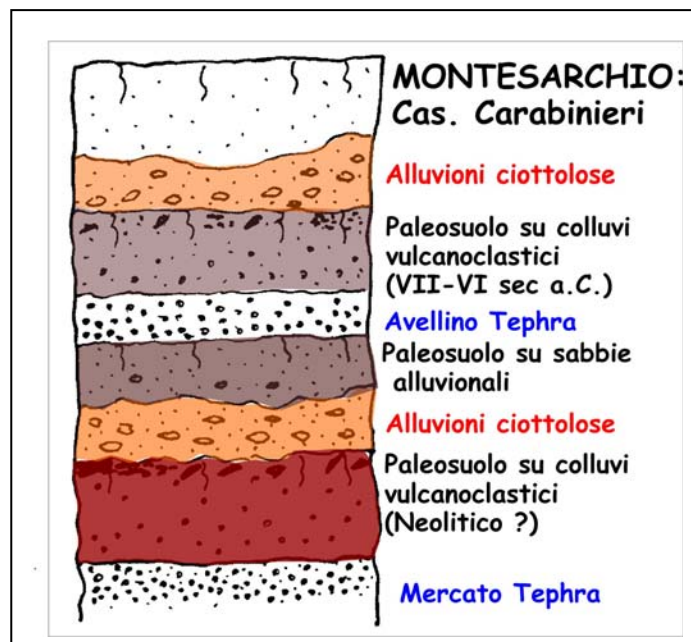


Figura 109: successione stratigrafica schematica

- Il paleosuolo è ricoperto da 10-15 cm di pomici bianche e grigie (ϕ max 1 cm) in abbondante frazione cineritica, riferibili al fall distale dell'eruzione di Avellino.
- Da questo momento e fino al VII-VI sec a.C., l'aggradazione del piano campagna è di circa 1 m, e coinvolge ripetutamente i rimaneggiamenti vulcanoclastici e gli orizzonti pedogenetici pre eruzione di Avellino, contribuendo a formare un profondo paleosuolo bruno-grigiastro argilloso e sabbioso che risulta completamente alterato dalle attività antropiche (arature, sottostrutture, pozzi, ecc), che vi si sono impiantate a partire dal VII-VI sec a .C.

- Tale superficie è ricoperta in maniera non uniforme da un livello di 15-30 cm di ciottoli carbonatici centimetrici e decimetrici in abbondante matrice argillosa e sabbiosa di colore bruno marrone. Tale livello restituisce anche ceramiche di epoca romana, post datando l'età delle alluvioni ad un'epoca successiva a quella romana.
- La serie si chiude con un potente suolo attuale (0,8-1 m) argilloso sabbioso, con scarsi clasti calcarei subarrotondati centimetrici, e con numerosi segni di bioturbazioni ed antropizzazioni recenti.

i) *LOC. PIANI DI FLUMERI: ALTA VALLE DELL'UFITA*

L'area dell'alta valle dell'Ufita, tributario del Calore, è impostata in corrispondenza di una articolata fascia di lineamenti tettonici ad andamento appenninico, che separa due strutture geologiche, caratterizzate da differenti terreni e geometrie (Basso et al, 1996).

In particolare in sx orografica affiora una successione costituita prevalentemente da terreni calcareo-silico-marnosi e conglomeratici di unità mesozoiche e cenozoiche, mentre in dx orografica affiora una potente successione di argille siltose, sabbie e conglomerati riferibili all'Unità di Ariano (*figura 110*)

La valle è intersecata da due faglie di importanza regionale trasversali alla catena, con orientazione antiappenninica: la linea Parolise-Grottaminarda, attiva tra il Pliocene ed il Quaternario (Ortolani, 1974⁴) e la linea Bagnoli Irpino-Calaggio, trascorrente sinistra attiva tra il Pliocene ed il Pleistocene medio (Incoronato et al, 1985).

Altra importante lineazione si sviluppa parallelamente al fiume Ufita alla base del versante meridionale della Baronia con un andamento appenninico, sembra essersi riattivata a partire dal Pleistocene medio, anche se numerosi indizi morfologici fanno ritenere che sia ancora attiva (Brancaccio et al, 1981, 1984).

Il versante in sx orografica della valle, invece, è interessato da complessi fenomeni franosi, ancora attivi, che si sviluppano alla scala dell'intero versante, mediante meccanismi di scorrimento lento e colate rapide. La loro diffusione è favorita dal complesso assetto strutturale e dalla natura argillosa dei terreni affioranti, in concomitanza di intense azione erosive lineari operate dai corsi d'acqua in approfondimento.

Il versante in dx orografica, invece mostra alcuni lembi di una paleosuperficie pianeggiante larga poche centinaia di metri ed allungata per circa 2-3 km, sospesa sull'attuale fondovalle di circa 150 m e caratterizzata da una debole inclinazione verso valle. Una serie di torrenti sub-paralleli ad andamento lineare incidono tali ripiani, generando profondi valloni e richiamando lungo i versanti e nelle testate torrentizie numerose frane per scalzamento al piede.

⁴ Per la bibliografia dell'area vedi Basso et al, 1996 a, b.

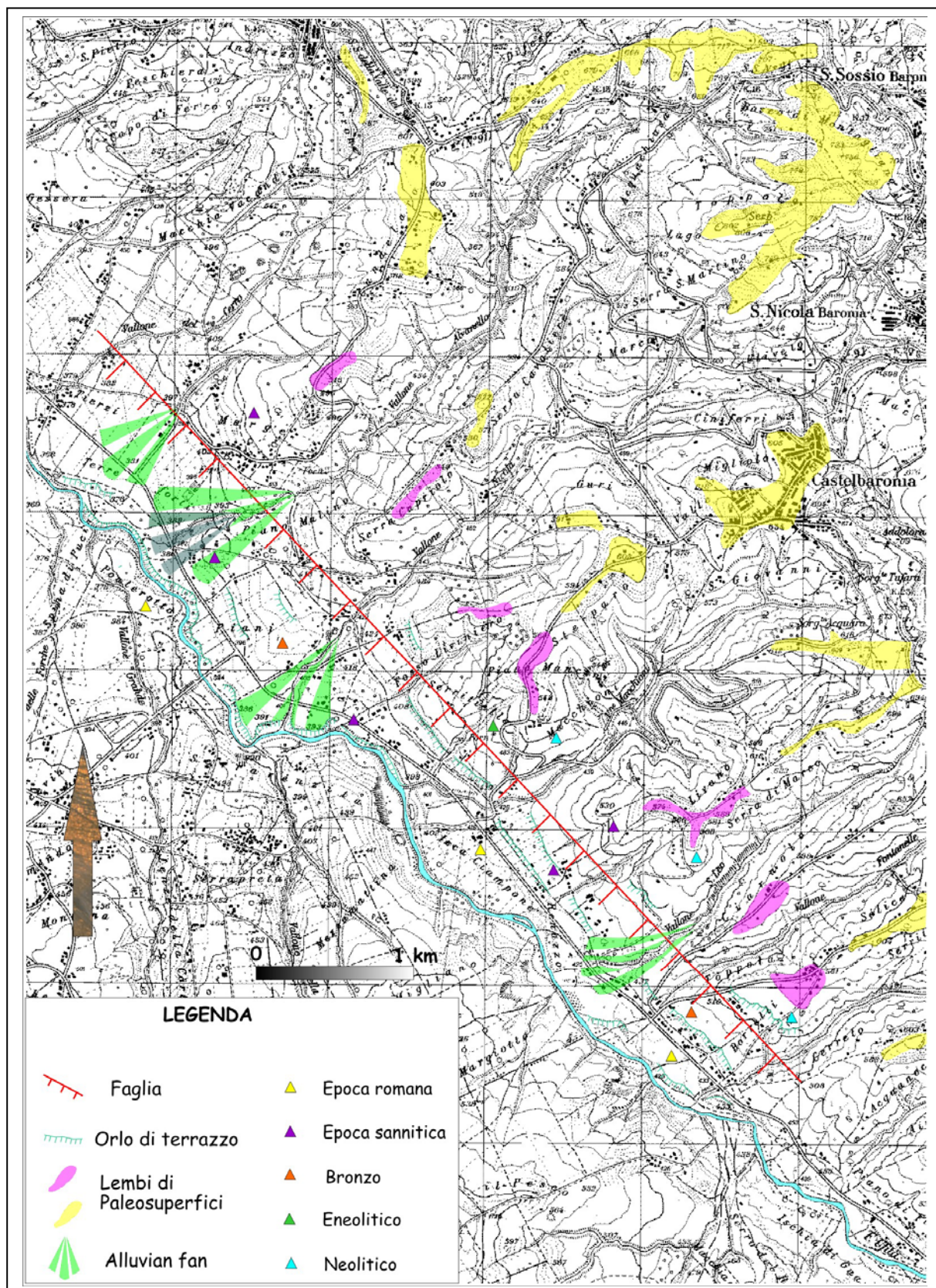


Figura 110: carta geoarcheologica dell'alta valle dell'Ufita

Sia in sx che in dx orografica, alla base dei versanti, sono presenti numerosi terrazzi alluvionali, a diverse altezze topografiche di età pre-olocenica, ben descritti e dettagliati dai lavori di Basso et al (1996a, b *con bibliografia*). Uno di questi si segue

con una certa continuità in tutto questo settore della valle (III ordine di Basso et al, 1996), ed è frequentemente ricoperto da depositi alluvionali delle ampie conoidi torrentizie, oggi parzialmente quiescenti e reincise da corsi d'acqua stagionali. La superficie del terrazzo è posta tra i 20 e i 40 metri dal letto attuale (Basso et al, 1996). Nel fondovalle, su entrambi i lati, questi autori riconoscono, con una certa continuità alluvioni ghiaiose e sabbiose terrazzate in tre ordini: +9/+19 dal talweg attuale (terrazzo di IV ordine); +4/+7 (terrazzo di V ordine) e +1/+3 (terrazzo di VI ordine). Il corso d'acqua principale e i suoi affluenti sono attualmente in erosione direttamente sul substrato argilloso arenaceo.

Nel Pleistocene superiore (pre e post IC) si registrano più fasi di aggradazione e di riempimento dell'alta valle dell'ufita, dovuta alla forte produzione detritica che si registra durante i climi freddi dell'ultimo massimo glaciale. A partire da questo momento l'evoluzione di questo settore registra dapprima una marcata fase di incisione del potente riempimento LGM e poi successive fasi di riempimento ed incisione, con formazione di terrazzi alluvionali, via via più bassi topograficamente. Tali fasi di incisione e terrazzamento, sono state generalmente regolate dalla maggiore/minore disponibilità di sedimenti al trasporto e dalla maggiore/minore capacità evacuativa del fiume, condizioni fortemente influenzate da crisi vegetazionali e dai regimi pluviometrici. Non è da escludere che alla genesi dei terrazzi alluvionali possano aver avuto un ruolo fondamentale, anche i movimenti tettonici, registrati in questo settore, anche in tempi storici.

Le osservazioni di alcune successioni stratigrafiche sia lungo il fondovalle (messe in luce dall'erosione attuale del corso d'acqua), che nelle aree dei più bassi terrazzi (III-IV-V ordine di Basso et al, 1996), recentemente interessate da numerosi lavori di sottofondazioni, per la costruzione di impianti industriali e commerciali, hanno permesso di recuperare una serie di dati sull'evoluzione olocenica di questo settore dell'alta valle dell'Ufita.

Le scarse informazioni archeo e tephrostratigrafiche individuate non hanno, però, permesso un buon inquadramento cronologico degli eventi.

Per supplire a questa mancanza si sono ubicati e dettagliati cronologicamente i più importanti ritrovamenti archeologici che insistono in quest'area, proprio per poterne cogliere delle indicazioni cronologiche sull'età dei vari ordini di terrazzi presenti. In relazione al Neolitico, all'Eneolitico ed all'età del Bronzo, una differente distribuzione dei ritrovamenti archeologici è ben evidente lungo i due lati della valle; si osserva infatti una netta prevalenza dei siti ubicati in destra orografica del fiume Ufita, da mettere in relazione alle differenti condizioni morfodinamiche, che caratterizzano i due versanti bordieri la valle. Il versante in sx è infatti interessato da fenomeni franosi evidenti e di ampie dimensioni, che possono aver condizionato la scelta insediativa preistorica e protostorica e/o cancellato le tracce di eventuali insediamenti.

Invece, relativamente al versante della Baronia, si osserva che gran parte degli insediamenti preistorici (Neolitici) sono posizionati in corrispondenza dei bassi

terrazzi del fondovalle non più a valle di 25-30 metri di quota dall'attuale letto fluviale, mentre un gran numero di insediamenti di età sannitica e romana sono posizionati anche sui terrazzi più recenti, posti a quote inferiori. Inoltre l'analisi della distribuzione delle emergenze archeologiche lungo il versante sulla dx orografica dell'Ufita ha evidenziato due aspetti principali:

1. la progressiva espansione delle aree interessate da fenomeni di instabilità a partire dal Neolitico dalle aree di versante verso il fondo valle
2. la tendenza allo spostamento nel tempo degli insediamenti umani dai terrazzi più alti verso il fondovalle, condizione che testimonia un progressivo approfondimento del fondovalle. Esso si è manifestato attraverso fasi di riempimento/incisione e formazione di terrazzi alluvionali via via più giovani, verso il fondovalle attuale.
3. generalmente si osserva che alcuni terrazzi, quelli più alti (III ordine di Basso et al, 1996) ospitano insediamenti più antichi (Neolitico/Eneolitico), mentre per quelli più bassi (IV-V ordine di Basso et al, 1996) si registra una occupazione che va dall'età del bronzo fino all'epoca romana.

Lo schema dei rapporti stratigrafici di *figura 111*, mostra uno spaccato tipico dell'alta valle dell'Ufita, dove sono ben evidenti i vari ordini di terrazzi alluvionali prima descritti, sinteticamente rappresentati come terrazzo del Neolitico (T1), intorno alla quota di 420 m s.l.m., con un talweg attuale intorno ai 390 m s.l.m. (circa +30m dal talweg attuale); terrazzo dell'età del Bronzo (T2) (+10-15 m dal talweg attuale) e terrazzo di epoca romana (T3) (+5-7 m).

Risulta evidente, quindi, un notevole approfondimento della valle nel corso dell'Olocene che si è esplicato attraverso fasi di riempimento ed incisione che via via hanno ristretto ed approfondito il fondovalle. Si ricorda che lo schema non tiene conto del fatto che la genesi dei terrazzi alluvionali potrebbe essere legata anche alla riattivazione dei lineamenti tettonici dell'alta valle dell'Ufita, che come prima accennato, risultano ben attivi, forse fino in tempi storici.

Le successioni stratigrafiche rilevate lungo i vari terrazzi della valle, in loc. Piani di Grottaminarda, constano essenzialmente, dal termine più antico al più recente, di:

- **A1 Alluvioni antiche:** al di sopra del substrato argilloso prequaternario poggia, in evidente discontinuità, una grande unità di riempimento del fondovalle, costituita prevalentemente da materiali conglomeratici poligenici, centimetrici e decimetrici, in matrice argilloso-sabbiosa rossastra e brunastra. Questi depositi alluvionali costituiscono il substrato in cui sono tagliati tutti i terrazzi alluvionali olocenici e rappresentano le fasi di riempimento ed aggradazione del fondovalle, che durante i climi glaciali del tardoquaternario hanno intasato le valli per la grande disponibilità di materiali disponibili al trasporto, a loro volta legati alla scarsità di coperture vegetali e pedologiche sui versanti. L'età delle alluvioni antiche può essere riferita alle fasi più fredde tardoquaternarie che precedono la grande eruzione dell'Ignimbrite Campana (in quanto in alcuni punti della valle i rimaneggiamenti

dell'IC ricoprono i depositi alluvionali antichi e spesso sono associati alle unità limnopalustri successive ed ai paleosuoli del terrazzo T1).

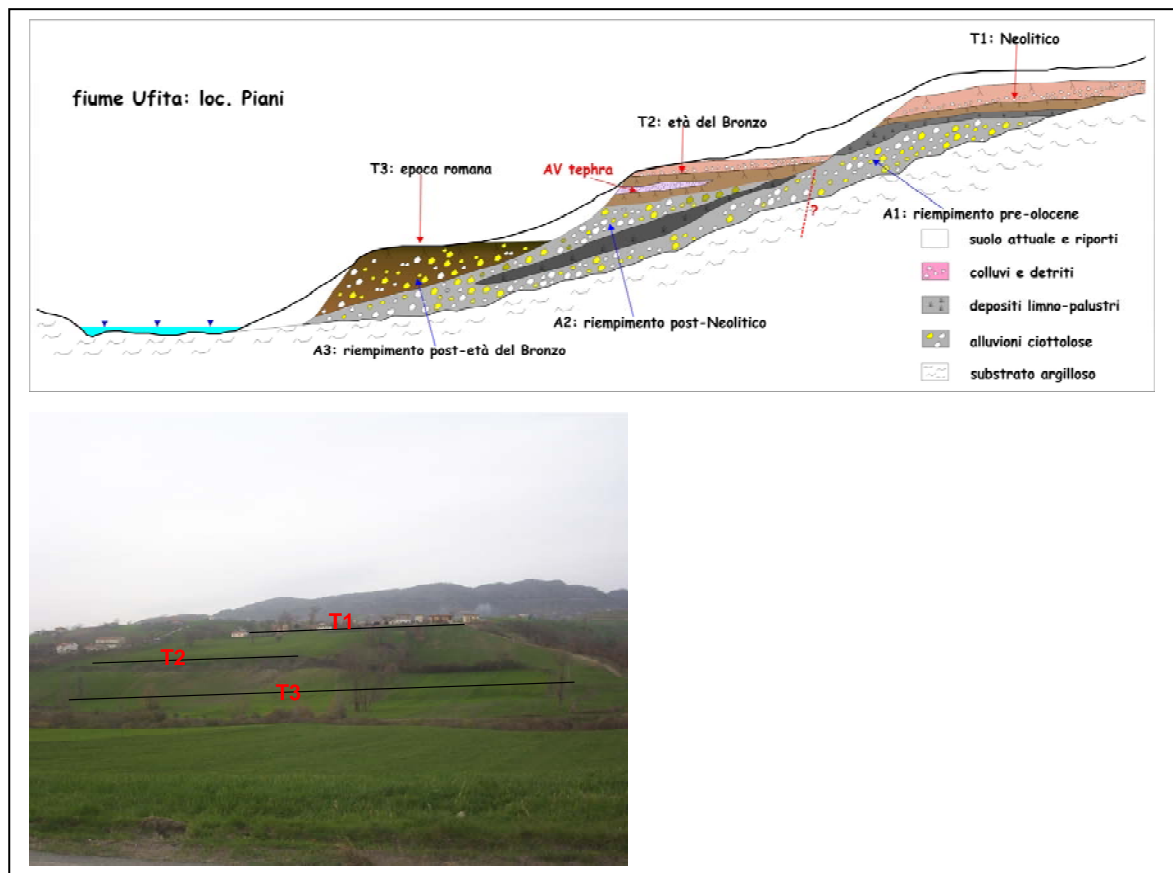


Figura 111: i terrazzi alluvionali dell'alta valle dell'Ufita: schema e foto dei rapporti stratigrafici

- **LM1 Depositi limnopalustri:** sui depositi conglomeratici antichi, con chiare evidenze di discontinuità stratigrafica, a varie quote dall'attuale talweg (fino al terrazzo T1), affiorano lembi e sacche di materiali argillosi-limosi bruno-nerastri con un buon contenuto vulcanoclastico rimaneggiato ed argillificato. La presenza di un elevato contenuto organico, a tratti torboso, associato a numerosi resti di gusci di gasteropodi testimonia un momento (probabilmente sin e post IC) di impaludamento diffuso del fondovalle dell'Ufita (lago altopleistocenico?). I livelli limnopalustri si rinvencono a più quote fino al Terrazzo T1 denotando una situazione paleogeografica molto differente: o un livello di base certamente più alto di quello odierno oppure movimenti differenziali successivi.
- A partire da questo momento la valle è sottoposta ad un generale svuotamento/incisione che genera la formazione del terrazzo alluvionale **T1**.
- Il paleosuolo **P1** (*paleosuolo del Neolitico medio/fine*) associato al terrazzo T1 presenta spessori medi che non superano il metro, una colorazione bruno-rossastra ed è costituito prevalentemente da materiali argillosi e limosi a componente vulcanoclastica argillificata e risulta essere impostato sui depositi limnopalustri LM1. Verso l'alto presenta una buona unificazione e restituisce frammenti ceramici d'impasto riferibili al Neolitico medio-fine. L'incisione e lo svuotamento della valle potrebbe essere la conseguenza del mutato regime morfoclimatico che

caratterizza la transizione LGM/Tardiglaciale/Olocene. Questa variazione pone l'accento sulla ridotta produzione detritico-colluvionale dai versanti (minori processi crioclastici, più aree vegetate e con coperture pedologiche) e sulla maggiore capacità evacuativa del fiume, dettata in primo luogo dall'aumento delle precipitazioni. Nel corso della prima parte dell'Olocene e fino alla fine del Neolitico, il contesto paleogeografico dell'alta valle dell'Ufita sembra essere dominato, quindi, da una sorta di riposo morfogenetico: sviluppo della vegetazione e dei suoli dai versanti fino ai fianchi del fondovalle (T1). Le comunità neolitiche occupano gli areali a monte del Terrazzo T1.

- A partire da questo lungo momento si registrano alcune fasi di instabilità dei versanti e del fondovalle. Le superfici frequentate dalle comunità neolitiche sono ricoperte da uno spesso strato (1 m circa) (DV1) di materiali conglomeratici poligenici in abbondante matrice terrigena bruno-rossastra, in cui si riconoscono numerosi pedorelitti di P1. La genesi di questo livello deve essere legata a meccanismi di erosione/trasporto in massa (debris flow, flussi iperconcentrati, ecc) che hanno interessato le coperture pedologiche e conglomeratiche a monte del terrazzo (verso la paleosuperficie). In più punti lungo il corso del fiume a valle del Terrazzo T1 sono presenti conoidi alluvionali polifasiche in corrispondenza delle principali corrivazioni, che intersecano i versanti della Baronina. Non si dispongono vincoli cronologici precisi che dettagliano le fasi di attività delle conoidi, ma il fatto che si sono accresciute a valle di tutti i terrazzi della valle ne testimonia una riattivazione fino ai tempi storici.
- Probabilmente a seguito di ciò il fondovalle registra un sovralluvionamento/riempimento ad opera di depositi ciottolosi poligenici centimetrici e decimetrici in scarsa matrice sabbiosa argillosa di colore bruno rossastro. Queste costituiscono le alluvioni di fondovalle dell'Eneolitico (A2), in quanto, a partire da questo momento, si registra una nuova incisione accompagnata dalla formazione del terrazzo T2, più a valle di quello neolitico.
- I paleosuoli P2 e P3 associati al terrazzo T2 presentano generalmente spessori di oltre un metro, e risultano essere separati da lembi centimetrici di cineriti vulcaniche e rare pomici, riferibili all'Eruzione di Avellino. Tale differenziazione risulta particolarmente evidente sia dalla colorazione (la parte inferiore P2 è di colore bruno-marrone mentre quella superiore P3 è bruno-grigiastra) che dai costituenti principali dei due paleosuoli (P2 è impostato su materiali argillosi e sabbiosi con numerosi ciottoli alluvionali di A2; P3 sui colluvi vulcanoclastici dell'Eruzione di Avellino) nonché dal contenuto archeologico (P2 restituisce resti ceramici d'impasto riferibili al Bronzo antico, mentre P3 restituisce ceramiche appenniniche del (Bronzo medio/finale)
- A partire da questo momento si registra una nuova fase di instabilità dei versanti e del fondovalle: il terrazzo T2 è ricoperto da uno strato (DV2) spesso mediamente 30-50 cm di depositi ciottolosi centimetrici e decimetrici, in abbondante matrice sabbiosa argillosa bruno grigiastra, che mostra anche un buon contenuto di

vulcanoclastiti rimaneggiate dell'eruzione di Avellino. La genesi di tale livello sembra essere la stessa di DV1, anche se il contenuto detritico è sensibilmente minore.

- A seguito di ciò, il fondovalle aggrada nuovamente ed è soggetto a riempimento con la messa in posto di una nuova unità alluvionale (A3- alluvioni dell'età del Ferro), costituita prevalentemente da ciottoli centimetrici e decimetrici in scarsa matrice terrigena bruno-marrone, che restituisce anche frammenti ceramici. L'età delle alluvioni deve essere compresa in un intervallo di tempo, tra la fine dell'età del bronzo e l'inizio dell'epoca sannitica, cioè nella prima parte del 1° millennio a.C. (3000-2.500 anni BP).
- Il riempimento sembra essere terminato un momento prima dell'epoca sannitica, in quanto le alluvioni dell'età del ferro risultano essere interessate da una nuova fase di incisione che genera un nuovo terrazzo alluvionale (T3), posizionato ancora più a valle dei precedenti. Qui, i depositi alluvionali (A3) risultano essere interessati dallo sviluppo di un paleosuolo (P4), dello spessore medio che non supera il metro. In alto reca tracce di bioturbazioni e antropizzazioni (arature, rimescolamenti di terra, buche, fosse, ecc) e restituisce materiali ceramici riferibili genericamente all'epoca romana, anche se sono presenti anche resti ceramici di età sannitica (V-III sec a.C.).
- In molti punti del fondovalle, prossimi all'attuale talweg, il terrazzo T3 risulta essere sormontato da livelli alluvionali di epoca storica in quanto contengono sia ceramiche medievali che di epoche più antiche (fino all'epoca sannitica). Inoltre tale terrazzo è stato obliterato in molti punti dall'attuale strada del fondovalle dell'Ufita, dalle recenti attività agricole e di industrializzazione.
- La successione si chiude con l'unità SA che rappresenta il suolo attuale ed i riporti antropici recenti. Il corso del fiume attuale taglia il riempimento di epoca storica, incidendo anche il substrato argilloso.

Gli eventi alluvionali di epoca storica sono ben documentati anche negli scavi archeologici del sito di Fiocciaglie di Flumeri, situato a poche centinaia di metri dal torrente Fiumarella, un tributario dell'Ufita. Esso è posizionato intorno alla quota dei 400 metri su un'ampio terrazzo alluvionale, posto poche centinaia di metri a monte della confluenza Fiumarella/Ufita. Al momento non risulta chiara l'età del terrazzo, in quanto le evidenze geomorfologiche e geoarcheologiche sono completamente mascherate dai continui movimenti franosi, che stanno interessando l'area, a causa del pronunciato richiamo di terreni argillosi verso il fondovalle (creep, colate rapide, ecc) facilitato dalle divagazioni dei due fiumi. Inoltre nessuna correlazione stratigrafica (in assenza di scavi più profondi) può essere fatta con i Terrazzi precedentemente analizzati. Il sito archeologico si data ai decenni finali del II sec a.C. (anche se recentemente stanno emergendo indizi di frequentazione che risalgono al V-IV sec a. C. e forse anche in epoca preistorica-protostorica) e si articola fino al I sec a.C, con una estensione che doveva raggiungere anche molti ettari, fino a che non viene

incendiato ed abbandonato, per cause che si collocano nell'ambito delle complesse dinamiche del processo di romanizzazione in Irpinia (Johannowsky, 1991).

Dopo il suo abbandono il sito risulta essere interessato dalla deposizione di più livelli alluvionali contenenti numerosissimi materiali archeologici (ceramiche, mattoni, tegole, pietre ecc) e scarsi contributi ciottolosi in abbondante matrice terrigena argillosa sabbiosa di colore bruno grigiastra. L'aggradazione complessiva operata dai livelli alluvionali si aggira intorno ai 2 metri. Circa la collocazione temporale delle alluvioni il limite inferiore è senz'altro il I sec a.C., mentre quello superiore non va oltre l'epoca medievale, in quanto a poca distanza dagli scavi è presente una suggestiva chiesa, di San Vito, di origine medievale (anche se alcuni storici locali gli attribuiscono un'età più antica, forse longobarda (VIII sec. d.C.).

1) GESUALDO (TORRENTE FREDANE)

Il comune di Gesualdo è situato su antico lembo di paleosuperficie, proprio a ridosso del versante che dolcemente degrada verso il torrente Fredane (*figura 112*). Questo, tributario dx del fiume Calore, raccoglie dapprima una serie di impluvi provenienti dall'area di affioramento delle formazioni più litoidi del Flysch Rosso (paleosuperficie di Frigento posta a circa 900 m slm) per poi incidere una profonda valle appena i terreni diventano più teneri (marne ed areniti dello stesso flysch e i depositi argillosi e sabbiosi dell'Unità di Ariano), ed infine confluire nel Calore appena superata un'altra paleosuperficie a NE di Paternopoli, posta ad una quota di circa 500 m slm e tagliata nell'unità di Ariano.

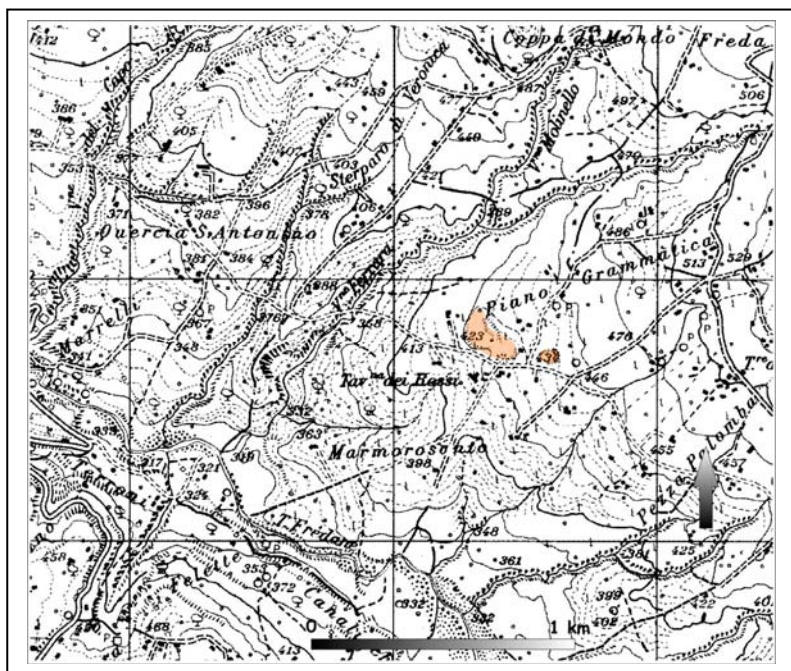


Figura 112: ubicazione dell'area di studio e delle successioni investigate

Lungo il versante che dal comune di Gesualdo (631 m slm) si raccorda alla valle del torrente Fredane (325 m slm), su di un vasto pianoro (Piano Grammatica), situato intorno alla quota di 400 m slm, sono presenti numerose cave abbandonate ed attive, la maggiorparte delle quali estraevano ed estraggono i calcari alabastrini di Gesualdo, utilizzati come pietre ornamentali, per le loro caratteristiche sfumature policromatiche. Le cave prima di raggiungere il substrato, generalmente situato a meno di 3-4 m di profondità dal p.c., tagliano una successione stratigrafica costituita prevalentemente da una alternanza di paleosuoli e livelli detritico-colluvionali, marcate cronologicamente dal riconoscimento del fall distale dell'eruzione di Avellino (*figura 113*).

Al di sopra del substrato prequaternario, costituito da calcari alabastrini, affiora dal basso verso l'alto:

- uno strato, di spessore variabile da pochi cm ad alcuni decimetri, costituito prevalentemente da alteriti alabastrine del substrato organizzate a straterelli e a foglietti nella parte bassa, e da frammenti di clasti alabastrini angolosi in matrice argillosa chiara nella parte superiore, debolmente cementati da incrostazioni carbonatiche secondarie.

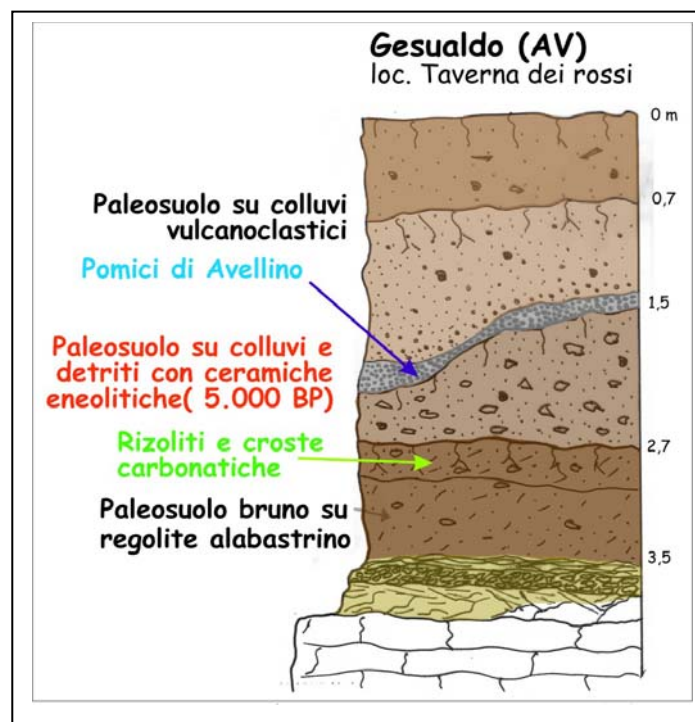


Figura 113: successione stratigrafica rilevata nelle cave di alabastro di Gesualdo

- Paleosuolo di spessore variabile da 0,8 a 1 m, bruno scuro argilloso sabbioso, con scarsa matrice vulcanoclastica cineritica argillificata e rari clasti calcarei sub angolosi corrosi, con una humificazione e bioturbazione che si spinge fino in profondità.
- Tale paleosuolo reca sulla sua superficie numerosi orizzonti calcretici laminari (tipo platy di Esteban & Klappa, 1983), rizoliti che si spingono fino a

diversi cm in profondità all'interno del suolo, e filamenti calcificati talmente densi da rendere lo strato in alcuni punti, quasi totalmente calcareo pulvulento.

- Questa incrostazione sommitale è sepolta, senza evidenti superfici erosive, da uno strato di spessore variabile da pochi decimetri fino a 80 cm, costituito prevalentemente da materiali argillosi e sabbiosi con un buon contenuto di detriti carbonatici sub-angolosi di dimensioni di 5-7 cm. La presenza di numerosi pedorelitti, di reperti ceramici d'impasto rimaneggiati e la scarsa organizzazione che mostrano gli elementi grossolani permettono di evidenziare che la genesi di questa aggradazione potrebbe essere messa in relazione all'erosione di suoli antropizzati e di coperture detritiche poste più a monte, mediante meccanismi di trasporto in massa sia rapidi che lenti, ancora oggi ben evidenti lungo tutto il versante. Tale situazione potrebbe essere stata preceduta e quindi favorita dalla crisi di aridità che avrebbe degradato la vegetazione e portato alla formazione degli orizzonti calcareici. La presenza dei reperti ceramici d'impasto potrebbe riferire tali cambiamenti morfoclimatici ad un momento successivo al Neolitico/Eneolitico e sicuramente precedente l'eruzione di Avellino.
- La ripresa di condizioni biostatiche in questo settore è ben testimoniata dalla presenza di un paleosuolo bruno scuro ben humificato impostatosi sui livelli precedenti, sigillato da un sottile strato di spessore variabile da pochi cm a circa 10 cm, di pomice biancastre mm in matrice cineritica grigiastra, riferibile all'eruzione di Avellino.
- A partire da questo momento si registra un'unica sequenza aggradativa, spessa mediamente 1,5-2 metri, che termina nel suolo attuale. Questa è costituita da una parte inferiore di colore bruno-grigiastra costituita principalmente da vulcanoclastiti rimaneggiate dell'eruzione di Avellino in scarsa matrice argillosa sabbiosa terrigena e con numerosi pedorelitti centimetrici. La parte centrale costituisce un orizzonte, dal colore bruno scuro, di argille-sabbiose fortemente humificate e bioturbate e con rari clasti carbonatici centimetrici corrosi e numerosi reperti ceramici di epoca romana⁵ (paleosuolo di epoca romana). Materiali sabbiosi ed argillosi costituiscono la parte sommitale della successione che è interessata dallo sviluppo di vegetazioni erbacee solo da quando le attività estrattive si sono fermate. L'impressione è che la parte sommitale della successione sia stata troncata dalle attività estrattive, e che i materiali rimobilizzati si stanno da poco tempo pedogenizzando (almeno nelle cave abbandonate da molti anni).

⁵ Pochi metri a nord delle cave, in loc. Taverna dei Rossi, si può notare che un ceppo funerario in calcare alabastrico recante delle iscrizioni romane, poggia il suo piano di fondazione proprio su questo orizzonte.

m) GRECI (ALTA VALLE DEL CERVARO)

Il comune di Greci è posto sulla sommità di una paleosuperficie, posizionata a circa 800 m di quota slm, tagliata nei livelli calcareo-marnosi del Flysch di Faeto (Unità Daune), che si affaccia sulla adiacente valle del Cervaro (fiume che nasce dall'Appennino Irpino, drena le acque dei numerosi torrenti, che dissecano le unità esterne dell'appennino dauno, per poi, attraverso il Tavoliere delle Puglie, sfociare nel mare Adriatico pochi km a Sud del Gofò di Manfredonia). Tale superficie è delimitata verso N da un ripido versante che si raccorda ad un'altra paleosuperficie situata intorno alla quota di 1000 m, mentre sugli altri tre lati, i versanti, che si raccordano al fondovalle, sono interessati da evidenti fenomeni franosi, lenti e rapidi, che mobilizzano i terreni argillosi e sabbiosi dell'Unità di Ariano, alimentati anche dallo scalzamento al piede, operato dal corso del fiume Cervaro, e da alcune incisioni che dissecano i versanti (*figura 114*).

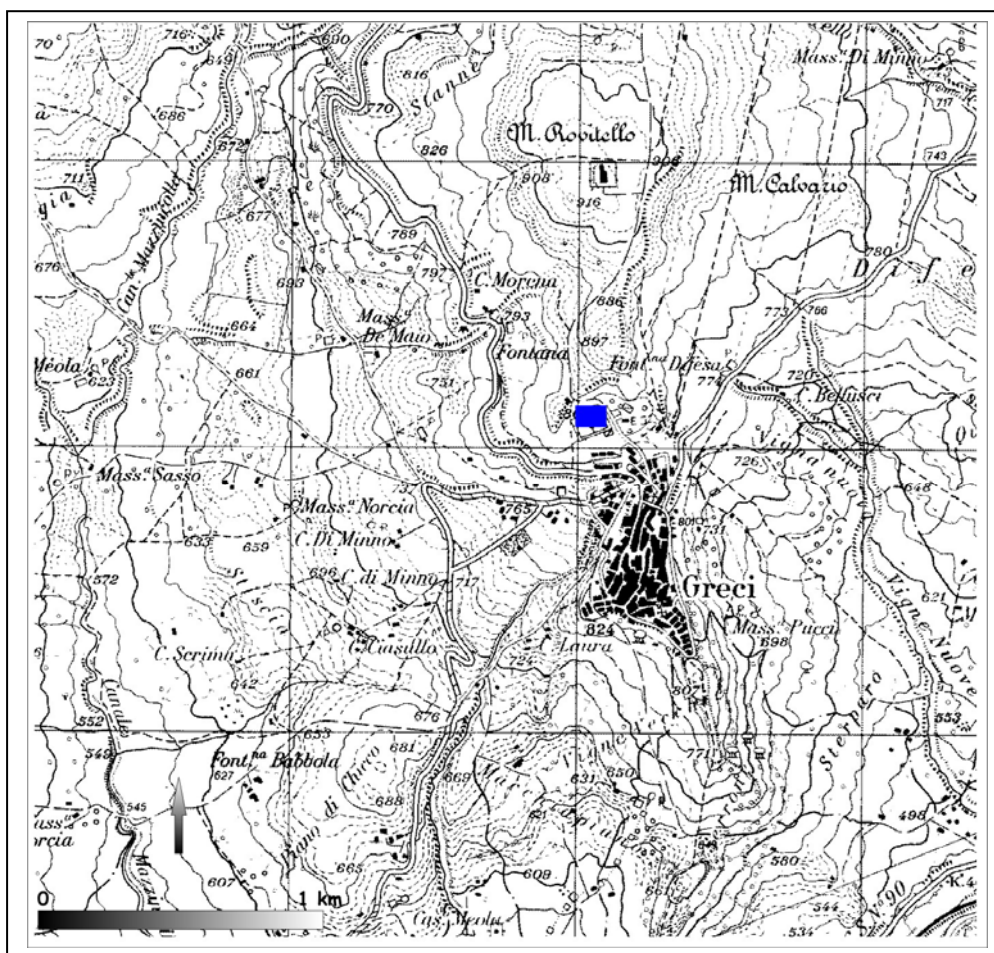


Figura 114: ubicazione dell'area di studio

Durante i lavori di ampliamento del locale Campo Sportivo sono venuti alla luce i resti delle mura perimetrali di alcune abitazioni relative ad un piccolo abitato montano, riferibile all'epoca sannitica (VI-IV sec a.C). L'insediamento era situato sull'ampia paleosuperficie di quota 800 metri alla base versante che culmina con un vasto pianoro

sommitale intorno a 900 metri s.lm. Gli evidenti movimenti franosi che interessano sia l'area a monte, che il versante SW digradante verso il Fiume Cervaro, combinati con i dati di scavo archeologico permettono di affermare che tale paleosuperficie doveva presentare un'area molto più grande di quella odierna, tale da potere ospitare un piccolo laghetto di frana, proprio nell'area del locale campo sportivo.

Gli scavi condotti dalla Soprintendenza Archeologica di Av Bn Sa, hanno evidenziato una interessante successione stratigrafica, alta mediamente 7-8 metri, e lunga circa 20 metri, tagliata trasversalmente al versante, che raccorda i due pianori di quota 800 e di quota 900 m slm. La successione (*figura 115*) può essere, dal basso verso l'alto, così riassunta:

- Al di sopra del substrato marnoso cataclasizzato prequaternario, affiora un livello clasto-sostenuto, spesso mediamente circa 1 m, di detriti calcareo-marnosi spigolosi centimetrici (brecce di versante), in scarsa matrice argillosa e sabbiosa di colore grigio bruno con forte componente vulcanoclastica cineritica argillificata (Ignimbrite Campana?). In alto è evidente una superficie di discontinuità/erosione che denota un drastico cambiamento delle morfodinamiche

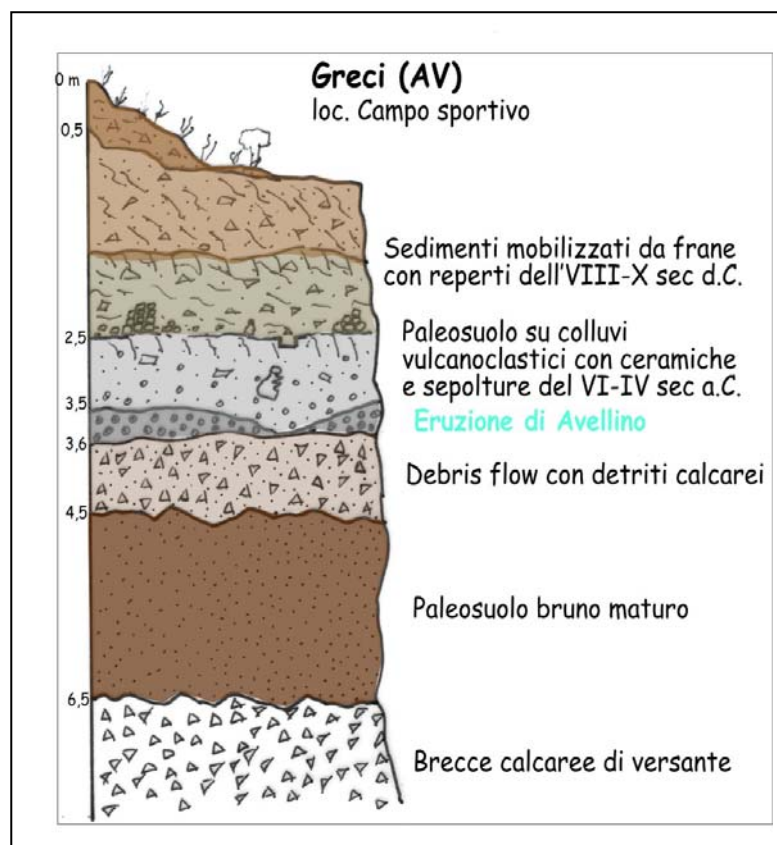


Figura 115: successione stratigrafica schematica

- Infatti bruscamente si passa ad un potente paleosuolo (2 m circa di spessore) di colore bruno scuro, costituito prevalentemente da materiali argilloso-sabbiosi, estremamente compattati, con fratture prismatico colonnari da disseccamento, patine manganisifere, concrezioni ferrose, ed un

aspetto molto maturo. Verso il basso si nota un arricchimento della componente argillosa e limosa che presenta una colorazione grigio-nerastra e numerosi gasteropodi e resti vegetali millimetrici, che testimonia condizioni francamente palustri (lago di frana?) L'assenza di materiali detritici (sempre presenti in tutti i livelli) potrebbe testimoniare un chiaro riposo morfogenetico di lungo periodo, dettato da condizioni climatiche più calde e più umide, che hanno consentito l'arrestarsi dei processi crioclastici e consentito lo sviluppo di ampie coperture forestali e pedologiche. Il paleosuolo mostra caratteristiche tipiche di una evoluzione di lungo periodo e potrebbe essere riferito ai Pedomarker centro-appenninici di Frezzotti & Narcisi, 1996), che ben caratterizzano l'ambiente di alta quota, nel corso del tardo-Pleistocene/Olocene.

- Il paleosuolo è sigillato da un livello di 1 m, costituito da detriti calcarei spigolosi di 2-3 cm, in abbondante matrice sabbiosa argillosa bruno marrone. La genesi di questo livello sembra essere legata a movimenti in massa, che hanno interessato le coperture pedologiche e il substrato del versante a monte del Campo Sportivo. Verso l'alto negli ultimi 5-10 cm si nota una diminuzione dei detriti ed un aumento della matrice sabbiosa, che è interessata da una leggera humificazione brunastra, che potrebbe testimoniare un'attenuarsi dei movimenti franosi, poco tempo prima dell'eruzione di Avellino.
- Tale eruzione sigilla il sottile paleosuolo con 3-5 cm di cineriti grigiastre scure e piccole pomice biancastre arrotondate millimetriche mm.
- Il livello superiore è estremamente caoticizzato da interventi antropici relativi all'insediamento delle strutture murarie di epoca sannitica (VI sec e IV sec a.C), che a più livelli si sovrappongono, tagliando gli strati sottostanti, in alcuni punti fin sotto l'eruzione di Avellino. È evidente che deve in qualche modo rappresentare una superficie pedogenizzata ed antropizzata del VI-IV sec a.C., ma le osservazioni condotte non hanno permesso di spingersi oltre una descrizione sommaria, come livello argilloso-sabbioso di colore bruno-grigiastro fortemente antropizzato. Sembra che tra i rimaneggiamenti vulcanoclastici dell'eruzione di Avellino e questa superficie sia intercorsa una erosione.
- Le strutture messe in evidenza dagli scavi sono interessate da varie fasi di ristrutturazione, mentre il piano campagna mostra numerose disarticolazioni, legate a movimenti lenti del terreno, e azioni di livellamento antropico, sia mediante asportazione di materiali, che attraverso il colmamento di alcune depressioni. In un momento non precisabile del IV sec a.C., dapprima si costruiscono strutture di contenimento delle terre (doppia fila di mura in pietra distanti circa 1,5 m, riempite da materiali argillosi e sabbiosi, pietrame e butti dell'abitato) ed in un secondo momento si registra

l'abbandono delle strutture, con tutta l'area interessata da evidenti fenomeni franosi, sia verso monte che verso valle.

- Infatti la parte superiore della successione si chiude con uno strato informe per altezza e per larghezza di depositi caotici sabbiosi ed argillosi con abbondanti clasti marnosi e reperti archeologici (solo nella parte inferiore), che è il risultato di complessi movimenti franosi (sia lenti che rapidi) che coinvolgono vecchi corpi di frana, ancora visibili sul versante a monte del campo sportivo, recentemente riattivatisi, anche per gli sbancamenti operati al piede del versante, per la costruzione di numerosi edifici.

n) TELESE (VALLE DEL CALORE)

I territori comunali di Telesse occupano un ampio settore di una estesa depressione tettonica della media valle del fiume Calore, bordata verso Nord dai Monti del Matese e verso sud dal massiccio carbonatico del Camposauro. I limiti geologici e geomorfologici sono alquanto lineari e netti nel lato meridionale (lato Camposauro), mentre nel lato settentrionale seguono una linea tettonica che borda i versanti meridionali delle propaggini sud-orientali del Matese (M.Monaco di Gioia, M.Cigno, ecc). A sud di questa il massiccio presenta una ulteriore propaggine costituita da una serie di colline calcaree, che dal M.Acero al rilievo di Montepugliano, interrompono trasversalmente la depressione (**figura 116**).

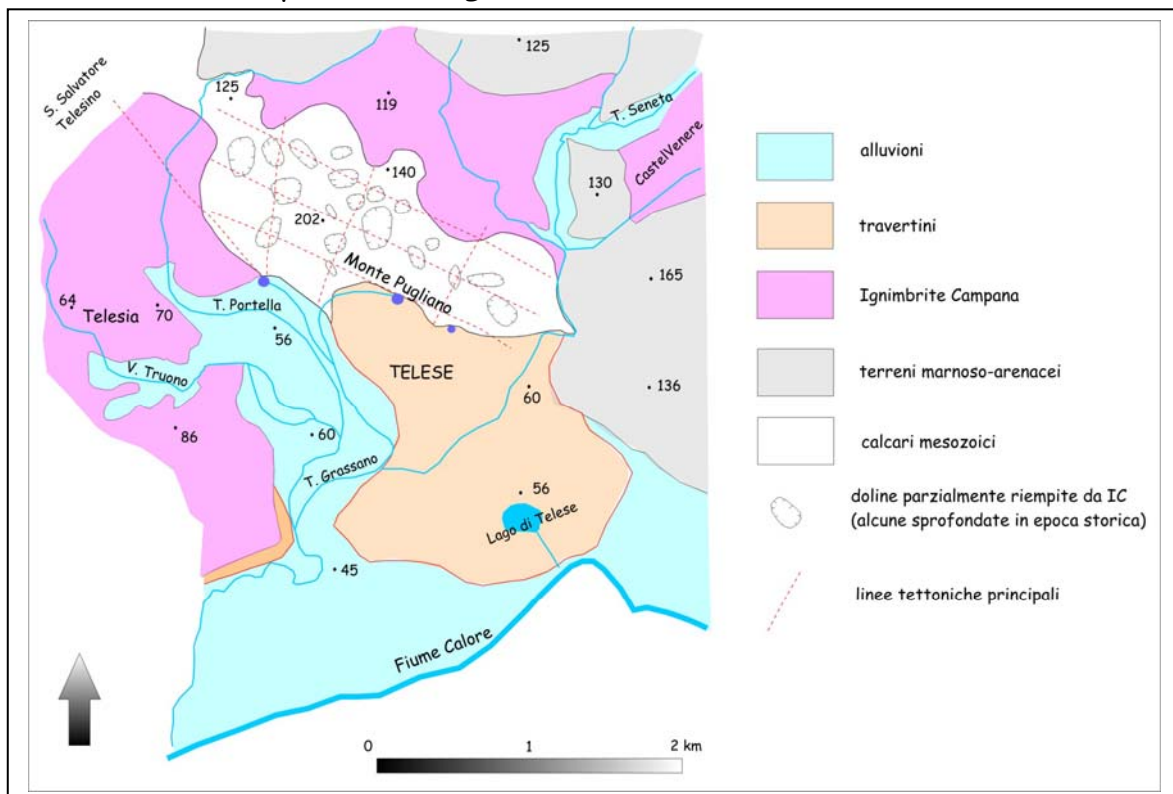


Figura 116: carta geologica schematica dell'area di Telesse

I travertini di Telese e di Amorosi formano ampi corpi stratiformi all'interno della depressione della media valle del Calore, immediatamente ad Est della sua confluenza con il fiume Volturno e a sud del piccolo rilievo calcareo, di Monte Pugliano. Questo si presenta fortemente carsificato (doline e inghiottitoi anche di epoca storica) sulla sua superficie sommitale, posta ad una quota di circa 180-200 m s.l.m. Proprio al piede meridionale di tale rilievo, effluiscono numerose sorgenti distribuite lungo un fronte ampio poco più di un chilometro. Si passa dalle copiose sorgenti del Rio Grassano a quelle di portata più ridotta, ipotermali, sulfuree e minerali delle note Terme e dell'Acqua minerale di Telese.

Gli affioramenti di travertino più significativi, anche se di modesto spessore (6-8 m), si rinvennero lungo la riva dx del Fiume Calore, lungo le rive del Lago di Telese, ed in prossimità della stazione di Amorosi.

Il substrato dei travertini è costituito da depositi alluvionali terrazzati (Conglomerati di Telese) ascrivibili ad un interstadiale del Wurm (Aiello et al, 1992).

L'analisi tessiturale eseguita da tali autori ha evidenziato, analogamente con gli altri depositi affioranti in Campania, 4 associazioni di litofacies che da sabbie calcaree con sottili intercalazioni di travertino (lacustre), passa a calciruditi e calcareniti fitoclastiche e travertini fitoermali di ambiente palustre, in aggiunta a travertini fitoclastici, microermali e stromatolitici di ambiente di pendio fino alle facies di travertini fitoermali di ambiente di cascata.

La nota di Aiello et al, (1992) individua due periodi di deposizione dei travertini: uno precedente l'IC (la placca di Amorosi) ed uno successivo (i travertini di Telese) senza fornire ulteriori indicazioni cronologiche.

Nel corso di alcuni scavi per sottofondazioni di abitazioni civili ubicate nel comune di Telese si è potuto notare che a pochi metri (da 0,5 m a 1,5 m) dal piano campagna attuale affiorano livelli travertinosi con uno spessore variabile da 15 a 50 cm che seppelliscono un livello argilloso sabbioso bruno-nerastro (spesso anche più di un metro) che contiene numerosi reperti di epoca romana (*figura 117*). Tale livello si appoggia su una placca di travertino in cui solitamente si fondano le abitazioni dell'attuale città di Telese.

Le fasi di deposizione di incrostazione travertinosa, qui riconosciute, sembrano essere cronologicamente coeve, con quelle rilevate per altri settori prossimi a sorgenti sovrassature in CaCO₃ (Pontecagnano, Paestum, Sarno, Acerra, Castel San Vincenzo), fatto che potrebbe testimoniare importanti cambiamenti climatici a scala almeno regionale.

Le osservazioni condotte permettono di affermare che:

- i travertini di fondazione dell'attuale città di Telese sono da riferirsi ai Travertini di Telese di Aiello et al (1992), di età post Ignimbrite Campana, e potrebbero avere avuto fasi di crescita anche nella prima parte dell'Olocene, così come è registrato per altre località della Campania (in questa tesi) e dell'Appennino Centrale.

- La deposizione dei travertini di Telese è ripresa in epoca post-romana così come per altre località della Campania (in questa tesi).

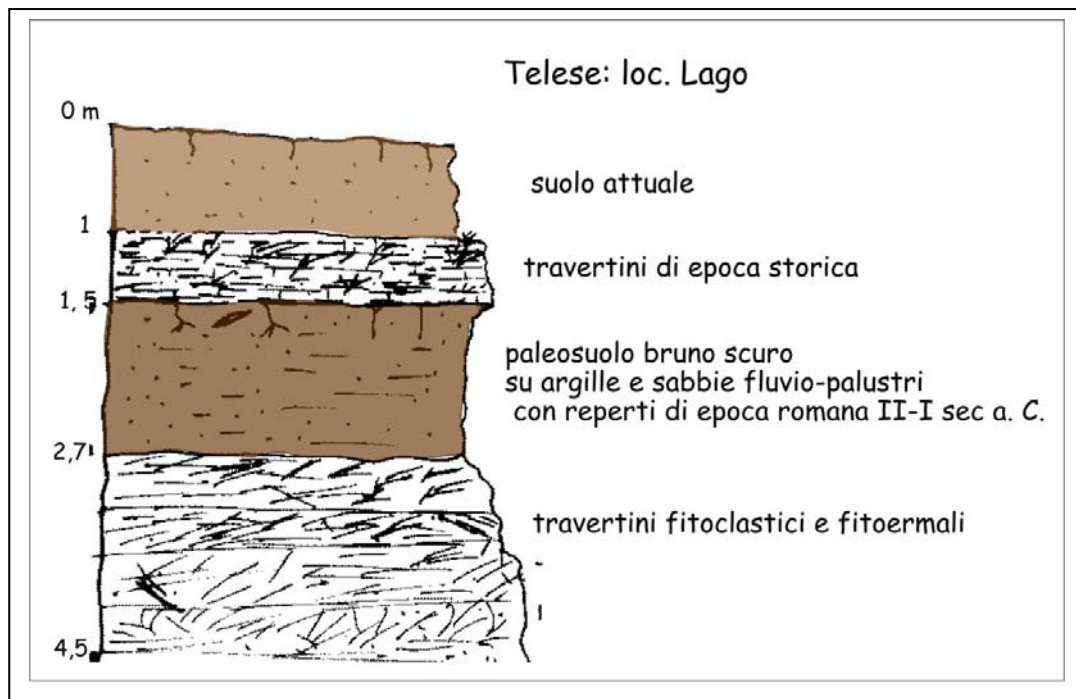


Figura 117: successione stratigrafica schematica dei travertini olocenici di Telese

Questa seconda fase di deposizione di epoca storica sembra essere poco conosciuta in letteratura, e quando documentata viene sempre ricondotta a particolari condizioni locali, senza sottolineare l'importanza, almeno regionale, del fenomeno.

Per l'area di Telese, inoltre la presenza delle sorgenti idrotermali mi aveva indotto a ritenere, erroneamente, i depositi travertinosi di Telese di origine idrotermale.

A tal proposito si è cercato di rintracciare documenti storici, fonti di potenziale informazioni sulla scansione cronologica degli eventi travertinosi.

Per la piana di Telese esistono una serie di documentazioni, che dall'epoca romana e fino ad oggi descrivono la situazione ambientale dell'Agro Telesino. Queste documentazioni aiutano a cogliere alcuni aspetti geoarcheologici, che così possono essere riassunti:

- A circa 2 km a est della città di Telese sono ancora oggi ben visibili i ruderi di un anfiteatro e di altri edifici, nonché delle mura perimetrali dell'antica città di Telesia, dapprima sannitica e poi romana (?IV sec a.C.-IV sec d.C.). Tanto Telesia che il territorio circostante sono più volte citati dagli storici romani. Tito Livio e Strabone ne parlano a proposito delle guerre annibaliche (214 a.C), a causa della rivolta delle città italiche contro Roma (98 a.C), ed ancora per le lotte che opposero Mario a Silla. Intorno all'anno 80 a.C. la città fu parzialmente distrutta da Silla e divenne colonia romana, raggiungendo e conservando a lungo notevole floridezza per la posizione strategica e la collocazione lungo la via Latina, importante arteria che da Cassino conduceva a Benevento. La presenza romana nel territorio telesino fu dunque massiccia e

duratura: ciò malgrado nessun autore accenna all'esistenza di sorgenti minerali sulfuree. Ove fossero state presenti, infatti i romani, ne avrebbero curato la valorizzazione e l'utilizzo. Le iscrizioni latine relative ad edifici termali, si riferiscono ai ruderi adibiti a tale uso ritrovati all'interno della cinta muraria di Telesia, a notevole distanza dalle sorgenti sulfuree ed a una quota topografica superiore di una quindicina di metri rispetto alle attuali sorgenti mineralizzate.

- Le acque minerali giunsero molto dopo, in seguito a diversi e paurosi terremoti (di due si ha anche la data: 848 d.C. e 9/9/1349), che alterarono la natura del colle Pugliano (sovrastante le odierne sorgenti minerali): " *sorse un fiume d'acque tetre e fosche, cinquanta passi di quà di un laghetto di acque minerali, e un quarto di miglio lungi da mofete, che spirano aliti sì fieri che ogni animale che vi dimori per un mezzo quarto d'ora infallibilmente vi muore....* " da come si legge nella dissertazione sulle mofete di Leonardo Da Capua del XVI secolo.
- Gli stessi statuti telesini, redatti intorno al 1100-1200, che pur fissavano delle regole precise e dettagliate in materia giuridica, civile, e commerciale, non contengono alcun riferimento ad acque sulfuree, laddove invece si parla diffusamente di acque incrostanti del Rio Grassano. Alcuni storici locali (Iannichino, 1900; Gautier, 1910)⁶, tendono a collegare la venuta a giorno delle acque sulfuree ai sismi, che interessarono la zona intorno al 1300, in particolare quello del 1349. In tale occasione la fuoriscita di acque mineralizzate sarebbe stata accompagnata anche da fenomeni di sprofondamento delle doline del Monte Pugliano.
- Anche una relazione del 1400 inviata alla santa Sede dal Vescovo di Telese, riporta la decisione di quest'ultimo di trasferirsi a Cerreto Sannita, essendo " *insalubre e micidiale l'aere che erasi renduto assai guasto e corrotto per le esalazioni delle mofete e delle acque stagnanti*".

Vi sono pertanto sufficienti elementi perché si possa accettare che furono disturbi tettonici, evidenziati da importanti sismi, a determinare l'emergenza delle sorgenti sulfuree. Nessun dubbio invece circa la preesistenza delle scaturigini del Grassano: ne è una prova l'ubicazione stessa dell'antica città di Telesia. La cinta muraria fu infatti portata a coincidere, dopo la colonizzazione romana, con il Vallone Truono a Sud e dei Rii Portella e Grassano a Nord.

Tale ragionamento chiarisce definitivamente, che i travertini di Telese si sono generati da acque fredde (*freshwater travertine*) e non da acque termali; e quindi possono essere utilizzati come indicatori paleoclimatici.

⁶ Per la bibliografia relativa alle notizie storiche dell'agro telesino vedi Pacelli, 1980

FF) SINTESI ED INTERPRETAZIONI DEI DATI

I dati raccolti per il settore dei bacini fluviali intrappenninici campani sono schematicamente riassunti nel quadro degli eventi morfodinamici riconosciuti di *figura 118*. Lo schema mostra le archeozone tipiche della Campania e le relative età archeologiche (età calendario), ed, oltre agli eventi morfodinamici riconosciuti, una correlazione con i records paleovegetazionali, fornite dallo studio dei pollini (zone polliniche e temperature) delle carote prelevate nei laghi di Monticchio, in Appennino meridionale (Allen et al, 2002). Sono inoltre rappresentati i tephra principali, che hanno interessato le aree interne appenniniche e i rapporti isotopici dell'Ossigeno dei carbonati pedogenetici dei paleosuoli, sigillati dalle varie eruzioni (Zanchetta et al, 2000). Sono stati evidenziati, la cronologia dei principali momenti di instabilità climatica dell'Olocene (Bond Events), nonché le principali attività di frequentazione preistoriche, protostoriche e le fasi edilizie di epoca storica, al fine di cogliere il ruolo giocato dalla presenza antropica nell'evoluzione dei sistemi geomorfici.

Per quanto riguarda le variazioni morfodinamiche riconosciute, si nota che uno dei fattori principali del cambiamento è la ripetuta aggradazione vulcanoclastica primaria (fall) e secondaria delle eruzioni vesuviane di Mercato, Avellino e del 472 d.C e principalmente della più grande e più antica eruzione dell'Ignimbrite Campana. Inoltre alcune variazioni dei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi possono essere ricondotte a crisi vegetazionali, indotte, in primo luogo, dalle variazioni climatiche oloceniche ed in secondo luogo ad impatti antropici, più ingenti in epoca storica. La più evidente variazione morfoclimatica è quella che riguarda la transizione dalle condizioni prettamente glaciali del tardo pleistocene a quelle francamente interglaciali della prima parte dell'Olocene.

A tal proposito si nota che, nell'ambito dei complessi di deiezione, generalmente, la crescita delle conoidi è polifasica, con le varie fasi separate da periodi di reincisione. Oltre alle fasi di crescita più antiche, che possono essere riferite all'ultimo massimo glaciale (LGM), in quanto rimaneggiano i prodotti vulcanici dell'IC, e soprattutto mostrano un buon contenuto di materiali detritici grossolani, sono sempre presenti le fasi di crescita oloceniche, che invece mostrano una dominanza di materiali vulcanoclastici e solo scarsi apporti detritici. Le conoidi si presentano notevolmente reincise dai torrenti che solcano i versanti carbonatici; in tali reincisioni si incastrano a quote più basse, generalmente, una o più generazioni di conoidi di età olocenica, in quanto rimaneggiano i prodotti delle eruzioni vesuviane di Mercato (8.0 ka BP) e di Avellino (3.7 ka BP), e del 472 AD.

Circa i caratteri geomorfologici delle scarpate che bordano i gruppi montuosi carbonatici, adiacenti le depressioni fluviali intrappenniniche, va osservato che, escluse le concavità create dai valloni che le intaccano, esse si presentano come versanti a profilo trasversale quasi rettilineo ed inclinato intorno a 35°. Ciò li fa interpretare come delle scarpate evolutesi secondo il noto modello della recessione di pareti, e parallela sostituzione con un pendio di trasporto-sostituzione (*cliff*

recession di Lehmann, 1933; *slope replacement* di Young, 1972). L'erosione lineare vi si manifesta per lo più sottoforma di valloncelli (gully), subparalleli e quasi equispaziati, che incidono soprattutto il talus della parte bassa dei pendii. Le conoidi più antiche (Pleistocene superiore) si trovano nella zona alta del talus deposizionale ed appaiono ridotte, per opera di successivi eventi di dissezione lineare, a residui di forma triangolare. Le conoidi più antiche sono generalmente costituite da corpi stratoidi di ghiaie calcaree sub-arrotondate e spesso cementate. A queste seguono serie conglomeratiche analoghe, ma con una presenza di matrice e di intercalazioni piroclastiche che diventa sempre più importante procedendo verso i termini più recenti della successione tipo, i quali si concentrano nella parte bassa e meno acclive della fascia pedemontana. I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota, consentono di affermare che la prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale e nel Post glaciale (fino allo YD, molto probabilmente), quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli, e i climi più aridi e secchi hanno predisposto il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei, contribuendo all'abbondante carico solido grossolano dei torrenti presenti. Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche è stato tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie riconosciute permettono di ascrivere i singoli episodi alluvionali a debris flows e a flussi iperconcentrati; rare invece sono le facies indicative di una deposizione ad opera di correnti trattive (stream flows).

La riattivazione delle conoidi oloceniche sembra essere preceduta da importanti crisi vegetazionali, dettate in primo luogo da brevi crisi aride e/o con precipitazioni non stagionali e spesso violente, ed in secondo luogo dalle attività antropiche. Inoltre l'ultima generazione di conoidi (epoca storica) può essere definita come quiescente, piuttosto che come inattiva, in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici, nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia, indicativi di colate detritiche recenti. Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (laghi) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

Una evoluzione differente mostrano i versanti bordieri in rocce tenere delle colline appenniniche: queste si contraddistinguono prevalentemente per le dolci morfologie e le basse pendenze, e per i terreni di natura essenzialmente argillosa, arenacea e conglomeratica, che complessivamente formano ammassi rocciosi a bassa resistenza all'erosione. Ciò ha determinato un paesaggio quasi privo di elementi a forti pendenze (dominano i pendii meno acclivi di 20° circa), con rare eccezioni localizzate, laddove affiorano formazioni più coerenti e litoidi. Pur essendo presenti sia strutture tettoniche a pieghe e sovrascorrimenti, sia dislocazioni lungo faglie ad alto angolo, il paesaggio dell'Appennino esterno, non mostra eclatanti morfologie di tipo strutturale,

in virtù del fatto, che la grande erodibilità delle sue litologie ha certamente favorito l'obliterazione di queste forme a vantaggio di quelle prettamente erosionali.

Le sommità dei rilievi presentano spesso elementi a dolcissima pendenza che sono resti di *paleosuperfici* d'erosione modellatesi prima degli ultimi sollevamenti della catena (Pliocene sup-Pleistocene inf.). Tali relitti morfologici sono stati quasi ovunque distrutti dalla dissezione fluviale che ha accompagnato e seguito i sollevamenti tettonici. I rilievi collinari sono separati tra loro soprattutto da valli di erosione fluviale di vario ordine gerarchico, le quali danno luogo a reti di drenaggio di notevole fittezza anche in virtù della bassa permeabilità delle litologie affioranti. L'organizzazione planimetrica della rete idrografica è generalmente di tipo dendritico, ovvero con ramificazioni ad andamento arborescente dei segmenti fluviali di ordine via via inferiore.

I *versanti* mostrano generalmente profili trasversali del tipo convesso-concavo (convessità nella parte alta e concavità in quella bassa). Planimetricamente i versanti sono molto articolati, sia per il susseguirsi di valli e vallecole da erosione lineare, sia per la presenza di nicchie di frana, movimenti lenti, creep e soliflussi di varia natura e dimensioni. Questo secondo caso si verifica soprattutto nelle zone dove affiorano formazioni argillose e/o caoticizzate da antichi fenomeni di trasporto tettonico. La distribuzione geografica delle morfologie da frana rimarca spesso i fianchi e le testate di valli di basso ordine gerarchico, che sono di recente sviluppo o ancora in fase di approfondimento.

Anche le valli maggiori e più antiche (Calore, Ufita, Miscano, Sabato, Fredane ecc) manifestano delle instabilità dei fianchi, dove il corso d'acqua si trova a scalarli al piede per migrare lateralmente. Tali fenomeni sono tuttora attivi e certamente lo sono stati anche durante l'Olocene, ogni qualvolta le coperture vegetali arboree sono venute a mancare, sia a causa delle variazioni climatiche tarsoquaternarie, che dei ripetuti e continui impatti antropici (incendi, disboscamenti, agricoltura estensiva ed intensiva), che dalla nascita dell'agricoltura neolitica ad oggi, hanno interessato le dolci morfologie sub-appenniniche.

Le principali fasi di instabilità dei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi, testimoniate da erosioni, eventi alluvionali, apporti detritici, scarse coperture vegetali, ecc, sono generalmente collocate:

- Dopo il neolitico finale e prima dell'età del Bronzo antico, cioè tra circa 5.500-5.000 anni fa.
- Appena prima e subito dopo l'eruzione di Avellino, cioè tra 4.000 e 3.500 anni fa
- Tra la fine dell'età del Ferro e l'epoca sannitica, cioè tra 2.800 e 2.300 anni fa
- Appena prima e soprattutto dopo l'eruzione del 472 d.C., cioè tra 1500 e 1200 anni fa (Younger Fill di Vita Finzi, 1969).

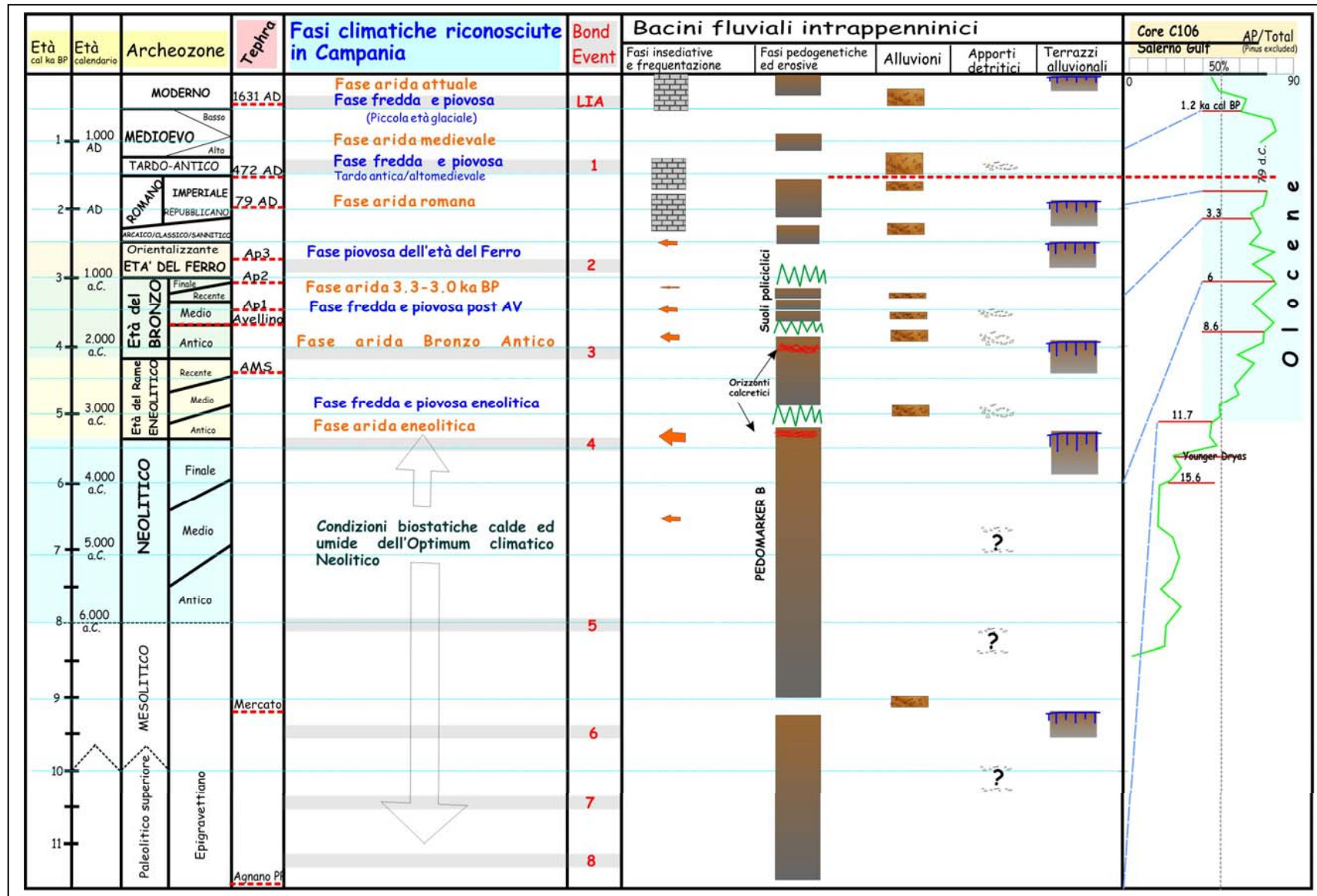


Figura 118: quadro riassuntivo degli eventi morfodinamici riconosciuti lungo le valli appenniniche della Campania

Inoltre, molti settori dei fondovalle appenninici mostrano vari ordini di terrazzi alluvionali, generalmente di età decrescente verso il fondovalle. In alcuni settori della Valle dell'Ufita e della Valle del Calore, il quadro archeologico e le eruzioni vesuviane di Avellino, Mercato e 472 d.C., permettono di identificare alcuni momenti in cui i terrazzi risultano individuati e recano sulla superficie paleosuoli ben sviluppati e ben datati.

Questi risultano occupati dagli insediamenti del Neolitico finale/Eneolitico antico (circa 6.000 anni fa), del Bronzo antico (prima di 4.000 anni fa), dell'epoca sannitica-romana (IV sec a.C.-IV sec d.C.), e di epoca medievale-moderna.

Tale evoluzione è stata certamente influenzata dalle variazioni climatiche tardoquaternarie ed oloceniche, anche se c'è da tenere presente che, molti settori delle valli appenniniche mostrano anche segni di attività tettonica recente. In particolare si evidenzia che i climi più caldi e le precipitazioni abbondanti della prima parte dell'Olocene hanno favorito lo sviluppo di ampie coperture boschive e vegetali e di conseguenza di spessi manti pedologici. I versanti bordieri, i terrazzi, il fondovalle e comprese le sponde sono completamente vegetate e coperte da spessi paleosuoli (pedomarker B), condizioni che inibiscono la disponibilità di materiali per l'erosione e per il trasporto e che facilitano una sorta di riposo morfogenetico. I corsi d'acqua sono caratterizzati generalmente da flussi ben regolari ed incanalati, che trasportano materiali generalmente in sospensione, e da aree golenali e settori depressi, caratterizzate, anche, da depositi palustri, condizioni che potrebbero testimoniare un livello di base fluviale più alto di quello odierno, alimentato dalle abbondanti e regolari precipitazioni. Condizioni calde ed umide, tipiche dell'Optimum climatico Neolitico.

A partire dalla fine del Neolitico si evidenziano una serie di cambiamenti dei sistemi geomorfici, indotte probabilmente da crisi vegetazionali dettate da fasi aride e dagli impatti antropici. I processi resistatici registrati (erosione diffusa dai versanti, ricoprimento dei terrazzi neolitici, fasi di riempimento vallivo, successiva re-incisione, e formazione di nuovi ordini di terrazzi) si registrano in più fasi durante la seconda parte dell'olocene. Anche se i vari ordini di terrazzi riconosciuti sono di età e forme differenti, nelle diverse valli appenniniche analizzate, e all'interno di queste, nei diversi tratti fluviali, si nota che, generalmente sono occupati (e quindi risultano già individuati) dalle comunità preistoriche del Bronzo, e storiche dell'epoca sannitica-romana. Tale evoluzione potrebbe testimoniare chiare condizioni biostatiche tra circa 5.000 e circa 4.500 anni fa, e tra circa il III sec a.c. e circa il III sec d.C. Solo in alcuni settori si registra un altro ordine di terrazzo, generalmente intermedio agli ultimi due, e quindi di età compresa tra il Bronzo Medio (post eruzione di Avellino) e l'età sannitica, cioè tra circa il XV sec a.C. e circa il X sec a.C.

Per quanto riguarda i paleosuoli si nota che:

- Quelli della prima parte dell'Olocene (che generalmente contengono il tephra dell'eruzione di Mercato) sono molto maturi e profondi, con un elevato contenuto di materia organica e sono costituiti da materiali vulcanoclastici e terrigeni, molto argillificati e una scarsità di materiali detritici grossolani. I

paleosuoli del Neolitico finale/Eneolitico, mostrano quindi una evoluzione pedogenetica di lungo periodo, dettata da un clima caldo ed umido e da una fiorente vegetazione arborea, in chiare condizioni biostatiche. Generalmente, in Italia centrale (Frezzotti & Narcisi, 1996) il paleosuolo della prima parte dell'Olocene è utilizzato per correlazioni pedoclimatiche di valenza almeno regionale. Pertanto i paleosuoli del Neolitico finale/eneolitico delle aree interne appenniniche possono essere riferiti al Pedomarker B di Frezzotti & Narcisi, 1996. Tali autori, oltre a considerazioni di carattere cronologico, che permettono di ascrivere i pedomarker B all'intervallo (post-glaciale/età eneolitico/età del Bronzo antico (Tardiglaciale-circa 4.000 anni fa), ipotizzano che l'evoluzione pedogenetica è stata di lungo periodo e dettata da climi caldi ed umidi ed è stata interrotta da importanti fasi resistatiche e/o eoliche, a partire da circa 5.000 anni fa.

- In molti contesti (al piede di versanti carbonatici, all'interno dei talus deposizionali detritici, di solito con esposizione Sud), i paleosuoli del Neolitico medio-finale e del Bronzo antico, mostrano una evoluzione tipica di condizioni climatiche calde ed aride, che hanno portato alla formazione di orizzonti calcetrici, rizoliti, radici calcificate ed ad un generale aumento dei carbonati di origine pedogenetica all'interno dei suoli (Zanchetta et al, 2000).
- I paleosuoli di età più recente mostrano, invece, caratteristiche dei suoli policiclici, in quanto prevale l'aggradazione e/o l'erosione sulla pedogenesi, e generalmente contengono anche un buon contenuto di detriti, segnale questo che potrebbe riflettere una crisi vegetazionale, probabilmente dettata da crisi aride e/o da impatti antropici. Le crisi vegetazionali, ben evidenti nei records pollinici delle carote di Monticchio e di altre aree mediterranee, sono centrate a circa 5.0 ka BP, a circa 3.3 ka BP, a circa 2.0 e a circa 1.0 ka BP, avrebbero favorito l'erosione delle coperture pedologiche fino ad interessare i detriti del substrato o di antiche conoidi stabilizzate.

Alla fine del Bronzo Antico le aree interne appenniniche vengono investite dai prodotti vulcanici da fall piroclatico (ceneri e pomici) dell'eruzione di Avellino. I paleosuoli sigillati da queste eruzioni mostrano un più basso rapporto isotopico dell'ossigeno del carbonato di origine pedogenetica (Zanchetta et al, 2000), che potrebbe denotare una significativa variazione climatica. In particolare si registra un forte calo dopo l'eruzione di Avellino, testimoniando una variazione di temperatura di circa 2°, secondo Zanchetta et al, 2000. Anche Vogel et al (1990) dimostrano, che le temperature medie del mediterraneo si sono abbassate di circa 1°, subito dopo le eruzioni di Santorini e di Avellino, ritenendo responsabile di questo calo, l'enorme quantitativo di polveri vulcaniche, presenti in atmosfera proprio in questo periodo, che avrebbe fatto da filtro alla radiazione solare. La risposta dei sistemi geomorfici dei versanti e dei fiumi a questa variazione è ben evidente in tutte le successioni analizzate, dove i prodotti di Avellino, quando presenti, sono generalmente erosi, con superfici di discontinuità che si spingono fino ai livelli sottostanti.

Capitolo 5

Conclusioni

Il capitolo delle conclusioni è strutturato in due parti: nella prima vengono evidenziate le principali variazioni morfodinamiche riconosciute in Campania e i relativi fattori che concorrono al cambiamento (climatici, vegetazionali, vulcanici, antropici, ecc), mentre nella seconda vengono mostrate, mediante alcuni schemi sintetici, le principali variazioni climatiche riconosciute, nonché le relative correlazioni con quelle riconosciute dagli altri record.

5.1 *Principali variazioni morfodinamiche riconosciute*

Il record geoarcheologico e geomorfologico tarδοquaternario della Campania mostra articolazioni geopedostratigrafiche e morfodinamiche, riconducibili in primo luogo alle variazioni climatiche, agli episodi vulcanici e/o tettonici, nonché, per i tempi storici, a significativi impatti antropici. Queste variazioni risultano essere ben inquadrare nel tempo, attraverso il riconoscimento dei tephra vesuviani e flegrei ed attraverso le informazioni archeologiche.

In particolare si registra che le variazioni dei sistemi geomorfici, riconosciute per l'Olocene, sono certamente di entità minore rispetto a quelle tardopleistoceniche, e che tali variazioni sembrano essere sincrone (o con tempi di risposta, solo in qualche caso, localmente e leggermente diversi), in molti morfoscenari della Campania (piane alluvionali costiere, settore pedemontani, valli fluviali, versanti, travertini, ecc). Inoltre tali variazioni sembrano coincidere con importanti momenti di trasformazioni climatico ambientali, registrate dagli HRPD e dagli RN, sia per le aree mediterranee che per quelle nord-europee (Bond Events, Rapid Climatic Change, Shorts Events, ecc).

Sebbene si è puntata l'attenzione principalmente alle variazioni climatico-ambientali dell'Olocene, la ricerca ha messo in evidenza la transizione morfodinamica tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. Vedremo come essa si esprime nei vari morfoscenari analizzati, insieme alle variazioni di minore portata verificatesi nell'Olocene.

Nell'ambito dei *complessi di deiezione*, generalmente (e vale per quasi tutto il territorio della Campania) la crescita delle conoidi è polifasica, con le varie fasi separate da periodi di reincisione.

Oltre alle fasi di crescita più antiche se ne riconoscono una precedente l'Ignimbrite Campana (IC), che può essere riferita alla prima parte del Wurm, ed un'altra, che ricopre invece l'IC, più ricca di matrice e di intercalazioni piroclastiche del Somma e dei Campi flegrei, che può essere riferita all'ultimo massimo glaciale (LGM).

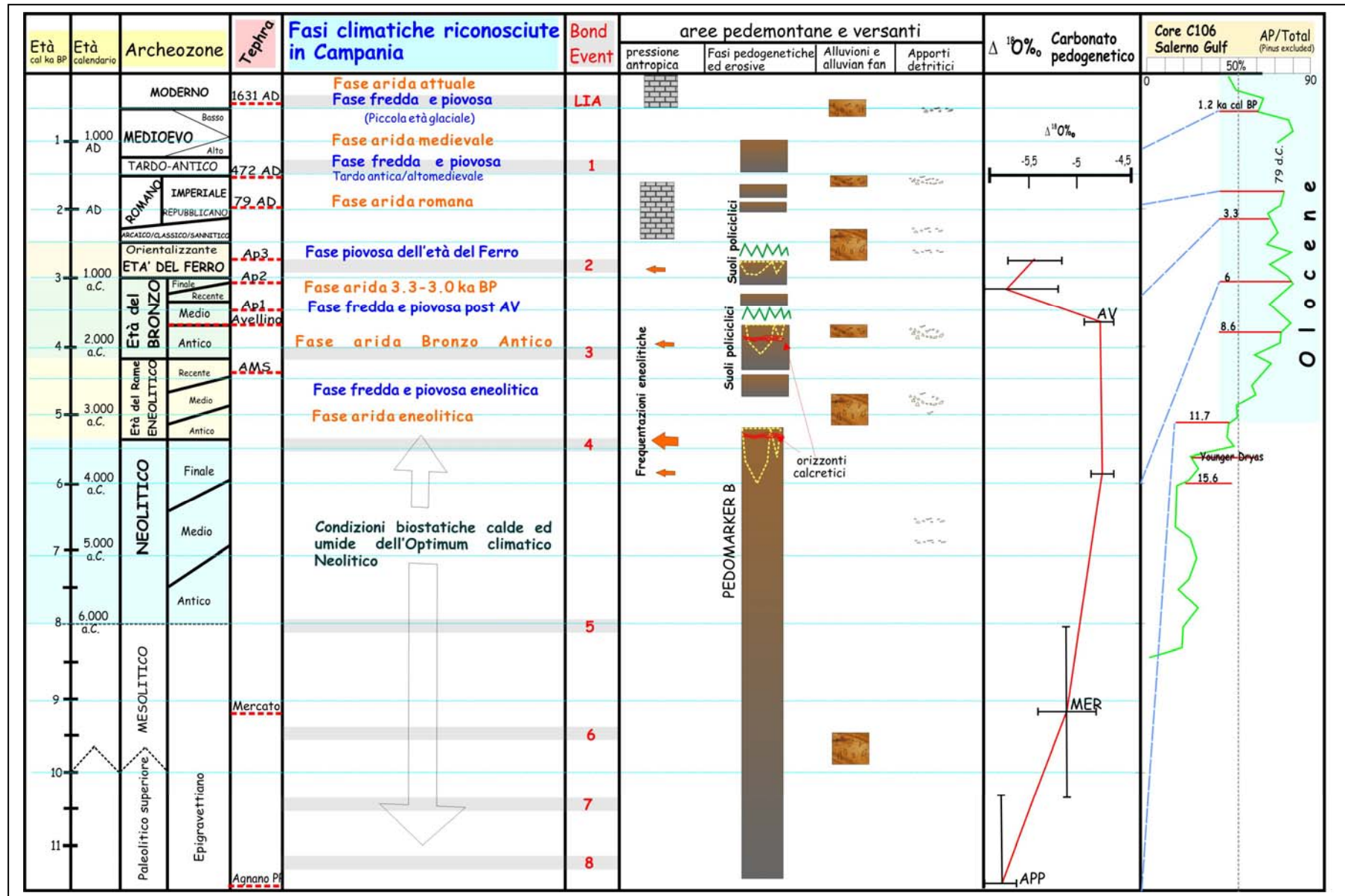


Figura 119: Principali eventi morfodinamici olocenici delle aree pedemontane e dei versanti

Le conoidi wurmiane e dell'ultimo massimo glaciale sono a forte angolo e si presentano notevolmente reincise dai torrenti che solcano i versanti carbonatici bordieri delle piane campane; in tali reincisioni si incastrano a quote più basse generalmente una o più generazioni di conoidi di età olocenica, in quanto recano e rimangono i prodotti delle eruzioni flegree di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP) e Agnano Monte Spina (4.1 ka BP); quelle vesuviane di Mercato (8.0 ka BP) e di Avellino (3.7 ka BP), delle eruzioni Protostoriche, del 79 d.C, del 472 AD e del 1631 AD. I prodotti piroclastici (generalmente pomici e ceneri) sono diffusi, con volumi notevoli, nelle aree poste ad est dei Campi flegrei e del Vesuvio) ad eccezione dei prodotti del 79 d.C. che presentano un asse di dispersione verso sud del Vesuvio) (*figura 119*).

Circa i caratteri geomorfologici delle scarpate che bordano i gruppi montuosi carbonatici va osservato che, escluse le concavità create dai valloni che le intaccano, esse si presentano come versanti a profilo trasversale quasi rettilineo ed inclinato intorno a 35°. Ciò li fa interpretare come delle scarpate evolutesi secondo il noto modello della recessione di pareti, e parallela sostituzione con un pendio di trasporto-sostituzione (*Cliff Recession* di Lehmann, 1933; *Slope Replacement* di Young, 1972). Queste sono generalmente interpretate come relitti climatici delle ultime fasi glaciali, con i depositi posti alla base delle scarpate che sono criogenici. Essi sono generalmente costituiti da corpi stratoidi di ghiaie calcaree sub-arrotondate e spesso cementate. A queste seguono serie conglomeratiche analoghe, ma con una presenza di matrice e di intercalazioni piroclastiche che diventa sempre più importante procedendo verso i termini più recenti della successione tipo, i quali si concentrano nella parte bassa e meno acclive della fascia pedemontana.

Sugli interfluvii l'erosione lineare vi si manifesta per lo più sottoforma di valloncelli (gully), subparalleli e quasi equispaziati, che incidono soprattutto il talus della parte bassa dei pendii. Le conoidi più antiche, quelle altopleistoceniche, si trovano nella zona alta del talus deposizionale ed appaiono ridotte, per opera di successivi eventi di dissezione lineare, a residui di forma triangolare. I rapporti stratigrafici esistenti tra i depositi di deiezione ed alcune formazioni piroclastiche di età nota consentono di affermare che la prima generazione di conoidi si è accresciuta, probabilmente con più fasi, durante l'ultimo periodo glaciale, quando la scarsa vegetazione presente e le scarse coperture di suoli, e i climi più aridi e secchi hanno predisposto il substrato alla gelifrazione degli affioramenti calcarei, determinando un abbondante carico solido grossolano ai torrenti presenti. Il rimaneggiamento alluvionale delle falde detritiche è stato tuttavia facilitato dalla presenza della matrice vulcanoclastica fornita dalle eruzioni vesuviane e flegree. Le facies e le strutture sedimentarie riconosciute permettono di ascrivere i singoli episodi alluvionali a debris flows e a flussi iperconcentrati; rare invece sono le facies indicative di una deposizione ad opera di correnti trattive (stream flows).

Le conoidi oloceniche (della seconda generazione), a tessitura più fine, meno acclivi e poco o niente reincise, come già accennato, rimangono o recano intercalate, i materiali delle eruzioni di Agnano Pomici Principali (10.3 ky BP, data non calibrata -no

cal-), di Mercato (8.0 ka BP, no cal) e di Avellino (3.7 cal ka BP) e delle eruzioni pliniane di epoca storica. In base a tali osservazioni, si nota che il limite cronologico Pleistocene superiore/Olocene di questi morfoscenari è precedente alla data dell'eruzione di Agnano Pomice Principali (dove questa è presente, Monti di Avella e di Sarno) o, generalmente, di molto precedente l'eruzione di Mercato (che presenta una diffusione maggiore, fino alle valli fluviali appenniniche).

La riattivazione delle conoidi nell'Olocene sembra essere preceduta da importanti crisi vegetazionali, dettate in primo luogo da brevi crisi aride e/o con precipitazioni non stagionali e spesso violente, ed in secondo luogo (molto spesso localmente) dalle attività antropiche. Inoltre l'ultima generazione di conoidi (epoca storica) possono essere definite come quiescenti, piuttosto che come inattive, in quanto è evidente l'assenza di dissezione sulle loro superfici, nonché la perfetta conservazione delle forme deposizionali, le quali includono dossi prominenti allungati a goccia, indicativi di colate detritiche recenti. Ad accrescere il rischio alluvionale cui è esposta la parte bassa della fascia pedemontana contribuisce il fatto che molti alvei canalizzati (laghi) che la percorrono, sono per lunghi tratti pensili rispetto alle aree adiacenti, correndo sulla sommità dei citati dossi prominenti.

Le principali fasi di attività delle conoidi pedemontane della Campania si collocano:

- 1. subito dopo il Neolitico finale/Eneolitico iniziale (a circa 5.5-5.0 ka BP),*
- 2. nel corso del Bronzo Antico (a circa 4.0 ka BP),*
- 3. dopo l'eruzione di Avellino (a circa 3.0-2.5 ka BP),*
- 4. nel TardoAntico/Alto Medioevo (circa 1.5-1.2 ka BP) e*
- 5. nella piccola età glaciale settecentesca ed ottocentesca.*

Al contrario risultano inattive e stabilizzate nella prima parte dell'Olocene (fino a circa 5.000 anni fa), testimoniando una sorta di riposo morfogenetico dettato molto probabilmente da condizioni climatiche calde ed umide e con piogge ben regolari, per un lungo intervallo di tempo (anche millenario), mentre a partire da circa 5.000 anni si hanno periodi di quiescenza alternate alle fasi di crescita prima elencate.

Anche l'evoluzione tardoquaternaria delle **valli fluviali appenniniche**, che sono attraversate dai principali fiumi della Campania ed intersecate dai loro tributari, mostra che l'ultima fase glaciale, come le precedenti, ha giocato un ruolo importante, portando ad un rapido modellamento dei versanti e alla formazione di potenti accumuli clastici nelle valli e nelle depressioni strutturali (**figura 120**).

A tali potenti accumuli hanno contribuito fortemente anche i prodotti vulcanoclastici delle più importanti eruzioni pre-oloceniche (IC, ed altre), nonché di quelle oloceniche (Mercato, Avellino e 472, ecc), le quali presentano generalmente un'asse di dispersione orientato ad est dei punti di emissione (esclusa l'eruzione del 79 d.C.), proprio in direzione delle aree interne appenniniche.

Nell'Olocene invece si registra soprattutto un generale approfondimento del reticolo fluviale, che ha permesso la dissezione delle potenti serie di riempimento delle ultime fasi glaciali e lo svuotamento parziale delle valli. In particolare si registra che nelle

fasi di passaggio dal LGM alla prima parte dell'Olocene, la ridotta produzione di materiali dai versanti (si attenuano i processi crioclastici) e la conseguente riduzione del carico solido disponibile, nonché l'aumento delle precipitazioni e della temperatura (che porta allo sviluppo di superfici pedogenizzate sorrette da una fiorente vegetazione), inducono un'approfondimento (incisione) dei corsi fluviali, all'interno della serie di riempimento glaciale, il quale genera un terrazzo alluvionale. Questo è generalmente visibile in molti settori delle valli appenniniche (solo in quelli indeformati) e reca sulla sua superficie un paleosuolo bruno maturo, solitamente impostato su colluvi vulcanoclastici delle eruzioni tardo pleistoceniche (Ignimbrite Campana, Tufo Giallo Napoletano, Agnano Pomici Principali, Mercato) e/o sui detriti crioclastici di versante e/o sulle alluvioni l.s.

Il paleosuolo inoltre ospita i primi insediamenti preistorici del Neolitico, nonché mostra i segni delle attività legate alla rivoluzione culturale della nascita dell'agricoltura e dell'allevamento. Per le sue caratteristiche geopedostratigrafiche, il paleosuolo del Neolitico delle aree campane può essere riferito a condizioni climatiche calde ed umide e correlato ai Pedomarker B di Frezzotti e Narcisi, 1996. A partire da questo momento il record geoarcheologico e geomorfologico è più discontinuo, sia cronologicamente che spazialmente, anche se in alcuni settori sono ben individuabili successive fasi di riempimento/incisione/terrazzamento delle valli fluviali appenniniche.

In particolare la tendenza alla aggradazione caratterizza:

- *l'Eneolitico (circa 5.000 anni fa),*
- *il Bronzo medio (circa 3.500 anni fa),*
- *il periodo compreso a tra l'età del Ferro (VII sec a.C.) e le soglie dell'epoca romana (III sec a.C.),*
- *il Tardo Antico/Altomedioevo (V-VIII sec d.C.).*

Le fasi di aggradazione dall'età del Ferro in poi, sono riconosciute anche in altre valli fluviali del bacino del Mediterraneo, dove sono note con il nome di Younger Fill (Vita Finzi, 1966).

I terrazzi più bassi di quelli Neolitici (quando presenti) sono generalmente occupati dalle popolazioni preistoriche dell'età del Bronzo antico (4.0-3.7 ka BP) e storiche di epoca romana (circa 2.000 anni fa), mostrando una certa stabilità proprio in questi periodi. Gli insediamenti eneolitici, dell'età del Bronzo, di età romana sono generalmente interessati da frequenti alluvionamenti, che hanno decretato il seppellimento delle evidenze archeologiche più significative. Come discusso nel capitolo 4 le cause determinanti delle variazioni di questi sistemi geomorfici chiamano ancora una volta in causa il ruolo della vegetazione, capace di trattenere le terre e ridurre il carico solido disponibile. Stabilire quale sia la concausa che determina il degrado vegetazionale (crisi aride o impatti antropici) è allo stato delle conoscenze ancora dubbioso, anche se risulta evidente che gli impatti antropici sui sistemi geomorfici diventano dominanti (alla scala del bacino idrografico) solo a partire dall'età del Ferro (circa 3.000 anni fa), mentre per i millenni precedenti le

antropizzazioni delle comunità preistoriche interessano solo situazioni locali (versante, terrazzo alluvionale, ecc).

Circa le **oscillazioni della linea di costa olocenica** registrate in tutte le piane costiere della Campania, una spiegazione esclusivamente in termini di puro controllo eustatico non appare sempre soddisfacente. Infatti i fenomeni in questione (fasi trasgressive e progradazionali) sono stati certamente influenzati, se non determinati, da molte altre variabili fra loro interagenti in modo complesso e non ancora note nella loro evoluzione temporale. Fra queste vanno sottolineate in prima parte i movimenti tettonici e vulcano-tettonici tarcoquaternari, anche pulsanti, cui le piane sono esposte ed in secondo luogo l'influenza esercitata dall'intermittente attività vulcanica esplosiva, nonché dalle varie fasi di impatto antropico sulla dinamica sedimentaria fluviale e costiera, la quale è notoriamente in grado di enfatizzare o controvertire le tendenze evolutive indotte su una costa, dai fatti eustatici e tettonici.

Comunque la tendenza evolutiva generale manifestata nel corso dell'Olocene appare comunque suddivisibile in due fasi principali: la prima, iniziata nel postglaciale e durata fino a circa 6.000 anni fa (max trasgressione versiliana), durante la quale il sollevarsi del livello marino prevale sull'aggradazione sedimentaria, determinando una profonda ingressione marina, che nelle sue fasi finali avanza modellando piattaforme di abrasione, falesie e cordoni dunari. La seconda fase comincia quando il valore del ritmo di sollevamento relativo del livello di base (dato dalla sommatoria: variazione del livello marino + subsidenza della piana) si abbassa al di sotto di quello del ritmo di aggradazione (sedimentaria + piroclastica) della piana. Di conseguenza si ha una inversione di tendenza nella morfodinamica della linea di costa che prende infatti ad avanzare formando lidi sabbiosi subparalleli alla costa attuale, sempre più avanzati, alle spalle dei quali, si determinano ambienti acquitrinosi (**figura 121**).

Questa tendenza progradazionale sembra accentuarsi in determinati momenti dell'Olocene, generalmente in fase con i periodi di maggiore imput fluviale e (in Piana Campana) con le principali eruzioni pliniane vesuviane e flegree.

Inoltre si registra una forte avanzata soprattutto, quando la pressione antropica sui settori medio-terminali delle piane costiere diventa più intensa.

- *Una prima progradazione (anche se non registrata ovunque, manca per es. a Velia ed in Piana Alento, e a Salerno) si verifica subito dopo la massima trasgressione versiliana, a partire dall'Eneolitico (circa 5.000 anni fa);*
- *una seconda si verifica dopo l'eruzione di Avellino (circa 3.500 anni fa);*
- *una terza (la più marcata di tutte, presente in tutte le piane campane, nonché in altre aree mediterranee) si verifica nell'intervallo compreso tra il VII sec a.C.-VIII sec d.C, con una stasi durante l'epoca romana;*
- *una quarta più recente (post XVII sec), riferibile alla Piccola Età Glaciale.*

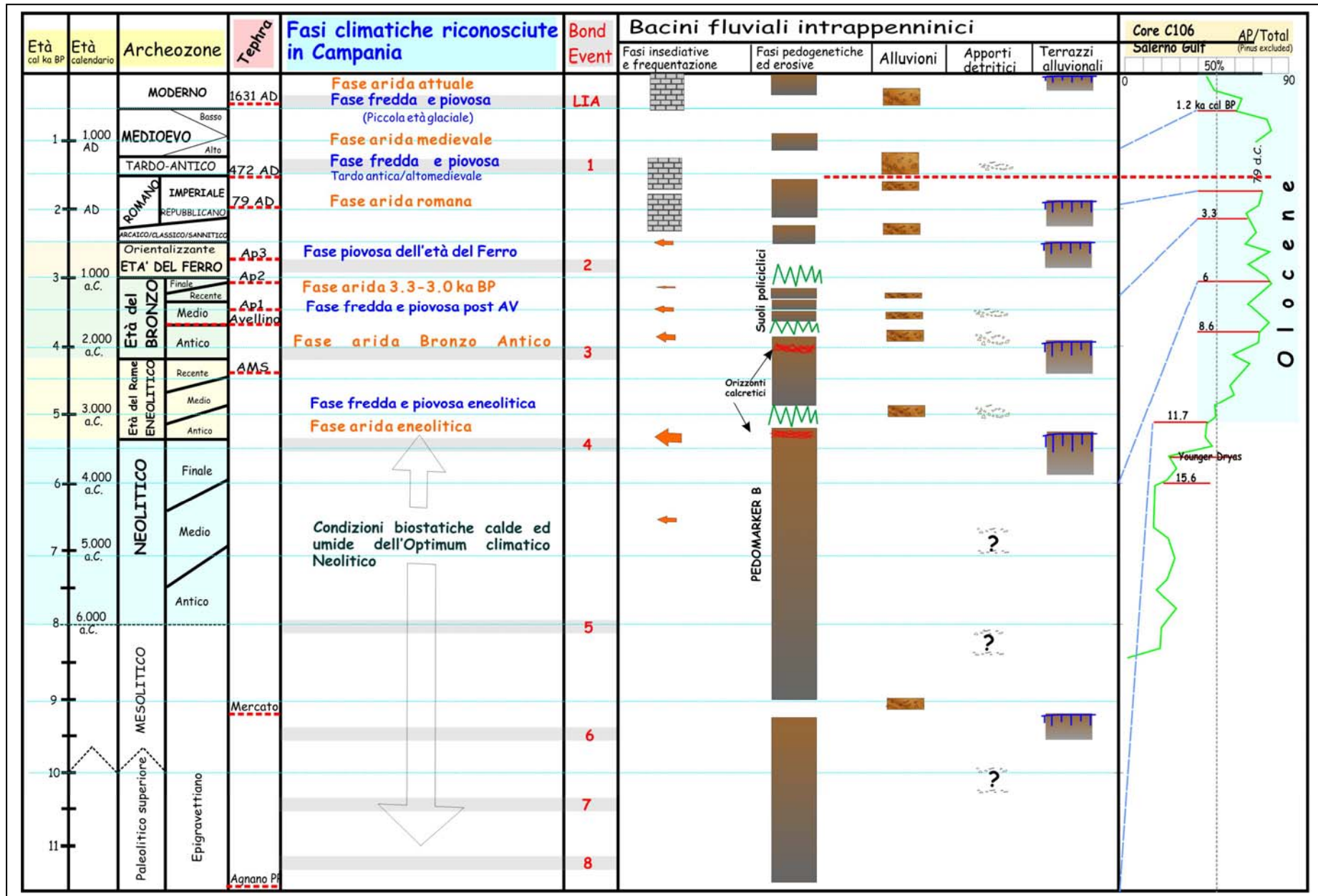


Figura 120: Principali eventi morfodinamici olocenici dei bacini fluviali appenninici

Le fasi di high stand del livello del mare sono diacronicamente e sincronicamente diverse nelle piane costiere campane: queste sono generalmente accompagnate dalla formazione di ampi cordoni dunari, più o meno paralleli all'attuale linea di costa, e da alcune eolianiti, che si ritrovano lungo il litorale campano.

In particolare si registra che lungo il litorale Sud (da Agropoli a Velia) i cordoni dunari e le eolianiti sono collocate a:

- circa 6.000 anni fa (max trasgressione versiliana),
- dopo 3.500 anni fa e prima di 2.600 anni fa,
- in epoca romana,
- nel medioevo.

Nella piana del Sele invece si datano:

- tra circa 5.300 e circa 3.600 anni fa (età non calibrate) le fasi di crescita del cordone di Laura;
- tra 2.600 e post epoca romana, il cordone di Sterpina, che presenta due fasi di crescita, separate da una fase ingressiva e dall'eruzione del 79 d.C.

Per la piana Sarno invece si registrano cordoni dunari datati:

- tra 5.600 e 4.500 anni fa (date non calibrate) per quello di Messigno,
- tra circa 3.600 e 2.500 anni fa per quello di Bottaro/Pioppaino.

Sono inoltre presenti il cordone dunare:

- di epoca romana
- di epoca medievale.

Le piane alluvionali costiere mostrano anche altre informazioni sulle variazioni dei sistemi geomorfici, indotte climaticamente, che regolano la deposizione di depositi travertinosi e l'evoluzione del reticolo idrografico (**figura 121**).

Alcune aree delle piane alluvionali costiere, generalmente quelle poste a ridosso di importanti sorgenti carbonatiche, presentano imponenti placche travertinose, che si elevano di diversi metri dal planare paesaggio delle piane. La deposizione dei travertini (anche se sarebbe più esatto parlare di **calcareous tufa**), nel corso dell'Olocene, ha trasformato rapidamente i luoghi e gli originari flussi d'acqua in sistemi di canali sospesi (depositi di pendio), con intercalazioni di pozze ed aree palustri, che si stendono a ventaglio a valle degli sbocchi sorgivi. Il corpo sedimentario che ne è risultato è una sorta di conoide delimitata da pendii più o meno inclinati (duomo) che, nelle fasi finali di vita di ciascun lobo, evolvono a superfici subverticali (depositi di cascata), con a monte spianate lacustri poco profonde e/o palustri (*Terrazzi di Travertino* di Violante & D'Argenio, 2000). Le risultanti superfici terrazzate non sono facilmente correlabili a quelle di natura alluvionale o costiere, in quanto nate pensili. Di conseguenza non è possibile darne una cronologia su basi puramente altimetrica.

È invece risultato interessante notare che la deposizione delle placche di travertino nelle piane alluvionali costiere campane (Pontecagnano, Paestum, Sarno, Poggiomarino, Acerra) ed in alcune valli interne appenniniche (Telese, Castel S.Vincenzo) risulta essere sincrona, sebbene i vincoli temporali non sono sempre ben definiti.

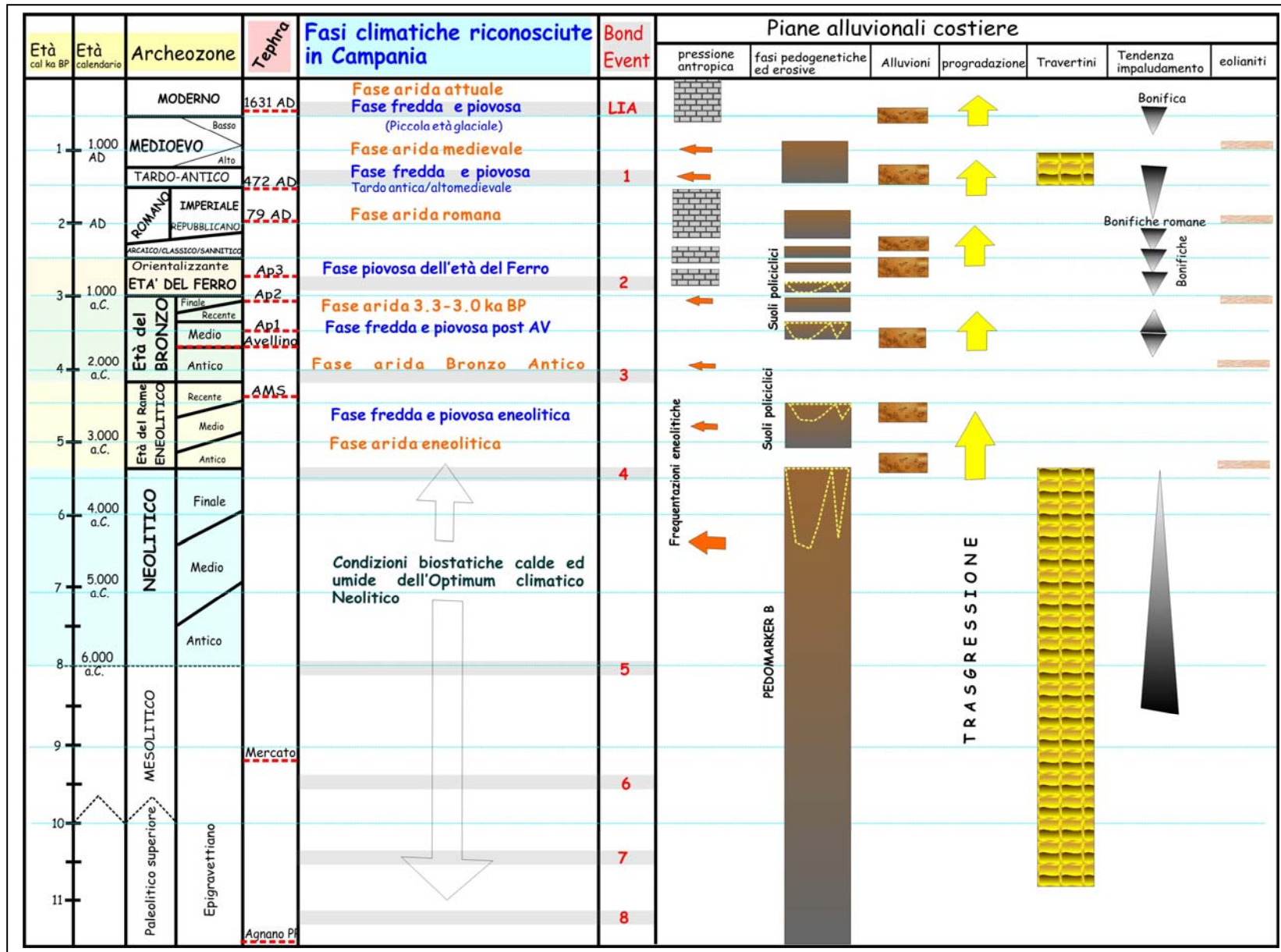


Figura 121: Principali eventi morfodinamici olocenici delle piane alluvionali costiere

In particolare si evidenziano almeno due fasi deposizionali oloceniche, oltre ad altre tardo quaternarie.

La prima fase di crescita si colloca nella prima parte dell'Olocene e presenta un chiaro declino a partire da circa 5.000 anni fa, quando le placche di travertino ospitano i primi insediamenti eneolitici (Gaudio). Tale fenomeno sembra essere comune a molte altre aree italiane ed europee, dove prende il nome di Calcareous Tufa Decline (AA.VV). Circa le cause di questo declino, è generalmente attribuito a crisi di aridità e vegetazionali, nonché alla scarsità di coperture pedologiche, fattori strettamente legati da meccanismi di causa/effetto.

Altra fase deposizionale si è verificata a partire da V sec d.C. e si protratta fino alle soglie dell'epoca medievale (fino al IX sec d.C). Circa le cause di questo nuovo evento deposizionale (che non trova riscontri in altre aree italiane ed europee), si potrebbero invocare diversi fattori, che chiamano in gioco le cattive condizioni ambientali in cui versa l'Ager Romano in questi secoli (tutte le opere di drenaggio costruite risultano essere non controllate e spesso non funzionanti) e l'aumento delle piovosità e degli areali palustri. Circa la fine della sedimentazione, dopo il IX sec d.C, il fattore determinante potrebbe essere stata la nota crisi di aridità di età medievale.

Altri cambiamenti dei sistemi fluviali, riconducibili a variazioni climatiche, sono state riconosciute nel **sito di archeologico di Longola di Poggiomarino**, dove un insediamento perifluviale e perisondale del Bronzo medio?/finale/età del Ferro (XIV-VII sec a.C.) era collocato proprio a ridosso del bacino fluviale del Sarno: i primi abitanti vi si insediano e modificano la geometria dei canali fluviali esistenti, in un momento che vedeva un basso livello delle acque, collocabile tra 3.300 e 3.000 anni fa. Intorno al VIII-VII sec a.C. il villaggio ha già ridotto le proprie dimensioni ed è abbandonato per le difficoltà oggettive a controllare l'innalzamento del livello dell'acqua, e l'aumento del carico solido. Tale interpretazione è ben supportata anche dai dati dei livelli dei laghi dell'Italia centrale e di altre aree europee, nonché da altri studi paleoclimatici. Questi mostrano un basso livello dei laghi proprio nell'intervallo compreso tra 3.300 e 3.000 anni fa, mentre a partire da 2.900 anni fa si registra un improvviso innalzamento, che sommerge i villaggi perisondali lacustri (Giraudi, 2005 con bibliografia, Magny et alii, 2003 con bibliografia). Tali oscillazioni del livello della falda potrebbero riflettere un drastico aumento di precipitazioni (oscillazione positiva) che segue una crisi arida (oscillazione negativa).

Altre indicazioni sugli avvicendamenti climatici olocenici vengono fornite da alcune osservazioni condotte sui **paleosuoli** delle aree oggetto di studio.

L'uniformità delle caratteristiche geopedostratigrafiche dei paleosuoli della prima parte dell'Olocene (Paleosuoli del Neolitico, Pedomarker B), consente di elevarli a rango di marker pedostratigrafico di valenza regionale. I paleosuoli mostrano una frequentazione al tetto molto longeva, riferita al Neolitico medio-fine/Eneolitico antico, che conferma il prevalere delle condizioni biostatiche, per questo lungo

intervallo di tempo. Una sorta di riposo morfogenetico, dove tutte le variabili che compongono il sistema geomorfico sono all'equilibrio. La produzione di detriti è praticamente ferma, prevalgono processi aggradativi di tipo vulcanoclastico, che in climi caldi ed umidi e la fiorente vegetazione riescono in poco tempo a trasformare in ampie coperture pedologiche.

I paleosuoli degli altri periodi dell'Olocene, invece, mostrano una evidente policiclicità dettata dai continui apporti vulcanoclastici delle frequenti eruzioni vesuviane e flegree, e dalle continue azioni antropiche (arature, rimescolamenti, movimenti di terra), che proprio a partire dalla seconda metà dell'Olocene diventano più intense. Inoltre a differenza dei suoli neolitici, è generalmente presente anche un buon contenuto detritico, soprattutto nei settori prossimi alle fasce pedemontane alimentate da versanti e torrenti che drenano in rocce litoidi.

Inoltre, proprio in questi morfoscenari, generalmente lungo i versanti ad esposizione meridionale, i paleosuoli pedemontani mostrano i segni di una evoluzione pedoclimatica dettata da condizioni climatiche calde ed aride, la quale ha portato alla formazione di orizzonti calcetici ed ad un aumento dei carbonati di origine pedogenetica. Circa l'inquadramento di tali fasi aride i limiti cronologici sono alquanto ampi: generalmente tali orizzonti calcetici (in alcuni casi si riconoscono due orizzonti calcetici in paleosuoli sovrapposti, Capri, Pontecagnano, Capaccio) si sono sviluppati all'interno dei suoli neolitici e dell'età del Bronzo Antico, e pertanto risultano essersi formati nell'intervallo tra circa 6.000 e circa 4.000 anni fa.

Vedremo nel paragrafo seguente come e quanto questi eventi morfodinamici possono essere correlati alle variazioni climatiche riconosciute nel bacino del Mediterraneo e su scala globale, ed in alcuni casi quale è il ruolo giocato dagli impatti antropici.

5.2 le variazioni climatiche oloceniche

Dal quadro appena delineato si evince che il clima olocenico delle aree campane, più che grosse variazioni di temperatura, ha probabilmente risentito di importanti variazioni dei regimi di piovosità.

L'alternanza tra brevi fasi aride (e/o solamente crisi vegetazionali) e periodi più o meno piovosi, che caratterizza la seconda parte dell'Olocene ha favorito il riattivarsi di alcuni sistemi geomorfici, a differenza della prima parte dell'Olocene dove si registra un lungo riposo morfogenetico.

Le principali variazioni climatiche riconosciute sono evidenziate nella figura di sintesi finale in cui sono inserite anche le suddivisioni cronologiche (temporali in età calendario, ed archeologiche -archeozone-), le scansioni tephrocronologiche, e le indicazioni paleoclimatiche fornite da altri proxy data paleoclimatici (livelli dei laghi dell'Italia centrale (Giraudi, 2005), fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai alpini ed appenninici (Orombelli, 2003), periodi di cambiamento climatico a scala globale (Bond Events o Rapid Climatic Change), informazioni paleovegetazionali delle carote di

Monticchio (Allen et al, 2003) e del Golfo di Salerno (Russo Ermolli et al, 2002), nonché rapporti isotopici dell'ossigeno dei carbonati pedogenetici dei paleosuoli della Campania (Zanchetta et al, 2000) (*figura 122*).

I dati provenienti dagli studi ad alta risoluzione su scala globale mostrano che il clima olocenico è stato punteggiato da eventi climatici di breve durata (raffreddamento ai poli e riscaldamento nella fascia intertropicale, denominati Bond Events, Shorts Events, Rapid Climatic Change). Questi eventi sembrano avere una periodicità di circa 1.500 anni e sarebbero legati ai complessi meccanismi che regolano la circolazione oceanica ed atmosferica. Sono centrati generalmente a: 11.1, 10.3, 9.5, 8.2, 5.9, 4.3, 2.8, 1.4 ka BP in età calibrate, e nel corso del XVIII-XIX secolo (piccola età glaciale). I cambiamenti dei sistemi geomorfici, legati a variazioni climatiche, così come le più importanti discontinuità archeologiche, registrati in Campania, sono concentrati, soprattutto negli ultimi 6.000 anni, e mostrano cambiamenti significativi in determinati intervalli temporali:

- tra 5.500 e 5.000 anni fa BP,
- tra circa 4.000 e 3.500 anni fa,
- tra 3.300 e 2.500 anni fa,
- tra 1500 e 1200 anni fa,
- nel XVIII-XIX secolo.

Tali momenti di rapido cambiamento morfodinamico sembrano essere preceduti ed innescati da brevi crisi aride e vegetazionali centrate a:

- a circa 5.500 anni fa
- a circa 4.000 anni fa
- tra 3.300 e 3.000 anni fa
- in epoca romana (tra I e III sec d.C.)
- in epoca medievale (XI-XII sec d.C.)

Nelle aree campane risultano poco evidenziate le fasi di raffreddamento registrate dai records HRPD per la prima parte dell'Olocene (nessuna evidenza del 8.1 Cooling Event), mentre a partire da circa 6.000 anni fa le evidenze geoarcheologiche e geomorfologiche campane sembrano essere in fase con le indicazioni dei record HRPD, confermando la validità delle metodologie utilizzate e dei risultati raggiunti. Le sfasature cronologiche tra i records HRPD e i cambiamenti dei sistemi geomorfici campani sono dovute in primo luogo alla scarsità di datazioni effettuate per questa ricerca, e alla limitatezza del metodo di datazione archeologica. A conferma di ciò si nota che la risposta ambientale (geologica, geomorfologica, archeologica, ecc) delle aree campane, alle variazioni climatiche globali, è generalmente post datata di qualche secolo, per l'epoca protostorica, mentre, per i tempi storici, sembra essere sincrona, forse in virtù del fatto della migliore scansione temporale degli eventi e della migliore precisione dei marker archeologici. C'è da tenere presente che gli indicatori delle variazioni climatico-ambientali presentano tempi di risposta differenti, così come mostrato nel capitolo 4.

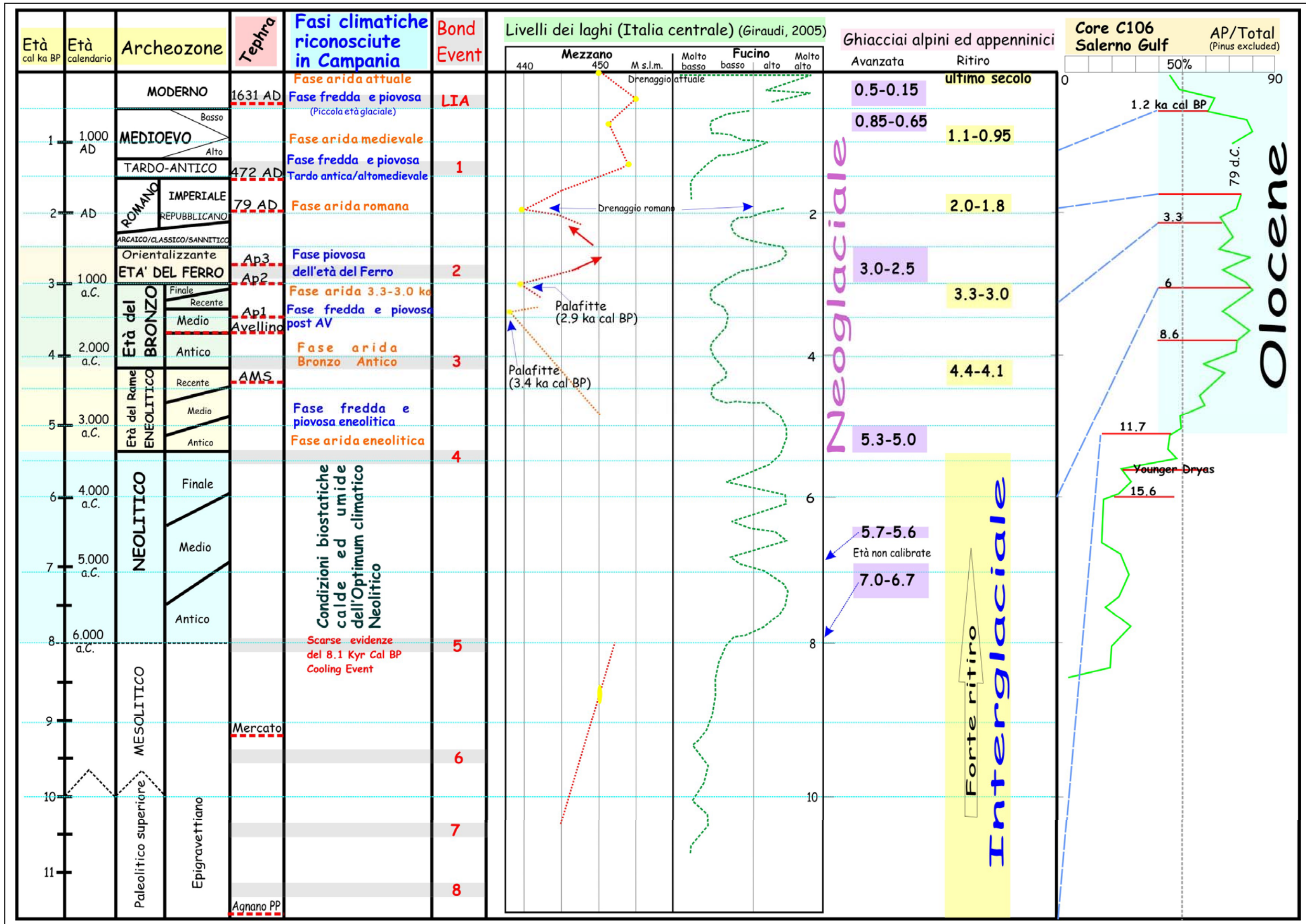


Figura 122: le principali variazioni climatiche oloceniche registrate in Campania e correlazione con gli eventi climatici globali (Bond Events, in grigio) e regionali (livello dei laghi dell'Italia centrale, da Giraudi, 2004, fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai alpini ed appenninici, da Orombelli, 2003, e pollini della carota C106 del Golfo di Salerno, da RussoErmolli&diPasquale, 2002).

Altro aspetto da non sottovalutare è che, alcune aree (per Velia, P. Alento, Salerno) sembrano essere state immuni da grandi cambiamenti morfodinamici nel corso dell'Olocene, fino a che l'impatto antropico sulla vegetazione e suoi suoli non è diventato un fattore importante nel preparare e predisporre al cambiamento i morfoscenari. Tali fenomeni sono comuni a moltissime pianure costiere del bacino del Mediterraneo, dove i processi aggradazionali e progradazionali sembrano essere stati più spinti proprio in coincidenza di importanti impatti antropici su scala territoriale (VITA FINZI, 1966- Younger Fill). A me piace sottolineare che questo scenario ambientale è rimasto invariato e si è mantenuto all'equilibrio per tanti millenni nel corso dell'Olocene preistorico e protostorico. La soglia geomorfica viene superata proprio quando una crisi piovosa (o semplicemente poche piogge mal distribuite durante le stagioni, soprattutto eventi eccezionali dopo lunghe stagioni secche) investe un piccolo bacino idrografico scarsamente vegetato e con evidenti connotazioni antropiche.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV (1995)- *L'antica età del Bronzo*. Atti Congresso Viareggio, 1995.
- AA.VV. (1998)- *Archaeomedes Project: understanding the natural and anthropogenic causes of land degradation and desertification in the Mediterranean basin*. Envir. and Clim Prog. of Eur. Comm., Un. Cambridge.
- AA.VV. (1999)- *L'isola di Capri dalla preistoria all'epoca romana*. Pubbl. Centro I. Cerio Capri
- AA.VV (2002)- *Ambiente e paesaggio in Magna Grecia*. Atti XLII Conv. Intern. Studi Magna Grecia, Taranto 2002.
- 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.
- AchutaRao K., Sperber K. R. , CMIP Modelling Groups (2002)- *Simulation of the El Nino Souther Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project*, Climate Dynamics, 19, 191-209.
- Aiello G., D'Argenio B., Ferreri V., Violante C. (1989)- *I travertini di Paestum. Dati Preliminari*. Atti Giornate Poster Dip. Scienze della Terra, Napoli, 1-2.
- Aiello G., D'Argenio B., Ferreri V., Violante C. (1992)- *Ricerche sedimentologiche sui travertini di Telese e di Amorosi (BN)*. Atti Gior. Poster Dip. Sc. Terra Napoli, 1-2.
- AION (1994-2000)- *Pontecagnano*. Un. L'Orientale di Napoli.
- Albore Livadie C. (1987)- *Nuovi dati sul Neolitico in Campania*. Atti XXVI Riunione Scientifica IST. IT. Preist. Prot., 1985
- Albore Livadie C. (1989)- *Considerations sur l'homme preistorique et son environnement dans le territoire phlegreen*. Tremblements de terre, eruptions volcanique et vie des hommes dans la Campanie antique. Bibl. Inst. Fran. Naples 12,.
- Albore Livadie C. (1994)- *Territorio ed insediamenti nell'Agro Nolano durante il Bronzo Antico (facies di Palma Campania): Nota Preliminare*. In: Atti del Seminario Internazionale di Ravello: L'eruzione Vesuviana delle Pomici di Avellino e la facies di Palma Campania, Centro Europeo per Beni Culturali, Ravello 15-17 Luglio.
- Albore Livadie C. (1997)- *Archeologia a Piano di Sorrento*. Ricerche di preistoria e di protostoria nella Penisola Sorrentina. Catalogo della Mostra.
- Albore Livadie C. A., D'Alessio G., Mastrolorenzo G., Rolandi G. (1986)- *Le eruzioni del Somma-Vesuvio in epoca protostorica*. Tremblements de terre, eruptions volcanique et vie des hommes dans la Campanie antique, Bibl. Inst. Fran. Naples 12, 55-62
- Albore Livadie C., Fedele F., Albarella U., De Matteis F., Esposito E., Federico R. (1988)- *Ricerche sull'insediamento tardo-neolitico di Mulino Sant'Antonio (Avella)*. Rivista di Scienze preistoriche, 41, 65-103.
- Albore Livadie C., Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S., Russo F. (1990)- *Evoluzione geomorfologica, neotettonica e vulcanica della pianura costiera del fiume Sarno (Camapnia) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del 79 d. C.* In: Vulcanol. et Archeol., PACT 25, 237-256.
- Albore Livadie C., Carboni G., Esposito E. (1994)- *Un insediamento pluristratificato ad Avella in località Fusaro*. In: Atti del Seminario Internazionale di Ravello: L'eruzione Vesuviana delle Pomici di Avellino e la facies di Palma Campania, Centro Europeo per Beni Culturali, Ravello 15-17 Luglio.
- Albore Livadie C., Campajola L., Roca V., Romano M., Terrasi F., D'Onofrio A., Russo F. (1997)- *Sulla datazione dell'eruzione delle Pomici di Avellino ed il suo impatto sui siti archeologici del Bronzo Antico della Campania*. Atti Conv. Le scienze della terra e l'archeometria, Napoli, 1997
- Albore Livadie C., Mastrolorenzo G., Vecchio G. (1998)- *Eruzioni pliniane del Somma-Vesuvio e siti archeologici dell'area nolana*. In: Archeologia e vulcanologia in Campania, Arte tipografica, Napoli, 39-86.
- Albore Livadie C., Cicirelli C., Guzzo P.G. (2003)- *Prima di Pompei: un insediamento protostorico nel golfo di Napoli*. La parola del Passato, Macchiaroli editore.
- Alessio M., Allegri L., Bella F., Calderoni G., Cortesi C., Daipra G., Derita D., Esu D., Follieri M., Improta S., Magri D., Narcisi B., Petrone V. & Sadori L. (1986) - *C14 dating, geochemical features, faunistic and pollen analyses of uppermost 10m core from Valle di Castiglione (Rome)*. Geol. Rom. **25**, 287-308.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli, F., Belluomini G., Improta S., Manfra L., Preite M. (1996)- *La curva di risalita del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. Memorie Descrittive del Servizio Geologico Nazionale 52, 235-256.
- Alexander J., Fielding C.R., Pocock G.D. (1999) - *Floodplain behaviour of the Burdekin River, tropical north Queensland, Australia*. In: Anderson, M.G., Walling, D.E., Bates, P.D. (Eds.), Floodplain Processes. Wiley, Chichester, pp. 27- 40.
- Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubberten H. W., Huntley B., Keller J., Kraml M., Mackensen A., Mingram J., Negendank J. F. W., Nowaczyk N. R., Oberhansli 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. (2000a)- *Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment; the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy*. Quaternary. International, 73/74, 91-110.
- Allen J. R. M., Huntley B. (2000b)- *Weichselian palynological records from southern Europe: correlation and chronology*. Quaternary. International, 73/74, 111-125.
- Allen J. R. M., Watts W. A., McGee E., Huntley B. (2002)- *Holocene environmental variability of the record from Lago Grande di Monticchio, Italy*. Quaternary International, 88, 69-80.

- Alley R. B., Agustsdottir A. M. (2005)- *The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change*. Quaternary Science Reviews, 24, 1123-1149.
- Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor, K. C., Clark P. U. (1997)- *Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 years ago*. Geology 25, 483-486.
- Allocca F., Amato V. (1996)- *Evidenze geologiche di variazioni climatico-ambientali del tardo-pleistocene de Olocene nella Campania occidentale*- Tesi di Laurea Università Federico II di Napoli A.A. 1996-1997
- Allocca F., Amato V., de Gennaro M., Ortolani F., Paglica S. (1997)- *Evidenze geologiche di variazioni climatico-ambientali cicliche oloceniche nella Campania occidentale*” Atti Conv. “Le scienze delle terra e l’archeometria” Napoli 20-21/2/1997 p.61-65
- Allocca F., Amato V., Coppola D. Giaccio B. Ortolani F. & Pagliuca S. (2000)- *Cyclical climatic-environmental variations during the Holocene in Campania ed Apulia; geoarcheological and palethnological evidence*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 345-352.
- Almond, P.C. e Tonkin, P.J., 1999. Pedogenesis by upbuilding in an extreme leaching and weathering environment, and slow loess accretion, south Westland, New Zealand. *Geoderma*, 92, 1-36.
- Amato A., Ascione A. Cinque A. & Lama A. -*Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell’alta Piana del fiume Sele e delle sue valli tributarie (Campania)*- Estratto de Geografia fisica e dinamica quaternaria, vol. 14 (1), 1991.
- Amato A., Cinque A., Santangelo N. (1995)- *Il controllo della struttura e della tettonica plio-quaternaria sull’evoluzione del reticolo idrografico dell’Appennino meridionale*. Studi Geologici Camerti, vol spec. 1995/2, 23-30.
- Amato V. (2003a)- *Evidenze geomorfologiche e geoarcheologiche di variazioni ambientali oloceniche*”. Atti Convegno GeoNapoli 2003; 25/06/2003, pag. 8-9.
- Amato V. (2003)- *I travertini olocenici della Campania (Italia meridionale): correlazioni cronostratigrafiche e prime interpretazioni paleoclimatico-ambientali*. Atti FIST GeoItalia 2003, 4° Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria 16-18/9/2003, 102-103.
- Amato V. (2004a)- *L’Olocene in Campania (Italia Meridionale): ambiente, cambiamenti climatici e geoarcheologia*. In: Atti Congresso “La Geologia del Quaternario in Italia: temi emergenti e zone d’ombra”, AIQUA – CNR, Roma, 16-18 febbraio 2004, Sessione Poster, 81-88.
- Amato V. (2004b) *L’Olocene in Campania: ambienti, cambiamenti climatici e geoarcheologia*” Atti Convegno IGAG-CNR Roma 16-18/2/2004, pag. 87-88
- Amato V. (2005) *Holocene climatic-environmental variability in southern Italy*. Atti PAGES-DEKLIM Conference, Mainz (Germania) 7-10/3/2005.
- Amato V., Rossi A., Negro D. (2003-) *Evidenze geoarcheologiche e stratigrafico-sedimentologiche di variazioni ambientali oloceniche nell’area dell’abitato antico di Pontecagnano (SA)*”. Atti Giornate di Studio AIQUA-CNR, Roma 20/21/02/2003 pag. 1-2.
- Amato V., Rossi A., Negro D. (2004a)- *I travertini olocenici della Campania (Italia meridionale): correlazioni cronostratigrafiche e prime interpretazioni paleoclimatico-ambientali*” . Atti Convegno IGAG-CNR Roma 16-18/2/2004, pag. 89-90
- Amato V. , Bronzo E., Pellino R. (2004b)- *Naturalistic evidences and itineraries of Matese Regional Park (Campania – South Italy-): a proposal to found Titerno Valley Ecomuseum*”. Atti 32nd International Geological Congress, Firenze 20-28/8/2004
- Amit R., Harrison J.B.J., Enzel Y. (1995)- *Use of soils and colluvial deposits in analyzing tectonic events; the southern Arava Rift, Israel*. Geomorphology 12, 91-107.
- Amore F. O., Ciampo G., Di Donato V., Esposito P., Russo Ermolli E., Staiti D. (2000)- *An integrated micropalaeontological approach applied to Late Pleistocene-Holocene palaeoclimatic and palaeoenvironmental change (Gaeta Bay, Tyrrhenian Sea)*. In: Hart, M.B. (Ed.), *Climates : Past and Present*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 181, 95-111.
- Anderson M.G., Walling D.E., Bates, P.D. (Eds.), 1996- *Floodplain Processes*. Wiley, Chichester. 658 pp.
- Andrews J. E., Pedley H. M., Dennis P. F. (1994)- *Stable isotope record of palaeoclimatic change in a British Holocene tufa*. The Holocene, 4, 349-355.
- Andronico D., Cioni R. (2002)- *Contrasting styles of Mount Vesuvius activity in the period between the Avellino and Pompeii Plinian eruptions, and some implications for assessment of future hazards*. Bull Volcanol., 64, 372-391.
- Andronico D., Calderoni G., Cioni R., Sbrana A., Sul pizio R., Santacroce R. (1995)- *Geological map of Somma-Vesuvius volcano*. Periodico di Mineralogia, 64, 77-78.
- Andronico D., Cioni R., Marianelli P., Santacroce R., Sbrana A., Sulpizio R. (1996)- *Introduction to Somma-Vesuvius*. In: Handbook of Vesuvius Decade Volcano CEV-CMDV Workshop, Torre delGreco, Italy, 17-22 September, 1-14.
- Antonioli F., Frezzotti M. (1989)- *I sedimenti tardo - pleistocenici ed olocenici compresi nella fascia costiera tra Sabaudia e Sperlonga*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 321-334.
- Antonioli F., Oliverio M. (1996)- *Holocene sea-level rise recorded by fossil mussel shells in submerged speleothem in the Mediterranean Sea*. Quaternary Research, 45, 241-244.
- Antonioli F., Leoni G. (1998)- *Siti archeologici e loro utilizzazione quali indicatori per lo studio delle variazioni recenti del livello del mare*. Il Quaternario, 11, 122-139.

- Antonioli F., Silenzi S., Vittori E., Villani C. (1999)- *Sea level changes and tectonic stability: precise measurements in 3 coastlines of Italy considered stable during last 125 ky*. Phys. Chem. Earth, 24, 337–342.
- Antonioli F., Baroni C., Camuffo D., Carrara C., Cremaschi M., Frisia S., Giraudi C., Improta S., Magri D., Margottini C., Orombelli G., Silenzi S. (2000)- *Le fluttuazioni del clima nel corso dell'Olocene: stato dell'arte*. Il Quaternario, 13(1), 95-128.
- Antonioli F., Silenzi S., Frisia S. (2001)- *Tyrrhenian Holocene palaeoclimate trends from spelean serpulids*. Quaternary Science Reviews, 20, 1661–1670.
- Antonioli F., Bard E., Silenzi S., Improta S. (2004)- *215 kyr history of sea level oscillation from marine and continental layer of Argentarola Cave's speleothems (Italy)*. Global and Planetary Change.
- Anzivino V. Di Maio G. (2001). In: *I ritrovamenti archeologici lungo il raddoppio del metanodotto algerino*. Electa Napoli
- Aprile F., Ortolani F. (1979)- *Sulla struttura profonda della Piana Campana*- Boll. Soc. Nat. In Nap., 88
- Aprile F., Toccaceli R. M., (2003)-*Nuove conoscenze sulla stratigrafia e distribuzione dei depositi ignimbrici quaternari nel sottosuolo della piana del Sarno (Salerno-Campania)*. Il Quaternario, 15(2), 169-174.
- Arakel A. V. (1982)- *Genesis of calcrete in quaternary soil profiles, Hutt and Leeman Lagoons, Western Australia*. Journal of Sedimentary Petrology, 52 (1), 109-125.
- Arthur P. (1982)- *Mondragone, loc. Monte Petrino*. In: Rivista di Scienze Preistoriche, Notiziario, XXXVII 1-2, 317.
- Arthur P. (1991)- *Romans in northern Campania: settlement and land-use around the Massico and Garigliano Basin*. British School at Rome, London, pp. 23-34, 109-124.
- Ascione A. (1997)-*Studio morfostrutturale sulla genesi del rilievo in Appennino meridionale*. Tesi di dottorato, Consorzio tra l'Università di Napoli e di Palermo.
- Ascione A., Caiazza C., Hippolyte J. C., Romano P. (1997)- *Pliocene-Quaternary extensional tectonics and morphogenesis at the eastern margin of the southern Tyrrhenian basin (Mt. Bulgheria, Campania region, Italy)*. Il Quaternario, 10(2), 571-578.
- Ascione A., Cinque A. (1997)- *Le scarpate su fagliadell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico*. Il Quaternario, 10 (2), 285-292.
- Ascione A., Cinque A. (1999)- *Tectonics and erosion in the long-term relief history of Southern Apennines (Italy)*. Zeitschrift fur Geomorphologie, 117, 1-15.
- Ascione A., Cinque A. (2003)- *Le variazioni geomorfologiche indotte dalla tettonica recente in Appennino meridionale*. Il Quaternario, 16 (1), 133-140.
- Baggioni M. (1973)- *Les bordures de la Plaine du Sele. Etude morphologique*. Méditerranée, 3, 3–21.
- Baggioni M. (1975)- *Néotectonique, terrasses et niveaux marins de la Plaine du Sélé (Italie du Sud)*. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 1, 3–11.
- Baggioni-Lipmann M. (1982)- *Etude géomorphologique du site de Velia*. La parola del passato, 210-223.
- Bailo Modesti G. (1988)- *L'eneolitico in Campania e la facies del Gaudio*. In: Atti Congr. Int. "L'età del rame in Europa", 1987, Rass. Di Arch., 25-42.
- Bailo Modesti G., Salerno A., Talamo P. F. (1994)- *L'eneolitico in Campania*. In : L'ultima pietra , il primo metallo, Sentieri della preistoria, guida alla mostra, 11-73.
- Barattolo F., Cinque A., D'Alessandro E., Guida M., Romano P., Russo Ermolli E. (1992)- *Geomorfologia ed evoluzione tettonica quaternaria dell'isola di Capri*. Studi Geologici Camerti, volume speciale (1992/1), 221-229.
- 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., Labeyrie L. D., Pichon J. J., Labracherie M., Arnold M., Duprat J., Moyes J., Duplessy J. C. (1990)- *The last deglaciation in the south and north hemispheres: a comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and C14 dated from deep-sea sediment*. In: Geological History of the Polar Oceans, Bleil U. & Thiede J. eds., Kluwer Acad. Publ., 405-415, 1990.
- Bard E., Delaygue G., Rostek F., Antonioli F., Silenzi S., Schrag D. P. (2002a)- *Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold Sapropel 6 (ca. 175 kyr BP)*. Earth and Planetary Science Letters., 202, 481-494.
- Bard E., Antonioli F., Silenzi S. (2002b)- *Sea-level during the penultimate interglacial period based on submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, 196, 135–146.
- Barker G. (1985)- *Prehistoric Farming in Europe*. Cambridge University Press, Cambridge, 327pp.
- Bar-Matthews M., Ayalon A., Matthews A., Sass E. & Halicz L. (1996)- *Carbon and oxygen isotope study of the active water-carbonate system in a karstic Mediterranean cave: implication for palaeoclimate research in semiarid regions*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 337-347.
- Bar-Matthews M., Ayalon A., Kaufman A (1997)- *Late Quaternary palaeoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel*. Quaternary Research, 47, 155-168.
- Baroni C., Carton A. (1991)- *Variazioni Oloceniche della Vedetta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 13, 105-119.
- Baroni C., Carton A. (1996)- *Geomorfologia dell'alta val di Genova (gruppo dell'Adamello, Alpi centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 19, 3-17.
- Baroni C., Orombelli G. (1996)- *The alpine Iceman and holocene climatic change*. Quarter. Res., 46, 78-83.

- Barra D. (1991)- *Studio del Pleistocene superiore-Olocene delle aree vulcaniche campane*. Tesi di dottorato Università Federico II di Napoli.
- Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S., Russo F. (1989)- *Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del Fiume Sarno*. Mem. Soc. Geol. It., 42,
- Barra D., Romano P., Santo A., Campajola L., Roca V., Tuniz C. (1996)- *The versilian transgression in the Volturno River Plain: palaeoenvironmental history e chronological data*. Il Quaternario, 9 (2).
- Barra D., Calderoni G., Cinque A., De Vita P., Roszkopf C., Russo Ermolli E. (1998)- *New data on the evolution of the Sele river coastal plain (Southern Italy) during the Holocene*. Il Quaternario, 11(2), 287-299.
- Barra D., Calderoni G., Cipriani M., De La Geniere' J., Fiorillo L., Greco G., Mariotti Lippi M., Mori Secci M., Pescatore T., Russo B., Senatore M.R. Tocco Sciarelli G & Thorez J. (1999)-*Depositional history and palaeogeographic reconstruction of Sele coastal plain during Magna Grecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy)*. Geologica Romana, 35, 151-166.
- Bartlein, P. J., Edwards, M.E., Shaker, S.L., Barker Jr., E.D. (1995). *Calibration of radiocarbon ages and interpretation of palaeoenvironmental records*. Quaternary Research **44**, 417-424.
- Basso C., Di Nocera S., Matano F., Torre M. (1996a)- *Alcune osservazioni di geologia del Quaternario nell'alta valle dell'Ufita (Irpinia- Italia meridionale)*. Il Quaternario, 9 (1), 309-314.
- Basso C., Di Nocera S., Matano F., Torre M. (1996b)- *Evoluzione geomorfologica ed ambientale tra il pleistocene superiore e l'olocene dell'area tra Castel Boronia e Vallataq nell'alta valle dell'Ufita (Irpinia- Italia meridionale)*. Il Quaternario, 9 (2), 513-520.
- 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.
- Bellucci F., Santangelo N., Santo A. (2003)- *Segnalazione di nuovi depositi piroclastici intercalati alle successioni continentali del Pleistocene superiore-Olocene della porzione nord-orientale della piana Campana*. Il Quaternario, 16 (2), 279-287.
- Berger A. L., Imbrie J., Hays J. D., Kukla G., Saltzman F. (1984)- *Milankovich and climate*. Dordrecht
- Berglund B. E. (1986)- *The cultural landscape in a long-term perspective. Methods and theories behind the research on landuse and landscape dynamics*. Striae **24**, 79-87.
- Berglund B. E. (2003)- *Human impact and climate changes—synchronous events and a causal link?* Quaternary International, **105**, 7-12.
- Berglund B. E., Birks H. J. B., Ralska-Jasiewiczowa M., Wright H. E. (1996)- *Palaeoecological events during the last 15 000 years. Regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe*. Wiley, Chichester, 764pp.
- Bernardini G. P. (1980)- *Metodi fisici di analisi mineralogica* Ist. Min. Petr. Geoch. Un. Firenze, 1980
- Bertagnini A., Landi P., Rosi M., Vigliargio A. (1998)- *The Pomice di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **83**, 219-239.
- Billi A., Bosi V., De Meo A. (1997)- *Caratterizzazione strutturale del rilievo del Monte Massico nell'ambito dell'evoluzione quaternaria delle depressioni costiere dei fiumi Garigliano e Volturno (Campania settentrionale)*. Il Quaternario, **10** (1), 15-26
- Bintliff J. L. (1977)- *Natural environment and human settlement in prehistoric Greece*. BAR International Series **28** (i and ii), Oxford: British Archaeological Reports.
- Bintliff J. L. (2000)- *Landscape change in Classical Greece: A review*. In: F. Vermeulen & M. de Dapper (Eds.), *Geoarchaeology of the landscapes of classical antiquity*.
- Bisogno G., Fariello M., Di Maio G., Sperandeo G. (1997)- *Geoarcheologia ed ambiente antico lungo la media e la bassa valle del Calore beneventano*. Atti Convegno Le Scienze della Terra e l'Archeometria, Napoli 1997.
- Blair T. C., McPherson J. (1994)- *Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages*. Journal of Sedimentary Research, **64**, 450-489.
- Blanc A. C. & Segre A. G. (1953) – *L'industrie lévalloiso-moustérienne et les formations évaporitiques quaternaires de Paestum*. INQUA-Excursion dans le Abruzzes, le Pouilles et sur la côte de Salerno, 119-125.
- Blunier T., Chappellaz J. A., Schwander J., Stauffer B. (1995)- *Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch*. Nature, **374**, 46-49.
- Boenzi F., Caldara M., Pennetta L. (1996)- *L'influenza delle variazioni climatiche e dei processi storico-sociali sull'evoluzione delle forme del rilievo del mezzogiorno*. In: Convegno Territorio e società nelle aree meridionali, Università di Bari,
- Bonadonna F. P., Leone G. (1995)- *Palaeoclimatological reconstruction using stable isotope data on continental molluscs from Valle di Castiglione, Roma, Italy*. The Holocene, **5**, 461-469.
- Bond G. C., Lotti, R. (1995)- *Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation*. Science, **267**, 1005-1010.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W. S., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G., Ivy, S. (1992)- *Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period*. Nature, **360**, 245-249.
- Bond G., Broecker W., 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., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. (1997)- *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates*. Science, 278, 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas, I., Bonani, G. (2001). *Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene*. Science 294, 2130– 2136.
- Bowen R. (1991)- *Isotopes and Climates*. Elsevier Science Publishers
- Bradley R. S. (1999)- *Palaeoclimatology*. International Geophysic Series, 64, Harcourt Academic Press
- Brancaccio L. (1971)- *Osservazioni geomorfologiche sull'alta valle del fiume Sabato (Avellino)*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, 80, 489-498.
- Brancaccio L., Cinque A. (1988)- *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino Campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 83-86.
- Brancaccio L., Cinque A., Sgrosso I. (1979)- *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Boll. Soc. Nat. In Napoli
- Brancaccio L., Cinque A., Belluomini G., Branca M., Delitala L. (1986)- *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of upper Pleistocene sea-level feature of the Sele Plain (Southern Italy)*. Z. Geomorphol. N.F. Suppl. 62, 159-166.
- Brancaccio L., Cinque A., D'Angelo G., Russo F., Santangelo N., Sgrosso I. (1987)- *Evoluzione tettonica e geomorfologia della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 10, 47-55.
- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Santangelo N., Allegri L., Alessio M., Improta S., Belluomini, G., Branca, M., Delitala, L. (1988)- *Nuovi dati cronologici sui depositi marini della piana del sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania)*. Atti 74° Congresso Società Geologica Italiana A, 55 - 62.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Berlin, 82, 47 - 58.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. (1995)- *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e Neotettonica*. Mem. Soc. Geol. It., LIII, 313-336.
- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Sgambati D. (2000a)- *Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo d'Alvano (Campania): osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate*. Quaderni di Geologia Applicata, 7-1.
- Brancaccio L., Di Crescenzo G., Roskopf C., Santangelo N., Scarciglia F. (2000b)- *Carta geologica dei depositi quaternari e carta geomorfologica dell'Alta Valle del Fiume Volturno (Molise, Italia Meridionale)*. Note illustrative. Il Quaternario, 13(1/2), 81-94.
- Brandt U., Nowaczyk N. R., Ramrath A., Brauer A., Mingram J., Wulf S., Negendank J. F. W. (1999)- *Palaeomagnetism of Holocene and Late Pleistocene sediments from Lago di Mezzano and Lago Grande di Monticchio (Italy): initial results*. Quaternary Science Reviews 18, 961-976.
- Brauer A., Mingram J., Frank U., Gunter C., Schettler G., Wulf S., Zolitschka B., Negendank J. F. W. (2000)- *Abrupt environmental oscillations during the Early Weichselian recorded at Lago Grande di Monticchio, southern Italy*. Quaternary International, 73/74, 79-90.
- Brocchini D., Principe C., Castradori D., Laurenzi M. A, Gorla L. (2001) *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well*. Mineralogy and Petrology, 73, 67-91
- Broecker W. S. (1994)- *Massive iceberg discharges as triggers for global climate change*. Nature, 372, 421-424.
- Brown A. G. (2001)- *Alluvial geoarchaeology*. Cambridge Univ. Press
- Bryan R.B., Campbell I.A. (1986)- *Runoff and sediment discharge in a semiarid ephemeral drainage basin*. Zeit. fur Geomorphologie 58, 121– 143.
- Buccheri G., Russo B., Bertoldo M. (1994)- *Stratigrafia e paleoclimatologia della carota GN82-C41 (Mar Tirreno): foraminiferi e pteropodi*. Boll. Soc. Geol. It., 113, 127-155.
- Buccheri G., Capretto G., Di Donato V., Esposito P., Ferruzza G., Pescatore T. , Russo Ermolli E., Senatore M.R., Sprovieri M., Bertoldo M., Carella D., Madonna G. (2002)- *A high resolution record of the last deglaciation in the southern Tyrrhenian Sea: environmental and climatic evolution*. Marine Geology, 186, 447-470.
- Buccino D., D'Argenio B., Ferreri V., Brancaccio L., Ferreri M., Panini C., Stancione D. (1978)- *Il travertino della bassa valle del Tanagro (Campania)*. Studio della Geomorfologia, sedimentologia e geochimico. Boll. Soc. Geol. It., 97, 617–646.
- Budetta P., Calcaterra D., De Luca C. (1998)- *Aspetti geologici e problematiche geologico-ambientali dell'area urbana occidentale di Salerno*. Geol. Tecn. Amb.
- Bull W. B. (1990)- *Stream-terrace genesis: implications for soil development*. Geomorphology, 3, 351–367.
- Bull W. B. (1991)- *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press
- Bull W. B. (1997)- *Discontinuous ephemeral streams*. Geomorphology, 19, 227–276.
- Buondonno C., Leone A. P., Ortolani F., Pagliuca S., Tedeschi P. (1989)- *Rapporti tra evoluzione geomorfologica e processi pedologici in aree significative della Campania*. Mem. Soc. Geol. Ital., 42 , 41-51.
- Busacca, A J., Cremaschi, B. 1998 *The role of time versus climate in the formation of deep soils of the Apennine fringe of the Po Valley, Italy*. Quaternary. Int., 51/52, 95–107.

- Butcher G.C., Thornes J.B. (1978)- *Spatial variability in runoff processes in an ephemeral channel*. Zeitschrift für Geomorphologie 29, 83–92.
- Butzer K. W. (1982)- *Archaeology as human ecology*. Cambridge University Press.
- Cacho I., Grimalt J. O., Pelejero C., Canals M., Sierro F. J., Flores J. A., Shackleton N. J. (1999)- *Dansgaard/Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures*. Paleoceanography, 14, 698-705.
- Cacho I., Grimalt J. O., Canals M., Shackleton N. J., Schonfeld J., Zahn R. (2001)- *Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25 000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes*. Paleoceanography, 16, 40-53.
- Caiazza D. (2003)- *Modificazioni geoambientali nella piana del Volturno dal I sec a.C. La crescita dei suoli ad Allifae, Casilinum e Urbana*. In: Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene. CUEBC, Ravello, 425-435.
- Caiazza D., Guadagno G., Ortolani F., Pagliuca S. (1997)- *Variazioni Climatico-Ambientali e riflessi Socio-Economici nell'Alta Terra del Lavoro tra Antichità ed Età di Mezzo*. In: Le Scienze della Terra e l'Archeometria, a cura di C. D'Amico e C. Albore Livadie, Napoli, 66-74.
- Caiazza C. (2000) – *L'evoluzione tettonica del margine tirrenico dell'Appennino campano-lucano; ricostruzione dei paleostress e analisi morfostrutturale*. Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi Federico II, Napoli.
- Caiazza C., Cinque A. & Merola D. (2000) – *Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento Peninsula*. Mem. Soc. Geol. It., 55.
- Calanchi N. (1988)- *Livelli piroclastici quaternari in carote del settore SE del Mar Tirreno: caratteri geochemici e provenienze*. Boll. della Soc. Geol. It., 107, 373–382.
- Calanchi N., Gasparotto G. & Romagnoli C. (1994) – *Glass chemistry in volcanoclastic sediments of ODP Leg 107, Site 650, sedimentary sequence: provenance and chronological implications*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 60, pp. 59-85.
- Calanchi N., Dinelli E., Lucchini F., Mordenti A. (1996a)- *Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Albano and central Adriatic Sea cores (PALICLAS Project)*. In: Guilizzoni, P., Oldfield, F. (Eds.), Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments. Memorie dell'Istituto italiano di Idrobiologia, 55, 247-263.
- Calanchi N., Cattaneo A., Dinelli E., Gasparotto G. & Luccherini F. (1996b)–*Etean tephra layers in Albano Lake and Sea cores: new finding of Y-1 layer in the Central mediterranean area*. Acta Vulcanologia. 8, 7-13.
- Calanchi N., Cattaneo A., Dinelli E., Gasparotto G., Lucchini F. (1998)- *Tephra layers in Late Quaternary sediments of the central Adriatic Sea*. Marine Geology, 149, 191–209.
- Caldara M., Pennetta L. (1989)– *Interpretazione paleoclimatica di dati preistorici e storici relativi all'entroterra del golfo di Manfredonia*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 197-207.
- Caldara M. & Pennetta L. (1994) – *Influenza del clima sul paesaggio del basso Tavoliere di Puglia*. In “Forme e tempi della neolitizzazione in Italia meridionale e in Sicilia”, Atti Sem. Int. Rossano (CS) 29/4-2/5 1994.
- Calderoni G., Carrara C., Ferrelli L., Follieri M., Ghiozzi E., Magri D., Narcisi B., Parlotto M., Sadori L., Serva L. (1994)- *Palaeoenvironmental, paleoclimatic, and chronological interpretations of a late Quaternary sediment core from Piana di Rieti (central Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, serie 3a, 56/2, 43-72.
- Calderoni G., de'Gennaro M., Ortolani F., Pagliuca S., Rolandi G., & Toccaceli R.M. (1994)– *Evoluzione geologica e geomorfologica olocenica di aree costiere della Campania*. Atti 77° Congr. Soc. Geol. It., 167-170.
- Calderoni G., Cilla G., Dramis F., Esu D., Magnatti M., Materazzi M. (1996)- *La deposizione di travertino nelle aree prossimali dei fiumi Esino, Potenza e Chienti durante l'Olocene antico (Appennino Umbro-Marchigiano)*. Il Quaternario, 9(2), 481-492.
- Camardo D., Carsana V., Rossi A. (2003)- *Suessula (NA) tra tardoantico e medioevo*. Atti III Congresso nazionale di Archeologia Medievale, 2003, 362-370
- Camuffo D. (1990)- *Clima e uomo*. Garzanti ed., Milano
- Capaldi G., Cinque A., Romano P. (1988) – *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini Meridionali (Campania, Appennino meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 207-222.
- CAPE Project Members (2001)- *Holocene paleoclimate data from the Arctic: testing models of global climate change*. Quaternary Science Reviews, 20, 1275-1287.
- Capotondi L. (1995)- *Biostratigraphic changes and paleoceanographic record in the Corsica Basin (Tyrrhenian Sea) during the last 18.000 Years*. Paleopelagos, 5, 215-226.
- Capotondi L., Morigi C. (1996)- *The last deglaciation in the south Adriatic Sea: Biostratigraphy and Paleoceanography*. Il Quaternario, 9, 679-686.
- Capotondi L., Borsetti A., Morigi C. (1999)- *Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea*. Marine Geology, 153, 253-274.
- Caputo M., Pieri L. (1976)- *Eustatic variation in the last 2000 years in the Mediterranean*. Journal of Geophysical Research, 81, 5787–5790.
- Carbone A., Lirer L., Munno R. (1984)- *Caratteri petrografici dei livelli piroclastici rinvenuti in alcuni gravity cores nel golfo di Pozzuoli e nel golfo di Napoli*. Mem. Soc. Geol. It., 27, 195-204.
- Carling P.A., Petts G.E. (1992)- *Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives*. Wiley&Son. 302 pp.

- Carnicelli S. (2004)- *Il suolo nelle ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali*. Scuola Avanzata di Geoarcheologia GeoSed S.Vincenzo (LI) 2004
- Carrara C. (1991) *Travertine deposits of the middle Liri Valley (Central Italy): geomorphological, sedimentological, and geochemical study. Palaeoenvironmental and paleoclimatic implications*. Il Quaternario, 4(1a), 55-84
- Carrara C. (1994)- *Aspetti geomorfologici, ambientali e climatici nella deposizione del travertino. Esempi relativi a siti archeologici*. GeoArcheologia, 2, 41-56.
- Carrara C. (1998)- *I Travertini della valle del Pescara tra Popoli e Tor di Passeri (Abruzzo (Italia centrale))* Il Quaternario, 11(2), 163-178.
- Carrara C. (2003)- *Environmental, climatic, and anthropic features of the deposition of the Canino travertines (Viterbo, central Italy)*. In: *Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene*. CUEBC, Ravello.171-181
- Cazzella A. (1999)- *L'eneolitico dell'Italia centrale: alcuni aspetti problematici*. In: *Atti dell'incontro di Studio Arcevia*, 1999,.
- Celico P. (1983)- *Idrogeologia della piana del Sele*. Salerno
- Celico P., Guadagno F. M. (1998)- *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. Quad. Geol. Appl., 5, 129-188
- Celico F., Celico O., Esposito L., Guadagno F. M. Habetswallner F., Mele R. (1995)- *Sull'evoluzione idrogeologica dell'area del Sebeto (Campania)*. Geologia Applicata ed Idrogeologia, 38, 589-604.
- Cerchiai L.(1995) *I Campani*. Milano, 1995
- Cerling T. E. (1984)- *The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate*. Earth and Planetary Science Letters, 71, 229-240.
- Cerling T. E., Quade J. (1993)- *Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates*. In: *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Swart P. K., Lohmann K. C., McKenzie J. A., Savin S. (eds). Geophysical Monograph., 78, 217-231.
- Cerling T. E., Quade J., Wang Y., Bowman J. R. (1989)- *Carbon isotopes in soils and palaeosols as palaeoecologic indicators*. Nature, 341, 138-139.
- Cerling T. E., Solomon D. K., Quade J., Bowman J. R. (1991)- *On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3403-3405.
- Cerling T. E., Wang Y. (1996)- *Stable carbon and oxygen isotopes in soil CO₂ and soil carbonate: theory, practice, and application to some prairie soils of upper midwestern North America*. In: *Mass Spectrometry of Soils*, Boutton T. W., Yamasaki S. (eds). M. Dekker, New York, 113-131.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., MacFadden, B.J., Leakey, M.C., Quade, J., Eisenmann, V., Ehleringer, J.R., 1997. *Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary*. Nature, 389, 153-158.
- Cestari G. (1969)- *Geologia e idrogeologia della piana di Paestum (Salerno)*. Geol. Tecnica, 5, 1-12.
- Cheddadi R., Rossignol-Strick M., Fontugne M. (1991)- *Eastern Mediterranean paleoclimates from 26 to 5 Ka B.P. documented by pollen and isotope analysis of a core in the anoxic Bannock Basin*. Marine Geology, 100, 53-66.
- Cilla G., Dramis F. (1999)- *Aspetti del paesaggio nelle Marche centrali durante l'Olocene antico e medio: l'evoluzione dei fondivalle*. In: *Atti Incontro di Studio Arcevia*, 1999
- Cinque A. (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini)*. Riunione annuale del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, Amalfi 1986. Pubbl. n. 33 del Dipartimento di Scienze della Terra, Università Federico II di Napoli. 119 pp.
- Cinque A. (1991)- *La trasgressione versiliana nella piana del Sarno (Campania)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 14, 63-71.
- Cinque A. (2004)- *Note illustrative al rilevamento geologico del Foglio "Foce Sele"*. Progetto Carg
- Cinque A., Russo F. (1986)- *La linea di costa del 79 d.C. fra Oplonti e Stabiae nel quadro dell'evoluzione olocenica della piana del Sarno*. Boll. Soc. Geol. It, 105, 111-121.
- Cinque A., Romano P. (2001)- *Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione oro-idrografica della regione*. In *l'Ambiente geologico della Campania a cura di A. Vallario*. Cuen, 59-90
- Cinque A., Irollo L. (2004)- *Il vulcano di Pompei: Nuovi dati geomorfologici e stratigrafici*. Il Quaternario, 17(1), 101-116.
- Cinque A., Rolandi G., Zamparelli V. (1985)- *L'evoluzione dei depositi marini olocenici nei Campi flegrei in relazione alla vulcano-tettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 327-348
- Cinque A., Guida F., Russo F., Santangelo N. (1988a)- *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): i "Conglomerati di Eboli"*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., 11, 39-44.
- Cinque A., Laureti L. & Russo F. (1988b) - *Le variazioni della linea di costa lungo il litorale campano durante il Quaternario*. Terra, 5, 19-25.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P. E Tozzi M. (1993) -*Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines: Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, 36(2), 249-260.
- Cinque A., Roskopf C., Barra D., Campajola L., Paolillo G., Romano M. (1995)- *Nuovi dati stratigrafici e cronologici sull'evoluzione recente della piana del fiume Alento (Cilento, Campania)*. Il Quaternario, 8 (2), 323-338.

- Cinque A., Aucelli P. P. C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Russo M., Santangelo N., Sgambati D. (1997)- *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli*. Guide for the excursion 4th Int. Conf. On Geomorphology
- Cinque A., Robustelli G., Russo M. (2000a)- *The consequences of pyroclastic fallout on the dynamics of mountain catchments: geomorphics events in the Rivo d'Arco basin (Sorrento peninsula, Italy) after the plinian eruption of Vesuvius in the 79 A.D.*. Geogr.Fis. Din. Quat., 23, 117-129.
- Cinque A., Ascione A., Caiazzo C. (2000b)- *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale*. In: Galadini F., Meletti C. & Rebez A., Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR, 203-218.
- Cioni R., Levi S. T., Sulpizio R. (2000)- *Apulian Bronze Age pottery as a long distance indicator of the Avellino Pumice eruption (Vesuvius, Italy)*. In: McGuire, B., Griffiths, D., Stewart, I. (Eds.), The Archaeology of Geological Catastrophes, Geological Society of London Special Publications, 171, 159-177.
- Cioni R., Sulpizio R., Garruccio N. (2001)- *The Greenish Pumice subplinian eruption, Somma-Vesuvius, Italy: the role of syneruptive changes of magma viscosity and crystallinity*. Proceedings of Cities on Volcanoes 2 Meeting, Institute of Geol. And Nuclear Sciences Ltd., Auckland, New Zealand, 18 pp.
- Cioni R., Longo A., Macedonio G., Santacroce R., Sbrana A., Sulpizio R., Andronico D. (2003a)- *Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: example from Vesuvius*. Journal of Geophysical Research, 108 (B2), 98-108.
- Cioni R., Sulpizio R., Garruccio N. (2003b)- *Variability of the eruption dynamics during a subplinian event: the Greenish Pumice eruption of Somma-Vesuvius (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 124, 89-114.
- Climaco A., Daniele M. C., Di Nocera S., Zamparelli V. (1991)- *Studio preliminare delle croste calcaree (caliche) della Capitanata (Puglia)*. Rend. Acc. Scien. Fis. e Mat., 165-183.
- Cocco E., De Magistris M. A. (1988) - *Evoluzione storica e recente del litorale di Paestum*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 697-702.
- Cocco E., Crimaco L.; Demagistris M. A. (1994)- *Dinamica ed evoluzione del litorale campano-laziale: variazioni della linea di riva dall'epoca romana ad oggi nel tratto compreso tra la foce del Volturno e Torre S. Limato (Mondragone)*. Atti 10° congresso AIOL 1992, 543-555.
- Cocco E. & Iuliano S. (1999) - *L'erosione del litorale in sinistra foce Sele (Golfo di Salerno): dinamica evolutiva e proposte di intervento a difesa e tutela della spiaggia e della pineta litoranea di Paestum*. Il Quaternario, 12 (2), 125-140.
- COHMAP (1988)- *Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations*. Science 241, 1043-1052.
- Cole P. D., Scarpati C. (1993)- *A facies interpretation of the eruption and the emplacement of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, Southern Italy*. Bull. Volcanology 55, 311-326.
- Coltelli M., Del Carlo P & Vezzoli L. (2000) -*Stratigraphic constrains for explosive activity i the past 100 ky at Etna volcano, Italy*. Int. J. Earth Sciences. 89, 665-668.
- Colucci Pescatori G. (1988) *Osservazioni su Abellinim tardo antica e sull'eruzione del 472 d.C.*. In: Tremblements de terre, eruptions volcanique et vie des hommes dans la Campanie antique, Bibl. Inst. Fran. Naples 12,
- Colucci Pescatori G. (1992)- *La ricerca archeologica in Irpinia*. Sopr. Arch. AV-BN-SA
- Cornielo A., Deriso R.(1988)- *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'agro telesino (BN)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 11, 6-54.
- Cremaschi, M., 1987. *Paleosols and Vetusols in the Central Po Plain (Northern Italy)*. UNICOPLI, Milano, 306 pp.
- Cremaschi M. (1989)- *Gli Apporti delle Scienze della Terra in Archeologia per la ricostruzione degli Ambienti del Passato*. Atti del XXVII Riunione Scientifica Istituto Italiano Preistoria e Protostoria, Ferrara, 339-356.
- Cremaschi M. (1990)-*The loess in northern and central Italy: A loess basin between the Alps and the Mediterranean region*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria 1, 1-187.
- Cremaschi M. (1992)- *Mutamenti del clima nel Quaternario: le linee generali*. In: Italia preistorica, a cura di Guidi A. & Piperno M., Laterza, Bari, 3-45.
- Cremaschi M. (2000)- *Manuale di Geoarcheologia*, Laterza editore Roma., p. 377
- Cremaschi M., Rodolfi G. (1991a)- *Il suolo: pedologia nelle scienze della terra*. Nuova Italia Scientifica,
- Cremaschi M., Busacca A. J. (1994)- *Deep soils on stable or slowly aggradating surfaces: Time versus climate as soil forming factor*. Geogr. Fis. Din. Quat., 17, 19-28.
- Cremaschi M., Trombino L. (1998)- *The palaeoclimatic significance of paleosols in Southern Fezzan (Libyan Sahara): Morphological and micromorphological aspects*. Catena, 34, 131-156.
- Cremaschi M., Di Lernia S. (1998)- *The geoarchaeological survey in central Tadrart Acacus and surrounding (Lybia, central Sahara)*. Quaderni di geodinamica alpina e quaternaria, 7, 245-298
- Cremaschi M., Di Lernia S., Garcea E. A. A. (1998)- *Some insights on the Aterian in the Libyan Sahara: Chronology, environment and archaeology*. African Archaeological Review, 15, 261-286.
- Crimaco L (1991)- *Volturnum*, Roma, 7- 23.
- Crowley T. J., North G. R. (1991)- *Palaoclimatology*. Oxford University Press
- D'Anna S. (1998)- *Terre tra I fiumi Sabato e Calore*. Archeoclub d'Italia sede di Montemiletto

- D'Argenio B., Ferreri V. (1992)- *Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 861-868.
- D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1973)- *Schema geologico dell' Appennino Meridionale (Campania e Lucania)*. Ren. Acc. Naz. Lincei, 183, 49-72.
- D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Brancaccio L., Ferreri M. (1983)- *I travertini di Pontecagnano (Campania)*. *Geomorfologia, Sedimentologia, Geochimica*. Boll.Soc.Geol.It., 102, 123-136.
- D'Argenio B., Ferreri V., Violante C. (1999)- *Travertine in the rise and decline of the ancient town of Paestum (2500-1000 BP)*. Eurobasin School, Event IX. Naples and Benevento.
- Dahl, S. O., Nesje, A. (1996)- *A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerj_kulen central south Norway*. The Holocene, 6, 381-398.
- Daniels J. M. (2003)- *Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment*. Geomorphology, 56, 225-242.
- Dansgaard W., Johansen S. J., Moller J., Langway C. C. (1969)- *One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the greenlandice sheet*. Science, 166, 377.
- Dansgaard W., Oeschger H. (1989)- *Past environmental long-term records from the Arctic*. In: H. Oeschger & C. Langway (Eds.), *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, Wiley, New York, 287-318.
- 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.
- De Muro S., Orru P. (1998)- *Il contributo delle beach-rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock post glaciali della Sardegna NE*. Il Quaternario, 1, 71-93.
- De Spagnolis M. L. (2001)- *Pompei e la valle del Sarno in epoca preromana: la cultura delle tombe a fosse*. L'erma di Bretschneider
- de Vita P. (2001)- *Clima*. In: *L'Ambiente geologico della Campania a cura di A. Vallario*. CUEN, 167-174.
- de Vita S., Orsi G., Civetta L., Carandente A., D'Antonio M., Deino A., di Cesare T., Di Vito M. A., Fisher R. V., Isaia R., Marotta E., Necco A., Ort M., Pappalardo L., Piochi M., Southon J. (1999)- *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 269-301.
- De Vivo B., Rolandi G., Gan P. B., Calvert A., Bohron W. A., Spera F. J., Belkin H. E. (2001)- *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)* Mineralogy and Petrology, 73, 47-65.
- Deino A. L., Curtis G., Rosi M. (1992)- *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Campanian Ignimbrite, Campanian Region, Italy*. Abstracts of the International Geological Congress, Kyoto, Japan, 3, 633.
- Deino, A. L., Southon, J., Terrasi, F., Campajola, L., and Orsi, G. (1994).- *¹⁴C and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegrean Fields, Italy*. In "Abstracts, ICOG 1994, Berkeley, CA."
- Del Monaco G., Margottini C., Serafini S. (1999)- *Climate change impact on frequency and distribution of natural extreme events*. In: *Flood and Landslides*, Springer-Verlag, 45-66.
- Delibrias G. Di Paola G. M., Rosi M., Santacroce R. (1979)- *La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del Monte Somma*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogici & Petrologia, 35(1), 411-438.
- deMenocal P. B. (2001)- *Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene*. Science, 292
- deMenocal P., Ortiz J., Guilderson T., Sarnthein M. (2000)- *Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period*. Science, 288, 219-2202.
- Denton G. H., Karle'n W. (1973)- *Holocene climatic variations—their pattern and possible cause*. Quaternary Research, 3, 155-205.
- Di Crescenzo G., Santo A. (1999)- *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapide in depositi piroclastici della penisola Sorrentina (Campania)*. Geog. Fis. Din. Quat., 22, 57-72.
- Di Crescenzo G., Santo A. (2005)- *Debris slides—rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility*. Geomorphology, 66, 255-276.
- Di Girolamo P. (1968) -*Petrografia dei tufi Campani: il processo di pipernizzazione (Tufo- Tufo pipernoide- Piperno)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli S. 4, 35, 1-70.
- Di Girolamo P., Rolandi G., Stanzione D. (1973)- *L'eruzione di pomici a letto dell'Ignimbrite Campana*. Periodico di Mineralogia 3.
- Di Girolamo P., Ghiara M. R., Lirer L., Munno R., Rolandi G., Stanzione D. (1984)- *Vulcanologia e petrografia dei Campi Flegrei*. Boll Soc. Geol. It., 103, 349-413.
- Di Maio G., Iannelli M. A., Russo Ermolli E. (1998)- *Risultati delle indagini preliminari al progetto di ampliamento dell'aeroporto di Salerno-Pontecagnano*. In: P.Gastaldi, Pontecagnano II.4. La necropoli del Pagliarone. Pubbl. IUO di Napoli, 1998, 190-193.
- Di Maio G., Iannelli M. A., Scala S., Scarano G. (2003)- *Antropizzazione ed evidenze di crisi ambientali in età preistorica in alcuni siti archeologici a sud di Salerno*. In *Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene*. CUEBC, Ravello, 477-492

- Di Vito M. (1994)- *Distribuzione dei depositi dell'eruzione delle pomice di Avellino nell'area napoletana e ricostruzione del paleoambiente prima e dopo l'eruzione*. Atti del Seminario Internazionale di Ravello: L'eruzione Vesuviana delle Pomice di Avellino e la facies di Palma Campania, Centro Europeo per Beni Culturali, Ravello 15-17 Luglio, 83-91.
- Di Vito M. A., Sulpizio R., Zanchetta G. (1998)- *I depositi ghiaiosi della valle dei torrenti Clanio e Acqualonga Campania centroorientale: significato stratigrafico e ricostruzione paleoambientale*. Il Quaternario, 11(2), 273-286.
- Di Vito M. A., Isaia R., Orsi G., Southon J., De Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L., Piochi M. (1999)- *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 221-246.
- Dramis F., Materazzi M., Cilla G. (1999)- *Influence of climatic change on freshwater travertine deposition: a new hypothesis*. Phys. Chem. Earth, 24, 893-897.
- Duplessy J. C., Labeyrie L., Arnold M., Paterne M., Duprat J., van Weering T. C. E. (1992)- *Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation*. Nature, 358, 485-488.
- Ellwood B. B., Petruso K. M., Harrold F. B. (1997)- *High-Resolution Paleoclimatic Trends for the Holocene Identified Using Magnetic Susceptibility Data from Archaeological Excavations in Caves*. Journal of Archaeological Science, 24, 569-573.
- Emiliani C. (1955)- *Pleistocenes temperature*. Journal of Geology, 63, 538-578.
- Ermice A., Murolo M., Pugliano M. L. Buondonno C. (2002)- *Vertic soils in Alluvion-Reclaimed Areas, Volturno river plain, Italy*. Soil Sc. Soc. Am J., 1882-1888.
- Esteban M., Klappa C. F. (1983)- *Suberial exposure environment*. AAPG Memoir, 33, 1-54.
- Farabollini P., Materazzi M., Miccadei E., Piacentini T. (2004)- *I travertini dell'Italia centrale adriatica: genesi, cronologia, significato geomorfologico e paleoambientale*. Il Quaternario, 17(2), 259-272.
- Fedele F.G., Giaccio B., Isaia R. Orsi G. (2002a)- *Ecosystem impact of the Campanian Ignimbrite eruption in Late Pleistocene Europe*. Quaternary Research, 57, 420-424.
- Feng Z.-D., Johnson W.C., Lu Y., Ward P.A. (1994)- *Climatic signals from loess soil sequences in the central Great Plains, USA*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 110, 345-358.
- Ferrari G., Magaldi D. (1968)- *I paleosuoli ed il loro significato*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 4, 57-92.
- 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.
- Fitzpatrick E. A. (1980)- *Soils*. Longman Ed.
- Follieri M., Magri D., Sadori L. (1988)- *250.000-Year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. Pollen et Spores, 30 (3-4), 329-356.
- Fondazione Lerici (1978-1989) - *Esplorazione Geoarcheologica nella piana del Sele (Salerno)*. Non pubblicato
- Fontugne M., Paterne M., Calvert S. E. Murat A., Guichard F., Arnold M. (1989)- *Adriatic deep water formation during the Holocene: implication for the reoxygenation of the deep Eastern Mediterranean sea*. Paleoceanography, 4, 199-206.
- Ford T. D., Pedley H. M. (1996)- *A review of tufa and travertine deposits of the world*. Earth Sc. Rev., 41, 117-185.
- Forgione S., Giovanniello V. (2002)- *Frigento e dintorni dal paleolitico all'età sannitico-romana*. Centro di doc. Amb. Ist. Mag. Stat. G. Della Valle, Frigento (AV).
- Frank N., Braum M., Hambach U., Mangini A., Wagner G. (2000)- *Warm period growth of travertine during the last interglaciation in southern Germany*. Quaternary Research, 54, 38-48.
- Frezzotti M., Giraudi C. (1989)- *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso, Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 5-19.
- Frezzotti M., Giraudi C. (1990a)- *Sedimenti eolici tardopleistocenici ed olocenici nell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 883-886.
- Frezzotti M., Giraudi C. (1990b)- *Late Glacial and Holocene aeolian deposits and geomorphological features near Roccaraso (Abruzzo-Central Italy)*. Quaternary International, 5, 89-95.
- 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.
- Frisia S. (1996)- *Petrographic evidence of diagenesis in speleothems: some examples*. Speleochronos 7, 21-30.
- Frisia S., Borsato A. (2000)- *Ricostruzione climatica degli ultimi 8500 anni in aree perimediteranee attraverso l'utilizzo di speleotemi*. Mare e cambiamenti globali, ICRAM, 77-92.
- Gamble, C. (1999). *"The Palaeolithic societies of Europe"* Cambridge University Press, Cambridge.
- Gasparini P. (1966)- *Indagini gravimetriche su alcune forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti Accademia Pontaniana. Vol XV
- Gerasimov I. P. (1979)- *Anthropogene and its mayor problems*. Boreas, 8, 23-30.
- Gervais P. (1867-1869)- *Zoologie et Paleontologie generale*. Paris
- Giaccio B. (2005)- *L'eruzione dell'Ignimbrite campana (c. 40 Ka BP), oscillazioni climatiche suborbitali e i cambiamenti bioculturali dell'OIS 3 europeo*. Tesi di Dottorato, XVI ciclo, Università Federico II di Napoli.
- 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 Colofiorito (Appennino Centrale)*. Il Quaternario, 17(2), 231-247.

- Giaccio, B., Isaia, R. (submitted). *The Campanian Ignimbrite (~39.3 ky) in Greenland GISP2 ice core and Mediterranean successions: implications for Late Pleistocene chronology and climate*. *Quaternary Science Reviews*.
- Giraudi C. (1989)- *Lake level and climate for the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo-Central Italy): A review*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 249-260.
- Giraudi C. (1995)- *Sedimenti eolici, variazioni climatiche ed influenza antropica: Considerazioni su alcune piane intermontane dell'Appennino Abruzzese*. *Il Quaternario*, 8(1), 211-216.
- Giraudi C. (1996)- *L'impronta del "Younger Dryas" e degli "Heinrich Events" nell'evoluzione climatica e ambientale dell'Italia centrale*. *Il Quaternario*, 9(2), 533-540.
- Giraudi C. (1998)- *La deglaciazione tardopleistocenica sui M.Sirino e Pollino (Basilicata/Calabria-Italia Meridionale)*. *Il Quaternario*, 11(2), 247-254.
- Giraudi C. (2002)- *Le oscillazioni del Ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo-Italia Centrale) e le variazioni climatiche degli ultimi 3000 anni: II*. *Quaternario*, 15(2), 145-150.
- Giraudi C. (2003)- *I depositi alluvionali olocenici di Campo Imperatore (Massiccio del Gran Sasso-Abruzzo)*: *Il Quaternario*, 16(1), 117-125.
- Giraudi C. (2004a)- *Le oscillazioni di livello del lago di Mezzano (Valentano-VT): variazioni climatiche ed interventi antropici*. *Il Quaternario*, 17, 221-230.
- Giraudi C. (2004b)- *The Apennine glaciations in Italy*. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology: Part I. Europe*, Elsevier, Amsterdam, 215-224.
- Giraudi C. (2005a)- *Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy)*. *Quaternary Research*, 64, 176-184.
- Giraudi C. (2005b)- *The Late Holocene alluvial events in the Central Apennine (Italy)*. *The Holocene*, 15(5), 768-773.
- Giraudi C., Frezzotti M. (1997)- *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. *Quaternary Research*, 48, 280-290.
- Goudie A. (1972)- *The chemistry of world calcrete deposits*. *Journal of Geology*, 80, 449-463.
- Goudie A. S., Viles V. H., Pentecost A. (1993)- *The late holocene tufa decline in Europe* *The Holocene*, 3(2), 181-186.
- Graf W.L. (1982)- *Spatial variation of fluvial processes in semi-arid lands*. In: Thorn, C.E. (Ed.), *Space and Time in Geomorphology*. Allen and Unwin, London, pp. 193-217.
- Greco G. (2002)- *Velia: la visita alla città*. Naus editoria
- Greco G. (2003)- *Velia, le nuove ricerche nel Quartiere meridionale*. Atti del Convegno di studi, Napoli-Pozzuoli 2003, Quaderni del Centro Studi Magna Grecia, 1.
- Greco G. & Vecchio L (1992) – *Archeologia e territorio. Ricognizioni, scavi e ricerche nel Cilento*. C.G.M., Acropoli, pp. 188.
- Greco G., Vecchio L. (1998)- *Ricognizioni, scavi e ricerche nel Cilento*. Quaderni di documentazione Archeologia e Territorio. Edizioni dell'Alento.
- GRIP (1993)- *Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core*. *Nature*, 364, 203-207.
- Grotes, 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.
- Gruger E., Thulin B. (1998)- *First result of biostratigraphical investigation of Lago d'Averno near Naples relating to the period 800 B.C-800 A.D*. *Quaternary International*, 47/48, 35-40.
- Gualdi S., Navarra A. (2005)- *Scenari climatici nel bacino mediterraneo*. *Forest@*, 2(1), 19-30.
- Guidi A., Piperno M. (1992)- *Italia Preistorica*. Laterza ed, Bari.
- Guilyardi E., Gualdi S., Slingo J., Navarra A., Delecluse P., Cole J., Madec G., Roberts M., Latif M., Terray L. (2004)- *Representing El Nino in coupled Ocean-Atmosphere GCMs: the dominant role of the Atmospheric component*. *Journal of Climate*, in press.
- Gullentop S. F., Mullenders W. (1972)- *The stable isotopic composition of modern soli carbonate and its relationship to climate*. *C. R. Symp. Int. Geomorph.*, 67, 113-137
- Guy M. (1989)- *Le rivage maritime et la lagune de Poseidonia-Paestum*. In: PACT, 25, 1990
- Guy M. (1990)- *La costa, la laguna e l'insediamento di Poseidonia-Paestum*. In: *Paestum – La città e il territorio*. Quaderno di documentazione dell'Istituto della Enciclopedia Italiana Treccani, 67-77.
- Hanson P.R. (2001)- *Colluvial aprons as indicators of late Pleistocene and Holocene climatic change in southeastern Wyoming*. *Abstracts with Programs - Geological Society of America* 33, 59.
- Hardy J. T. (2003)- *Climate change: causes, effect and solutions*. Wiley & Son Ed., 247pp.
- Harvey A. M. (1984)- *Aggradation and dissection sequences on Spanish alluvial fans: Influence on morphological development*. *Catena*, 11, 289-304.
- Harvey A. M. (1990)- *Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain*. In: A Harvey, A.M., Silva, P.G., Mather, A.E., Goy, J.L., Stokes, M., & Zazo, C. (1999). *The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain*, *Geomorphology*, 28, 1-22.
- Harvey A. M., Wigand P. E., Wells S. G. (1999)- *Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA*. *Catena*, 6, 255-281.
- 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.

- Herz N., Garrison E. G. (1998)- *Geological methods for Archeology* Oxford University Press
- Horvantic N., Calic R., Geyh M. A. (2000)- *Interglacial growth of tufa in Croatia*. Quaternary Research, 53, 185-185.
- Houghton R. A., Woodwell G. M. (1989)- *Modificazioni del clima a livello planetario*. Le Scienze, 250, 14-23.
- Huntley B., Watts W. A., Allen J. R. M., Zolitschka B. (1999)- *Palaeoclimate, chronology and vegetation of the Weichselian Late Glacial: Comparative analysis of data from three cores at Lago Grande di Monticchio, southern Italy*. Quaternary Science Reviews, 18, 945-960.
- Iannelli M. A., Di Maio G. (2002)- *Archeologia di una città: Salerno, geoarcheologia ed evoluzione dell'ambiente antico*. Sopr. Archeol. SA-AV-BN
- Iannelli M. A., Di Maio G., Sperandeo G. (1997)- *Geoarcheologia ed ambiente antico nel territorio di Salerno. Primi elementi per una carta geoarcheologica*. In: Le scienze della Terra e l'archeometria, Cuen, 1998
- Ingram M. J., Farmer G. (Eds.) (1985)- *Climate and History*. Cambridge University Press, Cambridge, 291-309.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (1999) *The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press
- IPCC (2001)- *Climate Change 2001: The scientific basis*. J. T. Houghton (Editor.), Cambridge University Press.
- IPCC (2002)- *The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press.
- Ippolito F., Ortolani F., Russo M. (1973)- *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., 12, 227-250.
- Jalut G., Amat A.-E., Bonnet L., Gauquelin T., Fontugne M. (2000)- *Holocene climatic changes in the Western Mediterranean from south-east France to south-east Spain*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 160, 255-290.
- James N. P. (1972)- *Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles criteria for subaerial exposure*. Journal of Sedimentary Petrology, 42, 817-836.
- Johannowsky W. (1991)- *Circello, Casalbore e Flumeri nel quadro della romanizzazione dell'Irpinia*. In: La romanisation du Samnium aux II et I siecle. Atti del Colloquio Centre Jean Berard, 4-5-1988, Napoli.
- Johnsen S. J., Clausen H. B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C. U., Iversen P., Jouzel J., Staufer B., Stelensen J. P. (1992)- *Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core*. Nature, 359, 311-313.
- Jouzel J., Lorius C., Johnsen S., Grootes P. (1994)- *Climate instabilities: greenland and antarctic records*. C. R. Acad. Sci. Paris, 319, II, 65-77.
- Kallel N., Paterne M., Duplessy J. C., Vergnaud-Grazzini C., Pujol C., Labeyrie L. D., Arnold M., Fontugne M., Pierre C. (1997a)- *Enhanced rainfall on Mediterranean region during the last sapropel event*. Oceanologica Acta, 20, 697-712.
- Kallel N., Paterne M., Labeyrie L. D., Duplessy J. C., Arnold M. (1997b)- *Temperature and Salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 135, 97-108.
- Kaniewski D., Renault-Miskovsky J., Tozzi C., de Lumley H. (2005)- *Upper Pleistocene and Late Holocene vegetation belts in western Liguria: an archaeopalynological approach*. Quaternary International, 135, 47-63.
- Keller J., Ryan W. B. F., Ninkovich D., Altherr R. (1978)- *Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 years as recorded in deep-sea sediments*. Bull. Geol. Soc. Am., 89, 591-604.
- Klappa C. F. (1980)- *Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance*. Sedimentology, 27, 613-629.
- Klappa C. F. (1983)- *A process-response model for the formation of pedogenic calcrete residual deposit* (Ed. by R.C.L. Wilson). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 11, 211-220.
- Koppen W., Wegener A (1924)- *Die climate der geologischen vorzeit*. Berlin
- Krinzinger F. (1994)- *Intorno alla pianta di Velia*.
- Laborel J., Laborel F. (1996)- *Biological indicators of Holocene sea level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions*. Quaternary International, 31, 53-60.
- Laborel J., Mohrange R., Lafont R., Le Campion J., Laborel- Deguen F. (1994)- *Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental France and Corsica*. Marine Geology, 120, 203-223.
- Lamb H. H. (1965)- *The early medieval warm epoch and its sequel*. Paleo3, 13-37
- Lamb H. H. (1977)- *Climate: Past, Present and Future*. II. Climatic History and the Future. Methuen, London, 835 pp.
- Lamb H. H. (1981)- *An approach to the study of the development of climate and its impact in human affairs*. In: Wigley, T.M.L.,
- Lamb H. H. (1982)- *Climate, History and the Modern World*. Methuen, London, 387pp.
- Lamb H. H. (1995)- *Climate, history and the modern world*. Routledge 2a edition, London.
- Lamb H. H., Gasse F., Benkaddour A., El Hamouti N., van der Kaars S., Perkins W. T., Pearce N. J., Roberts C. N. (1995)- *Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones*. Nature 373, 134-134.
- Lambeck K. (1996)- *Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic time*. Antiquity, 70, 588-611.
- Lambeck K., Bard E. (2000)- *Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30000 years*. Earth and Planetary Science Letters, 175, 203-222.
- Lambeck K., Chappell J. (2001)- *Sea level change through the last glacial cycle*. Science, 292, 679-686.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S. (2004a)- *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 years*. Quaternary Science Reviews, 23, 1567-1598.
- Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F., Benini A., Esposito A. (2004b)- *Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, 224, 563-575.

- Langella M. (1997)- *L'insediamento neolitico di Masseria di Gioia (Foglianise (BN))*. Rivista di Scienze Preistoriche, XLVIII
- Larsen E., Sejrup H. P., Jhonsen S. J., Knudsen K. L. (1995)- *Do greenland ice cores reflect nw european interglacial climate variations ?* Quaternary Research, 43, 125-132.
- Lazzari A. (1954)- *Aspetti geologici dei fenomeni verificatisi nel Salernitano in conseguenza del nubifragio del 25-26 ottobre 1954*. Boll. Soc. Nat., 238, 921-925.
- Le Roy Ladurie E. (1982)- *Tempo di festa, tempo di carestia. Storia del clima dall'anno mille*. Einaudi editore
- Lehmann O. (1933)- *Morfologische theorie der verwitterung von steinschlagwaenden*. Ges. Zurich, 78, 83-126.
- Leoni G., Dai Pra G. (1997)- *Variazioni di livello del mare nel tardo Olocene lungo la costa del Lazio in base ad indicatori geoarcheologici*. ENEA Tech. Rep. RT/AMB/97/8, Rome, 127 pp.
- Leopold L.B., Miller J.P. (1956)- *Ephemeral streams—hydraulic factors and their relation to the drainage net*. U.S.G.S. Professional Paper 282-A. Washington, DC, 37 pp.
- Lewin J., Maklin M. G., Woodward J. C. (1995)- *Mediterranean quaternary river environments*. Balkema-Rotterdam-Brookfield
- Lippmann M., Vernet J. (1986)- *Les travertins holocènes de Paestum (Italie meridionale)*. Mediterranée, 1-2, 45-51.
- Lippmann Provançal M. (1987a)- *L'appennin campanien meridional (italie): etude geomorphologique*. Tesi di Dottorato. Univer. d'Aix- Marseille II, Ist. de Geograf. 2 t.
- Lippmann Provançal M. (1987b)- *Variations recentes du trait de cote sur le site de Velia et Paestum*. Coll. Intern. CNRS Paris
- Lippmann-Baggioni M., Gars G. (1984)- *La bordure sud des Monts Picentini: un jalon dans l'evolution neotectonique et paleoclimatique de l'Apennin Meridional*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 7, 49-58.
- Lirer L., Pescatore T., Booth B., Walker J. P. L. (1973)- *Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 759-772.
- Lirer L., Munno R., Petrosino P., Vinci A. (1993)- *Tephrostratigraphy of the A.D. 79 pyroclastic deposits in the perivolcanic area of Vesuvio Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 143-149.
- Lirer L., Vinci A., Alberico I., Gifuni T., Bellucci F., Petrosino P., Tinterri R. (2001)- *Occurrence of inter-eruption debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits on Vesuvio volcano, Italy*. Sedimentary Geology, 139, 151-167.
- Loud G. A. (1996)- *Continuity and change in Norman Italy: the Campania during the eleventh and twelfth centuries*. Journ. of Medieval History, 22, 313-343.
- Lowe J. J., Accorsi C. A., Bandini Mazzanti M., Bishop A., van der Kaars S., Forlani L., Mercuri A. M., Rivalenti C., Watsno C. (1996)- *Pollen stratigraphy of sediment sequences from lakes Albano and Nemi (near Rome) and from the central Adriatic, spanning the interval from oxygene isotope Stage 2 to the present day*. In: Guilizzoni, P., Oldfield, F. (Eds.), Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments, Mem. Istituto italiano Idrobiologia, 55, 71-98.
- Lyell C. (1877)- *Principles of Geology*. 12th Edition. Appleton, New York.
- Magaritz M. (1986)- *Environmental changes recorded in the upper Pleistocene along the desert boundary, southern Israel*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 53, 213-229.
- Magaritz M., Heller J. (1980)- *A desert migration indicator-oxygen isotopic composition of land shail shells*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 32, 153-162.
- Magny M. (1999)- *Lake-level fluctuations in the Jura and French subalpine ranges associated with ice-rafting in the North Atlantic and variations in the polar atmospheric circulation*. Quaternaire, 10, 61-64.
- Magri D. (1999)- *Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near lago di Bolsena (central Italy)*. Rev. Palaeobot. Palynol., 106, 171-208.
- Magri D., Follieri M. (1992)- *Caratteri della biostratigrafia pollinica dell'Olocene in Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 52, 147-153.
- Magri D., Sadori L. (1999)- *Late Pleistocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy*. Veget Hist Archaeobot, 8, 247-260.
- Maiuri A. (1928)- *Velia -prima ricognizione ed esplorazione*. In: Campagna della Società Magna Grecia, Roma, 18 pp.
- Maiuri A. (1951)- *Origine e decadenza di Paestum*. La parola del passato. Riv. St. Class., Napoli, 19, 274-286.
- Mangerud J., Anderson S. T., Berglund B.E., Donner J. (1974)- *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*. Boreas, 3, 109-128.
- Marchal O., Cacho I., Stocker T. F., Grimalt J. O., Calvo E., Martrat. B., Shackleton N., Vautravers M., Cortijo E., van Kreveld S., Andersson C., Ko N., Chapman M., Sbaffi L., Duplessy J. C., Sarnthein M., Turon J. L., Duprat J., Jansen E. (2002)- *Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene*. Quaternary Science Reviews, 21, 455-483.
- Marciano R. (2005)- *Analisi stratigrafica e tefrostratigrafica di livelli piroclastici nelle successioni quaternarie della Campania*. Tesi di Dottorato, XVII ciclo, Università Federico II di Napoli.
- Marriott S.B., Alexander J. (1999)- *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. The Geological Society London. 330pp
- Marzocchella A. (1986)- *L'età preistorica a Sarno. Le testimonianze archeologiche di Foce e San Giovanni*. In: *tremblement de terre, eruptions volcaniques et vie de hommes dans la Campanie antique*, Napoli, centre J. Berard., 35-53.

- Marzocchella A., Calderoni G., Nisbet R. (1994)- *Sarno e Frattaminore: evidenze dagli abitati*. In: Atti del Seminario Internazionale di Ravello: L'eruzione Vesuviana delle Pomice di Avellino e la facies di Palma Campania, Centro Europeo per Beni Culturali, Ravello 15–17 Luglio.
- Mason J.A., Kuzila M.S. (2000)- *Episodic Holocene loess deposition in central Nebraska*. Quaternary International 67, 119–131.
- Masson V., Vimeux F., Jouzel J., Morgan V., Delmotte M., Ciais P., Hammer C., Johnsen S., Lipenkov V., Mosley-Thompson E., Petit J. R., Steig E. J., Stievenard M., Vaikmae R. (2000)- *Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records*. Quaternary Research, 54, 348–358.
- Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C., Karlefin W., Maasch K. A., Meeker L. D., Meyerson E. A., Gasse F., van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R. R., Steig E. J. (2004)- *Holocene climate variability*. Quaternary Research, 62, 243–255.
- McDermott F., Frisia S., Huang Y., Longinelli A., Spiro B., Heaton T. H. E., Hawkesworth C. J., Borsato A., Keppens E., Fairchild I. J., Van der Borg K., Verheyden S., Selmo E. (1999)- *Holocene climate variability in Europe. Evidence from $\delta^{18}O$, textural and extension-rate variations in three speleothems*. Quaternary Science Review, 18, 1021–1038.
- McDonald E.V., Busacca A.J. (1990)- *Interaction between aggrading geomorphic surfaces and the formation of a Late Pleistocene paleosol in the Palouse loess of eastern Washington State*. Geomorphology 3, 449–470.
- Mclaren S. J. (2000)- *Linking climate change to land surface change*. Advances in Global Change Research, 6.
- Meeker L. D., Mayewski P. A. (2002)- *A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia*. The Holocene, 12, 257–266.
- Mercalli L. (2004)- *I cambiamenti climatici degli ultimi 10.000 anni e i cambiamenti recenti*. Nimbus website.
- Messerli B., Grosjean M., Hofer T., Nunez L., Pfister C. (2000)- *From nature-dominated to human-dominated environmental changes*. Quaternary Science Reviews, 19, 459–479.
- Miall A.D. (1996)- *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 pp.
- Milanckovitch M. (1930)- *Matematische klimalehere und astronomische theorie des klimascwankungen*. Berlino
- Minoja M., Raposso B. (1996)- *Capua (Caserta).Località Strepparo Cento Moggie. Scavi nell'area CIRA. Rinvenimento di sepolture e strutture dell'età del Bronzo*. In: Bollettino d'Archeologia, Ministero dei Beni Culturali, 37/38, 54-62.
- Morhange C., Bourcier M., Laborel J., Giallanella C., Goiran J., Crimaco L., Vecchi L. (1999)- *New data on historical relative sea level in Pozzuoli Phlegrean Fields, Italy*. Physics and Chemistry of the Earth, 24, 349–354.
- Munno R., Petrosino P. (2004)- *New constraints on the occurrence of Y-3 Upper Pleistocene Tepra marker layer in the Tyrrhenian Sea*. Il Quaternario
- Munno R., Petrosino P., Romano P., Russo Ermolli E., Juvigne E. (2001)- *A late middle Pleistocene climatic cycle in southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession-* Geographie physique et Quaternarie, 55 (1), 87-99.
- Nairn A. (1961)- *Descriptive paleoclimatology*. Interscience, New York
- Nanson G.C., Croke J.C. (1992)- *A genetic classification of floodplains*. Geomorphology 4, 459–486.
- Napoli M. (1966)- *La ricerca archeologica di Velia*. La parola del passato, 191-225.
- Napoli M. (1970)- *Intorno alla piana di Velia*. La parola del passato, 123-211..
- Narcisi B. (1996)- *Tephrochronology of a late Quaternary lacustrine record from the Monticchio maar (Vulture Volcano, southern Italy)*. Quaternary Science Reviews, 15, 155-165.
- Narcisi B. (2000)- *Late Quaternary eolian deposition in central Italy*. Quaternary Research, 54, 246–252.
- Narcisi B., Vezzoli L. (1999)- *Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean – an overview*. Global and Planetary Change, 21, 31-50.
- Nebout N., Paterne M., Turon J. L. Siani G. (1998)- *A high resolution record of the last deglaciation in the Central Mediterranean Sea: paleovegetation and paleohydrological evolution*. Quaternary Science Reviews, 17, 303–317.
- Nemec W., Postma G. (1993)- *Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 17, 235–276.
- Nicotera P., Civita M. (1969a)- *Indagini idrogeologiche per la captazione delle sorgenti S.Marina di Lavorate Sarno*. Memorie e Note dell'Ist. Geologia Applicata, Napoli, IX, 1-51.
- Nicotera P., Civita M. (1969b)- *Indagini idrogeologiche per la captazione delle sorgenti Mercato e Palazzo Sarno*. Memorie e Note dell'Ist. Geologia Applicata Napoli, vol XI, 1-63.
- Nikiforoff C.C. (1949). *Weathering and soil evolution*. Soil Science 68, 219–230.
- Nisi M. F., Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G., Silenzi S. (2003)- *Coastal deformation between the Versilia and the Garigliano plains (Italy) derived from the elevations of the Last Interglacial Highstand data*. J. Quat. Sci. 18 13–27.
- O'Brien S. R., Mayewski P. A., Meeker L. D., Meese D. A., Twickler M. S., Whitlow S. I. (1995)- *Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core*. Science, 270, 1962–1964.
- Oguchi T., Oguchib C. T. (2004)- *Late Quaternary rapid talus dissection and debris flow deposition on an alluvial fan in Syria*. Catena, 55, 125–140.
- Oldfield F. (1996)- *The PALICLAS Project: synthesis and overview*. In: Guilizzoni P. and Oldfield F. (eds.): Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments, Mem. Ist. Ital. Idrobiol., 55, 329-357.
- Oort A. H., Peixoto J. P. (1992)- *Physics of climate*. American Inst. of Physics, New York
- Orombelli G. (1990)- *Ghiacciai, clima, equilibri ambientali*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 833-837.

- Orombelli G., Pelfini M. (1985)- *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Rendiconti Societa' Geologica Italiana, 8, 17–20.
- Orombelli G., Ravazzi C. (1996)- *The late glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate*. Il Quaternario, 9(2), 439-444.
- Orombelli G., Mason P. (1997)- *Holocene glacier fluctuations in the Italian alpine region*. *Glacier Fluctuation During the Holocene*, Palaeoklimaforschung-Palaeoclimate Research, 24, 59–65.
- Orsi G., D'Antonio M., de Vita S., Gallo G. (1992)- *The Neapolitan Yellow Tuff, a large magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 53, 275–287.
- 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.
- Orsi G., Civetta L. & Valentine G. A. (1999)- *Volcanism in the Campi Flegrei*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91.
- Ortolani F., Pagliuca S. (1988)- *Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine occidentale della catena sudappenninica*. Atti del 74° Congresso della Soc. Geol. It., Sorrento, 1988, A, 402-410.
- Ortolani F., Pagliuca S. (1994)- *Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato*. Il Quaternario, 7(1), 351–356.
- Ortolani F., Pagliuca S. (1998)- *Variazioni climatiche cicliche e modificazioni dell'ambiente fisico tipo effetto serra durante il periodo storico nell'area mediterranea. Previsioni per il prossimo futuro*. Atti del 18° corso di Aggiornamento tecniche di difesa dall'inquinamento. Editoriale Bios
- Ortolani F., Pagliuca S. (2003)- *Cyclical climatic-environmental changes in the Mediterranean Area (2500 BP- Present day)*. Pages, 11(1), 15-17.
- Ortolani F., Torre M., Russo B., Di Nocera S. (1979)- *Depositi alto-miocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 3-14.
- Ortolani F., Pagliuca S., Toccaceli R. M. (1991)- *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera di Velia (Cilento, Campania) sulla base di nuovi rinvenimenti archeologici*. Geogr. Fis. Din. Quat., 14
- Ortolani F., Pagliuca S., Toccaceli R. M., Grasso E., Melluso L., Morra V., Pica A., Valente A., Vecchione C. (2003)- *Evidenze geoarcheologiche di variazioni climatiche cicliche nell'area di Velia (Cilento, Italia meridionale)*. In: *Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene*. CUEBC, Ravello, 447-460.
- Pacelli N. (1980)- *Telesia e la valle telesina*. Eurostampa Napoli
- Pagano M. (1974)- *Sinuessa: una città sepolta*. Tip Severini. Napoli
- Panizza M. (1985)- *Schemi cronologici del Quaternario*. Geogr. Fis. Din. Quat., 8, 44-48.
- Pappalardo L., Civetta L., D'Antonio M., Deino A., Di Vito M., Orsi G., Carandente A., de Vita S., Isaia R., Piochi M. (1999)- *Chemical and Sr isotopical evolution of the Phlegrean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 141-166.
- Pareschi M. T., Favalli M., Giannini F., Sulpizio R., Zanchetta G., Santacroce R. (2000)- *May 5 1998, debris-flows in circum- Vesuvian areas (southern Italy): insights for hazard assessment*. Geology, 28, 639–642.
- Paterne M., Guichard F., Labeyrie J., Gillot P. Y., Duplessy JC. (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., Labeyrie J., Guichard F., Mazaud A., Maitre F. (1990)- *Fluctuation of the campanian explosive activity (South Italy) during the past 190,000 years as determined by marine tephrochronology*. Earth and Planetary Science Letters, 98, 166–174.
- Pedley H. M. (1990)- *Classification and environmental models of cool freshwater tufas*. Sedimentary Geology, 68, 143–154.
- Pedley, H. M., Andrews J., Ordonez S., del Cura M. A. G., Martin J. A. G., Taylor D. (1996)- *Does climate control the morphologic fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 121, 239–257.
- Pentecost A. (1995)- *The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor*. Quaternary Science Reviews, 14, 1005–1028.
- Pescatore T. S., Cinque A., Senatore M. R., Roskopf C. (2004)- *Historical-geological events and their impact on man*. Field trip guide book P14, 32nd International Geological Congress, Firenze 2004, 44 pp.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J. M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davisk M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stevenard M. (1999)- *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*. Science, 429-436.
- Petit-Maire N. (1989)- *Interglacial environments in presently hyperarid Sahara: Palaeoclimatic implications*. In: *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), NATO ASI, Series C, 282, 637–661.
- Petit-Maire N. (1993a)- *Recent quaternary climatic change and man in the Sahara*. Mem. Soc. It. Sci. Nat., XXVI, II, 411-416.

- Petit-Maire N. (1993b)- *Les variations climatiques au sahara: du passe au futur* la religione delle sete - centro studi arch. afric.- Milano 1993 - IGCP 252 de l'UNESCO-IUGS, 7-21
- Petit-Maire N., Commelin D., Fabre J., Fontugne M. (1990)- *First evidence for Holocene rainfall in the Tanezrouft hyperdesert and its margins*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 333–338.
- Petit-Maire N., Damnati B. (1995)- *Climatic change in the present-day Saharan area over the last 140 ka*. In: *The Impact of African Dust across the Mediterranean—Abstract Book*, O. Le Bolloch and C. Repetto (Eds.), Oristano.
- Pinna M. (1977)- *Climatologia*. UTET
- Pinna M. (1984)-*La storia del clima - variazioni climatiche e rapporto clima-uomo in eta' post glaciale*. Mem. Soc. Geogr. It., 36, 264 pp.
- Pinna M. (1996)- *Le variazioni del clima: dall'ultima grande glaciazione alle prospettive per il XXI secolo* Franco Angeli Ed., Milano
- Pirazzoli P. A. (1976)- *Sea level variations in the northwest Mediterranean during Roman times*. *Science*, 194, 519–521.
- Pirazzoli P. A. (1981)- *Le variazioni del livello del mare durante il post- glaciale*. *Riv. Geogr. Ital.*, 88, 154-164.
- Pirazzoli P. A. (1998)- *A Comparison between postglacial isostatic predictions and Late Holocene sea-level field data from Mediterranean and Iranian coastal areas*. *GeoResearch Forum*, 3–4, 401–420.
- Pope, K. O., van Andel, T. H. (1984)- *Late Quaternary alluviation and soil formation in the southern Argolid: Its history, causes, and archaeological implications*. *Journal of Archaeological Science*, 11, 281–306.
- Pope R. J. J., Wilkinson K. N., Millington A. C. (2003)- *Human and Climatic Impact on Late Quaternary Deposition in the Sparta Basin Piedmont: Evidence from Alluvial Fan Systems*. *Geoarchaeology*, 18(7), 685–724.
- Porter S. C. (1981)- *Glaciological evidence of Holocene climatic change*. In: *Climate and History*, Wigley T. M. L. et alii. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 148-179.
- Porter S. C., Denton G. H. (1967)- *Cronology of Neo-glaciation in north America Cordillera*. *Am. J. Sci.*, 265, 167-210.
- Prentice I. C., Guiot J., Harrison S. P. (1992)- *Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum*. *Nature*, 360, 658-660.
- Prentice I. C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R. (1996)- *Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka*. *Climate Dynamics*, 12, 185–194.
- 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, Siberi*. *Global and Planetary Change*, 28, 217–226.
- Ramrath A., Nowaczyk N. R., Negendank J. F. W. (1998)- *Sedimentological evidence for environmental changes since 34,000 years BP from Lago di Mezzano, central Italy*. *Journal of Paleolimnology*.
- Ramrath A., Zolitschka B., Wulf S., J. F. W. Negendank (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.
- Rapp A., Nihlen T. (1991)- *Desert dust-storms and loess deposits in North Africa and South Europe*. In: *Loess Geomorphological Hazards and Processes*, S. Okuda, A. Rapp, and Z. Linyuan (Eds.), Catena Supplement 20, 43–55.
- Rapp G. Jr., Hill C. L. (1998)- *Geoarchaeology*. Yale University Press, New-Haven London.
- Rapp G., Cooke S. R. B., Henrickson E. (1973)- *Pumice from Thera Santorini identified from a greek mainland archeological excavations*. *Science*, 179, 471–473.
- Ravazzi C. (2003)- *An overview of the quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in italy*. *Il Quaternario, Volume Speciale INQUA*, 16(1Bis), 11-18.
- Rawling J.E., Fredlund G.G. (1999)- *Episodic mid-late Holocene eolian activity evidence by buried soils in cliff dunes at Sheep Mountain Table, Badlands National Park, South Dakota*. *Abstracts with Programs - Geological Society of America* 31, 54.
- Reading H. G. (Eds) (1996)- *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 688 pp.
- Retallack G. J. (1990)- *Soil of the past*. London
- Rohling E. J., Hayes A., De Rijk S., Kroon D., Zachariasse W. J., Eisma D. (1998)- *Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean*. *Paleoceanography*, 13, 316-322.
- Rohling E. J., De Rijk S. (1999)- *The Holocene Climate Optimum and Last Glacial Maximum in the Mediterranean: The marine oxygen isotope record*. *Marine Geology*, 153, 57-75.
- Rohling E. J., Mayewski P. A., Hayes A., Abu-Zied R. H., Casford J. S. L. (2002)- *Holocene atmosphere–ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea*. *Climate Dynamics*, 18, 573–592.
- Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P., Lirer L. (1993a)- *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvius (8,000 y. B.P.): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 43–65.
- Rolandi G., Mastrolenzo G., Barrella A. M., Borrelli A. (1993b)- *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3,760 y. B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 67–88.
- Rolandi G., Barrella A. M., Borrelli A. (1993c)- *The 1631 eruption of Vesuvius*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 183–201.
- Rolandi G., Petrosino P., Mc Geehin J. (1998)- *The interplinian activity at Somma–Vesuvius in the last 3500 Years*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 19–52.
- Rolandi G., Munno R., Postiglione I. (2003a)- *The A.D. 472 eruption of Somma volcano*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129, 291–319.

- Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E., Devivo B. (2003b)- *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zones, southern Italy*. Mineralogy and Petrology, S.I. 1-29
- Romano P. (1992)- *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettiva di ricerca*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec, 1992/1, 265-269.
- Romano P., Santo A., Voltaggio M. (1994)- *L'evoluzione morfologica della pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario*. Il Quaternario, 7(1), 41-56.
- Romito M. (2003)- *Tracce di alluvioni a Salerno dal Tardo antico al Basso medioevo*. In: Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene. CUEBC, Ravello, 369-374
- Rosi M., Santacroce R. (1986)- *L'attività del Somma- Vesuvio precedente l'eruzione del 1631: dati stratigrafici e vulcanologici*. In : Tremblement de terre, eruption volcaniques et vie des hommes dans la Campanie antique, Napoli, Centre J. Berard, 15-33.
- Rosi M., Sbrana A. (Eds.) (1987)- *Phlegrean Fields*. Quaderni Ricerca Scientifica CNR, 114 (9), 175.
- Rosi M., Sbrana A., Principe C. (1983)- *The Phlegraean Fields structural evolution volcanic history and eruptive mechanism*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, 273-288.
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmennano A., Grieco G. (1999)- *Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Fields, Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 91, 179-198.
- Rossi A. (1999)- *Note sulla ricostruzione del paesaggio nel territorio della colonia romana di Salernum*. In Pompei, il Vesuvio e la Penisola Sorrentina. Atti II ciclo di conferenze di geologia, storia e archeologia. Pompei 1998, pp 259-288
- Roskopf C., Cantalupo P. (1997)- *Tracce geoarcheologiche di Variazioni ambientali storiche sulla costa di Agropoli (Cilento, SudItalia)*. Il Quaternario, 10(1), 121-130.
- Roskopf C., Cinque A., Ferrel L., Michetti A. M., Vittori E. (1995) – *Strutture da liquefazione interpretabili come sismici in sedimenti litorali storici della Piana del Sele (Campania)*. Studi Geologici Camerti, 2, 387-395.
- Royes D.L. (1999)- *Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator?* Geology, 27, 12, 1123-1126
- Russo Ermolli E., Di Pasquale G. (2002)- *Vegetation dynamics of south-western Italy in the last 28 kyr inferred from pollen analysis of a Tyrrhenian Sea core*. Veget. Hist. Archaeobot., 11, 211-219.
- Russo, F (1990)- *I sedimenti quaternari della Piana del Sele, studio geologico e geomorfologico*. Ph.D. Thesis, University Federico II, Naples, 168 pp.
- Russo F. (1994)- *I siti archeologici del Bronzo Antico in Campania interessati dall'eruzione vesuviana delle Pomice di Avellino: elementi geomorfologici e stratigrafici*. In: Atti del Seminario Internazionale di Ravello: L'eruzione Vesuviana delle Pomice di Avellino e la facies di Palma Campania, Centro Europeo per Beni Culturali, Ravello 15-17 Luglio
- Russo F., Belluomini G. (1992)- *Affioramenti di depositi marini tirreniani sulla piana in destra del Fiume Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 111, 25-31.
- Russo F., Calderoni G., Lombardo M. (1988)- *Evoluzione geomorfologica della depressione Bagnoli-Fuorigrotta: periferia urbana della città di Napoli*. Boll. Soc Geol.it. 117, 21-38.
- Ryan W. B. F., Pitman W. C. (1998)- *Noha's flood*. Simon and Schuster
- Ryan W. B. F., Pitman W. C., Major C. O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones G. A., Dimitrov P., Gorur N., Sakinc M., Yuce H. (1997)- *An abrupt drowning of Black Sea shelf*. Marine Geology, 138(1-2), 119-126.
- Sachs W. (2002)- *Ambiente e giustizia sociale: I limiti della globalizzazione*. Editori Riuniti
- Sadori L., Giraudi C., Petitti P., Ramrath A. (2004)- *Human Impact at Lago di Mezzano (central Italy) during Bronze Age: a multidisciplinary approach*. Quaternary International, 113, 5-17.
- Santacroce R. (1987)- *Somma-Vesuvius*. Quaderni de La ricerca scientifica, 114(8), 1-252.
- Santangelo N. (1991) -*Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*- Consorzio tra l'Università di Napoli e di Palermo, III ciclo.
- Santo A., Santangelo N., Beneduce A., Iovane F. (2002)- *Pericolosità connessa a processi alluvionali in aree pedemontane: il caso di Castellammare di Stabia in Penisola Sorrentina*. Il Quaternario, 15(1), 23-37.
- 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.
- Scarpati C., Cole P., Perrotta A. (1993)- *The Neapolitan Yellow Tuff—a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy*. Bulletin of Volcanology. 55, 343-356.
- Scherillo A., Franco E., Di Girolamo P., Stanzone D. (1968)- *Precisazioni sulle forme crateriche dell'Agro Falerno*. Atti Accademia Pontaniana, XVII
- Schmiedt G. (1970)- *Contributo alla ricostruzione della situazione geotopografica di Velia nell'antichità*. La parola del Passato, Rivista di Studi Antichi, 130-133..
- Schmiedt G. (1971)- *Il livello antico del mar Tirreno, Testimonianze da resti archeologici*. E. Olschki, Firenze, 323 pp.
- Schulz M., Paul A. (2002)- *Holocene climate variability on centennial-to-millennial time scales*. In: Climate development and history of the north atlantic realm, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 41-54.
- Schumm S.A., Mosley M.P., Weaver W.E. (1987)- *Experimental fluvial geomorphology*. New York. Wiley.
- Sevink J., Paris S. (1996)- *Late wurmian to early holocene lake deposits and piroclastics in the middle Volturno basin (Caserta) Italy*. Il Quaternario

- Siani G., Paterne M., Michel E., Sulpizio R., Sbrana A., Arnold M., Haddad G. (2001)- *Mediterranean sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum*. Science, 294, 1917–1920.
- Siani G., Sulpizio R., Paterne M., Sbrana A. (2004)- *Tephrostratigraphy study for the last 18,000 14C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic*. Quaternary Science Reviews, 23, 2485–2500.
- Sigurdsson H., Carey S., Cornell W., Pescatore T. (1985)- *The eruption of Vesuvius in A.D. 79*. Nat. Geogr. Res. 13, 332–387.
- Silenzi S., Devoti S., Gabellini M., Magaletti E., Nisi M. F., Pisapia M., Angelelli F., Antonioli F., Zarattini A. (2004)- *Le variazioni del clima nel Quaternario*. Geo-Archeologia, Num. Spec. 32th IGC, Firenze 2004
- Singer A. (1984)- *The paleoclimatic interpretation of clay minerals in the sediments*. Earth Science Review, 21, 251-293.
- Sirocko F., Sarnthein M., Erlenkeuser H., Lange H., Arnold M., Duplessy J. C. (1993)- *Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years*. Nature, 364, 322-324.
- Soil Survey Staff (1975)- *Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Agric. Handb, Department of Agriculture, Washington DC, vol.436.
- Soil Survey Staff (1991)- *Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil survey* USDA-SCN Agr. Handbook, Washington
- Soil Survey Staff (1992)- *Keys to Soil Taxonomy*. (5th ed.). Pocahontas Press, Blacksburg, Virginia, USA, Department of Agriculture.
- Soligo M., Tuccimei P., Barberi R., Delitala M., Miccadei E., Taddeucci A. (2002)- *U/Th dating of freshwater travertine from middle Velino Valley (central Italy): paleoclimatic and geological implications*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 184, 147-161.
- Soprintendenza Archeologica delle Province di NA-CE (1988)- *Napoli Antica*. Macchiaroli editore
- Soprintendenza Archeologica delle Province di SA-AV-BN (1998)- *La Campania Antica dal Pleistocene all'età romana: ritrovamenti archeologici lungo il gas dotto transmediterraneo*. Electa Napoli
- Stager J. C., Mayewski P. A. (1997)- *Abrupt early to mid-Holocene climatic transition registered at the equator and the poles*. Science, 276, 1834-1836.
- Strumia G. (1997)- *Oscillazioni glaciali precedenti la piccola età glaciale documentate da un suolo sepolto in una morena del ghiacciaio Lys*. Il Quaternario, 10(2), 153-158.
- Stuiver M., Reimer P. J. (1993)- *Extended 14C data base and revised Calib 3.0 14C age calibration program*. Radiocarbon, 35, 215-230.
- Stuiver M., Reimer P. J., Bard E., Beck W. J., Burr G. S., Hughen K. A., Kromer B., Mc Cormac G., van der Plicht J., Spurk M. (1998)- *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP*. Radiocarbon, 40(3), 1041-1083.
- Sulpizio R., Di Vito M. A., Zanchetta G. (2000)- *Landscape response to the deposition of airfall pyroclastics from large explosive eruptions: an example from the Campanian area (southern Italy)*. Physics and Chemistry of the Earth 25.
- Sulpizio R., Zanchetta G., Di Vito B. (2003a) –*The Late Pleistocene pyroclastic deposits of the southern Campanian Plain: insight on their sources and relationship with tephrostratigraphy*. Int. J. Earth Sc. Submitted.
- Sulpizio R., Zanchetta G., Paterne M., Siani G. (2003b)- *A review of tephrostratigraphy in central and southern Italy during the last 65 ka*. Il Quaternario, 16(1), 91-108.
- Talamo P. F. (1993)- *Capua (Caserta). Località Strepparo e Cento Moggie. Scavi nell'area degli insediamenti preistorici CIRA 4*. Bollettino di Archeologia, Ministero dei Beni Culturali, 63-69, 22 pp.
- Talamo P. F. (1994)- *Le ricerche a pratola Serra e nella valle del Sabato*. In: Atti del Seminario Internazionale di Ravello: L'eruzione Vesuviana delle Pomice di Avellino e la facies di Palma Campania, Centro Europeo per i Beni Culturali, Ravello 15–17 Luglio, 83– 91.
- Talamo P. F. (1996)- *Dinamiche territoriali tra Bronzo antico e medio in Irpinia*. Atti XIII Int. Congr. of prehist. and protohist. sciences, Forlì 1996
- Tarasov P. E., Cheddadi R., Guiot J., Bottema S., Peyron O., Belmonte J., Ruiz-Sanchez V., Saadi F., Brewer, S. (1998)- *A method to determine warm and cool steppe biomes from pollen data; application to the Mediterranean and Kazakhstan regions*. Journal of Quaternary Science, 13, 335–344.
- Thornes, J.B. (1977)- *Channel changes in ephemeral streams: observations, problems, and models*. In: Gregory, K.J. (Ed.), River Channel Changes. Wiley, Chichester, pp. 317– 335.
- Toccali R. M. (2003)- *Evidenze geoarcheologiche della variazione del livello del mare in epoca storica: l'insediamento romano di S.Croce di Sapri*. In: Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene, CUEBC, Ravello, 255-264
- Tozzi C. (1975)- *Il Mesolitico in Campania*. Atti Riun Sc. In Campania I.I.P.P. 1974
- van Geel B., Buurman J., Waterbolk H. T. (1996)- *Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP*. Journal of Quaternary Science, 11, 451–460.
- Veggiari A. (1995)- *I deterioramenti climatici dell'età del ferro e dell'alto medioevo* Boll. Soc. Sci. e Lett. Faenza, 45,
- Velde B. (1992)- *Introduction to clay mineral*. Chapman & Hall,
- Violante C., D'Argenio B. (2000)- *I travertini alle origini e nel declino dell'antica città di Poseidonia-Paestum (2500-1000 anni prima del presente)*. Atti Conv. Geoben 2000, Torino

- Violante C., Ferreri V., D'Argenio B. (1994)- *Quaternary travertines at Rocchetta al Volturno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system*. 15th IAS Regional Meeting, Ischia, Italia, 1994
- Violante C., Ferreri V., D'Argenio B. (1996)- *Modificazioni geomorfiche controllate dalla deposizione di travertino*. Il Quaternario, 9(1), 213-216.
- Vita-Finzi G. (1969)- *The mediterranean valleys: geological changes in historical times*. Cambridge Un. Pr
- Vita-Finzi C. (1975)- *Chronology and implications of Holocene alluvial history of the Mediterranean basin*. Bull. Geol. Warszawa, 19, 137-147.
- Vogel J. S., Cornell W., Nelson D. E., Southon J. R. (1990)- *Vesuvius Avellino, one possible source of seventeenth century BC climatic disturbances*. Nature, 344, 534-537.
- Vogt T. (1984)- *Croutes calcaires: types et genese*. Tesi di dottorato, Università Louis Pasteur, Strasburgo.
- Voza G. (1962)- *Paestum - giacimento preistorico presso il tempio di Cerere*. In: Napoli M., D'Agostino B., Voza G. (a cura di), Mostra della Preistoria e della Protostoria nel Salernitano, 27 agosto - 15 settembre 1962, L'Arte Tipografica, Napoli.
- Wagner B., Melles M., Hahne J., Niessen F., Hubberten H. W. (2000)- *Holocene climate history of Geographical Society Ø, East Greenland - evidence from lake sediments*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 160, 45-68.
- Watts W. A. (1985)- *A long pollen record from Laghi di Monticchio, southern Italy: A preliminary account*. Journal of the Geological Society, 142, 491-499.
- Watts W. A., Allen J. R. M., Huntley B. (1996a)- *Vegetation history and climate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy*. Quaternary Science Reviews, 15, 133-153.
- Watts W. A., Allen J. R. M., Huntley B., Fritz, S. C. (1996b)- *Vegetation history and climate of the last 15,000 years at Laghi di Monticchio, southern Italy*. Quaternary Science Reviews, 15, 113-132.
- White K. H., Drake N., Millington A., Stokes S. (1996)- *Constraining the timing of alluvial fan response to Late Quaternary climatic changes, southern Tunisia*. Geomorphology, 17, 295-304.
- Wilkinson K. N., Pope, R. J. J. (2003)- *Quaternary alluviation and archaeology in the Evrotas Valley, southern Greece*. In: A. J. Howard & D. Passmore (Eds.), Alluvial archaeology in North-West Europe and the Mediterranean, Rotterdam: Balkema.
- Wright V. P. (1987)- *A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures*. Soil Micromorphology. Developments in Soil Science, 19, 401-407.
- Wright V. P. (1992)- *Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models*. In: Martini I. P., Chesworth W. (Eds.), Weathering, Soils and Paleosols, Elsevier, Amsterdam, 475-499.
- Wright V. P., Alonso Zarza A. M. (1990)- *Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: A tool for interpreting ancient sequences*. Journal of the Geological Society (London), 147, 8-10.
- Wright V. P., Tucker M. R. (1991)- *Calcrete : introduction*. Int. Ass. Sediment., Reprint series, 2, 1-22.
- Wulf S., Kraml M., Brauer A., Keller J., Negendank F. W. (2004)- *Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy)*. Quaternary International, 122, 7-30.
- Young A. (1972)- *Slopes*. Oliver&Boyd, Edimburgh, 288 pp
- Zagwijn W. H. (1992)- *The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions*. Quaternary Science Reviews, 11, 583-591. Quaternary Science Reviews 23, 2485-2500
- Zak K., Lozek V., Kadlec J., Hladikova J., Cilek V. (2002)- *Climate-induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian Karst, Czech Republic*. Quaternary International, 91, 137-152.
- Zanchetta G., Di Vito M., Fallick A. E., Sulpizio R. (2000)- *Stable isotopes of pedogenic carbonates from the Somma-Vesuvius area southern Italy, over the past 18 kyr: palaeoclimatic implications*. Journal of Quaternary Science, 15(8), 813-824.
- Zanchetta G., Sulpizio R., di Vito M. (2004)- *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sedimentary Geology, 168, 249-280.
- Zielinski G. A., Mayewski P. A., Meeker L. D., Whitlow S. I., Twickler M. S. (1996)- *A 110,000 year record of explosive volcanism from GISP2 (Greenland) ice core*. Quaternary Research, 45, 109-118.
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Grönvold, K., Germani, M.S., Whitlow, S.I., Twickler, M.S. and Taylor, K.C. (1997). *Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores*. Journal of Geophysical Research 102, 26,625-26,640.
- Zolitschka B. (1991)- *Absolute dating of late quaternary lacustrine sediments by high resolution varve chronology*. Hydrobiologia, 214, 59-61.
- Zolitschka B., Negendank J. F. W. (1993)- *Lago Grande di Monticchio (southern Italy) A high resolution sedimentary record of the last 70,000 years*. In: Negendank J. F.W., Zolitschka B. (Eds.), Paleolimnology of European Maar Lakes, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, Berlin., 277-288.
- 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.
- Zolitschka B., Wulf S., Negendank J. F.W (2000)- *Circum-Mediterranean lake records as archives of climatic and human history*. Quaternary International, 73/74, 1-5.