

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI
"FEDERICO II"**



**Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali
Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra XX ciclo**

Tesi di Dottorato

***GEOARCHEOLOGIA IN AREE COSTIERE DELLA
CAMPANIA:
I SITI DI NEAPOLIS ED ELEA-VELIA***

Tutor

Prof. ssa Paola Romano

Cotutor

Prof. Sebastiano Perriello Zampelli

Coordinatore Prof. Giuseppe Nardi

Dottoranda

Dott. Maria Rosaria Ruello

Anno Accademico 2007-2008

Ringraziamenti

Forse questa è una delle parti della mia tesi più difficile da scrivere.....

Non è infatti semplice concentrare in poche righe tutto il sincero sentimento di gratitudine che provo. Cercherò di non dimenticare nessuno esprimendo al meglio i miei ringraziamenti...

Innanzitutto voglio ringraziare il mio Tutor la Prof. ssa Paola Romano che in questi anni, fin dalla mia tesi di Laurea, mi ha sempre seguita, sostenuta, ed incoraggiata in tutte le fasi di elaborazione di questo lavoro di tesi di Dottorato. Sopra ogni cosa la ringrazio per gli ottimi suggerimenti, consigli e critiche costruttive che sono andate al di là delle competenze scientifiche, nel momento in cui sembrava che avessi perso di vista l'obiettivo principale della ricerca...Grazie di cuore

Ringrazio il mio Cotutor Prof. re Sebastiano Perriello Zampelli che mi ha introdotto con pazienza e competenza all'uso delle tecniche informatiche del disegno.

Un ringraziamento particolare va al Prof. re Aldo Cinque che ha suscitato in me l'interesse per la complessa ed affascinante tematica geoarcheologica, per la sua continua disponibilità, gli scambi di idee, ed i giorni di campagna passati insieme...Grazie

Desidero ringraziare la Dott. ssa Linda Irollo che mi ha sempre sostenuto ed incoraggiato, condividendo con me incertezze e soddisfazioni durante lo studio geoarcheologico della fascia costiera napoletana, ...e per aver sopportato la mia pignoleria...Grazie

*Ringrazio il Dott. re Vincenzo Amato per i preziosi suggerimenti e le giornate di campagna passate insieme. A tutti i professionisti che in vario modo e grado, hanno contribuito affinché questo lavoro di tesi si concretizzasse va un caloroso ringraziamento, per cui grazie: ai Dott. Geol. Lucio Amato e Mina Guastaferrò, ai Dott. Arch. Daniela Giampaola, Vittoria Carsana, Giuseppina Bisogno e Gennaro Iovino
Alla indimenticabile Dott. ssa Antonella Fiammenghi va un caro ricordo ed un grazie di cuore.*

Un grazie di cuore alle colleghe "appassionate del Cilento" Donatella ed Antonella, con le quali ho condiviso faticose giornate di campagna allietate dalla loro allegria...

Alla mia amica e compagna di "casa Pupetta" dedico un ringraziamento di cuore per avermi sopportata/supportata in questi anni, fin dall'esame di ammissione al corso di dottorato di ricerca...Grazie Tracy

*Ringrazio gli Amici napoletani del Palazzo "à 26" e non solo, che mi hanno accolta, spronata ed incoraggiata in questi anni. In particolare ringrazio Mario che con estrema pazienza ha "rianimato" il mio computer (che per la legge di Murphy mi aveva abbandonato proprio sul più bello!) per ben 11 volte, Franco ed Anna che mi hanno sempre sostenuta ed aiutata, Totore ed Annuccia per la dimostrazione di amicizia e la compagnia. Tutti insieme non mi hanno mai fatto sentire la lontananza da casa e dagli affetti.
A Nin8 che mi ha fatto "vedere" Napoli sotto una luce diversa e alla sua famiglia, che ha alleggerito le mie giornate di lavoro, facendomi conoscere le bontà della cucina partenopea...Grazie*

Per tutti gli altri Amici che, direttamente o indirettamente, mi sono stati vicini in questi anni, non ho parole ... sanno già tutto! Quindi, Grazie a: Veronica, Rosemarie, Aida, Veronica 2, Daria, Letizia, Mariantonietta, Herman, Marina, Pino&Valeria.

E tutti quelli che sicuramente ho dimenticato di nominare non me ne vogliono...Grazie

Infine, per i miei genitori e la mia famiglia, che hanno seguito la mia carriera universitaria condividendone gioie e preoccupazioni, non basterebbero migliaia di pagine per esprimere tutta la mia riconoscenza ed il mio amore...

Indice.....pag. 1

PARTE PRIMA

1. PREMESSA.....pag. 4
2. MOTIVAZIONI E FINALITÀ DELLO STUDIO.....pag. 4
3. METODOLOGIE DI INDAGINE..... pag. 9

PARTE SECONDA

IL TERRITORIO DI NEAPOLIS: DALLE PRECEDENTI CONOSCENZE AI NUOVI DATI ED INTERPRETAZIONI

4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE DELL' AREA DI STUDIO pag. 14
4.1 - LA PIANA CAMPANA.....pag. 14
4.2 - IL CONTESTO GEOLOGICO DELL'AREA URBANA DI NAPOLI E DEI SUOI DINTORNI....pag. 18
4.2.1 - CONOSCENZE GEOARCHEOLOGICHE PREGRESSE.....pag. 30
4.3 - IL CONFINE ORIENTALE DELL'AREA URBANA DI NAPOLI: LA PIANA DEL SEBETO....pag. 32
4.4 - IL GOLFO DI NAPOLI.....pag. 36

5. RICOSTRUZIONE TOPOGRAFICA ED ANALISI DELL' ASSETTO GEOMORFOLOGICO DEL TERRITORIO URBANO DI NAPOLI.....pag. 40
5.1 - ELABORAZIONE GRAFICO-COMPUTERIZZATA DEI DATI TOPOGRAFICI: IL MODELLO DIGITALE DEL TERRENO (DEM) DELLA CITTA' DI NAPOLI.....pag. 41
5.2 - LE TAPPE PRINCIPALI DELLA GENESI DEL RILIEVO A NAPOLI.....pag. 44
5.3 - ANALISI GEOMORFOLOGICA, EVOLUZIONE OLOCENICA, ED ASPETTI GEOARCHEOLOGICI DELL'AREA URBANA DI NAPOLI.....pag. 53
5.3.1 - ZONA OCCIDENTALE.....pag. 55
5.3.1.1 - Assetto geomorfologico ed evoluzione ambientale della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli-Coroglio..... pag. 56
5.3.1.2 - Esame dei dati archeostratigrafici e ricostruzione paleoambientale nell'area del cantiere "Mostra" (Piazzale Tecchio, Fuorigrotta)..... pag. 64
5.3.2 - ZONA ORIENTALEpag. 71
5.3.2.1 - La dorsale di Posillipopag. 71
5.3.2.2 - L'altopiano del Vomero.....pag. 78
5.3.2.3 - La Conca di Chiaia..... pag. 79

| | |
|--|-----------------|
| 5.3.2.4 – Il promontorio di Monte Echia..... | pag. 88 |
| 5.3.2.5 – Il sistema collinare dei Camaldoli..... | pag. 90 |
| 5.3.2.6 – La Collina di Capodimonte..... | pag. 94 |
| 6. IL TERRITORIO DELL’ANTICA NEAPOLIS..... | pag. 95 |
| 6.1- PRECEDENTI CONOSCENZE STORICO – ARCHEOLOGICHE..... | pag. 95 |
| 6.1.1 - PREISTORIA E PROTOSTORIA..... | pag. 95 |
| 6.1.2 - LA COLONIZZAZIONE GRECA: PARTHENOPE..... | pag. 96 |
| 6.1.3 - NEAPOLIS: LA CITTA’ GRECA E ROMANA..... | pag. 98 |
| 6.1.4 – DISAMINA DEI DATI STORICO-ARCHEOLOGICI E LORO RILETTURA IN CHIAVE GEOMORFOLOGICA E STRATIGRAFICA..... | pag. 103 |
| 6.2 – ESAME DEI DATI ARCHEO – STRATIGRAFICI ED EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE NELLE AREE DI CANTIERE DELLA LINEA 1 DELLA METROPOLITANA DI NAPOLI..... | pag. 108 |
| 6.2.1 - RICOSTRUZIONI STRATIGRAFICHE E PALEOAMBIENTALI NELL’AREA DEL CANTIERE “MUNICIPIO”..... | pag. 109 |
| 6.2.2 -RICOSTRUZIONI STRATIGRAFICHE E PALEOAMBIENTALI NELL’AREA DEL CANTIERE “UNIVERSITA’”..... | pag. 117 |
| 6.2.3 – RICOSTRUZIONI STRATIGRAFICHE E PALEOAMBIENTALI NELL’AREA DEL CANTIERE “DUOMO”..... | pag. 132 |
| 6.2.4 - RICOSTRUZIONI STRATIGRAFICHE E PALEOAMBIENTALI NELL’AREA DEL CANTIERE “GARIBALDI”..... | pag. 143 |
| 6.3 – L’EVOLUZIONE DELLA FASCIA COSTIERA E RICOSTRUZIONI PALEO GEOGRAFICHE ASSOCIATE..... | pag. 153 |
| 6.3.1 - DISAMINA DEI DATI STORICO-ARCHEOLOGICI CIRCA L’ANDAMENTO DELLA LINEA DI COSTA E L’UBICAZIONE DEL PORTO DI NEAPOLIS..... | pag. 154 |
| 6.3.2 – LA CARTA DEL TETTO DEL TUFO GIALLO NAPOLETANO, NEL SETTORE LITORALE COMPRESO TRA LE PIAZZE MUNICIPIO E G. BOVIO..... | pag. 158 |
| 6.3.3 - RICOSTRUZIONE DEL PAESAGGIO SUCCESSIVO AL TGN E PRECEDENTE ALLA SOMMERSIONE OLOCENICA, NELLE AREE DI PIAZZA MUNICIPIO E G. BOVIO..... | pag. 162 |
| 6.3.4 - RICOSTRUZIONE DELLE PALEOLINEE DI RIVA DAL MEDIO OLOCENE ALL’EPOCA STORICA E PALEOMORFOLOGIA ED EVOLUZIONE DEL BACINO PORTUALE DI NEAPOLIS..... | pag. 169 |
| 6.3.4.1 - Gli eventi anteriori agli insediamenti di epoca storica..... | pag. 170 |
| 6.3.4.2 - L’età Greca ed Ellenistica..... | pag. 175 |
| 6.3.4.3 - Dal II secolo a.C. al III secolo d.C..... | pag. 179 |
| 6.3.4.4 - L’epoca Tardo Antica..... | pag. 182 |
| 6.3.4.5 - Dal Medio Evo ad oggi..... | pag. 184 |

7. I MOTI VERTICALI DEL SUOLO LUNGO LA FASCIA COSTIERA COMPRESA TRA PIAZZA MUNICIPIO E G. GARIBALDI.....pag. 186

8. CONCLUSIONI.....pag. 197

PARTE TERZA

IL TERRITORIO DELL'ANTICA ELEA – VELIA

9. FINALITA' DELLO STUDIO E METODOLOGIA.....pag. 205

10. PRECEDENTI CONOSCENZE.....pag. 208

10.1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE DELL' AREA DI STUDIO.....pag. 208

10.2 - CONOSCENZE STORICO-ARCHEOLOGICHE PREGRESSE.....pag. 216

10.3 – CONOSCENZE GEOARCHEOLOGICHE PREGRESSE.....pag. 219

11. EVOLUZIONE GEOLOGICA ED ANALISI GEOMORFOLOGICA DEL TERRITORIO DELL'ANTICA ELEA – VELIA.....pag. 227

12. LA RICERCA GEOARCHEOLOGICA NELL'ANTICA CITTA' DI ELEA – VELIA.....pag. 239

12.1 - LE ALLUVIONI DI VIA DI PORTA V NELL'INSULA AI DEL QUARTIERE MERIDIONALE.....pag. 240

12.2 - LA NECROPOLI ROMANA DI PORTA MARINA SUD ANTISTANTE LE MURA OCCIDENTALI DEL QUARTIERE MERIDIONALE.....pag. 257

12.3 - LE INSULAE I E II DEL QUARTIERE MERIDIONALE.....pag. 268

12.4 - IL TORRENTE FRITTOLO.....pag. 281

13. CONCLUSIONI.....pag. 289

PARTE QUARTA

14. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE.....pag. 292

***BIBLIOGRAFIA*.....pag. 295**

PARTE PRIMA

1. PREMESSA

Il tema di ricerca sviluppato con questo lavoro di tesi di dottorato ha visto l'interazione tra le conoscenze proprie delle Scienze della Terra e l'Archeologia. Negli ultimi decenni l'utilizzo delle conoscenze geologiche è stato considerato come un contributo esterno alla ricerca archeologica. Tali particolari forme di collaborazione multidisciplinare consistenti nell'uso delle prospezioni geofisiche, di analisi paleomagnetiche, mineralogico-petrografiche, geochimiche e geocronologiche, e delle indagini stratigrafiche, sedimentologiche e paleoecologiche, sono state ritenute conoscenze ausiliarie o applicazioni ai problemi archeologici di tecniche estranee all'Archeologia stessa. Un nuovo concetto di interazione tra la Geologia e l'Archeologia è stato proposto nell'ultimo decennio, esso prevede che il dato archeologico non sia costituito solo da un insieme di oggetti o resti di materiali legati all'attività umana, ma anche dal contesto che racchiude tali testimonianze e forma la stratigrafia archeologica. Quest'ultimo consiste, infatti, di sedimenti e suoli la cui formazione ed evoluzione può essere studiata mediante l'applicazione di metodi e conoscenze geologiche. Questa nuova concezione si esprime nella definizione di Geoarcheologia, che secondo Ferring (1994) può essere considerata come "la tradizione geologica nella ricerca archeologica, che si occupa della storia della Terra nell'intervallo cronologico della storia umana". L'obiettivo della ricerca geoarcheologica sarebbe quindi quello di definire l'ambiente che circondava il sito archeologico, di ricostruirne i processi di formazione, e di individuare il momento cronologico durante il quale si sono verificati.

Tali forme di collaborazione sono state ampiamente utilizzate in questo lavoro di tesi che propone l'approccio geoarcheologico allo studio dell'evoluzione di aree della costa tirrenica della Campania. Questa scelta è giustificata dalla presenza di importanti siti archeologici legati al fenomeno dell'espansione Greca, e poi Romana, lungo le coste del Mediterraneo e la conseguente fondazione di insediamenti coloniali.

2. MOTIVAZIONI E FINALITÀ DELLO STUDIO

La finalità della ricerca in oggetto è stata quella di ricostruire l'evoluzione tardo pleistocenica ed olocenica del paesaggio costiero della città di Napoli e del sito archeologico di *Elea-Velia* (Cilento meridionale), (fig. 1).

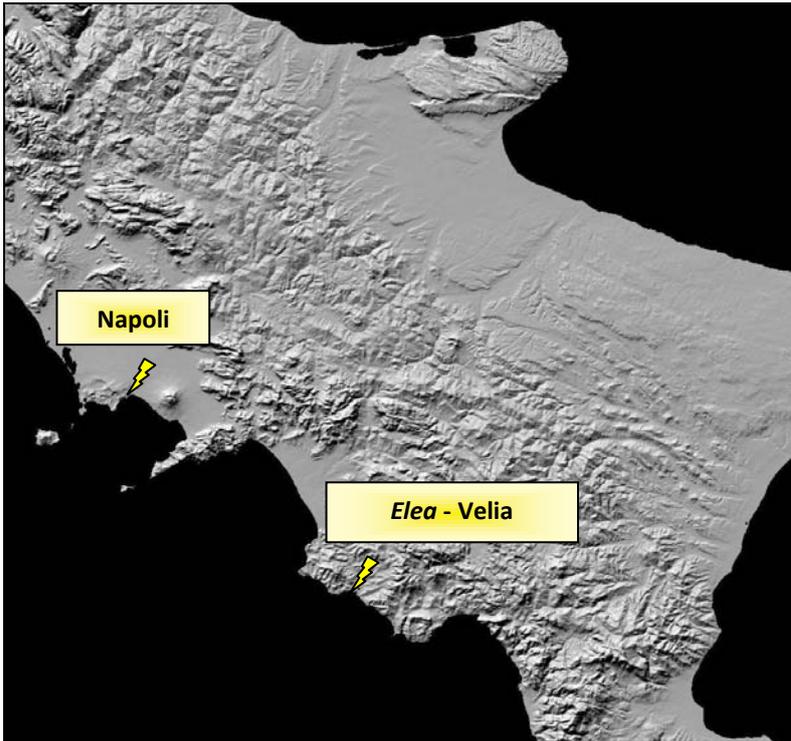


Figura 1. Ubicazione delle aree di studio.

Le motivazioni della scelta di entrambi i siti sono legate alla presenza di buoni record geomorfologici e stratigrafici ivi presenti, indicativi di cambiamenti ambientali ed eventi, in grado di fornire elementi utili nella ricostruzione delle dinamiche del recente passato geologico e delle tendenze evolutive. I dati di stratigrafie già esistenti e reperiti ed analizzati in questo studio, sia per l'area di Napoli che per *Elea – Velia*, sono numerosi. In particolare per l'area napoletana alle stratigrafie note da letteratura si aggiungono quelle reperite con questa ricerca presso l'Ufficio Sottosuolo di Napoli e la Società di Servizi di Ingegneria Tecno-In s.r.l. (sede di NA); per l'area di *Elea – Velia*, oltre ai *log* realizzati per un progetto di ricerca dell'Università di Vienna noti da letteratura, sono stati reperiti i dati di sondaggi realizzati per conto della Soprintendenza ai Beni archeologici delle Province di Avellino, Benevento e Salerno realizzati intorno all'area archeologica (fig. 2 e fig. 3).

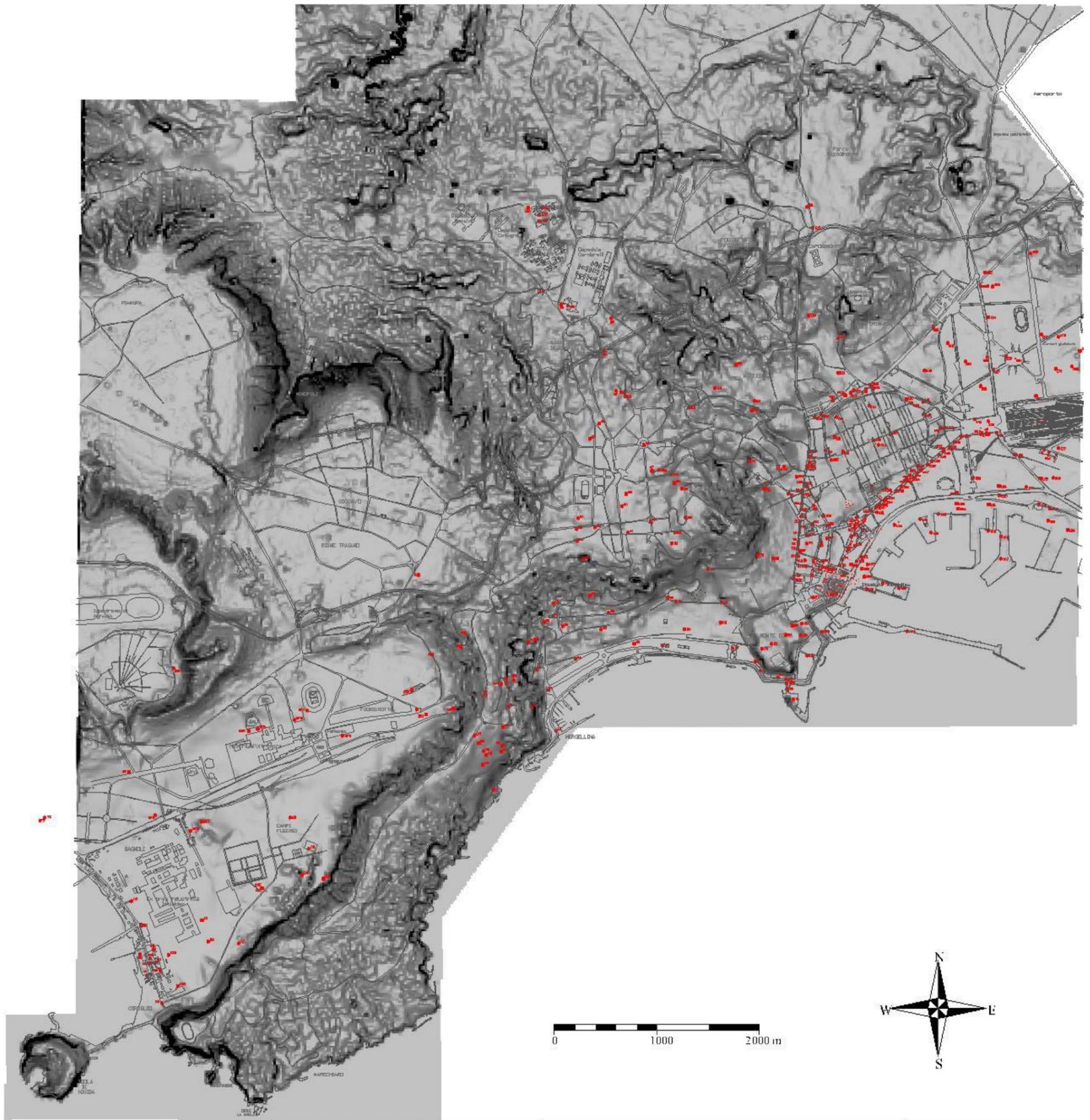


Figura 2. È rappresentato il DEM della città di Napoli con l'ubicazione delle stratigrafie dei sondaggi noti da letteratura e reperiti con questo lavoro di ricerca.

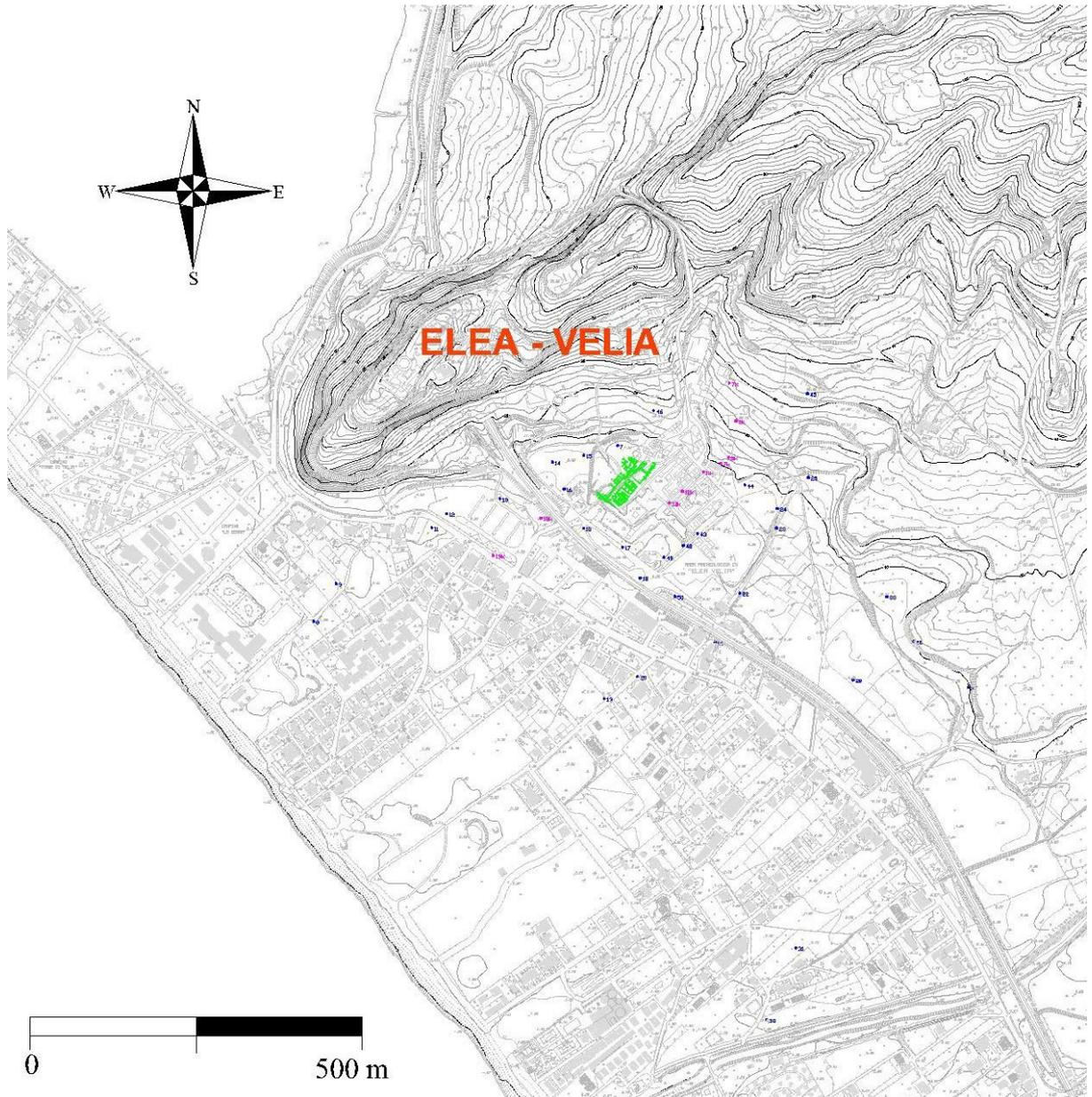


Figura 3. Stralcio della carta topografica in scala 1: 2000 del Comune di Ascea, con l'ubicazione delle stratigrafie dei sondaggi noti da letteratura e reperiti con questo lavoro di ricerca.

Questa ricerca geoarcheologica si avvale di dati geologici noti da letteratura (molto ricca per le aree in oggetto di studio), di dati archeostratigrafici, che offrono vincoli cronologici e geografici, di sondaggi preesistenti, e di precedenti ricostruzioni, anche a carattere parziale, sia dal punto di vista cronologico che per l'estensione ridotta delle aree di indagine.

Nuovi dati derivanti dalla attuale apertura di cantieri di scavo archeologico, o da interventi di salvaguardia nel corso della realizzazione di opere pubbliche e private arricchiscono, poi, le pregresse conoscenze.

Tali motivazioni hanno indotto ad affrontare lo studio dell'evoluzione geomorfologica delle due aree in oggetto a partire dal Tardiglaciale, ponendo particolare attenzione al periodo tardo olocenico e alle dinamiche della fascia costiera. La ricerca è stata, quindi, indirizzata alla ricostruzione della evoluzione paleomorfologica e paleoambientale per vari *step* temporali, dedicando particolare dettaglio alle variazioni della linea di costa.

Sono stati definiti gli eventi naturali in termini di tipologia del fenomeno, cronologia, caratterizzazione sedimentologica, geometrica (spessori, distribuzione areale, limiti), strutture sedimentarie dei depositi e le modifiche apportate al paesaggio. È stata analizzata anche la relazione reciproca tra eventi naturali e modificazioni antropiche, in virtù della loro inscindibilità. Lo studio dell'evoluzione geoambientale di *Elea-Velia*, ad esempio, ha prospettato il problema della differenziazione tra cause antropiche (di origine socio-economica, politica, ed uso del territorio) dell'erosione/sedimentazione da quelle climatiche, e quello dell'adattamento urbanistico alle nuove condizioni morfologiche dopo eventi di natura alluvio/colluviale e in risposta all'insabbiamento dei porti. Per l'area del Centro Storico di Napoli sono state studiate anche le modificazioni antropiche documentate sull'area collinare e sulla fascia litorale, che spaziano dagli interventi di dragaggio del bacino portuale di età Greco-Ellenistica, alle modifiche della rete idrografica del periodo Aragonese - Vicereale, fino alle opere di sterro e colmata del "progetto di *Risanamento*" dei quartieri bassi della città realizzato alla fine del XIX secolo.

La definizione delle paleolinee di riva oloceniche spazia cronologicamente dalla massima ingressione marina post-glaciale fino all'attuale. Essa si è basata sulle evidenze di elementi morfologici, rappresentati da tracce erosionali, paleofalesie e superfici di abrasione, in scenari di costa alta, e sui dati di sottosuolo per le aree di piana costiera. Nella determinazione dei paleotracciati delle linee di costa ricostruiti particolare importanza è stata dedicata alla variabilità spaziale delle stesse, in termini di spostamenti laterali e verticali, espressi come tendenza pro e retrogradazionale e come quota, ed alla morfologia del substrato su cui insistono i primi depositi trasgressivi. La cronologia delle paleolinee di riva è stata determinata con maggiore dettaglio per quelle relative all'epoca storica, che il dato archeologico aiuta meglio a definire.

I corrispondenti paleolivelli marini relativi ricavati da queste ricostruzioni sono stati comparati con i dati e le curve eustatiche esistenti sulle fluttuazioni del livello del mare nel Bacino del Mediterraneo e con gli indicatori archeologici di paleolivelli marini di epoca storica, allo scopo di valutare quantitativamente i moti verticali del suolo, nelle varie aree, per intervalli temporali differenti. Inoltre, ai fini della ricostruzione paleoambientale e storica della fascia costiera è stato affrontato il problema dell'ubicazione di approdi e bacini portuali connessi alle antiche città, ricostruita la morfologia del bacino portuale della città di *Neapolis*, ed indicata la possibile ubicazione di punti di approdo o porti di *Elea-Velia*.

In sintesi, lo studio geoarcheologico ha definito le paleomorfologie e ricostruito gli andamenti della linea di costa in epoca storica lungo il litorale delle città di *Neapolis* ed *Elea-Velia*. Attraverso l'elaborazione di tutti i dati disponibili sono stati ricostruiti singoli paleoambienti per ciascun settore, evidenziandone i processi di formazione ed evoluzione, in termini di unità sedimentarie e contenuto archeologico. Le correlazioni tra depositi coevi di ambienti contigui hanno permesso di delineare situazioni paleogeografiche complessive durante l'Olocene e di maggior dettaglio dove il dato archeologico lo permetteva, e di proporre ipotesi circa le dislocazioni di origine tettonica ed i fenomeni di subsidenza avvenuti nei diversi settori della stessa fascia costiera.

3. METODOLOGIE DI INDAGINE

Come premesso, allo scopo di ricostruire l'evoluzione nel tempo della morfologia dei siti di Napoli ed *Elea-Velia* è stato seguito un approccio geoarcheologico.

Per la ricostruzione dei paleoambienti e delle paleomorfologie la ricerca geoarcheologia si è infatti avvalsa di dati di natura geologica, geomorfologica, stratigrafica, archeologica, paleoecologica, topografica e storico-urbanistica. Questo tipo di studio multidisciplinare che, come detto, si avvale di forme di collaborazione tra le Scienze della Terra e l'Archeologia, offre un importante contributo alla Geologia del Quaternario, poiché sezioni emerse da scavi archeologici possono essere analizzate da un punto di vista geologico e al contempo fornire all'Archeologia indicazioni sui paleoambienti e la paleogeografia condizionanti la scelta dei siti, l'utilizzo o l'abbandono di parti del territorio. D'altro canto le testimonianze archeologiche forniscono vincoli cronologici, spesso di estrema precisione, utili alla datazione di sedimenti o eventi geologici. Questa interazione disciplinare, che richiede l'apporto di competenze e culture diverse, può quindi rappresentare una nuova chiave di

lettura per meglio comprendere il rapporto tra uomo e territorio, e quindi tra sviluppo ed ambiente.

Tra le esperienze pregresse in tale campo, con il lavoro di tesi di Laurea (*“Geomorfologia, Stratigrafia e Geoarcheologia dell’area urbana di Napoli”*, M.R. Ruello, a.a. 2001-2002) è stata eseguita una prima ricostruzione dell’evoluzione geomorfologica del centro storico di Napoli, basata su una rivisitazione critica della letteratura archeologico-storica e sull’analisi di dati geologico-stratigrafici di sottosuolo. Lo studio ed i risultati ottenuti per il centro storico napoletano, considerati come preliminari, si sono configurati come conoscenza di base, da ampliare ed approfondire con l’analisi di ulteriori dati geologici e archeologici acquisiti mediante l’attuale ricerca. Inoltre l’argomento e la metodologia di indagine utilizzata sono stati estesi all’intera area urbana di Napoli e al sito archeologico di *Elea-Velia*, aree per le quali si sono proposte nuove ipotesi ricostruttive geomorfologico-evolutive.

Durante il periodo di acquisizione dati del dottorato si è aperta una produttiva cooperazione, attivata dal Prof. re A. Cinque, con Archeologi delle Soprintendenze ai Beni Archeologici delle Province di Napoli e Caserta e con quelli responsabili del Parco Archeologico di *Elea-Velia* (Soprintendenza ai Beni Archeologici delle Province di Avellino, Salerno e Benevento). Inoltre, per l’area napoletana, si è intrapresa una proficua collaborazione con i Dott. Geologi L. Amato e C. Guastaferrò della Società Tecno - In s.r.l. Servizi di Ingegneria (sede di Napoli). Tali collaborazioni hanno consentito la raccolta di dati inediti di natura stratigrafica, archeostratigrafica, cronologica e geocronologica di notevole interesse per il filone di studio in oggetto.

Preliminarmente, la ricerca è cominciata attraverso lo studio critico della letteratura geologica, archeologica, e storico-urbanistica esistente, continuando poi con l’extrapolazione dei dati puri, scevri dalle interpretazioni fornite nei pregressi studi di settore, allo scopo di fissare delle ipotesi di lavoro atte ad approfondirne i lati poco chiari o del tutto oscuri.

La seconda fase d’approccio metodologico è consistita nel rilevamento geologico e geomorfologico, e si è avvalsa anche dell’esame di carte topografiche in scala di dettaglio (1:500, 1:1000, 1:2000, 1:5000), per il riconoscimento e la cartografazione delle evidenze stratigrafiche e morfologiche di entrambe i siti. In particolare per la città di Napoli, in collaborazione con il Prof. S. Perriello Zampelli, è stato necessario costruire un modello digitale del terreno (DEM) ed una carta topografica di dettaglio, il *microrilievo* dell’area del

Centro Storico, derivante dall'elaborazione di un *data input* creato appositamente mediante la digitalizzazione di punti quotati provenienti dalla cartografia comunale in scala 1:1000. La cartografia di base così ottenuta è stata poi modificata elidendo i più evidenti effetti di modifica antropica, derivanti dalla digitalizzazione di quote relative a manufatti fuori terra.

L'analisi geomorfologica è stata diretta alla individuazione delle forme esistenti, della loro genesi e cronologia, e alla ricostruzione della rete idrografica e delle sue anomalie, con l'intento di ricavare indicazioni utili sulla possibile evoluzione morfologica delle aree in oggetto di studio prima che il loro aspetto venisse, in maniera crescente, modificato dagli interventi antropici.

Le fasi di rilevamento sul campo sono consistite nella verifica delle forme individuate inizialmente attraverso l'analisi cartografica, e nell'esame delle stratigrafie ed archeostratigrafie esposte. L'assenza di affioramenti osservabili, in particolar modo per le aree densamente urbanizzate, ha implicato il ricorso a dati geologici ed archeologici derivanti da campagne di indagini geologiche, idrogeologiche, geotecniche, da saggi di scavo archeologico e, più in generale, da letteratura di settore. La lettura ed interpretazione di tali dati, conservati presso gli enti competenti per il territorio e presso imprese private, come pure di quelli derivanti da precedenti studi, va condotta con accortezza. L'analisi di stratigrafie da sondaggio è infatti complessa poiché in larga maggioranza le descrizioni litostratigrafiche delle successioni attraversate offrono numerose difficoltà interpretative a causa del metodo di descrizione e classificazione fatto da diversi operatori, per scopi differenti da quelli della ricerca geologica in generale o geoarcheologica. Ad esempio, i depositi piroclastici prodotti dalle eruzioni flegreo-vesuviane che caratterizzano gran parte delle successioni litostratigrafiche dell'area napoletana, pur appartenendo a formazioni distinte possono presentare aspetti litologici simili. La diversificazione nella descrizione degli stessi è legata alla precisione ed esperienza dei sondatori e dei professionisti del settore che ne curano la classificazione. Diverso è il caso dei depositi a consistenza litoide o contenenti fossili che presentano caratteri peculiari, più facilmente riconducibili all'unità o formazione di origine. Pertanto nei casi di difficoltà interpretativa è stato necessario ricorrere ad orizzonti guida che per natura litologica, spessori ed estensione areale sono correlabili con formazioni od unità note. Inoltre, in assenza di elementi geocronologici l'analisi dei *log* è stata affiancata da una prima interpretazione per raffronto con altri *log* realizzati preliminarmente in aree in cui il successivo scavo geoarcheologico ha rappresentato un punto di controllo, confermandone o

smentendone l'attendibilità. In tal modo si è creata una serie di stratigrafie da sondaggio di riferimento che è servita per tarare la lettura degli altri *log* e determinarne la validità.

Per la raccolta dei suddetti dati, di fondamentale importanza è stata, come anticipato, la collaborazione con i responsabili delle Soprintendenze ai Beni Archeologici. L'opportunità di osservare e studiare sezioni emerse in diverse fasi di scavo archeologico, unitamente alle connesse relazioni di controllo e scavo, oltre che per tarare i dati di sottosuolo, ha permesso di ricavare importanti indicazioni cronologiche e geocronologiche di estremo dettaglio. Essa si è creata in occasione degli scavi dei pozzi di stazione della nuova Linea 1 della Metropolitana lungo la fascia costiera orientale di Napoli, e della "Stazione Mostra" della Linea 6 nel quartiere Fuorigrotta, e durante l'esecuzione di nuovi scavi archeologici all'interno del Parco Archeologico di *Elea-Velia*.

In tali fasi si sono aperti rapporti di cooperazione con gli Archeologi impegnati nella realizzazione degli scavi ed i responsabili di settore quali l'ispettore della Soprintendenza Archeologica di Napoli, competente per il territorio cittadino, Dott. ssa Daniela Giampaola, con il direttore del Parco Archeologico di *Elea-Velia*, Dott. ssa C. A. Fiammenghi ed il neo-direttore Dott. ssa Giuseppina Bisogno.

La revisione critica dei dati ricavati dall'esame delle fonti letterarie di natura storico-archeologica, riguardanti la storia e l'evoluzione urbanistica dei siti archeologici oggetto di studio, e della collocazione stratigrafica (quando indicata) dei reperti archeologici, ha fornito un insieme di utili dati morfologici e cronostratigrafici. Essi sono stati letti come indicatori diretti o indiretti, certi o ipotetici, della superficie topografica delle epoche o dell'età prese in esame. Per ogni ritrovamento archeologico o notizia storico-urbanistica che avesse una valenza topografica è stata creata una scheda che ne riporta la descrizione, l'ubicazione, la quota di rinvenimento e la fonte letteraria dalla quale è stato desunto il dato.

L'esame della cartografia storica insieme ad altre fonti d'archivio è stato adottato per la ricostruzione della paleo-rete idrografica, per individuare altri elementi morfologici relitti (terrazzi, superfici strutturali, ecc.) e per evidenziare gli effetti delle modifiche antropiche più recenti che hanno contribuito alla trasformazione del paesaggio. Tale documentazione risulta particolarmente ricca per la città di Napoli a iniziare dall'iconografie dell'Alto Medioevo, e limitata ad edizioni di fine '700 e successive per l'area di *Velia*.

In contemporaneità, i dati stratigrafici (*log*, sezioni di scavo ed affioramenti), archeo-stratigrafici e storico-urbanistici, espressi sotto forma di dato puntuale, sono stati ubicati rispetto alla superficie attuale e quindi correttamente georiferiti.

Per molti dei dati di sottosuolo raccolti si sono anche resi disponibili risultati di analisi sedimentologiche, archeologiche e paleoecologiche, effettuate su sondaggi geoarcheologici eseguiti da imprese private per la costruzione della Metropolitana di Napoli e per conto delle Soprintendenze Archeologiche. Ulteriori dati sull'ambiente di formazione dei vari corpi sedimentari individuati in affioramenti o in sondaggi sono stati forniti da analisi paleoecologiche eseguite da specialisti del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli. Esami micropaleontologici, eseguiti dal Prof. G. Ciampo e dal Dott. V. Di Donato, ed analisi palinologiche, effettuate dalla Dott. ssa E. Russo Ermolli, sono forme di collaborazione avviate con la tesi di dottorato della Dott. ssa G. Irollo (a.a. 2004-2005) e continuate per questo lavoro di tesi. Per le vulcaniti, identificate in sezioni di scavi effettuati nell'area di Napoli, sono intervenuti i Dottori G. Orsi e M. A. di Vito dell'Osservatorio Vesuviano/INGV (responsabili incaricati dalla Soprintendenza) a stabilirne l'appartenenza ad episodi eruttivi che potessero fornire una datazione ai processi e sedimenti tra i quali esse si andavano ad inserire.

È stato possibile sintetizzare, in sezioni geoarcheologiche variamente orientate e carte tematiche, i risultati delle interpretazioni e correlazioni dei dati sia di superficie che di sottosuolo che, congiuntamente a quelli storico-archeologici e all'analisi degli aspetti geologici e geomorfologici più evidenti, consentono di definire l'assetto geomorfologico dei due siti archeologici di Napoli ed *Elea-Velia* e di proporre ricostruzioni paleoambientali e sull'evoluzione paleogeografica della fascia costiera.

PARTE SECONDA

***IL TERRITORIO DI NEAPOLIS: DALLE PRECEDENTI
CONOSCENZE AI NUOVI DATI ED INTERPRETAZIONI***

4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE DELL'AREA DI STUDIO

Il centro urbano della città di Napoli e la sua provincia si estendono all'interno di una complessa area vulcanica delimitata a Nord dal margine settentrionale della Piana Campana, ad Est dall'apparato vulcanico del Somma - Vesuvio, a Sud dal Golfo di Napoli e ad Ovest dal distretto vulcanico dei Campi Flegrei che comprende anche le contigue isole di Ischia, Procida e Vivara.

La geologia di quest'area risulta quindi molto complessa essendo il prodotto di diversi fenomeni naturali che in vario modo hanno contribuito alla sua genesi ed evoluzione.

4.1 LA PIANA CAMPANA

La Piana Campana (fig. 4), nel cui settore sud-occidentale ricade l'area di studio, rappresenta una delle più estese piane dell'Italia Meridionale.

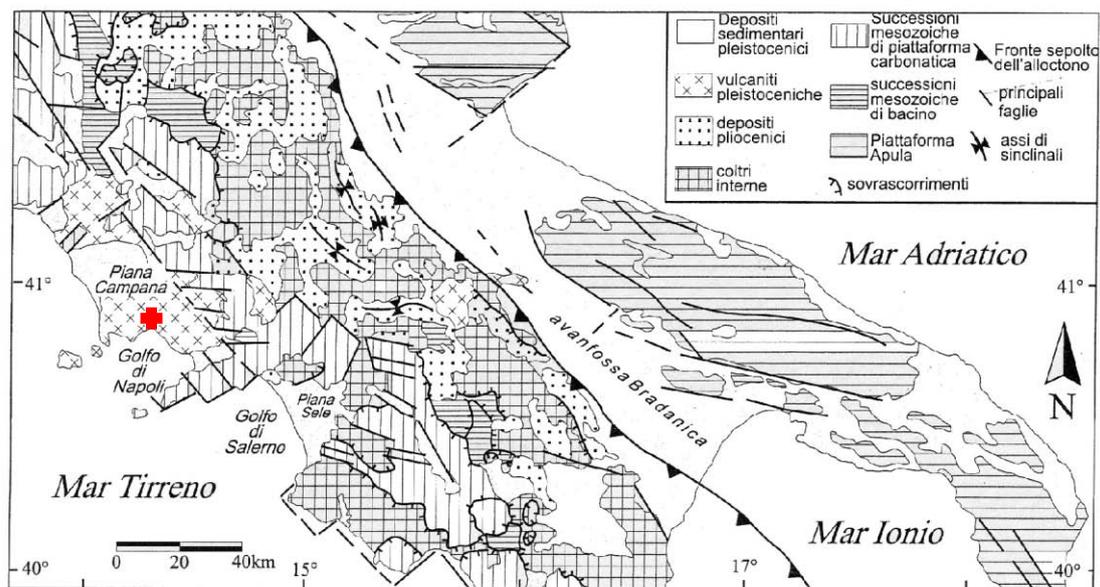


Figura 4. Schema strutturale dell'Appennino Meridionale, con localizzazione dell'area di studio.

Questa depressione strutturale, nota come *graben* campano (Ippolito et al., 1973; Ortolani & Aprile, 1978), ha pianta grossomodo rettangolare ed è sviluppata in direzione NO-SE per circa 150 Km, con una ampiezza massima di 50 Km. Il basamento carbonatico della Piana risulta articolato in una serie di *horst* e *graben* (Carrara et al., 1973), limitato lungo i bordi settentrionali e meridionali da faglie a direzione appenninica (NO-SE) ed antiappenninica (NE-SO). Tali linee tettoniche sono evidenziate da versanti rettilinei generati da faglie dirette

che innalzano i massicci carbonatici meso-cenozoici, del Monte Massico a NO, Monte Maggiore, Monti di Caserta, di Avella e di Sarno a NE, e dei Monti Lattari a SE. Queste strutture a blocchi monoclinali, smembrati e ruotati dalla tettonica pliocenica e pleistocenica, fanno parte del margine occidentale dell'Appennino Meridionale che è contrassegnato dalla presenza di strutture tettoniche estensionali a prevalente andamento NO-SE, NE-SO e circa E-O, evidenziate sia da versanti di faglia ripidi e rettilinei che da indagini profonde di tipo geofisico.

Queste strutture rappresentano il risultato di un insieme di processi tensionali e di assottigliamento della crosta continentale collegati alla rotazione in senso antiorario della Penisola Italiana che portò alla coeva apertura del Tirreno (Cinque et al., 1993, 1997). La loro genesi è legata ad eventi deformativi, a direzione di estensione NO-SE, databili tra il Pleistocene Inferiore e la parte alta del Pleistocene Medio che creano faglie normali NE-SO e la riattivazione di faglie a direzione E-O ed appenniniche.

I ribassamenti della catena verso il Tirreno hanno dato luogo alla nascita di una linea di costa alquanto articolata, con rientranze e prominente. Si individuano, cioè, i bassi strutturali o *graben* peritirrenici della Piana del Garigliano, della Piana Campana, della Piana Sele e del Golfo di Policastro intervallati dai promontori strutturali denominati *horst* della Penisola Sorrentina e del Cilento. La formazione di tali depressioni avviene dopo un periodo di stabilità tettonica seguito agli episodi compressivi della catena datati al Pliocene Inferiore-Medio, e ad eventi morfogenetici che scolpirono dolci paesaggi d'erosione. I ripidi pendii che bordano i rilievi posti intorno ai *graben* campani sono quindi dei versanti di faglia con rigetti che vanno da diverse centinaia di metri ad un massimo di 1500 m (Aprile et al., 1978; Cinque et al., 1987; Brancaccio et al., 1995). Nel Pleistocene Inferiore la migrazione della catena si può ritenere quasi conclusa, le grandi depressioni costiere, già definite, continuarono a collassare e ricevere sedimenti nel Quaternario, mentre i promontori interposti, realizzatisi durante il Pliocene, subiscono discontinui sollevamenti di ordine ettometrico.

Il comportamento tettonico dei versanti carbonatici che costituiscono il perimetro della Piana Campana appare diversificato poiché parte di essi subisce un ribassamento nel corso del Pleistocene Medio, mentre la dorsale dei Monti Lattari cessa nello stesso tempo di sollevarsi (Cinque & Romano, 1990). I rilievi della zona di Nola (Monti di Avella) subiscono tra la fine del Pleistocene Medio e l'inizio di quello Superiore sollevamenti lungo le stesse faglie che avevano costituito falesie strutturali durante la massima espansione dell'area subsidente.

Il collassamento quaternario dei *graben* costieri raggiunge entità che oscillano tra i 3000 m circa, nella parte settentrionale della Piana Campana (Piana del Volturno), e i 1500 m circa in quella meridionale (Piana del Sarno). Lungo il settore costiero campano meridionale, la Piana del Sele registra un comportamento tettonico differenziato rispetto alla Piana Campana a partire dal Pleistocene Medio. Essa, infatti, passa da un regime di subsidenza ad uno di sollevamento che porta il margine interno della depressione a migrare in direzione Ovest, verso l'*horst* della Penisola Sorrentina. Tale distinto comportamento, come desunto da indagini su depositi litorali, continua nel Pleistocene Superiore e perdura con un modesto sollevamento tettonico della Piana del Sele. Nello stesso periodo si ha subsidenza nella Piana Campana, come dimostrato dai depositi marini ivi carotati ed ascritti all'intervallo Pleistocene medio- superiore – Olocene (Romano et al., 1994). I promontori del Monte Massico, della Penisola Sorrentina e del Cilento raggiungono una stabilità tettonica alla fine dell'Ultimo Interglaciale (Ippolito et al., 1973; Brancaccio et al., 1995; Cinque et al., 1993, 1997, 2000; Cinque & Romano, 1990).

La Piana Campana è colmata da sedimenti di alluvionali, alimentati dai fiumi appenninici, e depositi di origine vulcanica di età plio-quadernaria. Essa è stata spesso sede di un golfo marino a partire dal Pleistocene Medio, quando il perimetro dell'area tettonicamente ribassata sotto il livello del mare andò a coincidere con gli odierni versanti bordieri, come mostrano le facies attraversate da sondaggi profondi (Ippolito et al., 1973; Barberi et al., 1979; Romano et al., 1994; Barra et al., 1996). Dopo la sommersione della Piana nel Tirreniano, la linea di costa avanza sino al limite della piattaforma continentale posto a circa 20 km dalla costa attuale, al largo del Golfo di Napoli, a seguito della regressione dell'Ultimo Massimo Glaciale (Milia & Torrente, 1999). Questa importante progradazione è legata, oltre che alla variazione del livello di base, anche agli incrementati dei ritmi di sedimentazione e al colmamento vulcanico collegati alla crescita dell'edificio del Somma-Vesuvio, all'eruzione dell'Ignimbrite Campana e, nella Piana del Sarno, all'ampliamento delle conoidi alluvionali provenienti dai Monti Lattari.

Ben documentata è la presenza dell'ambiente marino sull'intera Piana nel corso dell'Ultimo Interglaciale. Infatti, sono stati riconosciuti depositi litorali di età Tirreniana, ribassati di alcune decine di metri sotto il livello del mare in più punti e terrazzi marini sollevati fino a 50 m sul livello del mare lungo il bordo occidentale dei Monti di Avella (Romano et al., 1994). Risulta probabile che almeno durante il Pleistocene Superiore, e forse

anche precedentemente, il graduale ribassarsi della Piana Campana è stato accompagnato dal sollevamento dei versanti bordieri. Per quanto riguarda l'intervallo Pleistocene Medio-Superiore – Olocene il settore centro costiero della Piana del Fiume Volturno risulta ancora subsidente fino alla metà del Pleistocene Superiore, tanto che anche la modesta risalita eustatica interstadiale (stadio isotopico 3) risulta in una trasgressione marina che invade buona parte dell'attuale piana. I relativi sedimenti, a differenza di quelli tirreniani, presentano una abbondante componente piroclastica dovuta all'attivarsi dei centri eruttivi flegrei. La successiva regressione glacio-eustatica trova espressione in una serie di incisioni fluviali che dissecano la pianura e che sono successivamente colmate e sepolte dall'Ignimbrite Campana. La tendenza alla reincisione della pianura dopo tale evento vulcanico si protende fino al raggiungimento del minimo eustatico würmiano di 18,000 anni fa, mentre la piana sembra mantenersi tettonicamente stabile o soggetta a subsidenza lieve (Romano et al., 1994). Durante le fasi culminanti della risalita Versiliana si registra, infine, l'instaurarsi di ambienti acquitrinosi sia lungo la fascia costiera che lungo i solchi fluviali del Volturno e del Clanio Regi Lagni.

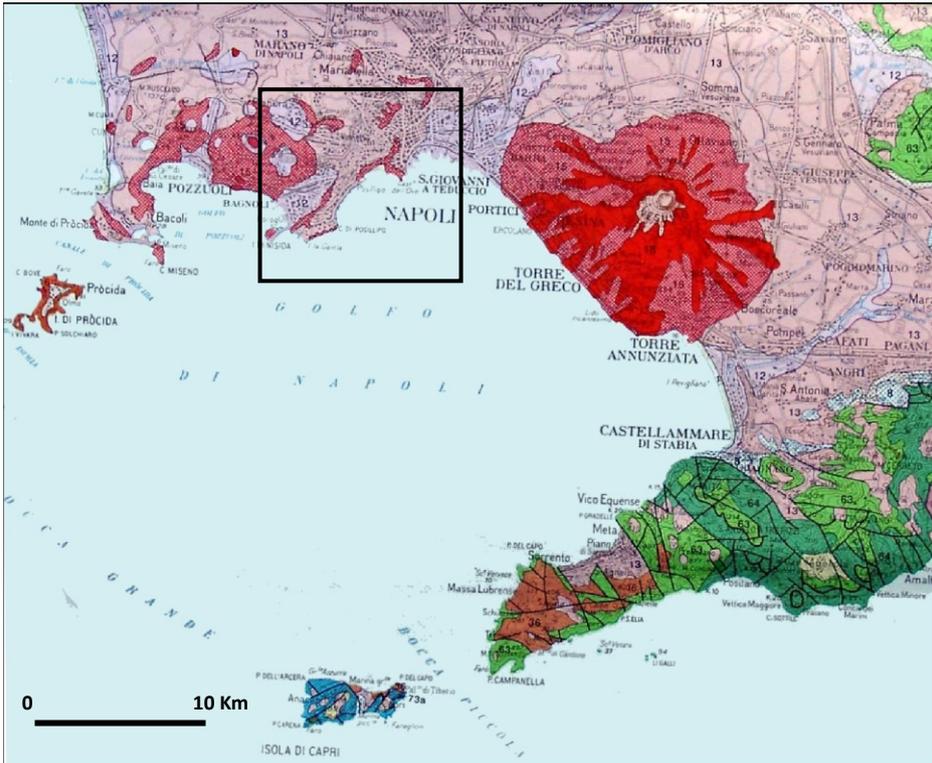
Nella Piana del Sarno i depositi litorali tirreniani risultano ribassati di poche decine di metri (Barra et al., 1989, 1991), mentre la spiaggia legata al massimo trasgressivo versiliano (addentratosi più di 6 Km oltre la costa attuale), che risulta ribassata di una decina di metri, testimonia che la subsidenza tardo quaternaria ha subito una accelerazione nel corso dell'Olocene con ritmi medi di circa 2 mm/anno. Analoghi valori sono calcolabili anche per i tempi storici come dimostra il ribassamento a -4 / - 5 m della linea di costa romana presso l'antica città di Pompei. In quest'area la tendenza alla progradazione della linea di costa è raggiunta solo quando il ritmo di sollevamento relativo del livello di base si abbassa al di sotto del ritmo di aggradazione della piana (Cinque, 1991).

Il limite tettonico tra la porzione di Piana Campana che risulta fortemente subsidente nel corso dell'Olocene e quella sostanzialmente stabile nello stesso intervallo temporale è collocabile in corrispondenza della scarpata di faglia che ribassa verso SE il complesso edificio vulcanico dei Campi Flegrei (faglia Posillipo - Ponti Rossi) e che condiziona la nascita e l'evoluzione della Depressione di Volla (Valle del Fiume Sebeto). Questo lineamento tettonico a direzione antiappenninica, già attivo almeno nel tardo Pleistocene Superiore, ha sicuramente rigiocato sino al tardo Olocene (Bellucci, 1994).

La subsidenza tettonica avvenuta nella Piana Campana durante il Quaternario è stata accompagnata anche da una intensa attività vulcanica. Lungo profonde fratture, in principio, il vulcanismo è stato alimentato da magmi calco-alcasini che hanno generato edifici vulcanici oggi completamente sepolti nella piana. Soprattutto durante gli ultimi 50,000 anni si è invece sviluppata l'intensa attività vulcanica a chimismo tipicamente potassico della provincia romana e campana (Roccamonfina, Campi Flegrei e Somma Vesuvio) che ha portato alla formazione di una serie di apparati vulcanici sorti in maniera caotica, che articolano ulteriormente il profilo costiero.

4.2 IL CONTESTO GEOLOGICO DELL'AREA URBANA DI NAPOLI E DEI SUOI DINTORNI

In questo capitolo verranno sintetizzati i dati e le ricostruzioni proposte da vari Autori in precedenti studi di settore, cercando di dare una visione di insieme più dettagliata delle caratteristiche geologiche dell'area di studio prescelta che corrisponde al territorio urbano della città di Napoli e la sua provincia. Esso si sviluppa all'interno di una complessa area vulcanica delimitata ad Ovest dal margine orientale dei Campi Flegrei, a Nord dal margine settentrionale della Piana Campana, ad Est dalla valle del Fiume Sebeto e da parte dell'apparato vulcanico del Somma – Vesuvio ed a Sud dal Golfo di Napoli (fig. 5).



Depositi quaternari

- Depositi vulcano sedimentari
- Depositi piroclastici da caduta
- Altre piroclastici da flusso

Figura 5. Inquadramento geologico da Carta Geologico Strutturale dell'Appennino Meridionale in scala 1:250000, con riquadro area di studio.

A causa della ampia letteratura offerta per tale settore parte delle pregresse conoscenze dovranno essere necessariamente riprese nel corso delle ricostruzioni specifiche di ciascuna parte del territorio in esame, ed utilizzate nella discussione. Nel particolare, gli specifici capitoli dedicati alle ricostruzioni paleoambientali ed evoluzioni paleogeografiche, conterranno anche un paragrafo introduttivo relativo alle conoscenze pregresse in ambito archeologico e storico urbanistico. Queste ultime, non inserite in questo capitolo, saranno necessariamente riprese durante la disamina sull'evoluzione del sito archeologico in virtù dell'inscindibilità del rapporto esistente tra lo sviluppo degli insediamenti umani e l'ambiente di formazione del sito stesso.

L'ossatura dell'area urbana di Napoli è in prevalenza caratterizzata dai prodotti generati dagli eventi vulcanici del distretto dei Campi Flegrei, ed in minor grado da quelli del Somma – Vesuvio.

Ricade nella Caldera flegrea¹ solo la estrema porzione occidentale del territorio comunale di Napoli ove si hanno rilievi collinari rappresentati dagli edifici della cinta di Agnano e dalle depressioni di Fuorigrotta-Bagnoli, Soccavo e Pianura (fig. 6). All'area extracalderica appartengono, invece, tutti gli altri rilievi collinari di Napoli, limitati verso S e SE da alcuni elementi della complessa *fault zone* che delimita a settentrione il *graben* del Golfo di Napoli e la valle del Fiume Sebeto, con accertata attività nel tardo Pleistocene ed Olocene (Milia et al., 2003; Bellucci, 1994, 1998) e verso S e SO da una articolata scarpata costiera a prevalente controllo strutturale. Quest'ultima, lungo il promontorio di Posillipo discende direttamente a mare, mentre nella zona di Chiaia e sul tratto che da Piazza Municipio si estende verso oriente essa risulta separata dalla attuale linea di costa tramite sottili piane litorali (fig. 6).

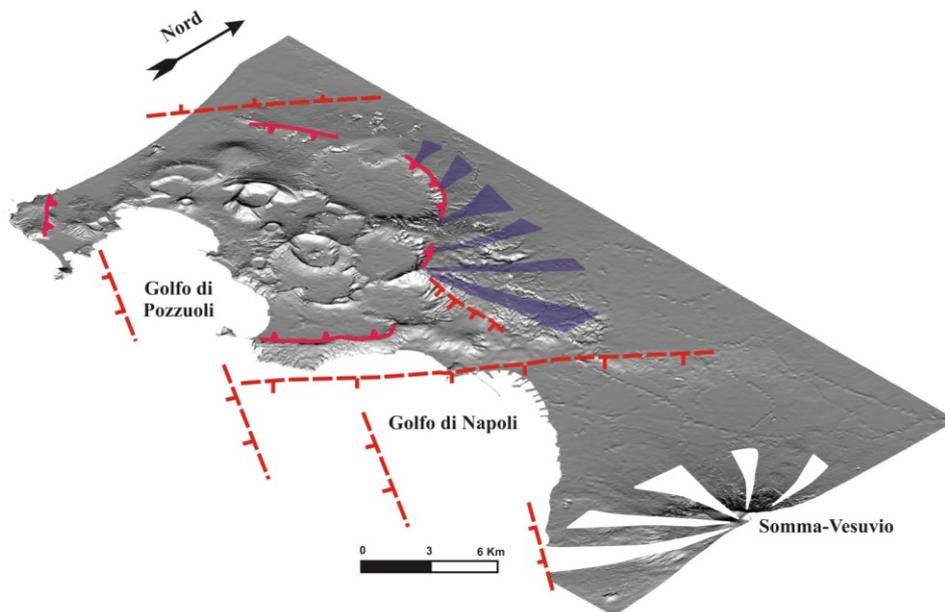


Figura 6. Principali lineamenti morfostrutturali dell'area flegreo-napoletana su *rendering* del DEM di Napoli e provincia, in vista isometrica angolo zenitale 45° da SE.

In tratteggio sono indicate le faglie principali; con la linea continua alcuni frammenti dei margini della caldera dell'Ignimbrite Campana (secondo Orsi et al. 1996). Con la campitura: viola, è indicato il fianco dell'edificio vulcanico flegreo; con quella bianca, il versante occidentale del Somma - Vesuvio.

¹ Secondo Orsi et alii (1996) la Caldera flegrea si è formata in seguito all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC, 39 Ka B.P.)

La città di Napoli è quindi ubicata nel settore orientale dei Campi Flegrei, un noto campo vulcanico sede di una lunga ed articolata sequenza di eventi eruttivi, dominato da affioramenti di tufi e piroclastiti sciolte. L'attività vulcanica dei Campi Flegrei si sviluppa in un periodo che va da 50,000 anni fa al presente, ed è legata a profonde fratture, orientate come quelle che bordano la Piana Campana, intorno alle quali piccoli sistemi monogenici si sono formati progressivamente.

I prodotti più antichi, lavici e tufacei, datati a circa 42,000-47,000 anni BP, si rinvencono in rari affioramenti, quali la falesia di Monte di Procida e il fianco del Monte Echia a Napoli (Rosi & Sbrana, 1987; Pappalardo et al., 1999). Una età C14 maggiore di 42,000 anni è stata attribuita ad un paleosuolo trovato a letto dei depositi della formazione dei Tufi di Torre Franco che rappresentano il termine più antico dei prodotti affioranti nella zona orientale dei Campi Flegrei, lungo i versanti della conca di Minopoli (Alessio et al., 1973). I Tufi di Torre Franco sono seguiti dalla formazione del Piperno Breccia Museo che al tetto presenta un paleosuolo che la separa dalla sovrastante successione di tufi, stratificati e poco coerenti, chiamata per il suo caratteristico colore: Tufi Biancastri Stratificati. Quest'ultima è spesso correlata per posizione stratigrafica ai Tufi Antichi del centro urbano di Napoli, ed è ricoperta dai prodotti dell'attività recente dei Campi Flegrei.

Alla fase più antica apparterebbe anche l'emissione del Piperno Breccia Museo che alcuni Autori ritengono essere una *facies* prossimale dell'Ignimbrite Campana, osservabile alla base della collina dei Camaldoli, limite settentrionale dell'area di studio, ed indicata dalla maggioranza degli studiosi come margine, o addirittura l'unico relitto (Rittmann, 1950), della caldera dell'Ignimbrite Campana.

Segue ad essi una prima importante fase di calderizzazione legata alla messa in posto della ingente formazione del Tufo Grigio Campano AUCT. (Ignimbrite Campana, IC), uno tra i più antichi ed importanti eventi eruttivi dell'area i cui prodotti ricoprono una larga parte della Campania, datata recentemente a circa 39,000 anni B.P. (De Vivo et al. 2001; Rolandi et al. 2003). La genesi di tale eruzione per alcuni Autori è connessa al collasso della Caldera flegrea (Rosi & Sbrana, 1987; Orsi et al., 1996; Civetta et al., 1997); altri la attribuiscono, totalmente o parzialmente, a violente eruzioni fissurali, legate al sistema di faglie profonde nominato in precedenza (Scandone et al., 1991; Cinque et al., 1997; Rolandi et al., 2003).

Un'altra importante eruzione avvenne circa 15,000 anni B.P. (Deino et al., 2004), producendo l'emissione del Tufo Giallo Napoletano (TGN) i cui depositi sono ampiamente

distribuiti nella regione napoletana. In seguito all'eruzione del TGN si ebbe la formazione di un'ampia caldera centrale i cui bordi relitti costituiscono gli attuali contorni del campo vulcanico flegreo (Orsi et al., 1996; Di Vito et al., 1999), aperta ad ingressioni del Mar Tirreno e nella quale si concentrò la successiva attività eruttiva.

Dato il numero e la complessità degli eventi vulcanici avvenuti nell'area flegrea la letteratura geologica degli ultimi cento anni risulta ricca di sintesi sulla sua attività (fig. 7). De Lorenzo (1904) suddivide la storia vulcanica dei Campi Flegrei in tre periodi caratterizzati da vulcanismo submarino, nel I e II, e subaereo nel III periodo. Rittmann (1950) ipotizza che il vulcanismo flegreo cominciò con la formazione del vulcano Archiflegreo il quale fu completamente smantellato dal collasso calderico avvenuto in seguito all'eruzione del Tufo Grigio Campano. Inoltre, Egli suddivide tutta l'attività vulcanica occorsa all'interno dell'area collassata in due cicli eruttivi, antico e recente, separati dal collasso vulcano-tettonico avvenuto nella baia di Pozzuoli e nelle piane di Soccavo, Pianura e Quarto. Scherillo e Franco (1960), seguendo De Lorenzo suddividono l'attività vulcanica dei Campi Flegrei in tre periodi in cui l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano separa la fase antica da quella recente. Di Girolamo et alii (1984) riconoscono quattro fasi di attività vulcanica includendo il vulcanismo post eruzione del Tufo Giallo Napoletano in una singola fase. Rosi e Sbrana (1987) suddividono la storia vulcanica dei Campi Flegrei in relazione alla eruzione dell'Ignimbrite Campana ed il collasso calderico. Essi non riconoscono il Tufo Giallo Napoletano come il prodotto di una singola eruzione, e suddividono l'attività degli ultimi 10,500 anni in due fasi di intenso vulcanismo, seguite dall'eruzione, avvenuta in epoca storica, del Monte Nuovo (1538 A.D.).

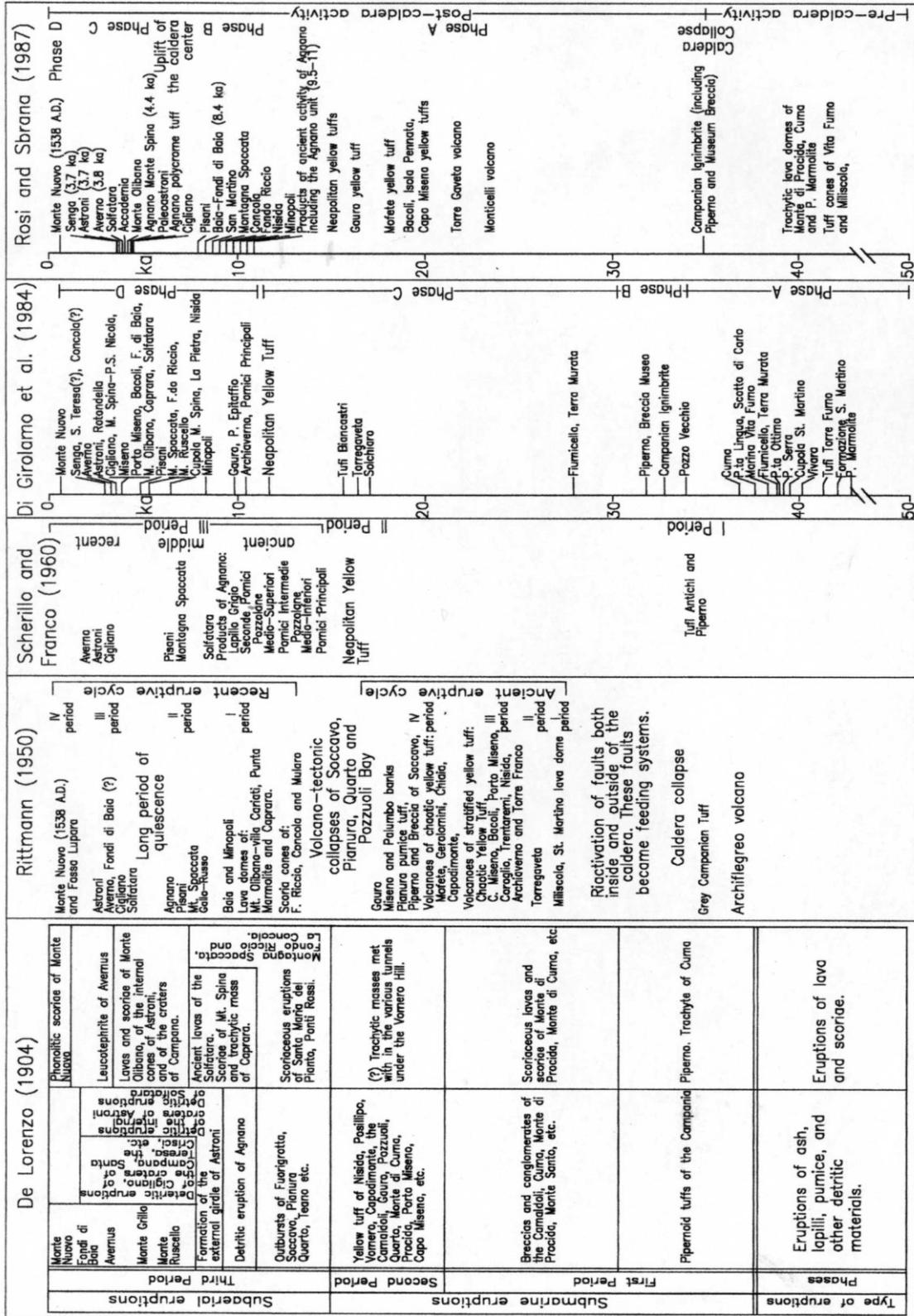


Figura 7. Sequenze stratigrafiche per l'attività vulcanica dei Campi Flegrei presentate da AA. VV. in studi precedenti (tratta da Di Vito et alii, 1999).

Orsi et alii (1996) suggeriscono che la struttura della Caldera Flegrea sia il risultato di due collassi principali relazionati alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano, i cui confini strutturali sono in parte il risultato di una riattivazione di un sistema di faglie regionali, e che all'interno della caldera del TGN siano occorsi moti di risorgenza (con un massimo di 90m nella parte centrale) negli ultimi 10,000 anni. Nello stesso lavoro gli Autori delineano i margini della caldera dell'IC includendo anche la parte orientale della città di Napoli e parte della Piana del Sebeto (fig. 8).

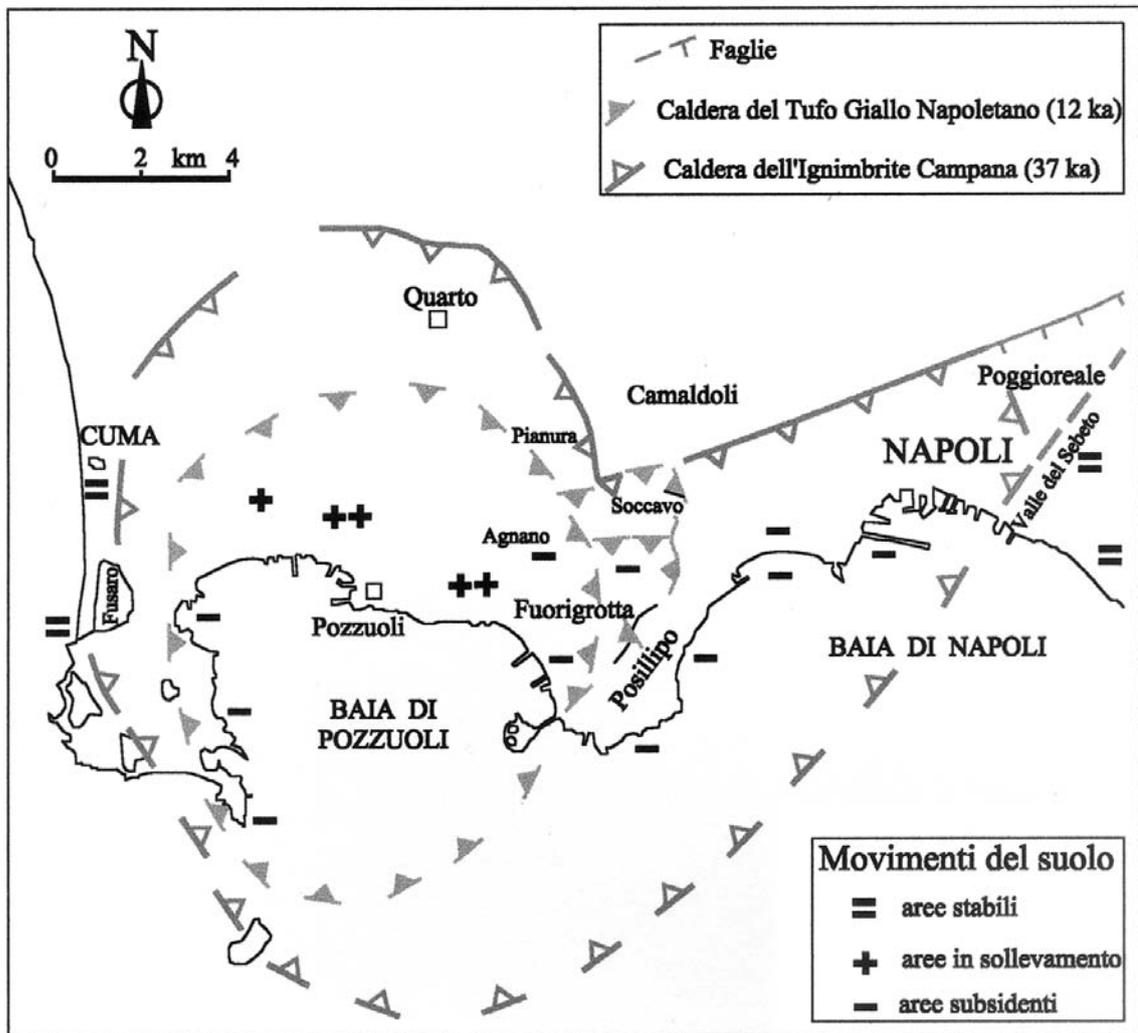


Figura 8. Schema strutturale dei Campi Flegrei con indicazione dei movimenti verticali del suolo (da Orsi et alii, 1996, modificata).

Di Vito et alii (1999) propongono la suddivisione della attività vulcano-tettonica avvenuta nei Campi Flegrei dopo l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano in tre epoche di intensa attività (fig. 9) alternate a periodi di quiescenza, distinguendo la Caldera dei Campi Flegrei, caratterizzata da prevalente subsidenza, da quella del Tufo Giallo Napoletano la cui parte centrale risulta risorgente, ed uno schema strutturale molto dettagliato dell'area (fig. 10).

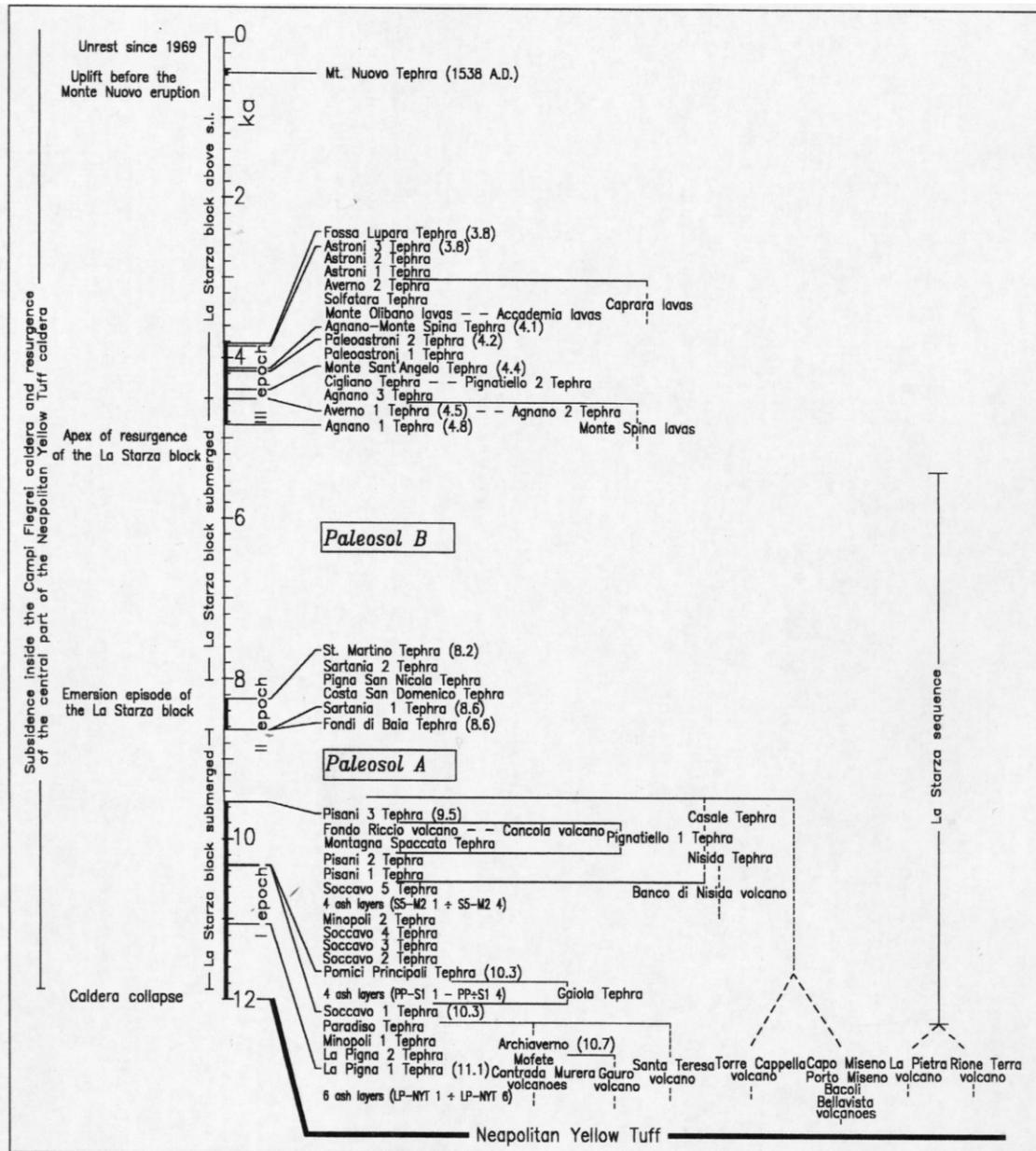


Figura 9. Cronostratigrafia degli eventi vulcanici e deformativi della caldera dei Campi Flegrei negli ultimi 12000 anni (tratta da Di Vito et alii, 1999).

divisa in Tre Epoche comprese fra 12,000 e 9500, 8600 e 8200, 4800 e 3800 anni BP, separate da fasi di quiescenza (schema in fig. 9). L'area ha registrato la nascita di una serie di edifici monogenici, i cui *vents* sono situati lungo il confine strutturale della caldera (eruzioni della I e II epoca), mentre nella III epoca essi si collocano in un'area relativamente depressa posta nel settore nord occidentale del blocco risorgente (Orsi et al., 1996; Di Vito et al., 1999). L'ultima eruzione ha visto la formazione nel 1538 A.D. del cono di scorie del Monte Nuovo ad ovest della città di Pozzuoli (fig. 10).

La genesi, post-calderizzazione, di questi edifici vulcanici risulta fondamentale nell'articolazione e nell'evoluzione della morfologia di questa parte del territorio, per cui occorre puntualizzarne alcune delle tappe. Il margine occidentale dell'area di studio è infatti rappresentato dal campo policroterico di Agnano, che presenta al suo centro un'ampia depressione (la piana di Agnano) generatasi con il collasso vulcano-tettonico avvenuto con l'eruzione di Agnano Monte Spina (4.1 Ka B.P.; De Vita et al., 1999), lungo faglie orientate in senso NO-SE e NE-SO.

Alcuni Autori riconoscono l'intensa attività vulcano tettonica esplicitasi in quest'area essenzialmente in due fasi distinte in Agnano antico, includente l'unità di Agnano (11-9.5 Ka B.P.), ed Agnano recente (5.5-3.5 Ka B.P.; Rosi & Sbrana, 1987). Tra i prodotti dell'attività di Agnano antico vengono compresi quelli della eruzione delle Pomice Principali (10,300 anni B.P.) che è considerata come quella di più alta magnitudo per quell'epoca, prodotta da un *vent* la cui localizzazione, nell'area dell'attuale Astroni, allargherebbe a NO il campo di Agnano antico (Di Vito et al., 1999). Alla I epoca *sensu* Di Vito et alii (1999) appartenerebbero anche i lembi relitti del *cinder cone* di La Pietra, parzialmente erosi dal mare e collegati alle piroclastiti che costituiscono l'arcuata dorsale di Celle-Costa San Domenico, che delimita a SE la depressione di Agnano. Questa dorsale è ritenuta da alcuni Autori un moncone craterico di *Ash ring* a cui si addossa quello di Monte S. Angelo (4.4 Ka B.P., Di Vito et al., 1999), i cui depositi formerebbero l'Unità vulcanica di Celle-Monte S. Angelo (5.5-5 Ka B.P., Cinque et al., 1985) generatasi durante il ciclo di Agnano recente; da altri, di un *Tuff cone* appartenente alla II epoca (Di Vito et alii, 1999). La cinta craterica di Agnano si chiude, poi, contro quella di Astroni mediante il relitto del versante del *Tuff cone* di Pigna San Nicola datato, insieme a Costa San Domenico, nell'intervallo 8600-8200 anni dal presente (II epoca *sensu* Di Vito et al., 1999). Sul lato nord-occidentale la depressione è delimitata dai contigui versanti dei crateri di Sartania, Astroni e la Solfatara e dai rilievi dei duomi lavici di Monte

Olibano e Accademia, i cui prodotti sono riconducibili alla III epoca di attività vulcanica. Infine, si erge di pochi metri rispetto alla piana di Bagnoli un relitto di *Tuff cone* costituito da un tufo giallastro contenente grosse scorie nere, frutto di un evento eruttivo avvenuto secondo Stella Starrabba (1910) tra 4000 e 3500 anni fa, denominato Vulcano di Santa Teresa, e geneticamente legato al vulcanismo del campo di Agnano. Secondo Di Vito et alii (1999) una sequenza di unità includenti alla loro base il *tefra* di Soccavo 1 (10330 +/- 50 anni B.P.) ricopre i depositi del vulcano di Santa Teresa. Quindi, questo limite cronostratigrafico fisserebbe l'età del vulcano di Santa Teresa tra l'eruzione del TGN e 10 Ka dal presente.

Come accennato in precedenza, oltre che da queste attività costruttive l'evoluzione della caldera flegrea è stata caratterizzata da una vivace vulcano-tettonica, la quale ha dato luogo sia ad ulteriori collassi più circoscritti (quali le articolate depressioni di Agnano e Fuorigrotta-Bagnoli) sia a moti di risorgerenza che, intorno a quattromila anni fa, sollevarono sino a 60 m s.l.m. il terrazzo marino de La Starza (Cinque et al., 1985). L'area flegrea è nota anche per bradisismi che hanno interessato l'area di Pozzuoli tra la fine degli anni '60 ed il 1984 (Barberi et al., 1984) e per gli alterni moti del suolo che molte evidenze geoarcheologiche testimoniano per il periodo che va dalla media Età del Bronzo (Putignano & Cinque, 2007; Putignano et alii, in c.s.) all'epoca medievale (Cinque et al, 1997; Morhange et al., 2006).

L'ossatura delle colline del centro urbano di Napoli è costituita in prevalenza da vulcaniti pre-calderiche, localmente intercalate a duomi lavici e dal Tufo Giallo Napoletano.

Dall'analisi degli affioramenti e dallo studio di successioni stratigrafiche osservate durante la costruzione di importanti collegamenti ferroviari, effettuati nello scorso secolo è stato possibile individuare queste formazioni pre-TGN. Tali conoscenze negli ultimi decenni sono state riviste e i depositi descritti e reinterpretati. In un lavoro di Cole et alii (1994) viene proposta una ricostruzione dell'evoluzione geologica di questa parte di Napoli ed una nuova nomenclatura di membri e formazioni (Formazione di Chiaia, Piperno di via Palazzi, Formazioni di Montesanto, Posillipo e Napoletana, membro di Monte Echia). Da tale ricostruzione emerge che tutti i depositi descritti sono anteriori al TGN, ad eccezione del membro di Monte Echia, e molti di questi generati da piccoli centri eruttivi. Secondo gli stessi Autori è possibile distinguere varie fasi di attività vulcanica in questo settore orientale della città. La prima fase di attività esplosiva sarebbe testimoniata da una spessa sequenza di tufi (tra i quali potrebbe essere inclusa l'Ignimbrite Campana) emersa da dati di perforazione. A

questa seguì una fase effusiva con la messa in posto di duomi (Piedigrotta e Sant'Elmo) e colate laviche (Villa Floridiana, Parco Grifeo, via Crispi). Successivamente una terza fase di attività a carattere esplosivo, in tre diversi eventi avvenuti nell'area della Riviera di Chiaia, mise in posto i depositi piroclastici riconoscibili nei membri di Funicolare di Chiaia, Parco Margherita e Parco Grifeo. Questi depositi sono relazionati ad attività eruttiva di *Tuff cones* di piccole dimensioni localizzati nella baia di Chiaia. Visto che l'attività vulcanica di questi piccoli centri eruttivi mostra una evoluzione da effusiva ad esplosiva, simile a quella dell'area occidentale dei Campi Flegrei è possibile, secondo gli Autori, che tra 35000 e 12000 anni B.P. essi facessero parte di un campo vulcanico più ampio dell'attuale e denominato "Paleoflegrei". Alla vigilia dell'eruzione del TGN il versante meridionale della collina del Vomero doveva essere costituito da ciò che rimaneva di una intensa erosione dei crateri dei *Tuff cones* di Chiaia, dei duomi e delle colate laviche.

In questo quadro paleogeografico circa 15,000 anni fa avvenne l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (Deino et al., 2004), la formazione tufacea più frequentemente esposta. I prodotti di questa eruzione sono distribuiti in modo omogeneo nell'area urbana e si presentano con una *facies* litoide di colore giallo legato a processi secondari di trasformazione delle sostanze vetrose (zeolitizzazione) dovuti alla presenza di fluidi idrotermali nel deposito ancora caldo dopo la sua messa in posto, ed una incoerente o parzialmente litoide di colore grigio o giallo chiaro (Lirer & Munno, 1975). Verso il margine settentrionale ed orientale dell'area urbana il deposito va gradualmente assottigliandosi fino a scomparire completamente, al suo posto subentrano materiali piroclastici sciolti di origine flegreo-vesuviana ed alluvionali. Nel complesso essa presenta spessori che variano dai 100 m ed oltre in prossimità dei suoi centri eruttivi e fino a 30 m circa ove si limita ad ammantare i rilievi, anche se la morfologia pre-esistente determina locali ispessimenti ed assottigliamenti (AA.VV., 1967; Nicotera & Lucini, 1967)

Seguono le piroclastiti distali ascrivibili principalmente alle eruzioni intracalderiche degli ultimi 10,000 anni circa (Serie Urbana *sensu* Nicotera & Lucini, 1967; Fasi B e C post-caldera secondo Rosi & Sbrana, 1987; I, II e III Epoca Eruttiva Flegrea, *sensu* Di Vito et al., 1999) che ammantano irregolarmente i rilievi, con potenza complessiva di molti metri. Localmente la serie di copertura si arricchisce di piroclastiti rimaneggiate in ambito torrentizio e per dilavamento dai versanti. Lungo la costa di Napoli, l'Olocene medio e superiore è rappresentato da un complesso litorale e transizionale che marca l'apice ingressivo

della Trasgressione Versiliana e le successive progradazioni. Venendo ai tempi storici nell'area collinare del Centro Storico, infine, gli ultimi 2500 anni circa sono a luoghi rappresentati da strati di riporto antropico coi quali l'uomo tese progressivamente a livellare la topografia urbana.

4.2.1 CONOSCENZE GEOARCHEOLOGICHE PREGRESSE

Per quel che riguarda le conoscenze pregresse in ambito geoarcheologico sono da sottolineare i risultati di studi a carattere geomorfologico, stratigrafico e geoarcheologico (Ruello, a.a. 2001-2002; Cinque et al., 2004) che hanno ricostruito in parte la morfologia originaria dell'area del Centro Storico di Napoli, dando risalto alla genesi e all'evoluzione geomorfologica dei rilievi collinari e dell'area costiera, che ha condizionato la scelta e l'utilizzo del territorio fin dalle prime fasi di occupazione umana.

Tali studi hanno ricostruito la topografia odierna tramite l'elaborazione di un primo ed approssimato DEM del Centro Storico e delle ampie fasce collinari circostanti talora digradanti verso il mare tramite aree sub pianeggianti. È stata avviata la ricostruzione della paleo-rete drenante ed evidenziata la sua corrispondenza con linee di incisione del substrato tufaceo, proseguita con questo lavoro di tesi.

Al tracciato di due corsi d'acqua principali denominati "lavinari" viene attribuito il ruolo di confine occidentale, ed orientale dell'elemento morfologico del "Pendino", un tavolato di origine strutturale, costituito dal TGN e dalle piroclastiti delle ultime epoche flegree, sul quale venne fondata la città di *Neapolis*. Esso degrada dolcemente a SE dove una paleofalesia, il cui modellamento si fa risalire al massimo ingressivo della Trasgressione Versiliana, e le cui evidenze morfologiche possono leggersi intorno al promontorio di Monte Echia e, spostandosi ad oriente, a monte dell'attuale Corso Umberto I, fino a Piazza G. Garibaldi. Inoltre, grazie ad una rivisitazione delle fonti archeologiche e all'utilizzo di dati stratigrafici, è stata ipotizzata la presenza di un'area portuale della antica città greco-romana in corrispondenza di un'insenatura posta a Sud di via Medina, tra Castel Nuovo e S. Maria di Portosalvo. In essa confluivano le acque del lavinario occidentale e delle vicine alture, i cui depositi alluvionali e colluviali, insieme a quelli marini, hanno contribuito a colmare. Inoltre, in base alle stratigrafie disponibili sono stati ricostruiti e messi su carta in modo approssimativo alcune parti di tracciati della linea di riva nel periodo di massima ingressione

marina, e le presunte linee di costa per l'età Imperiale e tardo Romana, nonché quella più certa del XVI secolo, desunta dalla cartografia storica.

Nella tesi di dottorato della Dott.ssa G. Irollo (a.a. 2004-2005) è stata affrontata "l'evoluzione olocenica della fascia costiera tra *Neapolis* e *Stabiae* sulla base di dati geologici e archeologici". In questo lavoro l'Autrice pone particolare attenzione alla ricostruzione della paleogeografia costiera di Epoca Romana concentrata su specifici segmenti dell'intero settore analizzato, che grazie alla disponibilità di dati archeostratigrafici ha identificato nelle aree di Napoli, Ercolano e della bassa Piana del Fiume Sarno. In riferimento al territorio dell'antica *Neapolis* l'Autrice ha ricostruito l'evoluzione paleoambientale di limitati settori della fascia costiera coincidenti con le aree di scavo per la realizzazione delle tre stazioni "Municipio", "Università", e "Garibaldi" della Linea 1 della Metropolitana di Napoli. Tale ricostruzione per la sua limitata estensione areale non consente, tuttavia, alla Stessa di ricostruire il dettaglio evolutivo della intera fascia costiera napoletana. In sintesi, le indagini e le ricostruzioni effettuate nelle singole aree di scavo di stazione permettono ad Irollo (a.a. 2004-2005) di evidenziare che la trasgressione post-glaciale raggiunse il settore di Piazza Garibaldi (stazione "Garibaldi") circa 8000 anni fa, il quale risultava depresso poiché posto a confine della depressione del Sebeto, e probabilmente intorno ai 5000 anni la zona ove oggi si collocano le altre due aree di scavo, modellando la falesia che delimita a SE l'alto del Pendino e dando il via alla costruzione dell'antistante sottile piana costiera. La ricostruzione stratigrafica effettuata dall'Autrice rileva una progressiva emersione del settore orientale e l'uso antropico del territorio, testimoniato da tracce archeologiche dal Bronzo medio - recente al V secolo d.C. Per l'area occidentale viene ricostruita la presenza di un ambiente sommerso con tracce archeologiche relative a reperti inclusi nelle unità litorali databili dal IV sec. a.C. al IV d.C. La presenza di un bacino nella zona di Piazza Municipio (stazione "Municipio") e le tracce di interventi di dragaggio (databili tra il III e il II a.C.) testimoniano il suo utilizzo per attività portuali e la sua funzionalità fino al V-VI sec. d.C., quando esso risulta colmato. Una insenatura minore viene individuata nell'area della stazione "Università" (Piazza G. Bovio) ove condizioni di spiaggia sommersa si datano a partire da 5 Ka B.P. al III sec. a.C. circa, e si registrano una serie di oscillazioni della linea di costa tra la fine del I sec. d.C. e il V sec. d.C., quando l'area si trasforma in un ambiente acquitrinoso costiero. Tali condizioni di variabilità ambientale vengono ipoteticamente attribuite al susseguirsi di episodi climatici capaci di determinare cospicue deiezioni dalle incisioni torrentizie provenienti dalle aree collinari. Tali

effetti sarebbero leggibili anche per l'area di Piazza Garibaldi, nel ripristino di un tracciato stradale romano e nel riassetto dei piani di coltivazione dopo eventi alluvionali. Per quel che riguarda i moti del suolo nell'ambito della fascia costiera di *Neapolis* l'Autrice conclude che il raffronto delle quote delle unità litorali datate tra la fine del I sec. a.C. ed il I sec. d.C. rinvenute nei tre settori di indagine evidenzia una subsidenza dei siti occidentali ("Municipio" e "Università"), nei quali esse sono comprese tra -4 e -6 m circa, rispetto ai coevi livelli dell'area "Garibaldi" (stabile in epoca storica) e rispetto alle quote eustatiche dell'epoca. Le ricostruzioni paleoambientali di questa parte della città hanno inoltre consentito all'Autrice di tracciare con continuità la linea di costa di Epoca Romana che si estenderebbe da Piazza Municipio alla Piana del Sebeto delineando una insenatura in corrispondenza della prima, sede del porto di *Neapolis*, un seno secondario in corrispondenza di Piazza G. Bovio ed una fascia emersa che si allunga da Piazza Nicola Amore a Piazza Garibaldi. Lungo questa sottile piana litorale, così delineata, si hanno numerosi ritrovamenti archeologici. Essa risulta percorsa anche da una strada di collegamento con il settore orientale della città che volge alla Piana del Sebeto, settore caratterizzato da una linea di costa che tende ancora debolmente verso l'interno e risulta circondata da ampie zone paludose.

4.3 IL CONFINE ORIENTALE DELL'AREA URBANA DI NAPOLI: LA PIANA DEL SEBETO

Come già detto all'inizio del paragrafo precedente, il confine orientale del centro urbano della città di Napoli è rappresentato dalla depressione della valle del Fiume Sebeto.

La Piana del Sebeto si colloca in una più ampia depressione strutturale, la Depressione di Volla una pianura delimitata ad Ovest dalle colline orientali di Napoli e ad Est dal Somma-Vesuvio. Essa è sviluppata in senso NE-SO per una lunghezza di circa 8 Km dall'abitato di Lufrano (Volla) fino al mare (Bellucci, 1994). Tale depressione risulta impostata su lineamenti tettonici a direzione antiappenninica ricalcanti sistemi regionali individuati a terra mediante indagini gravimetriche (Maino et al., 1964), ed attraverso sismica a riflessione nel Golfo di Napoli (Finetti & Morelli, 1974; Bellucci, 1994; Milia, 1998; Milia & Torrente 1999, 2003; Milia et al., 1998 A/B/C; Bruno et al., 2003). Il bordo occidentale della Depressione di Volla è delineato da una scarpata di faglia secondo un *trend* strutturale SO-NE, lungo l'allineamento Posillipo – Ponti Rossi. Quest'ultimo risulta smembrato da un secondo *trend* circa E-O riconoscibile sia nella scarpata di faglia di S. Maria del Pianto, versante meridionale

della Collina di Capodichino, che nel controllo strutturale dell'idrografia dei valloni (Vallone S. Rocco e Cavone di Miano) che incidono i versanti collinari a Nord della città (Bellucci, 1994). Il limite orientale della Depressione di Volla risulta ricoperto, ma Bellucci (1998) suggerisce che esso ricalchi il lineamento tettonico SO-NE individuato attraverso la ricostruzione della superficie del tetto dalle lave del Somma.

In merito alle unità sedimentarie che colmano la Piana del Sebeto c'è da dire che depositi piroclastici, lavici, alluvionali, transizionali e marini si sono accumulati in più cicli nel tardo Quaternario. L'influsso maggiore è dovuto alla formazione dell'Ignimbrite Campana (IC, 39 Ka B.P.) affiancata all'unità del Tufo Giallo Napoletano (TGN, 15 Ka B.P.). Nella parte di Piana oggi occupata dal Somma-Vesuvio e a Nord di esso l'IC risulta localmente assente poiché soggetta a completa erosione, ed in altre zone della depressione quasi totalmente asportata. Il TGN copre generalmente questa formazione, a meno di unità alluvionali che in alcuni luoghi vi si interpongono. Ambedue costituiscono un ottimo *marker* cronostratigrafico utilizzato nella sintesi ricostruttiva dell'evoluzione paleogeografica di questo settore sud-orientale della Piana Campana proposta da Bellucci (1994). All'eruzione dell'Ignimbrite Campana è ricondotta la genesi di una ampia depressione strutturale inglobante i Campi Flegrei e parte della città di Napoli (Orsi et al., 1996; Bellucci, 1994), bordata dai lineamenti tettonici E-O, identificabili nell'alveo dei Camaldoli, e SO-NE dei rilievi collinari di Capodichino-Casoria. In alternativa a questa ipotesi Bellucci (1994) propone la possibilità di una dislocazione post-IC a causa della riattivazione di lineamenti pleistocenici a carattere regionale, o una coesistenza delle due possibilità indicate. In entrambe i casi tra l'eruzione dell'IC e 25 ka B.P. (Rolandi, 1988; Bellucci, 1994) lungo tali lineamenti strutturali la risalita di magma avrebbe portato ad una eruzione esplosiva con messa in posto di breccie vulcaniche (lungo Capodichino) ed una successiva unità ignimbritica conosciuta come "Tufo giallo rossastro di Casoria". L'allineamento di questa prima diventerebbe ancora più evidente con la formazione della Depressione strutturale di Volla separata dalla più ampia depressione Flegreo-Napoletana tramite un *horst* orientato SO-NE, corrispondente alle colline di Capodichino (Bellucci, 1994). Alla massima regressione würmiana l'Autrice attribuisce la considerevole azione erosiva che ha cancellato gran parte l'IC. Nello stesso tempo una intensa attività eruttiva era presente nelle aree della depressione flegreo-napoletana e del Somma-Vesuvio. I depositi piroclastici e le lave di quest'ultimo avrebbero provocato il parziale interrimento della depressione e creato un ostacolo al

deflusso idrico superficiale del paleo-Sebeto, con la conseguente formazione di aree paludose e depositi torbosi datati a 14 ka B.P. (Bellucci, 1994). La messa in posto dei prodotti della seguente eruzione del TGN riempì parzialmente la Depressione di Volla, cancellando le evidenze della depressione flegreo- napoletana. Nel corso dell'Olocene si ha la ripresa dell'attività vulcanica flegrea intracalderica e del Somma-Vesuvio. Il carattere esplosivo delle eruzioni vesuviane portò alla messa in posto di flussi piroclastici nella Depressione di Volla, in generale subsidenza, che risultano intercalati a quelli di origine flegrea e a materiali alluvionali e palustri (Bellucci, 1994).

Alle conoscenze pregresse di cui sopra vanno a sommarsi i risultati dello studio di Irollo (a.a. 2004-2005) per questo settore. L'Autrice evidenzia che la Piana del Sebeto è ospitata in una valle a controllo strutturale delimitata ad oriente dal Somma-Vesuvio in crescita e ad occidente da una scarpata di faglia normale con tratti NNE-SSO e circa E-O, che ribassa il settore sud-orientale e delinea il brusco profilo delle colline napoletane su questo margine. Tale scarpata deriverebbe dalle ultime attività disgiunte di un lineamento tettonico (Faglia Sebeto - Magnaghi *sensu* Bruno et al., 2003) che ha dato rigetti verticali totali fino a 1000 m nel corso del Quaternario (Milia & Torrente, 1999). Attivo anche dopo le eruzioni dell'IC e del TGN tale lineamento avrebbe diretto anche i deflussi idrici e permesso al paleo-Sebeto di incidere profondamente i depositi, nel Pleistocene superiore. L'Autrice ricostruisce l'evoluzione paleogeografica della valle, che nel corso dell'Olocene viene invasa dal mare delineando un paleogolfo a partire da 9000 anni fa e raggiunge il massimo ingressivo, nell'area dei Ponti di Porchiano, circa 6000 anni fa. I dati indicano che il prevalere della sedimentazione e progradazione sulla sommersione si registra a partire da 4800 anni B.P. Per l'età Romana e moderna una fascia costiera ampia e con acque basse viene individuata nella parte meridionale della Piana del Sebeto tra via Brin e S. Giovanni a Teduccio, circoscritta da ampie zone di acquitrino (zona di Poggioreale), legate a divagazioni nella piana e lungo i margini di corsi d'acqua tra i quali il Sebeto. Le ricostruzioni emerse nel suddetto lavoro evidenziano che l'evoluzione di questo settore è controllata dalla morfologia dei margini collinari occidentali della depressione e del Somma-Vesuvio, unita al fattore rappresentato dagli *input* primari e vulcanoclastici apportati dal vulcano ai ritmi di sedimentazione, che hanno indotto locali effetti progradazionali. Inoltre, questo studio ribadisce la subsidenza della Piana grazie al confronto delle quote a cui si rinvengono le unità litorali, più basse di quelle eustatiche, e ai dati su torbe di ambiente transizionale poste a -7 e -14 m e datate

rispettivamente a 4.2 e 5.8 Ka B.P. in Bellucci (1994). Tali dati sottolineano che la *fault zone* del Sebeto è stata attiva nell'Olocene e che nel periodo storico questa attività risulta dal confronto tra le quote emerse per la Piana e quelle relative all'area di scavo della stazione "Garibaldi" della Metropolitana di Napoli (paleosuolo del Bronzo medio-recente a -1 m; livelli antropici del I sec. a.C – I sec. d.C. a quota zero). Inoltre, dati cronologici ed evidenze di fagliazione rinvenute in uno scavo archeologico in località Poggioreale dimostrano che per l'insieme di faglie che bordano ad Ovest la Piana del Sebeto l'attività tettonica si è protratta almeno fino al periodo Tardo Antico. L'Autrice conclude evidenziando una sostanziale confrontabilità tra le zone poste all'interno ed all'esterno della grande struttura subsidente dell'*interland* del Golfo di Napoli. Tale settore è, come noto da letteratura, delimitato da due *fault zone* che si collocano lungo il margine occidentale della piana del Sebeto e lungo la scarpata di Stabia. Entrambe le *fault zone* mostrano tratti NNE-SSO ed ENE-OSO, componendosi localmente di rami sub paralleli ad attività diacrona, con rigetti di ordine pluridecamentrico nel corso degli ultimi 40 Ka (post-IC) e prossimi ad una decina di metri nel corso dell'Olocene, che questo studio ha contribuito a dettagliare (fig. 11).

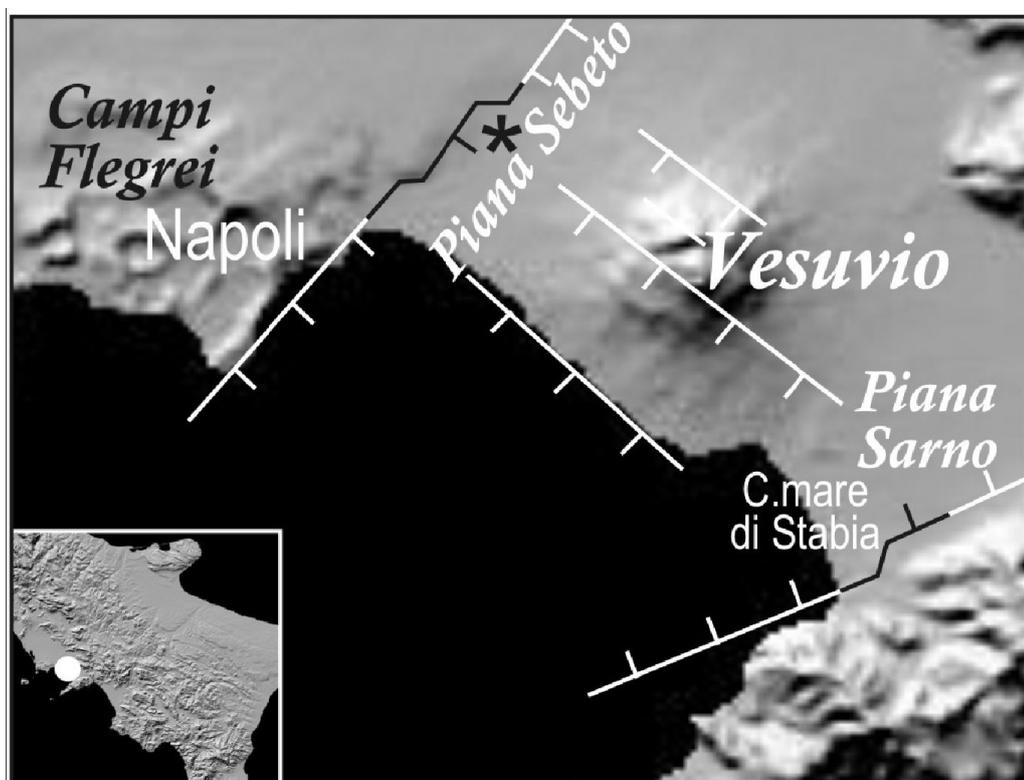


Figura 11. Settore meridionale della Piana Campana. In bianco sono indicate le faglie note da letteratura, in nero i segmenti la cui attività è stata dettagliata in: Irollo, a.a. 2004-2005; Irollo et alii, 2005.

4.4 IL GOLFO DI NAPOLI

Il confine sud occidentale dell'area di studio è rappresentato dal Golfo di Napoli che risulta esteso per circa 150 Km dal Monte di Procida e Punta Campanella. Esso è delimitato a N dai Campi Flegrei, a NE dal litorale napoletano e vesuviano e a SE dalla Penisola Sorrentina e dall'isola di Capri.

Il margine continentale della Campania è ubicato nella parte orientale del Mar Tirreno. I processi estensionali che hanno generato questo bacino iniziarono lungo il suo margine occidentale nel Miocene e con il tempo sono migrati progressivamente verso Est. Il Mar Tirreno è caratterizzato da un sistema di faglie a direzione E che lo suddivide in un bacino settentrionale, consistente in crosta continentale assottigliata, ed uno meridionale, caratterizzato da crosta oceanica (Milia et al., 2003). Un sistema di faglie normali con *trend* N-S e NNO-SSE presenti nel Mar Tirreno registra eventi distensivi dal Tortoniano al Pliocene. La sua evoluzione tettonica continua durante il Quaternario con faglie NO-SE, NE-SO e E-O attive lungo il margine orientale e meridionale del margine tirrenico. Questi sistemi di faglie hanno controllato l'evoluzione dei bacini sedimentari peri-tirrenici. Molti studi hanno evidenziato le complesse interazioni tra la tettonica, l'attività vulcanica, sedimentaria e le variazioni del livello del mare, che scandiscono l'evoluzione quaternaria del Golfo di Napoli (Cinque et al., 1997; Milia, 1998; Milia et al., 1998 a, b, c; Milia & Torrente, 1999, 2003; Bruno et al., 2003). L'evoluzione tettonica del Golfo appare legata all'attività di faglie dirette ad andamento NE-SO datate al Pleistocene Medio, molte delle quali sono sub-verticali e legate ad attività vulcanica. L'analisi di profili sismici realizzati nel golfo, a largo del Vesuvio, rivela la presenza di asimmetrie nei depositi tardo quaternari di ricoprimento ed un allineamento congiunto di faglie NE-SO (linea Magnaghi-Sebeto) che separa la Baia di Napoli in due settori con caratteristiche geologiche diverse (Bruno et al., 2003). Infatti, la parte meridionale è caratterizzata da stabilità tettonica, o lievi sollevamenti, testimoniata dall'assenza di depositi marini di *lowstand*; quella settentrionale è invece affetta da subsidenza che ha permesso la sedimentazione di depositi marini e del TGN (Milia et al., 1998 b, 2003). Una sezione geologica ricostruita dal Golfo di Salerno a Procida tramite l'interpretazione di profili sismici ad alta risoluzione mostra faglie dirette con immersione a SE che delimitano il blocco della Penisola Sorrentina e del Banco di Fuori, inclinati verso NO e ricoperti in *unconformity* dai sedimenti quaternari (fig. 12).

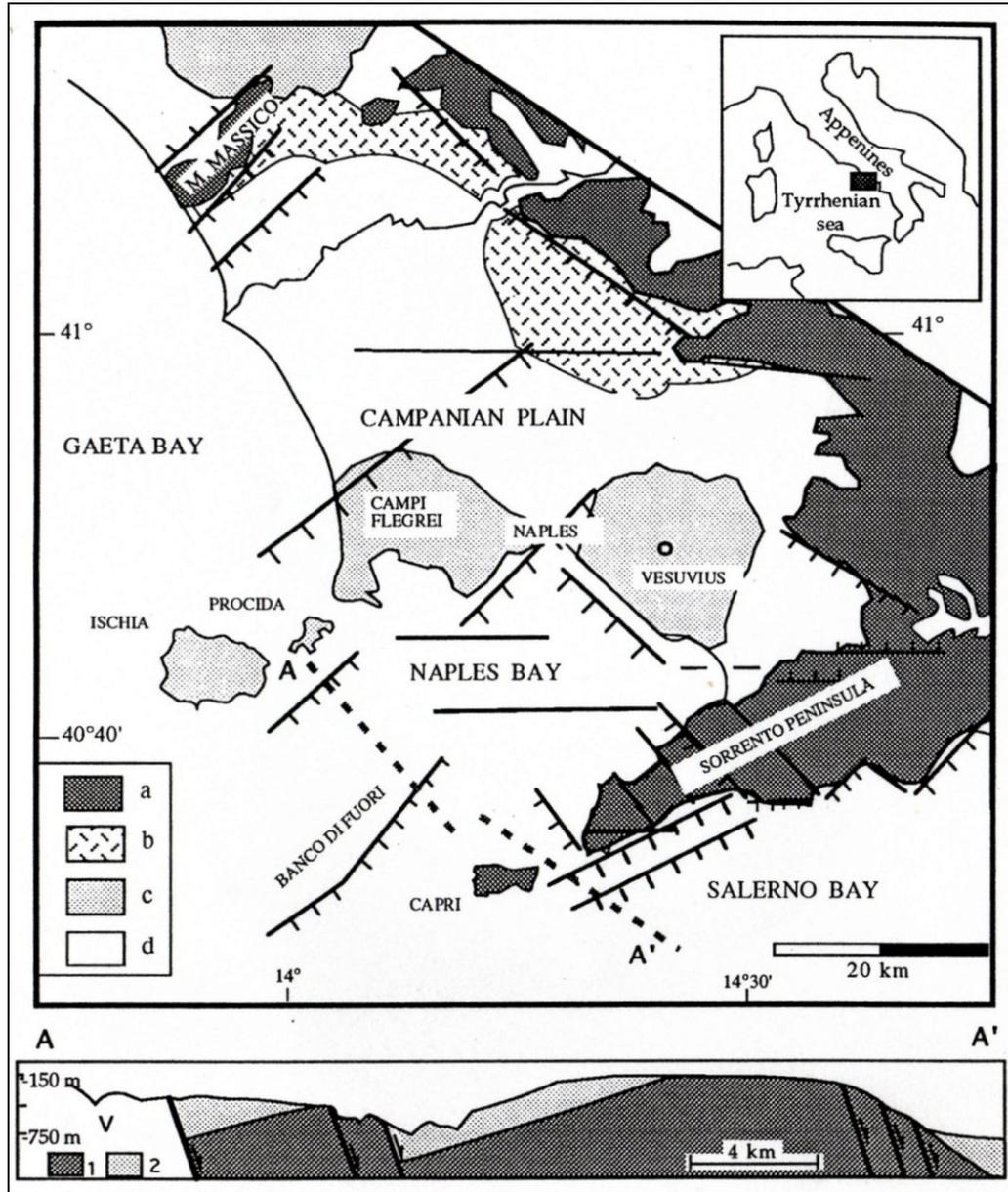


Figura 12. Carta geologica schematica della Piana Campana e sezione (A-A') mostrante uno stile asimmetrico estensionale. **a**, rocce meso-cenozoiche; **b**, principali affioramenti dell'Ignimbrite Campana; **c**, vulcani quaternari; **d**, copertura clastica tardo quaternaria. Nella sezione i riempimenti scuri corrispondono alle rocce meso-cenozoiche, quelli chiari ai depositi quaternari; V, indica il vulcanico. Tratto da Milia et alii, 1998.

La stessa sezione (fig. 12) mostra anche una linea di equilibrio che separa il blocco della Penisola Sorrentina, caratterizzato da sollevamento ed erosione del substrato, dal settore nord-occidentale della Baia di Napoli in subsidenza e contraddistinto da accumulo sedimentario (Milia & Torrente, 1999).

Mediante lo stesso metodo di indagine e l'integrazione di dati stratigrafici relativi al Pozzo Trecase 1 (Brocchini et al., 2001; Milia et alii, 2003) definiscono la cronologia, litologia,

sequenza ed ambiente deposizionale delle principali unità di riempimento del bacino, sintetizzate in un profilo NO-SE lungo il margine centro-meridionale del Golfo (fig. 13).

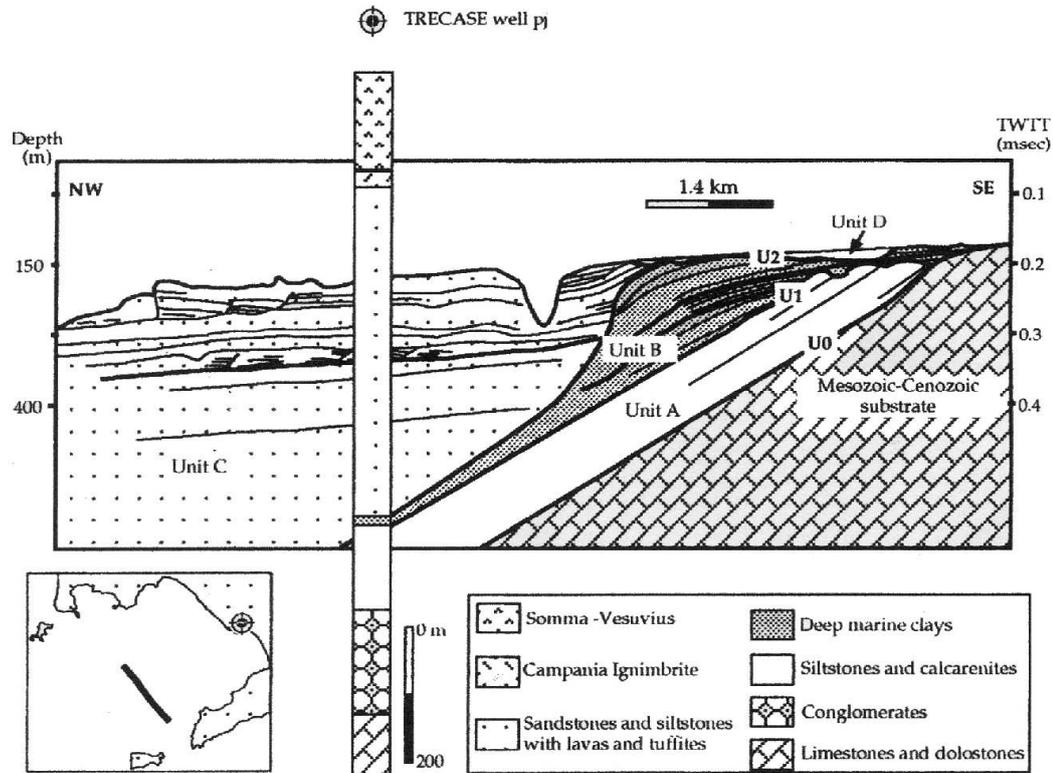


Figura 13. Interpretazione di un profilo sismico perpendicolare alla Penisola Sorrentina. Tratto da: Milia et. al., 2003.

Le unità carbonatiche del Meso-Cenozoico (MC) che formano il substrato del bacino risultano ricoperte da depositi conglomeratici in ambiente subaereo e da depositi marini più antichi (unità A). Quest'ultima mostra spessore costante nella Baia di Napoli ed un *trend* trasgressivo la cui deposizione è legata alle fasi iniziali della sua subsidenza tettonica. La superficie di discordanza angolare U1 che tronca al tetto l'unità A si forma in seguito all'attività dei lineamenti tettonici NE-SW, i quali inducono il sollevamento ed erosione del blocco SE e la subsidenza e rotazione di quello NO (Milia & Torrente, 1999; Milia et al., 2003). Si osserva, poi, la sequenza deposizionale B a trend trasgressivo datata tra 700 e 400 ka B.P., formatasi nel momento di maggior subsidenza del bacino. Le unità di mare profondo vengono poi ricoperte da lave datate a circa 400 Ka B.P. alle quali segue una successione di tipo regressivo, unità C, costituita da depositi marini e subaerei intercalati a tufi e lave, ricondotta da Milia & Torrente (1999) ad una fase di stabilità tettonica compresa tra 400 e 100 Ka B.P.

analizzata con maggior dettaglio nella parte centrale del Golfo, l'unità C risulta troncata al tetto da una ampia superficie erosiva, denominata U2, che Milia (1998) interpreta come superficie di abrasione marina legata all'OIS4 (Cinque et al., 1997). Essa risulta inclinata verso terra e fortemente incisa dal Canyon Anthon Dohrn. L'ultima sequenza deposizionale tardo quaternaria è costituita principalmente dai depositi piroclastici dell'Ignimbrite Campana (IC). Quest'ultima risulta ricoperta da sedimenti marini depositatisi durante un periodo di abbassamento del livello marino, ed includenti prodotti vulcanici datati a 18 Ka B.P., ricoperti a loro volta dall'unità del Tufo Giallo Napoletano (Milia et al., 2003).

L'interpretazione di un profilo *Sparker* parallelo alla costa napoletana dettaglia i rapporti tra le unità riconosciute in precedenza e quella del Tufo Giallo Napoletano (TGN). Al tetto dell'unità dell'IC si trovano depositi marini denominati L2, trovati a profondità maggiori di 140 m ricondotti da Milia (1998) all'ultimo minimo eustatico del Pleistocene. Su questi poggia l'unità del TGN presente verso il margine nord-occidentale del Golfo di Napoli con spessori che da circa 80 m, nelle aree prossime alla città, diminuiscono fino ad annullarsi in direzione SE. Infine, l'unità H che ricopre il tufo indica il ciclo di deposizione olocenica (fig. 14).

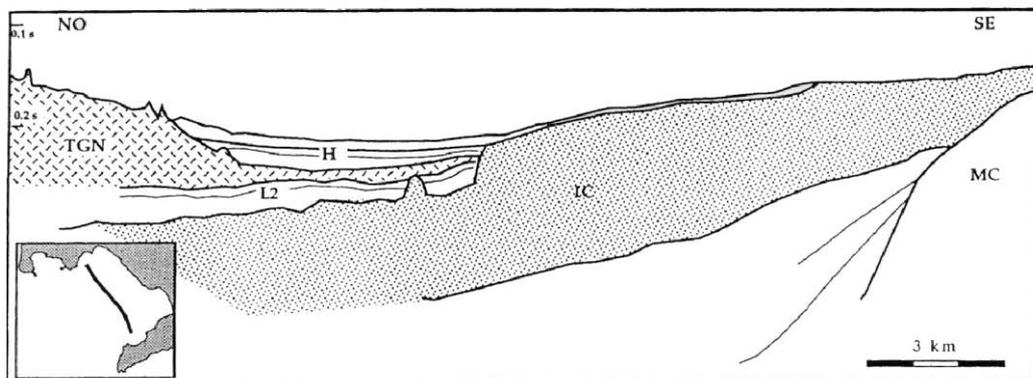


Figura 14. Interpretazione di un profilo sismico Sparker parallelo alla costa napoletana, realizzato nel Golfo di Napoli (riquadro in basso a sinistra). Sono evidenziati: il substrato calcareo meso-cenozoico (MC); i depositi dell'Ignimbrite Campana (IC); i sedimenti marini post-IC (L2); i depositi del Tufo Giallo Napoletano (TGN); i sedimenti marini olocenici (H). Tratto da: Milia, 1998.

Altri profili sismici a riflessione ad alta risoluzione dettano, inoltre, una serie di sistemi di faglie ed intrusioni superficiali recenti nell'area del Golfo più prossima al Centro Urbano di Napoli (Milia et al., 1998). Le faglie evidenziate con questi studi dislocano il TGN e i sovrastanti depositi del *Transgressive Systems Tract* e dell'*Highstand Systems Tract* dell'ultima sequenza deposizionale. Tali strutture mostrano cinematica diretta (sistemi NE-SO, NO-SE e

N-S) e trascorrente sinistra (sistema E-O). Le intrusioni superficiali sono duomi e dicchi che generalmente raggiungono il fondo del mare, concentrati al largo del Vesuvio e nel porto di Napoli ed associati a faglie dirette. Gli andamenti delle faglie recenti dell'area napoletana seguono quelli delle strutture che hanno caratterizzato l'evoluzione tettonica quaternaria del margine campano. La loro simmetria radiale (N-S, E-O, NE-SO, NO-SE) è però compatibile con campi di sforzo associati ai processi magmatici (inarcamento a grande scala) che hanno caratterizzato l'area napoletana nel Quaternario (Milia et al., 1998).

5. RICOSTRUZIONE TOPOGRAFICA ED ANALISI DELL'ASSETTO GEOMORFOLOGICO DEL TERRITORIO URBANO DI NAPOLI

Lo studio geoarcheologico delle aree urbane costituisce un oggetto di ricerca relativamente recente ed ancora poco comune per la maggioranza delle Scienze Ambientali, nonostante l'intima connessione tra l'evoluzione naturale di un territorio e la presenza umana.

Considerando la complessità e diversità delle caratteristiche naturali di tali aree e tutte le problematiche di indagine indotte dall'intensa antropizzazione, nasce l'esigenza di creare una banca dati informatica, utile per tutte le applicazioni tematiche delle informazioni di varia natura, in ragione di un rinnovato metodo di approccio multidisciplinare. Questo si è rivelato di fondamentale importanza per la città di Napoli che, fin dalla sua fondazione, è stata interessata da una urbanizzazione intensa, senza soluzione di continuità, che ha inevitabilmente modificato gran parte delle caratteristiche morfologiche originarie del sito.

Lo studio geologico, archeo-stratigrafico e geomorfologico oggetto del lavoro di tesi ha necessitato, quindi, di una cartografia topografica di base sulla quale impostare sia l'analisi dei dati di sottosuolo (stratigrafici e archeologici) che quella superficiale delle forme e della loro genesi.

Tale cartografia è basata sulla ricostruzione, ed in alcuni casi la vera e propria costruzione, della topografia attuale dei luoghi. Ciò vale in special modo per l'area del centro della città di Napoli, dove anche le più recenti edizioni cartografiche presentano, per le zone di più intensa urbanizzazione, solo una serie di punti quotati che non consentono una lettura geomorfologica dell'area in questione.

5.1 ELABORAZIONE GRAFICO-COMPUTERIZZATA DEI DATI TOPOGRAFICI: IL MODELLO DIGITALE DEL TERRENO (DEM) DELLA CITTÀ DI NAPOLI

La costruzione di una dettagliata carta topografica, che rispondesse alle esigenze di questa ricerca, sulla quale impostare l'analisi geomorfologica, l'elaborazione dei dati geologici, ed archeostratigrafici e la restituzione delle ricostruzioni paleomorfologiche eseguite. Essa ha previsto diverse fasi di elaborazione, ognuna delle quali è stata realizzata in stretta collaborazione con il Prof. S. Perriello Zampelli.

Nella prima fase di elaborazione dei dati cartografici si è ritenuto opportuno adottare i Fogli della carta topografica del Comune di Napoli in scala 1:1000 della serie plano-altimetrica eseguita dalle imprese SACIF-Napoli, FONDEDILE s.r.l., AQUATER S.p.a., S.T.R.-Napoli, realizzata su rilievo areofotogrammetrico la cui levata più recente risulta quella dell'Aprile del 1992. Tale cartografia tecnica è corredata da poche curve di livello con equidistanza 1 metro, tracciate solo nelle zone che all'epoca del rilevamento erano libere da edifici. È stato utilizzato un *software* del tipo CAD, interfacciato con il *software* Quick Surf, dedicato alla grafica tecnico-professionale, che permette numerose applicazioni in campo scientifico. Il problema dell'acquisizione dei dati topografici è stato risolto attraverso l'uso della versione digitale di questa cartografia tecnica comunale. Le carte vettoriali sono state poi georeferenziate (nel sistema di riferimento Gauss-Boaga), per cui ogni punto all'interno della carta risulta definito da una coppia di coordinate piane X ed Y, rappresentanti la latitudine e la longitudine. L'insieme delle operazioni fin qui descritte rappresenta la fase preliminare per la generazione e l'elaborazione di un modello digitale del terreno.

Con il termine "modello digitale altimetrico del terreno" (DTM) o con DEM (Digital Elevation Model) si vuole indicare la rappresentazione numerica del rilievo, generata a partire da dati misurati sul terreno. Esso rappresenta con buona approssimazione la reale superficie topografica in esame, e la sua realizzazione risulta complessa a causa del dispendio di tempo occorrente per tutte le fasi preparatorie. Il *data input* creato appositamente per la prima fase di elaborazione del DEM dell'area urbana di Napoli è rappresentato da un insieme di valori altimetrici provenienti da una digitalizzazione manuale dei punti quotati e delle curve di livello disponibili sulla carta comunale in scala 1:1000, partendo da quelli presenti nell'area del Centro Storico della città a cui sono stati progressivamente aggiunti quelli dell'area occidentale (confine orientale dei Campi Flegrei), assegnando la coordinata Z (quota s.l.m.).

Le tecniche di manipolazione dei dati rappresentati da tutti i punti quotati ed i vertici di linee e polilinee, estratti tramite un *surfer* (programma Quick Surf), sono diverse ma, in definitiva, riconducibili a due tipi di strutture: a triangoli irregolari, quanto più possibile tendenti al regolare (Triangulated Irregular Network o TIN), oppure a griglia a maglia quadrangolare (cella 1x1m), ottenuta qui con il criterio detto della “triangolazione standard di Delaunay”. Il DEM così ottenuto è rappresentabile graficamente in viste tridimensionali mediante diagrammi a blocco della superficie ricostruita. Tali immagini rendono conto immediatamente della morfologia del territorio, in quanto priva dell’urbano. Poiché nelle cartografie tecniche spesso molti punti sono quotati su manufatti fuori (o sottostanti) terra (rilievi stradali, massicciate ferroviarie, campanili, sottopassaggi, ecc.) è occorso eliminarli dal *data set* preliminare, e con essi le irregolarità nella modellazione digitale del terreno dell’area di studio, mediante una serie di operazioni di controllo e correzione che costituiscono la seconda fase di elaborazione del DEM.

Nella terza fase, si è creato un nuovo *data set* che risulta costituito ancora dai dati topografici provenienti dalla Cartografia Tecnica Comunale di Napoli in scala 1:1000, ma epurato da errori, al quale sono stati aggiunti i dati provenienti dalla digitalizzazione di nuovi punti quotati riportati nell’“Atlante di Napoli” per il Centro Storico (volo Centro Storico, Luglio 1991), realizzato dalla Soprintendenza generale agli interventi post sismici in Campania e Basilicata, su base areofotogrammetrica restituita mediante ortofotopiano su cartografia numerica del Comune di Napoli in scala 1:500 del 1992. Il *data set* arricchito con i nuovi dati acquisiti nella terza fase rappresenta l’*input* del DEM della città di Napoli (fig. 15) che è stato rielaborato con le tecniche di manipolazione dei dati descritte in precedenza.

Dal *contouring* del DEM così perfezionato è stato possibile ricavare carte topografiche a curve di livello di massimo dettaglio (equidistanza 1 metro), stampabili a varie scale, di cui un esempio è la “Carta topografica della città di Napoli” stampata in scala 1:12000 [tavola 1]. Su tali carte, a seconda delle esigenze grafiche, è stata riportata la topografia originale o quella semplificata, rappresentata dal perimetro degli edifici e delle strade, e la toponomastica essenziale. Rispetto a tale topografia sono stati ubicati, e quindi correttamente georiferiti, i dati geologico-stratigrafici, archeologici e storico-urbanistici.

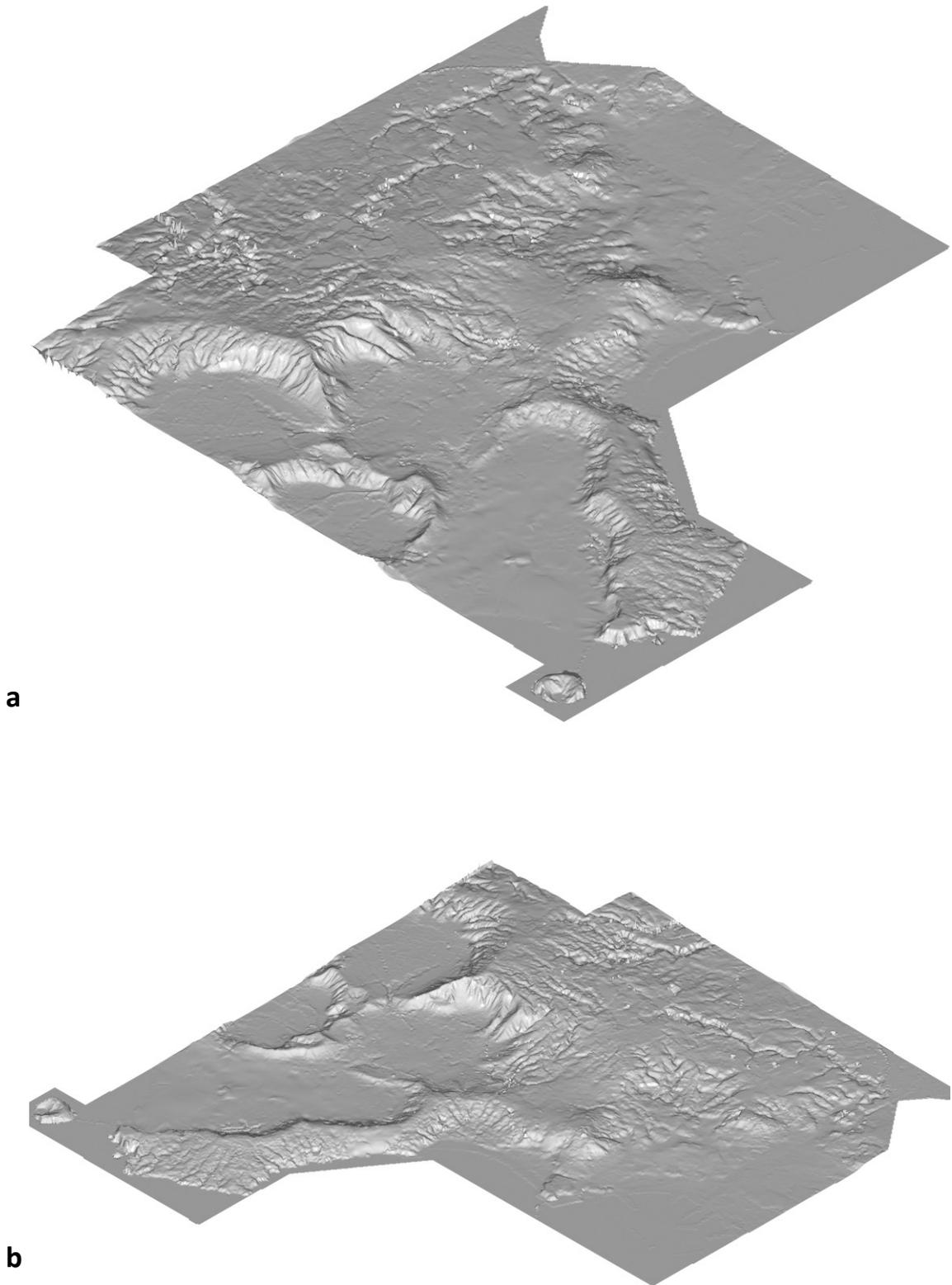


Figura 15. DEM del territorio urbano di Napoli. **a)** *rendering* in vista isometrica, angolo zenitale 45° da SO; **b)** *rendering* in vista isometrica, angolo zenitale 45° da SE.

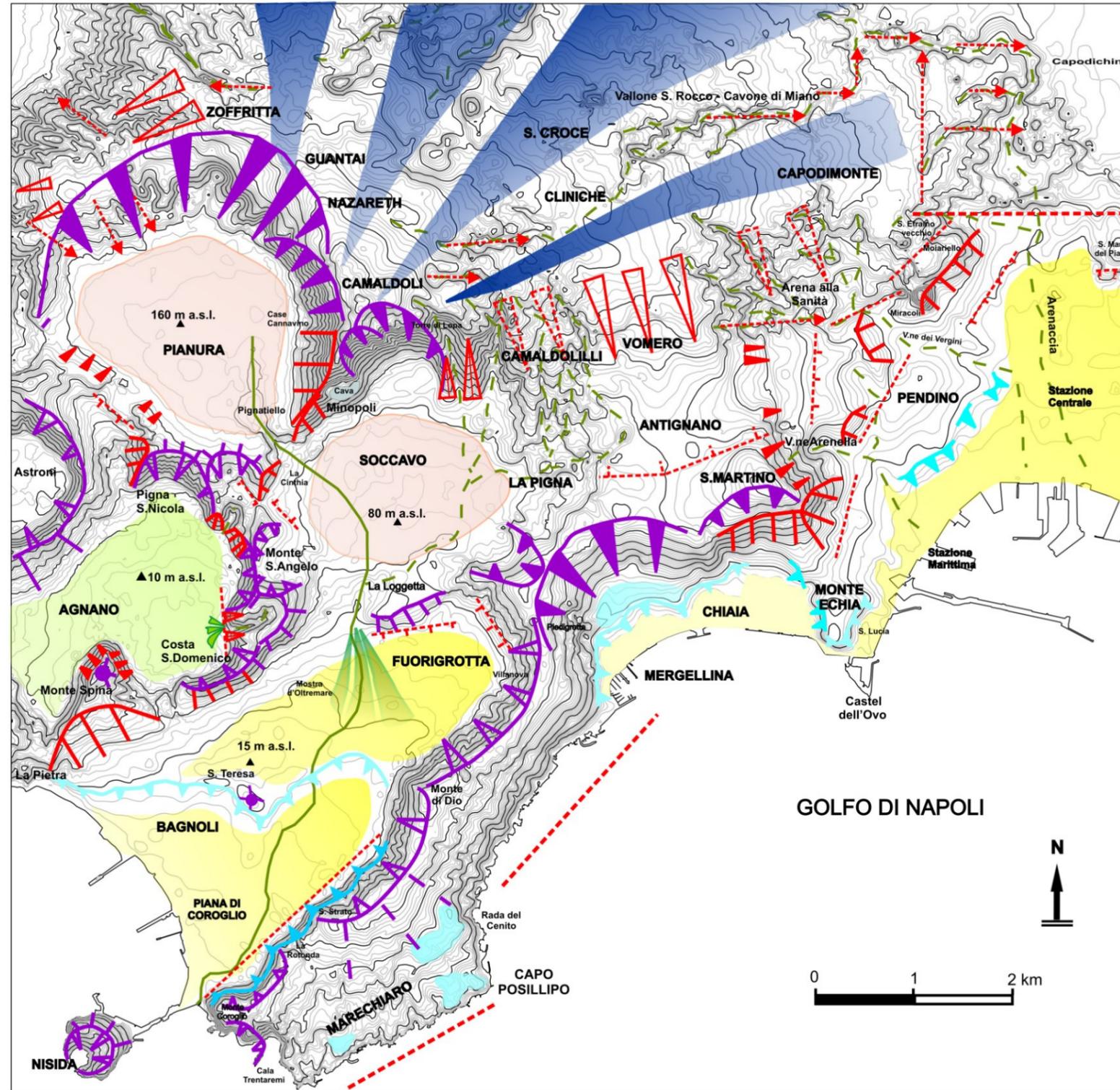
5.2 LE TAPPE PRINCIPALI DELLA GENESI DEL RILIEVO A NAPOLI

Questo paragrafo sarà dedicato alla ricostruzione delle linee principali dell'assetto ed evoluzione geomorfologica dell'area ricadente nel Comune di Napoli. L'intervallo temporale è limitato inferiormente dalla messa in posto del Tufo Giallo Napoletano (15 Ka B.P., Deino et al., 2004), che rappresenta la formazione maggiormante presente nel territorio in esame, ma vedrà alcuni riferimenti ad eventi occorsi precedentemente, ma più difficilmente ricostruibili. Gli eventi riferibili all'Olocene, specialmente medio e superiore saranno invece maggiormente dettagliati nel successivo paragrafo.

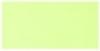
La ricostruzione si avvale di una sintesi critica e ragionata delle conoscenze pregresse sull'assetto geologico e geomorfologico del territorio urbano, integrate con la morfologia dell'area urbana ricostruita con la realizzazione del DEM e con la costruzione di sezioni geologiche di sintesi, tracciate utilizzando i dati delle stratigrafie esistenti per l'area in esame (fig. 2). Inoltre, per la fascia costiera del settore orientale della città, questa ricostruzione evolutiva si avvarrà di dati stratigrafici derivanti dai più recenti sondaggi e scavi archeologici, dati che saranno ampiamente discussi nei successivi capitoli.

La carta dei "Lineamenti geomorfologici di Napoli" (fig. 16), ricostruita adottando il su esposto criterio di fusione di dati geologico-geomorfologici, rappresenta il tentativo di sintetizzare l'assetto geomorfologico ricostruibile per la città di Napoli. In essa sono cartografate le forme di natura vulcanica, le evidenze di lineamenti strutturali, le forme di origine alluvionale e quelle di ambiente costiero, sia di origine naturale che antropica. Va sottolineato che la non omogenea distribuzione di dati stratigrafici (sia bibliografici che acquisiti con il presente lavoro), e la loro carenza nei settori collinari della città, nonché la limitata presenza di esposizioni naturali tipica di un'area densamente urbanizzata, rende incerta la collocazione cronologica e la caratterizzazione genetica di molte forme cartografate (quali ad esempio i "relitti di paesaggi eroso-deposizionali presenti lungo la dorsale di Posillipo e nella conca di Chiaia" il cui riconoscimento si è avvalso essenzialmente della ricostruzione della superficie topografica).

LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI DI NAPOLI



FORME VULCANICHE

-  Depressioni vulcano-tettoniche aggradatesi in ambiente continentale e marino
-  Depressioni vulcano-tettoniche aggradatesi in ambiente continentale
-  Orlo di cratere e relativi fianchi
-  Centro eruttivo
-  Presunta morfologia vulcanica
-  Fianco esterno di edificio vulcanico

FORME STRUTTURALI

-  Versante di faglia (a tratteggio se di altezza decametrica)
-  Possibile traccia di faglia desunta da dati geologici e geomorfologici
-  Scarpata da collasso vulcano-tettonico post TGN
-  Corso d'acqua susseguente
-  Scarpata da collasso vulcano-tettonico legata a lineamenti attivi principalmente prima dell'arrivo del TGN (a tratteggio quando dissecata)

FORME DI ORIGINE ALLUVIONALE

-  Corso d'acqua
-  Conoide alluvionale

FORME DI AMBIENTE COSTIERO NATURALI E/O ANTROPICHE

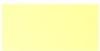
-  Piane costiere, attuali o terrazzate, di aggradazione naturale e/o antropica
-  Relitti di paesaggi eroso/deposizionali prossimi a paleo-livelli di base
-  Paleofalesia
-  Paleofalesia a controllo strutturale

Figura 16. Carta dei "Lineamenti geomorfologici di Napoli".

Nelle linee generali e di più lungo termine l'assetto e l'evoluzione geomorfologica del territorio di Napoli sono espressione del controllo esercitato dalla attività vulcanica e tettonica che caratterizza l'area nel tardo Quaternario, cui si deve la formazione dell'ossatura collinare dell'area e delle depressioni costiere periferiche. A ciò si aggiungono rimodellamenti fluvio-denudazionali del rilievo strutturale, nonché l'intaglio di falesie e la crescita di piane costiere durante la trasgressione post-glaciale. Una classificazione cronologica e genetica del paesaggio fisico napoletano è proposta in figura 17, dove diverse campiture marciano le aree che possono ritenersi formate in momenti sostanzialmente diversificati. Gli eventi che di seguito verranno delineati vanno letti raffrontando questa figura con la precedente figura 16, dove sono cartografate le morfologie che via via vengono citate.

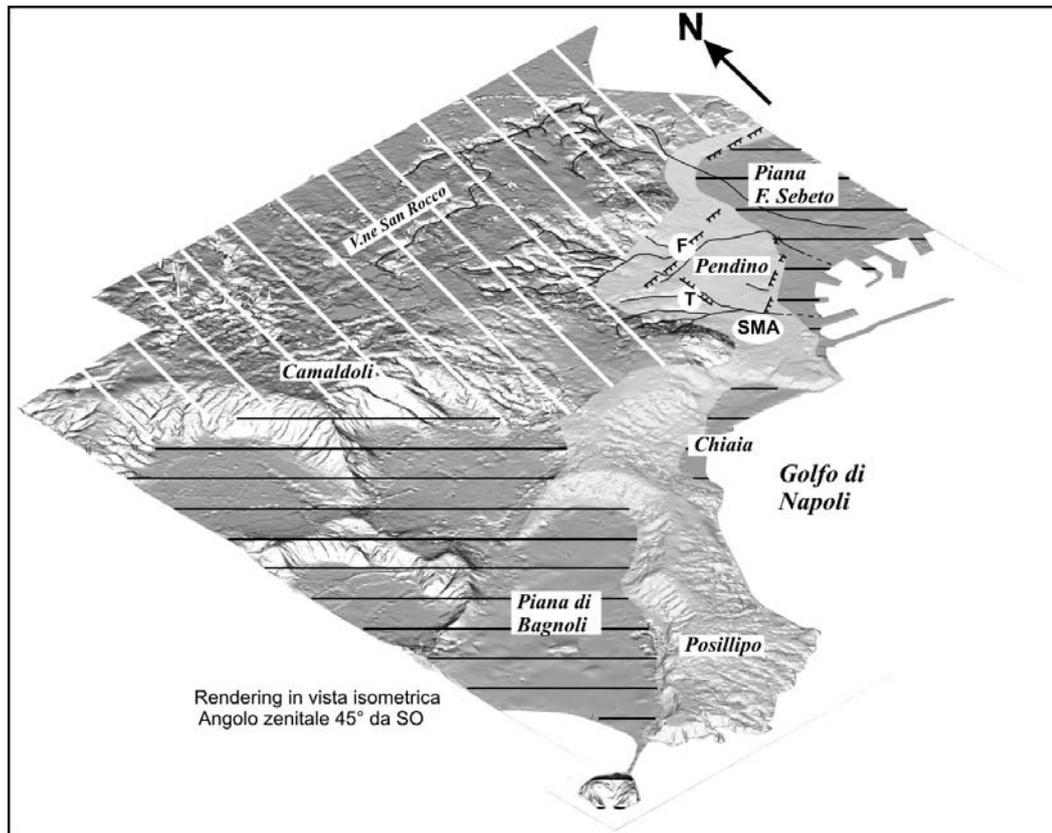


Figura 17. Classificazione cronologica e genetica del paesaggio fisico napoletano.

In rigato obliquo: area collinare costituitasi con gli eventi eruttivi flegrei più antichi (pre-TGN), sede dei bacini idrografici dei principali corsi d'acqua.

Campitura grigio chiaro: elementi del paesaggio la cui morfogenesi si colloca tra circa 15 e 5 Ka BP, costituiti da rilievi connessi a centri eruttivi del TGN modificati dalla tettonica, e modellati da processi erosivi e de posizionali.

In rigato orizzontale: elementi del paesaggio modellati nel corso della seconda parte dell'Olocene. Ad occidente, morfologie generate dalla vulcano-tettonica e rimodellate, depressioni vulcaniche subsidenti aggragate dalla sedimentazione vulcanoclastica e marina; ad oriente, piana costiera di Chiaia e Pendino, ed alluvionale-costiera del Fiume Sebeto, in parte progradate artificialmente.

Con le sigle T, F ed SMA, si indicano i principali lineamenti tettonici che ribassano l'area del Pendino.

Gli eventi precedenti alla messa in posto del TGN

Con il rigato obliquo (fig. 17) è indicata l'area collinare riferibile nella sua ossatura alle eruzioni flegree più antiche e che, dopo smembramenti tettonici del tardo Pleistocene Superiore, viene ammantata da variabili spessori di Tufo Giallo Napoletano (TGN), in alcune aree giungenti fino a 50 metri (Bellucci, 1994). Tale area si identifica con l'ampio pendio che dai Camaldoli (458 m s.l.m.) discende verso N e NE per raccordarsi all'ampia pianura che si estende a Nord dell'area flegreo-napoletana (Piana Campana), considerato il relitto morfologico del vulcano Archiflegreo (Rittmann, 1950). Come è tipico dei fianchi vulcanici, le incisioni torrentizie che lo dissecano hanno un generale *pattern* radiale-centrifugo di tipo conseguente, ma nella parte nord orientale sono presenti le vistose anomalie angolose dei Valloni San Rocco e Cavone di Miano, condizionate passivamente da elementi strutturali quali fratture e faglie a direzione N-S ed E-O.

A SE dei Camaldoli è visibile un importante lineamento orientato circa ENE-OSO che ribassa la superficie verso Sud, formando il pianoro di Antignano, addolcito dai prodotti delle più recenti eruzioni (TGN e successive). Alla fine di questo periodo va probabilmente ascritta anche la definitiva delimitazione della collina del Vomero-San Martino dovuta ad eruzioni da coni tufacei oggi non più ricostruibili (Cole et al., 1994), anche grazie ai successivi collassi vulcano-tettonici attivi nel settore costiero di Napoli.

Gli eventi compresi fra il TGN e circa 5 ka

Con le campiture grigio chiaro uniforme (fig. 17) sono evidenziati quegli elementi del paesaggio che, sebbene ritoccati da successivi rimodellamenti, vedono la loro nascita tra la messa in posto del TGN e circa 5000 anni B.P. (il paesaggio predata gli eventi eruttivi della III Epoca di attività vulcanica, *sensu* Di Vito et alii, 1999). Si tratta di alti morfologici connessi a centri eruttivi del TGN, di scarpate dovute a fagliazioni e collassi vulcano-tettonici, di forme erosionali e deposizionali.

Tra le forme endogene di questo periodo vi è la dorsale asimmetrica di Posillipo, il cui ripido fianco NO rappresenta una troncatura quasi certamente legata alla calderizzazione post-TGN (Pappalardo et al., 1999). La parte più occidentale della scarpata in questione riflette morfologie emicicliche riferibili a cono vulcanici, che al piede passano ad un elemento ripido ascrivibile ad un'antica falesia, correlabile ai depositi marini dell'Olocene inferiore segnalati nel sottosuolo di Bagnoli da Russo et alii (1998). Il fianco sud-orientale della collina di

Posillipo è meno acclive e risulta sostanzialmente conforme alla giacitura degli strati tufacei, a meno di alcune superfici spianate di origine naturale ed antropica che ne interrompono la regolarità. Esso è bruscamente troncato da una falesia attiva con andamento planimetrico rettilineo, controllata nella direzione da faglie antiappenniniche che, insieme alle faglie perimetrali della piana del Sebeto, costituiscono nel complesso l'importante *fault-zone* di significato regionale che perimetra e ribassa il campo vulcanico flegreo (cfr. fig. 6), e di cui è certa l'attività tardo-pleistocenica ed olocenica (Milia et al., 1998; Bellucci, 1994).

Nel pendio retrostante la piana di Chiaia, in prossimità del promontorio San Martino – Monte Echia, è nota, ma al contempo incerta per quanto attiene alla ricostruzione morfologica, l'esistenza di conii tufaceo-scoriacei, e di duomi lavici, da riferirsi ad attività pre e post-TGN (Cole et al., 1994). La ricostruzione del DEM rivela una conformazione planimetrica arcuata ben visibile solo nel settore orientale del versante, dove i dati geologici indicano un'ossatura data dal TGN coprente una serie di cosiddetti "Tufi antichi" (Amato & Guastafarro, 2002), mentre approssimandosi all'allineamento San Martino-Monte Echia sono evidenti scarpate a controllo strutturale sul versante orientale, come quella a direzione NNE-SSO che disloca il promontorio (faglia T in fig. 17).

Muovendo verso la zona orientale della città si osservano ancora altri gradini morfostrutturali legati a rilassamenti a blocchi, che si sono probabilmente attivati in questo periodo. Infatti, ancora alla fascia di deformazioni tettoniche recenti a direzione antiappenninica si possono ricondurre i due sistemi zigzaganti (NNE-SSO e NE-SO) che conferiscono alla zona del Pendino (ove sorgerà *Neapolis*) il carattere di gradino intermedio tra l'alto strutturale delle colline napoletane ed il basso strutturale del Golfo di Napoli - Piana del Sebeto (faglie T ed F in fig. 17).

A questo periodo possono essere ricondotti anche importanti lineamenti morfologici della città essenzialmente dovuti a processi erosionali. Fra questi si individua, ad esempio, il pianoro posto a circa 25-30 m s.l.m. che interrompe verso il basso il pendio di Chiaia, prima di congiungersi con la piana costiera, che può essere correlato con i presunti spianamenti di origine marina presenti alla stessa quota presso la costa di Posillipo. In riferimento alle forme di pura genesi erosionale, l'assetto morfologico primario dovuto alla messa in posto del TGN è modificato anche dall'impostazione di una rete idrografica (fig. 18), che si doveva essere già delineata prima che, circa 5000 anni fa, la trasgressione eustatica post-glaciale portasse il livello marino prossimo alle sue quote attuali. L'analisi stratigrafica effettuata (cfr. 6.3.2)

evidenzia, infatti, come al tracciato di paleoalvei corrispondano incisioni nel tetto del substrato tufaceo. Essa evolverà in seguito anche attraverso parziali colmamenti piroclastici (sia primari che da rimaneggiamento) e successivi ri-approfondimenti degli alvei, senza grandi mutazioni di percorso. Ad oriente, questa idrografia si organizza secondo le principali linee dei bacini che oggi sono riconoscibili nel settore a NO, N ed E del Pendino, rispettivamente: il bacino dell'Arenella (*Lavinario occidentale*), quello dell'Arena alla Sanità (*Lavinario orientale*) e dell'Arenaccia (fig. 18).

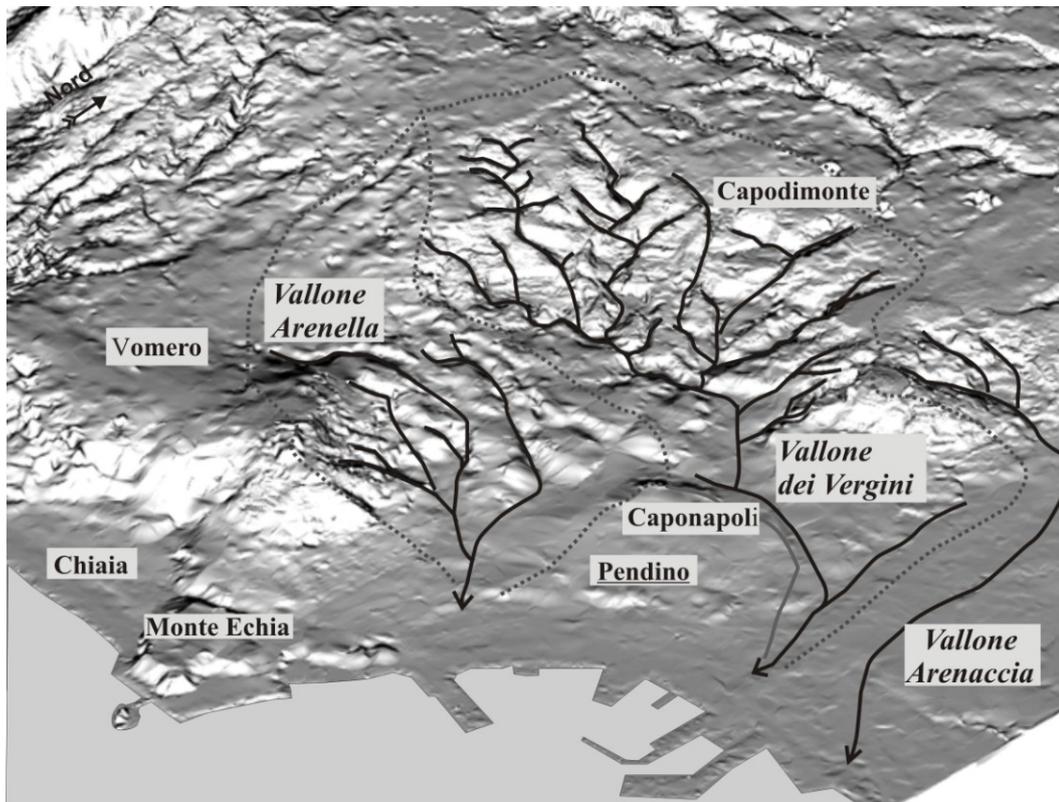


Figura 18. Paleorete idrografica nell'area del Centro Storico di Napoli. Ricostruzione dei bacini idrografici e dell'idrografia, attiva fino al XVI secolo, dei Valloni Arenella, Vergini ed Arenaccia, sviluppati nell'area collinare a monte del Pendino.

Mentre, ad occidente si individuano i Valloni Castelluccio, Verdolino e La Pigna che drenano i versanti meridionali delle Colline dei Camaldoli e de La Pigna.

La ricostruzione dettagliata della densa rete idrografica che disseca i pendii che affacciano sulla costa orientale della città, e che drena verso il Centro Storico di Napoli, si è avvalsa di evidenze morfologiche date dalle numerose incisioni che formano linee naturali di impluvio, seguibili dalla loro origine attraverso zone poco interessate dall'espansione urbana,

e rivelate nella loro continuità grazie alla realizzazione del DEM, e, per quei tratti a debole o nulla evidenza morfologica, colmati progressivamente ed obliterati dall'intensa urbanizzazione, anche della individuazione di toponimi (es: arena, cavone, vallone, lavinaio, ecc.) rintracciati anche nei testi consultati. Utili dati sono stati inoltre estratti dall'analisi della cartografia storica, che ha messo in luce il tracciato di molti fra quelli che oggi sono diventati alvei strada. La figura 19 mostra in dettaglio la rete idrografica ricostruita.

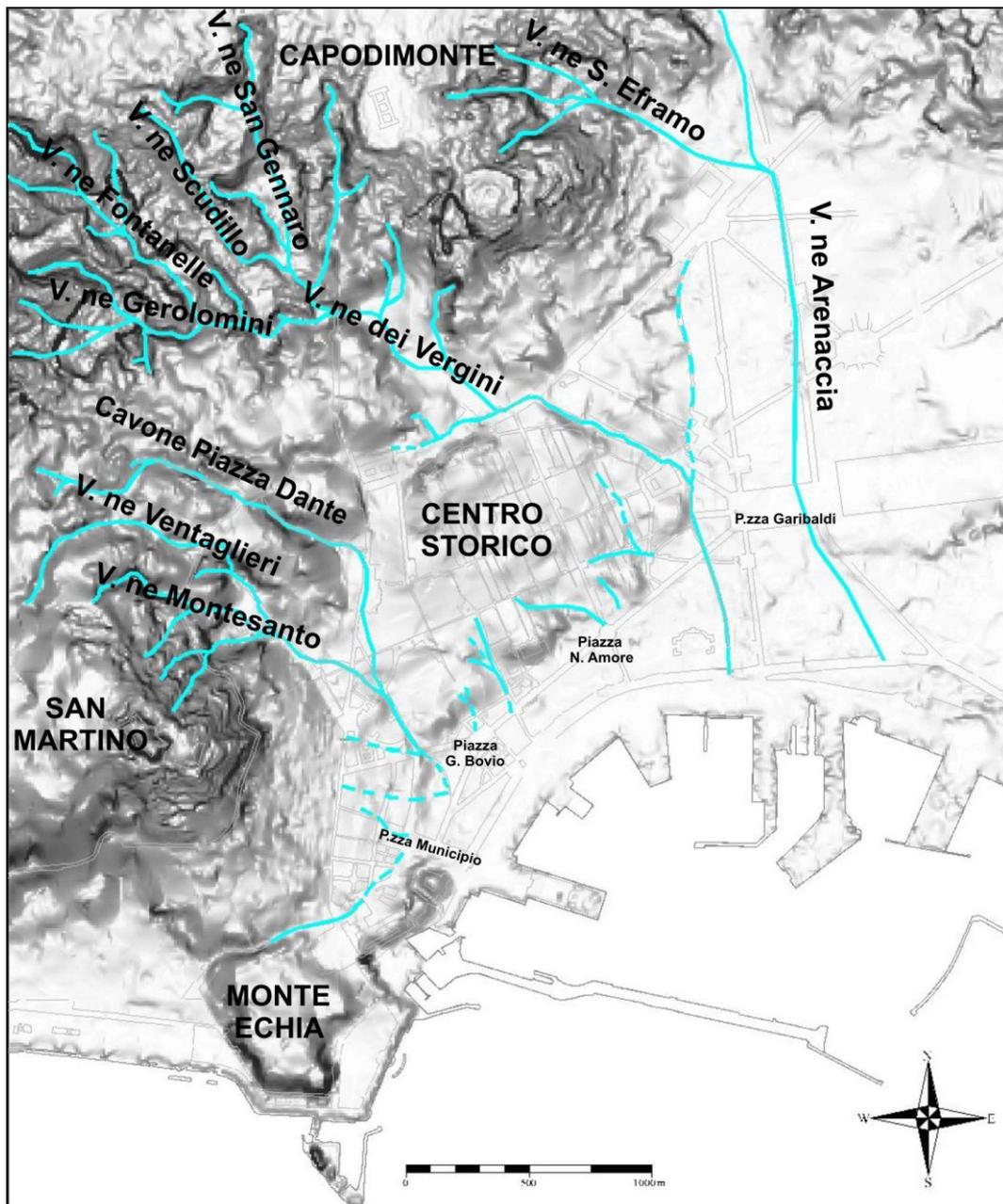


Figura 19. Ricostruzione dettagliata della paleorete idrografica nell'area del Centro Storico di Napoli restituita su DEM zenitale.

Il bacino idrografico dell’Arena alla Sanità presentava un pattern sub-dentritico articolato in un insieme di valloni (Gerolomini, Fontanelle, Scudillo e San Gennaro) che drenavano le pendici meridionali di Capodimonte, confluendo nel Vallone dei Vergini a N del Centro Storico e lungo il suo margine orientale, fino al mare. Ad occidente, i valloni Montesanto, Ventaglieri ed il cosiddetto Cavone a Piazza Dante, drenavano il versante orientale del Vomero convogliando le acque dell’Arenella lungo il confine sud-occidentale del Centro Storico. Ancora più ad Est, l’alveo dell’Arenaccia raccoglieva le acque del Vallone San Rocco e Cavone di Miano, con testata sul fianco orientale dell’edificio flegreo, e quelle del Vallone S. Eframo, segnando il confine con la Piana Sebeto.

La ricostruzione della rete idrografica drenante nell’area del Centro Storico rimanda alla discussione sulla genesi del ripiano cosiddetto “Pendino”, prescelto per gli insediamenti greco-romani. Prima che i *Lavinari* si approfondissero (probabilmente fino all’Olocene iniziale), la zona del Pendino potette ricevere deiezioni torrentizie provenienti dalle retrostanti colline, non avendo ancora assunto il carattere di ripiano isolato (una sorta di *flat iron* inclinato del 6% circa e con apice a 64 m s.l.m. nella zona di Caponapoli). I dati stratigrafici disponibili per quest’area indicano infatti che la sua genesi è dovuta alla deposizione di piroclastiti primarie e rimaneggiate alla base dell’anfiteatro collinare compreso tra San Martino e Capodimonte, ed alla dissezione di detti accumuli. L’approfondirsi dei valloni dei Vergini e dell’Arenella fu favorito dal troncamento del Pendino ad opera di faglie ribassanti verso mare, tra cui quella che si riconosce (anche grazie a dati stratigrafici, cfr. 6.3.3) tra S. Maria la Nova e S. Agostino alla Zecca con rigetto fino a 20 m (faglia SMA, fig. 17).

Gli eventi degli ultimi 4 Ka B.P.

Le aree di figura 17 indicate con rigato orizzontale, infine, includono morfologie vulcaniche riferibili ad eventi degli ultimi 3.5 - 4 Ka B.P. che hanno interessato il settore occidentale della città di Napoli, quali i coni tufaceo-scoriaceo di Nisida ed Astroni, i centri eruttivi di Monte Sant’Angelo e Monte Spina, la complessa cinta craterica di Agnano, ed importanti recenti scarpate condizionate da lineamenti vulcano-tettonici, che disarticolano questo settore occidentale di Napoli. Fra quest’ultimi vanno citati ad esempio il lineamento NE-SO che borda a NO la depressione di Fuorigrotta-Bagnoli e la scarpata a direzione NNE-SSO che disloca di qualche decina di metri il fondo delle depressioni di Pianura e Soccavo,

poste oggi rispettivamente a 160 e 80 m s.l.m. Questi recenti lineamenti tettonici conferiscono al fondo di queste depressioni un assetto a gradinata.

Vanno riferiti a questo momento evolutivo anche la progradazione finale ed il colmamento definitivo della depressione strutturale di Fuorigrotta-Bagnoli, noti per il settore a valle del terrazzo di Bagnoli, dal lavoro di Russo et alii (1998). Eventi simili si hanno sulla piana del Sebeto (ove gli *input* piroclastici e vulcanoclastici del Vesuvio controbilanciano la subsidenza; Irollo, a.a. 2004-2005) e nell'ambito della conca di Chiaia, alla cui progradazione contribuiranno, in epoca moderna ingenti colmate antropiche.

Nell'intervallo in questione, a valle del ripiano del Pendino l'apice della Trasgressione Versiliana segna la trasformazione in falesia marina (alta fino ad una ventina di metri) della scarpata di faglia SMA (fig. 17), che lo tronca frontalmente (cfr. 6.3.4). Questa falesia costiera sarà successivamente abbandonata dal mare ed al suo piede si svilupperà una stretta piana sabbiosa costiera, alimentata anche da piccoli conoidi alluvionali.

L'evoluzione recente del settore costiero più prossimo agli antichi insediamenti umani di Napoli, che costituisce oggetto dei successivi paragrafi, registra varie oscillazioni della linea di costa ed una generale tendenza alla progradazione, fin dai principi del V secolo d.C., che si concluderà con le gettate moderne per la costruzione dell'attuale bacino portuale della città.

5.3 ANALISI GEOMORFOLOGICA, EVOLUZIONE OLOCENICA, ED ASPETTI GEOARCHEOLOGICI DELL'AREA URBANA DI NAPOLI

A causa dell'ampiezza del territorio preso in esame e per una migliore trattazione dei dati raccolti e dei risultati ottenuti, si è reso necessario dividere l'area di studio in due zone: una occidentale ed una orientale (fig. 20).

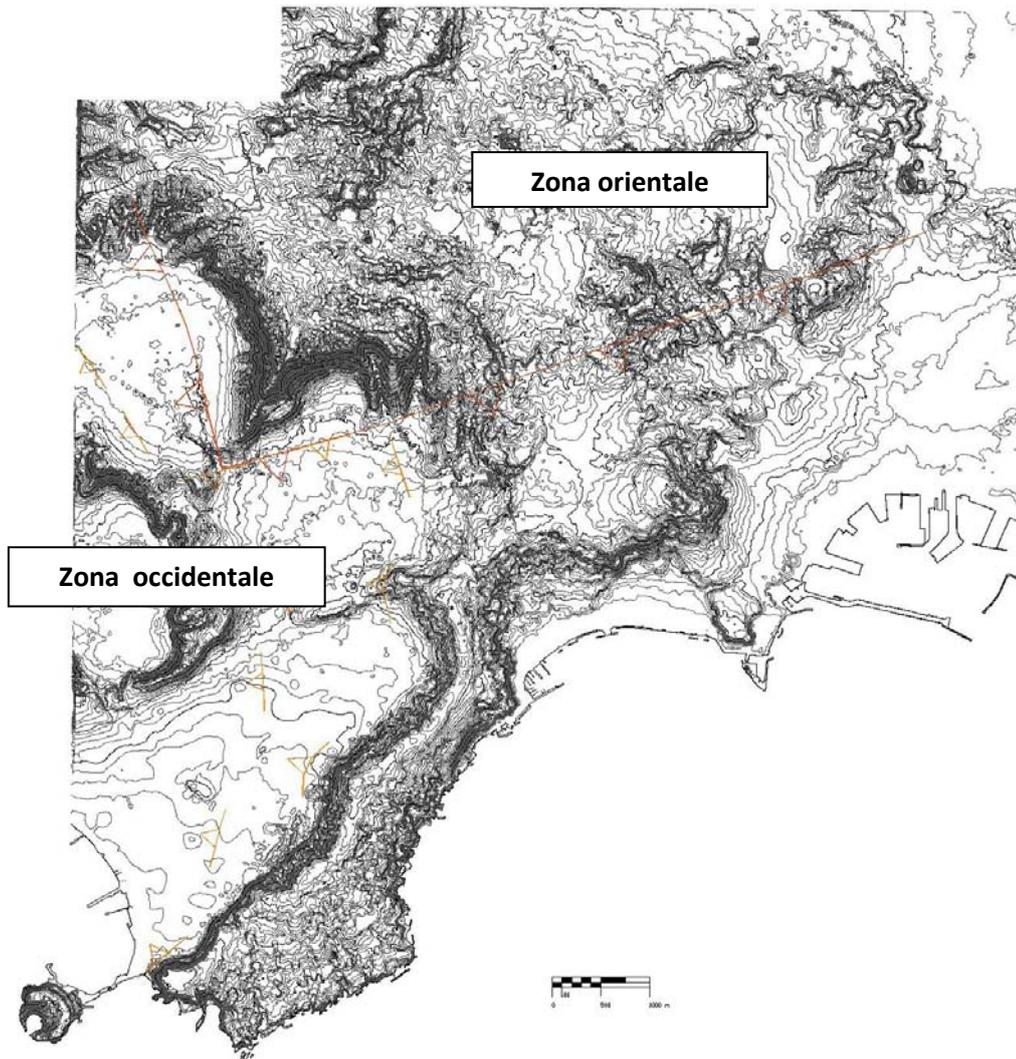


Figura 20. Suddivisione dell'area di studio in Zona occidentale ed orientale, su carta topografica di Napoli ricavata dal *contouring* del DEM (in giallo: parte del margine della caldera del Tufo Giallo Napoletano; in arancio: parte del margine della caldera dell'Ignimbrite Campana).

L'esposizione che segue è dedicata alla ricostruzione più dettagliata degli eventi occorsi durante l'Olocene, soprattutto medio e superiore, nel territorio napoletano.

Tale ricostruzione si avvale sia della ricostruzione geomorfologia sintetizzata nella carta dei “Lineamenti geomorfologici di Napoli” (fig. 16), a cui si rimanderà di frequente, che dei dati geologici ed archeologici di nuova acquisizione, nonché dello studio delle fonti storiche, incluse quelle cartografiche, che si rivela di notevole importanza soprattutto nella ricostruzione relativa agli ultimi secoli.

La suddivisione geografica in due zone include nella prima parte del settore occidentale della città di Napoli un’area i cui caratteri morfologici salienti, come indicato nel paragrafo precedente (rigato orizzontale in fig. 17), vengono definiti da eventi di natura vulcanica e tettonica e dal colmamento delle depressioni strutturali, occorsi nel tardo Olocene. La zona orientale è, invece, rappresentata dall’area collinare costituitasi con le eruzioni flegree più antiche ed ampiamente tettonizzata, che viene di seguito ammantata dai depositi del TGN (rigato obliquo in fig. 17). Essa passa gradualmente verso SE alle aree collinari minori largamente modellate dalla vulcano-tettonica e dall’erosione, che si sono generate tra l’eruzione del TGN ed il medio Olocene (campitura grigio uniforme in fig. 17), rappresentate dall’emiclo dei versanti della Conca di Chiaia, a S, dalla dorsale asimmetrica e omoclinale di Posillipo e dal ripiano del Pendino. Il passaggio di questi elementi del paesaggio al mare avviene sia attraverso falesie attive che tramite le piane costiere e alluvionali più o meno ampie, della Riviera di Chiaia, di quella a valle del Pendino, e del Sebeto. Il limite di separazione tra la zona occidentale ed orientale, definite in precedenza, corrisponde con parte del margine indicato dalla maggioranza degli Studiosi come il confine della Caldera dei Campi Flegrei (Fig. 20). Questo coincide a Nord con parte del bordo della caldera dell’Ignimbrite Campana e a Sud Est con parte di quello della caldera delineatasi con l’eruzione del Tufo Giallo Napoletano.

L’esame geomorfologico non si esaurisce con la discussione sull’attività vulcano-tettonica tardo quaternaria ed i processi erosivi e deposizionali olocenici che hanno contribuito in vario modo a costruire e modellare il territorio napoletano. A questi si deve sommare la non trascurabile azione dell’uomo, soprattutto in questo contesto di ricerca.

Data la varietà del paesaggio così generatosi, oltre che l’analisi geomorfologica, saranno quindi trattati nei paragrafi successivi solamente alcuni degli aspetti geoarcheologici dell’intero territorio preso in esame, nel contesto delle diverse unità morfologiche a cui appartengono. Tale restrizione trova ragione nel fatto che i ritrovamenti archeologici si presentano diversificati da luogo a luogo, per tipologia, consistenza, e contesto cronologico.

Questo è comprensibile, soprattutto per il periodo greco-romano, data l'ampiezza del territorio che giustifica la lacuna del dato archeologico nelle aree considerabili come extra urbane a *Neapolis*.

Per l'area del Pendino e l'antistante fascia litorale che nell'insieme costituiscono il sito archeologico di *Neapolis* si rimanda una ricostruzione geoarcheologica più dettagliata nel prossimo capitolo (cap. 6); è qui, infatti, che si addensano i dati stratigrafici ed archeologici e le nuove conoscenze, emerse dagli scavi per la realizzazione di servizi di trasporto pubblico, analizzati.

5.3.1 Zona occidentale

Come in precedenza definito, il limite geologico e geomorfologico orientale di parte delle caldere dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano costituisce il confine della zona occidentale dell'area di studio, che ricade in quella più ampia dei Campi Flegrei (fig. 20). Questa comprende le depressioni di Fuorigrotta-Bagnoli, le piane di Soccavo e Pianura (pro parte) ed il versante orientale della cinta policroterica di Agnano. La descrizione geomorfologica della stessa può iniziare dal limite settentrionale rappresentato dall'area di Pianura (fig. 16).

Questa piana altamente urbanizzata ha una quota media di 150 m s.l.m. ed una forma semicircolare. Per la parte ricadente nell'area di interesse, essa è delimitata sul lato settentrionale e nord orientale dai versanti acclivi della collina dei Camaldoli, e su quello meridionale dai pendii esterni della conca di Agnano e degli Astroni. A Sud Est, in località La Cinthia, la piana è delimitata dall'allineamento collinare La Cinthia - Pignatiello, il cui lato sud occidentale si presenta come un versante strutturale generato da una faglia a direzione NNE-SSO, ribassante verso SE, che sospende l'area di Pianura sulla sottostante depressione di Soccavo, a cui si accede attraverso la strada provinciale Montagna spaccata che ricalca e maschera una profonda incisione fluviale (fig. 16).

La piana di Soccavo presenta una elevazione media di 90 m s.l.m. ed è stata luogo di varie eruzioni (I epoca *sensu* Di Vito et al., 1999) di centri eruttivi posizionati lungo un complesso sistema di faglie bordante la caldera del Tufo Giallo Napoletano verso NE. La intensa sedimentazione vulcanoclastica e l'antropizzazione anche nella piana di Soccavo hanno mascherato alcune evidenze morfologiche. Queste erano costituite dagli impluvi dei valloni Castelluccio, Verdolino e La Pigna che drenavano i versanti bordieri dei Camaldoli e del Vomero. Questi torrenti costituivano l'area di testata dell'Arena S. Antonio, un fiume che

a meridione incideva con un profondo vallone il rilievo de La Loggetta, resto di un vecchio edificio vulcanico ricoperto da depositi recenti (Di Vito et al., 1999) , che insieme al margine orientale di Costa San Domenico (località Terracina) chiudeva la sua valle.

Spostandosi a Sud Ovest della piana di Soccavo troviamo la Conca di Agnano (fig. 16), un campo policroterico fortemente depresso al suo interno, sede di una delle prime manifestazioni vulcaniche post-calderiche. La piana di Agnano presenta una forma semicircolare ed una elevazione media di 3 metri sul livello del mare. La sua genesi è legata al collasso vulcano tettonico avvenuto con l'eruzione di Agnano Monte Spina (4.1 Ka B.P., De Vita et al., 1999), lungo faglie orientate in senso NO-SE e NE-SO. L'attività fumarolica e le numerose sorgenti minerali ne hanno fatto, sin dall'antichità, una stazione termale in uso fino al Medioevo (XI secolo). A partire da questo periodo, infatti, la conca di Agnano si trasformò in un lago, il che cambiò la sua destinazione d'uso da area termale a luogo adibito alla macerazione del lino e della canapa. Fu prosciugato e bonificato per motivi d'igiene tra il 1865 ed il 1870. Sul lato occidentale la depressione di Agnano è delimitata dai versanti dei crateri degli Astroni e la Solfatara, e a Sud Ovest dai rilievi dei duomi lavici di Monte Olibano e Accademia. I resti dell'edificio vulcanico di La Pietra rappresentano il margine meridionale della conca, che chiude a Nord Ovest la piana di Bagnoli, ed il termine più antico della cinta.

I lembi relitti del *cinder cone* di La Pietra (estremità occidentale della Carta Geomorfologica), parzialmente erosi dal mare, sono collegati alla arcuata dorsale di Celle-Costa San Domenico a cui è addossato il relitto craterico del vulcano di Monte S. Angelo. L'edificio vulcanico che ha generato l'eruzione di Agnano Monte Spina non è identificabile ma sicuramente esso era prossimo al rilievo omonimo che si trova in posizione avanzata rispetto alla cinta, verso la piana di Agnano. La cinta craterica di Agnano si chiude, poi, contro quella di Astroni mediante il relitto del versante del *Tuff cone* di Pigna San Nicola.

5.3.1.1. Assetto geomorfologico ed evoluzione ambientale della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli-Coroglio

La depressione di Fuorigrotta-Bagnoli-Coroglio (fig. 16) è posta al limite sud orientale della zona occidentale dell'area di studio ed è l'espressione delle numerose vicende vulcano-tettoniche connesse alle manifestazioni vulcaniche oloceniche della confinante area flegrea. È delimitata a NO dalla cinta del campo policroterico di Agnano e da La Loggetta, i cui ripidi e

rettilinei versanti orientali sono controllati da una faglia a direzione NE-SO che li disloca verso SE, ed a SE dall'arcuato versante occidentale della collina di Posillipo. A causa dell'intensa urbanizzazione la consultazione delle carte topografiche comunali disponibili per quest'area pianeggiante non permette una accurata analisi geomorfologica. L'utilizzo della carta topografica ricavata dal *contouring* del DEM, elaborato per l'area napoletana in questo lavoro di tesi, ha permesso di rilevare dettagliatamente i più importanti elementi morfologici, che sono di seguito descritti, e rappresentati nella carta dei "Lineamenti geomorfologici di Napoli" (fig. 16).

La superficie della piana, racchiusa dalla curva di livello dei 50 m, ha una estensione di circa 10 Km² ed è sviluppata in senso SO-NE con un gradiente medio pari all'1%. Sul lato occidentale la depressione si raccorda alle pendici della cinta di Agnano mediante un profilo concavo il cui gradiente (< 4%) risulta ancora debole. Il raccordo pedemontano orientale con la falda detritica posta alla base del margine del versante nord occidentale della collina di Posillipo presenta, invece, un gradiente maggiore. Al centro della depressione, nell'area posta a ridosso degli ex cantieri ILVA di Bagnoli si trova un piccolo rilievo mascherato in parte da strutture di servizio della vicina stazione della metropolitana, il cui apice si trova a 30 m s.l.m. Si tratta della Montagnella di Santa Teresa che si eleva di circa 15 metri rispetto alla piana circostante rappresentando il relitto di un piccolo cono vulcanico (Stella Starrabba, 1910) cui manca il versante meridionale. A valle di questo rilievo si può riconoscere una scarpata dall'andamento sinuoso che partendo dalla località La Pietra (confine nord occidentale della piana) si dirige verso Est fino a costeggiare il margine occidentale e quello meridionale del *Tuff cone* di Santa Teresa. Da qui, orientandosi verso Nord Est in direzione dell'area di Cavalleggeri d'Aosta, forma una concavità rivolta a SO che si chiude verso la dorsale di Posillipo. Questa fascia di curve di livello ravvicinate è caratterizzata da un gradiente ancora debole (circa 3%) ma sufficiente a segnare il confine tra due elementi morfologici sviluppati su due distinti livelli topografici.

Nell'intera piana si configurano quindi due settori: il settore che presenta l'elevazione maggiore è quello del terrazzo di Fuorigrotta-Bagnoli nel quale si incastra l'inferiore piana di Bagnoli-Coroglio. La scarpata erosionale che separa le due piane così individuate risulta rappresentare la traccia di una antica linea di costa, configurandosi come una paleofalesia modellatasi quando il mare occupava questa parte della depressione. Ciò è documentato da dati stratigrafici di letteratura per il tratto compreso tra La Pietra e Santa Teresa, a valle del

quale i sondaggi riportati in Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998; De Pippo et al., 1998; Di Vito et al., 1999 intercettano depositi di spiaggia a profondità minime di 2 m dal piano campagna. Meno certa è la genesi e la successiva evoluzione della rimanente parte, per la quale pur non esistendo dati stratigrafici a conferma, è tuttavia possibile avanzarne ipotesi analoga, per continuità fisica con il tratto occidentale.

La piana di Bagnoli-Coroglio è caratterizzata da una depressione centrale che occupa quasi interamente l'ex area industriale dell'ITALSIDER, la cui superficie topografica varia intorno ai 5/6 metri di quota. Verso l'interno essa passa gradualmente al ciglio della scarpata identificata precedentemente, mentre verso l'esterno l'area depressa è confinata alle spalle di un'area poco più elevata, stretta e sviluppata in modo parallelo alla linea di costa attuale. Quest'ultimo elemento morfologico rappresenterebbe un antico cordone dunare, come evidenziato già in Russo et alii (1998), Calderoni & Russo (1998), e in De Pippo et alii (1998), totalmente urbanizzato su cui si sviluppa via Coroglio che, perse in gran parte le sue caratteristiche morfologiche, ed è identificabile dai depositi sabbiosi rubefatti descritti in De Pippo et alii (1998) che li rinvencono costantemente nelle perforazioni o a poca profondità dal piano campagna.

La superficie dell'intera depressione risulta incisa dal corso d'acqua Arena S. Antonio che drenando le acque provenienti dalla piana di Soccavo oltrepassava, come già detto, il rilievo de La Loggetta tramite una stretta incisione e la percorreva prevalentemente in direzione N-S fino al mare, dove si addossava la piede del pendio NO della dorsale di Posillipo. Dell'antico tracciato vallivo restano poche tracce. Nel tratto settentrionale, dove solcava il terrazzo di Fuorigrotta-Bagnoli, esso, infatti, risulta intubato al di sotto della viabilità cittadina, così come nel tratto meridionale, oggi canalizzato e adibito a collettore di acque reflue, dove segue solo in parte l'originario percorso.

Esaurita la descrizione dei caratteri morfologici salienti della depressione e dei suoi margini si procederà ad un'analisi dettagliata degli studi di settore comparandola con dati di sottosuolo reperiti in questo lavoro (cfr. 5.3.1.2), al fine di poter fare alcune importanti considerazioni sulla evoluzione olocenica di questa pianura costiera. Tra le pregresse conoscenze occorre citare i risultati della interpretazione di sondaggi effettuati nella parte occidentale del terrazzo di Fuorigrotta-Bagnoli che offrono importanti informazioni. Russo et alii (1998) e Calderoni & Russo (1998) in base a ricostruzioni geomorfologiche, geologico-stratigrafiche, dati da sondaggi noti in letteratura e realizzati per diversi scopi, e datazioni

radiocarboniche, forniscono una ricostruzione di dettaglio della evoluzione geomorfologica della piana di Fuorigrotta-Bagnoli da 12 Ka B.P. all'attuale. Secondo la ricostruzione di questi Autori, all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano seguiva un collasso vulcano-tettonico e parte del paesaggio subaereo subiva sprofondamenti di oltre 200 metri, formando una disarticolata gradinata ribassante verso NO, tanto che parte dell'area calderizzata venne invasa dal mare. Le manifestazioni eruttive avvenute in seguito (tra 11 e 7 Ka B.P.), lungo fratture della caldera orientate SO-NE, avrebbero portato alla costruzione di edifici vulcanici (Nisida ed il Campo policroterico di Agnano) che delinearono il margine della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli, in cui era ancora presente l'ambiente marino, che subiva una forte aggradazione piroclastica nonostante la risalita eustatica del livello del mare ne conquistasse ampie porzioni. Tra 7 e 5.5 Ka B.P. gli Stessi indicano che la depressione era diventata una pianura costiera costituita, nella parte più interna, da ambienti continentali (alluvionali e limno-palustri) ed in quella esterna da ambienti transizionali (limno-lagunari) e di dominio marino. Tra 5.5 e 3.7 Ka B.P. le ultime eruzioni del campo di Agnano completarono definitivamente il margine occidentale della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli, e gli accumuli sedimentari continentali e marini la aggradarono variamente. In quest'ultimo intervallo temporale gli Autori, inoltre, sottolineano che il mare, il cui livello eustatico doveva essere in leggera risalita, modellò una falesia definendo i margini della piana di Coroglio. Successivamente (tra 3.7 e 3.5 Ka B.P.) a questo ambiente marino ne subentrò uno limno-palustre che lasciava alle sue spalle una falesia morta, sospendendo il terrazzo di Fuorigrotta-Bagnoli sulla piana di Coroglio. La parte sud-occidentale di questa piana fu invasa nuovamente dal mare tra 3.5 e 2.5 Ka B.P. a cui, successivamente, tra 2.5 e 1.8 Ka B.P., subentrarono ambienti transizionali (limno-lagunari e palustri). Infine, nell'ultimo intervallo cronologico considerato dagli Autori, compreso tra 1.8 Ka B.P. ed il XIII secolo, la piana di Coroglio era limitata verso mare da un cordone costiero in erosione che sorreggeva alle spalle ambienti limno-palustri, mentre la linea di costa era circa uguale a quella attuale.

Nell'area di Fuorigrotta-Bagnoli il substrato tufaceo non rinvenuto in perforazione è costituito dai depositi più antichi delle eruzioni del campo di Agnano. In particolare, dalla stratigrafia di un carotaggio eseguito nell'area della Mostra d'Oltremare (interpretato da Di Vito et al., 1999) è emersa una spessa alternanza (circa 73 m) di cineriti e paleosuoli, non datati. Al di sopra di questo potente accumulo basale si trova uno strato, spesso 4,70 m e posto ad una profondità di - 45 m s.l.m., costituito da una cinerite di colore verdastro,

addensata con pomici di colore biancastro, e sormontata da un paleosuolo, che corrisponde al deposito subaereo dell'eruzione di Costa San Domenico (8600-8200 anni B.P.); questo livello piroclastico è sormontato da circa 19 metri di depositi marini che passano superiormente ai depositi cineritici, subaerei, delle eruzioni di Agnano 3 (4500-4400 anni B.P.) e Monte S. Angelo (4440 anni B.P.). La successione continua con un nuovo strato di sabbia marina (spessore 1.30 m) sormontato da un paleosuolo alla profondità di circa -16 m s.l.m., e pochi decimetri dei prodotti dell'eruzione Paleoastroni 2 (4200 anni B.P.). Infine, circa 30 metri di cineriti dal tipico colore marrone vinaccia, con pomici grigie e frammenti di litici arrossati, caratteristiche dei depositi dell'eruzione di Agnano Monte Spina (4100 anni B.P.) e 10 metri di depositi di Astroni (4100-3800 anni B.P.) chiudono la successione.

Da questa stratigrafia si deduce che tra 8200 e 4500 anni fa una vasta area della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli era invasa dal mare e che a più riprese essa subì una aggradazione vulcanoclastica che fece mutare l'ambiente da marino a continentale. Tali considerazioni espresse e circostanziate da una attenta analisi vulcanologica e cronostatigrafica in Di Vito et alii (1999) riprendono quelle pubblicate con i lavori di Russo et alii (1998) e Calderoni & Russo (1998), in cui l'area della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli risulterebbe sede di un ampio golfo marino a partire da 12 - 11 Ka B.P., subito dopo la messa in posto del Tufo Giallo Napoletano.

Indagini geologiche di sottosuolo correlate con i dati di superficie hanno, inoltre, permesso a Di Vito et alii (1999) di ricostruire la superficie compresa tra i sedimenti di spiaggia ed i sovrastanti depositi vulcanici formati tra 4400 e 3800 anni fa e di indicare le aree sommerse nell'intervallo compreso tra 8200 e 4600 anni dal presente (fig. 21).

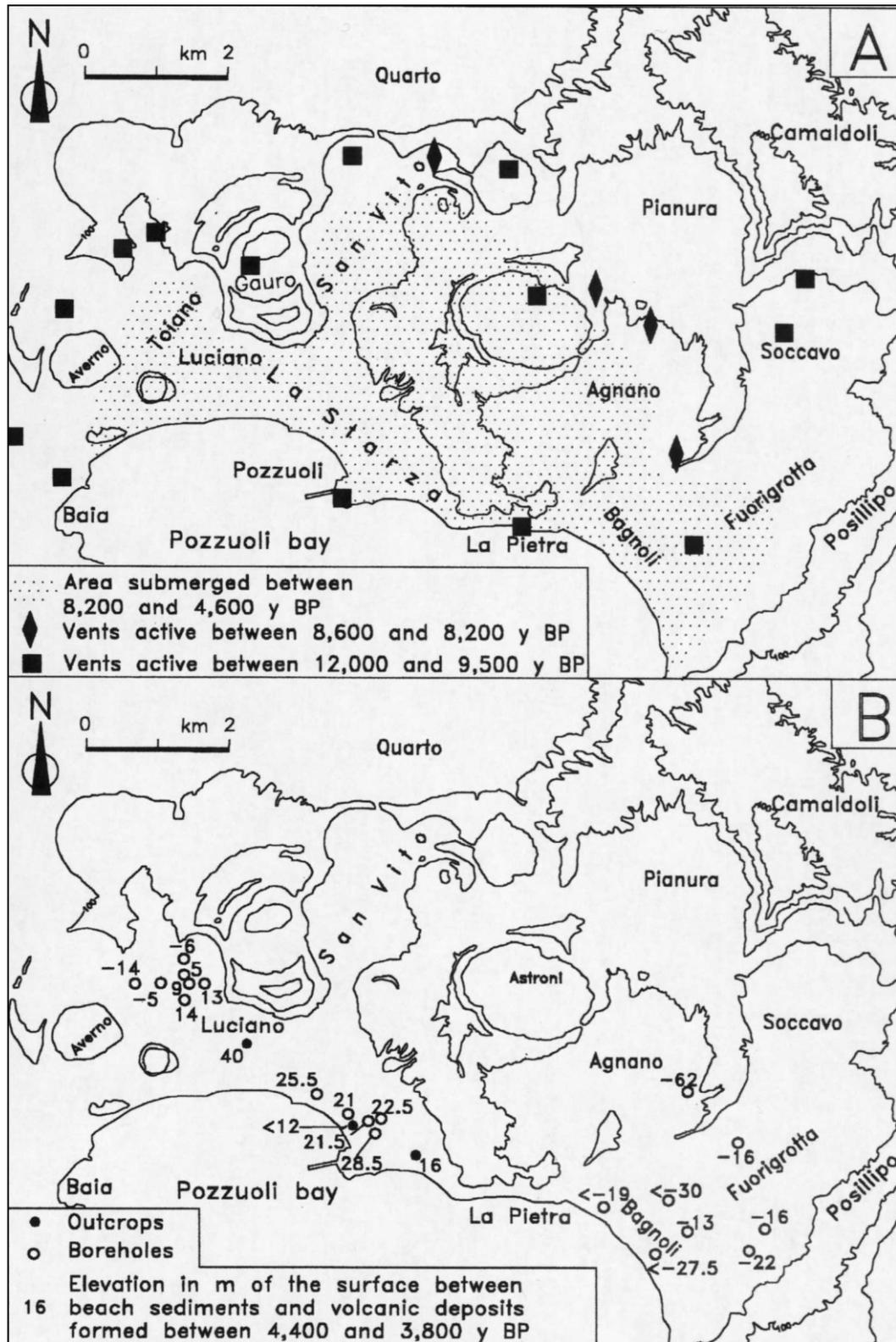


Figura 21. Immagine tratta dalla pubblicazione di Di Vito et alii, 1999. A) aree sommerse tra 8200 e 4600 anni dal presente; B) Elevazione della superficie di separazione tra sedimenti di spiaggia ed i sovrastanti depositi vulcanici formati tra 4400 e 3800 anni B.P.

Gli Autori di questo studio comparano la attuale elevazione di questa superficie con il livello del mare al tempo della sua formazione che considerano, in base ai dati di Labeyrie et alii (1976), circa 5 metri più basso dell'attuale, per calcolare la subsidenza dell'area che stimano intorno agli 11 metri. Questo dato sullo spostamento verticale può essere però variabile in funzione della curva di sollevamento del livello del mare utilizzata. Ad esempio, in un lavoro di Alessio et alii (1996) viene proposta una curva tra le più complete pubblicata per le coste tirreniche e calcolati i ratei di sollevamento del mar Tirreno da 22000 anni al presente. Questi valori indicano che nel periodo compreso tra 5000 e 4000 anni fa il livello del mare è variato da una profondità di 3.5 a 3.0 metri al di sotto del livello del mare attuale, con un rateo di risalita pari a 0.5 mm/anno. Quindi si ridimensionano i valori della subsidenza forniti in precedenza, da Di Vito et alii (1998), per l'area di Fuorigrotta.

Nel complesso Di Vito et al., 1999 paragonano la successione stratigrafica della depressione di Fuorigrotta-Bagnoli, nella quale l'interfaccia tra i depositi marini e i depositi piroclastici di Agnano 3 si trova ad una profondità variabile tra 16 e 22 metri sotto il livello del mare, a quella de La Starza (Cinque et al., 1985). In quest'ultima, i depositi dell'eruzione di Agnano 3 o di Monte S. Angelo poggiano direttamente sui sedimenti marini posti ad una quota di 30 m s.l.m., o ne riempiono le incisioni, costringendo l'età della rapida riemersione del blocco (una prima emersione era avvenuta tra 8600 e 8200 anni B.P.) ad un periodo compreso tra 5080 +/- 180 (datazione ricavata da un fossile contenuto nella parte superiore dei sedimenti marini) e 4500 anni B.P. (Di Vito et alii, 1999). I risultati di tale comparazione tra superfici similari evidenziano che la risorgenza della parte centrale della caldera del TGN non è avvenuta in maniera omogenea, ma attraverso la dislocazione verticale differenziale di un discreto numero di blocchi. Pertanto, mentre per il blocco de La Starza prevaleva il sollevamento, con la sua suddivisione in blocchi secondari meno sollevati rispetto alla parte centrale, l'area di Fuorigrotta - Bagnoli era soggetta a prevalente subsidenza.

Ancora dal riesame della letteratura si evince che la stessa depressione di Fuorigrotta-Bagnoli presenta degli spostamenti verticali differenti: la piana di Bagnoli risulta maggiormente subsidente rispetto al terrazzo di Fuorigrotta. La presenza di sedimenti palustri ricoperti da depositi marini più giovani del *tefra* di Agnano Monte Spina (4100 anni B.P.) nella parte terminale della piana di Bagnoli suggerisce che questa è stata continuamente subsidente (Di Vito et alii, 1999).

In effetti, nella successione dedotta dalle stratigrafie risulta che nella piana di Coroglio manca la parte di sedimenti legati alle ultime eruzioni del ciclo di Agnano (presenti solo in alcuni sondaggi prossimi all'area del CUS Cavalleggeri d'Aosta). Al posto di questi depositi vi è una successione, con spessore medio di 25 metri, costituita dal basso verso l'alto da sedimenti marini fossiliferi o di spiaggia emersa, eolici, limno palustri, vulcanoclastici, alluvionali ed antropici. Tale complesso di sedimenti denuncia il persistere di un ambiente transizionale di pianura costiera protrattosi fino in epoca storica come indicato da Russo et alii (1998) e Calderoni & Russo (1998). In particolare, nella zona sud orientale di Coroglio, in prossimità della linea di costa, una serie di sondaggi intercettano una sequenza di vulcanoclastiti alluvionali e palustri compresa tra le profondità di 5 e 9 metri al di sotto del livello del mare. Tale successione poggia su depositi marini e alluvionali eteropici e contiene livelli torbosi che datati (Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998; De Pippo et al., 1998) hanno fornito una età radiocarbonica compresa tra 3700 e 3540 (+/- 55) anni dal presente. Essa passa superiormente a depositi marini sabbioso ghiaiosi spessi mediamente 2 metri che verso l'interno confinano una successione fossilifera (gusci di polmonati), spessa mediamente 4 metri, costituita da sabbie alluvionali con abbondanti livelli torbosi. Su questi livelli torbosi sono state effettuate delle datazioni (Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998) che hanno fornito una un'età compresa tra 2400 e 1860 +/- 50 anni B.P. Infine, a chiudere la successione sono sedimenti eolici pertinenti a una duna costiera già individuata da Russo et alii (1998) e Calderoni & Russo (1998), nonché nella ricognizione geomorfologica in questo lavoro di tesi, che si spingono fino a 3 metri al di sotto del livello del mare, ricoperti a loro volta da detrito antropico di colmata che verosimilmente è servito a pareggiare l'area depressa post dunare. Dall'analisi dei dati di perforazione (Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998) della porzione meridionale della depressione di Fuorigrotta – Bagnoli emerge che l'ambiente marino tra 3700 e 3500 anni fa venne sostituito da ambienti transizionali limno-lagunari o più francamente continentali di tipo alluvionale e palustre. Tale condizione fu favorita, probabilmente, non solo dall'importante input sedimentario piroclastico e vulcanoclastico, ma anche da possibili sollevamenti che caratterizzarono i movimenti pre eruttivi delle ultime manifestazioni vulcaniche flegree. Una fase di ingressione marina dovette verificarsi tra 3400 e 2400 anni dal presente con una ripresa della subsidenza della piana di Bagnoli - Coroglio, che tra 2400 e 1800 anni fa ritornò alle condizioni continentali. In seguito, la formazione di un

cordone dunare ed un ambiente limno-palustre retrodunare ha definito la posizione della linea di costa, prossima a quella attuale (Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998).

5.3.1.2. Esame dei dati archeostratigrafici e ricostruzione paleoambientale nell'area del cantiere "Mostra" (Piazzale Tecchio, Fuorigrotta)

Fatto il quadro generale della evoluzione geoambientale della intera depressione, si passerà ora alla discussione di nuovi dati paleomorfolologici ed evolutivi per il terrazzo di Fuorigrotta, sulla base dei nuovi dati archeologici e stratigrafici provenienti dagli scavi del cantiere "Mostra", della costruenda Linea 6 della Metropolitana di Napoli ivi ubicati, esaminati in questo lavoro.

Dalle informazioni geologiche desunte dai dati stratigrafici riportati in letteratura, e da alcuni sondaggi recuperati presso l'Ufficio Sottosuolo del Comune di Napoli è emerso, come già detto, che il substrato del riempimento della depressione nell'area di Fuorigrotta è costituito prevalentemente dalla Formazione del Tufo Giallo Napoletano. In particolare, in direzione NO-SE (parallelamente alla linea di costa) il tetto del substrato in TGN si presenta articolato. Infatti, spostandosi dal versante occidentale della dorsale di Posillipo, lungo il quale il tufo affiora diffusamente, in direzione dei rilievi della cinta di Agnano, dati stratigrafici da sondaggi realizzati per diversi scopi in quest'area e noti da letteratura (Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998; Di Vito et al., 1999) intercettano il substrato a profondità man mano crescenti, da 65 a 85 metri al di sotto del livello del mare per aree comprese tra il margine orientale e la parte centrale della depressione. Il substrato tufaceo non è stato raggiunto da carotaggi, profondi anche più di 100 metri, nella zona occidentale della depressione che risulta dominata dalle vulcaniti antiche del vicino Campo di Agnano. Nella parte occidentale del terrazzo di Fuorigrotta- Bagnoli i sondaggi (Russo et al., 1998; Calderoni & Russo, 1998; Di Vito et al., 1999) rivelano che sul Tufo Giallo Napoletano poggia una successione costituita da una alternanza di sedimenti marini e continentali. Questi ultimi sono rappresentati dai prodotti vulcanici delle eruzioni più antiche avvenute nel vicino campo di Agnano, al quale si devono anche le piroclastici della porzione superiore di questa stratigrafia. Infatti, la successione suddetta passa superiormente (profondità media di 20 m sotto il livello del mare) a depositi continentali costituiti da piroclastiti riferibili alle eruzioni più recenti di Agnano, alternate a vulcanoclastiti di origine alluvionale e paleosuoli.

In quest'ultimo contesto ambientale vanno ad inserirsi i risultati dell'analisi archeostratigrafica e paleomorfolologica effettuata con questa ricerca nell'area di Piazzale Tecchio,

durante gli scavi per la stazione “Mostra”, dove è emersa una stratigrafia geoarcheologica molto interessante (fig. 22).

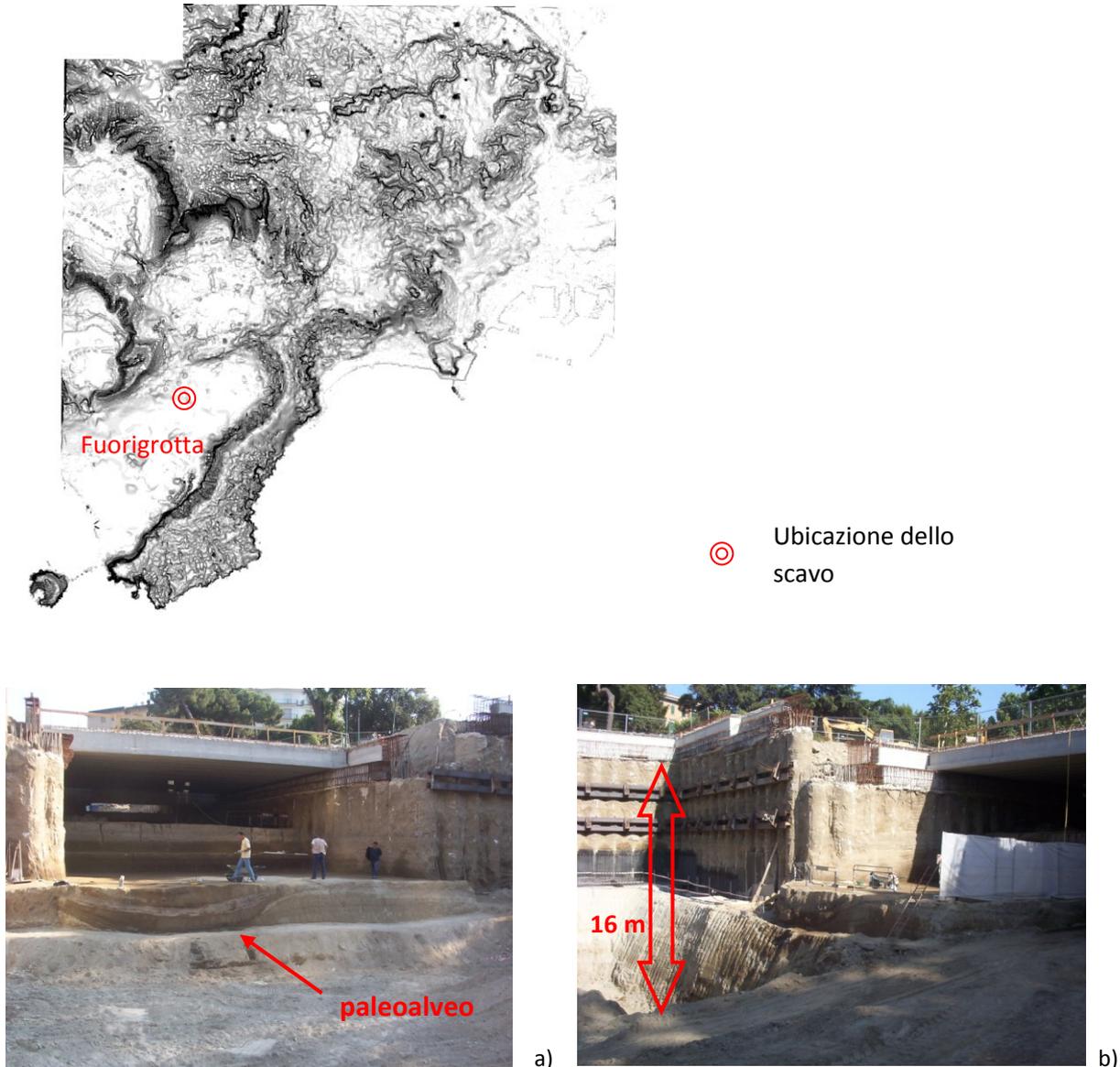


Figura 22. Piazzale Tecchio, Fuorigrotta. Ubicazione del cantiere di scavo per la realizzazione della Stazione “Mostra” della Linea 6 della Metropolitana di Napoli. a) panoramica della sezione Sud; b) profondità massima raggiunta dallo scavo.

Il dato archeologico più importante emerso durante le indagini preliminari della Soprintendenza Archeologica delle Province di Napoli e Caserta, svolte sotto la direzione del Dott. Arch. G. Vecchio, consiste in uno stanziamento Protoappenninico. Tutti i ritrovamenti archeologici relativi a questo periodo fanno ritenere che nelle immediate vicinanze dello

scavo si possa trovare un villaggio. Inoltre lo scavo, da una elevazione di circa 28 m s.l.m., ha rivelato un complesso sistema di paleoalvei di corsi d'acqua stagionali (fig. 22 a), legati molto probabilmente all'alveo dell'Arena Sant'Antonio che scorreva nelle immediate vicinanze, spingendosi fino alla profondità di 16 metri dal piano campagna (fig. 22 b).

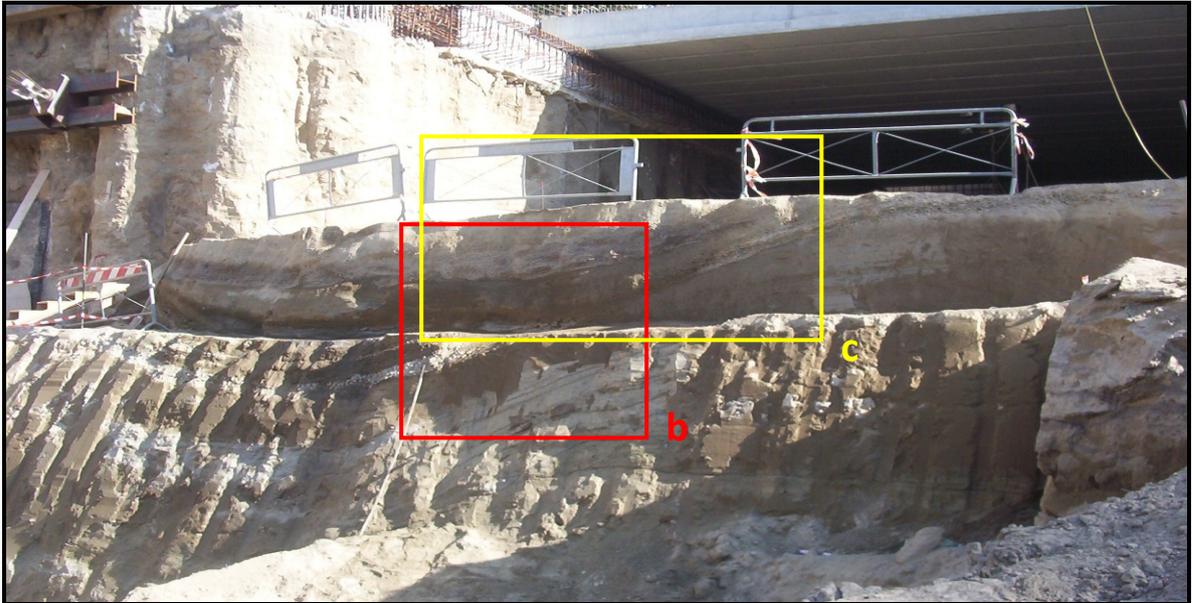
Il termine più antico affiorante alla base dello scavo, sito a circa 12 m s.l.m. (fig. 23), consiste in circa mezzo metro (per la parte esplorata) di ceneri vulcaniche dal colore marrone vinaccia, contenente litici arrossati e pomici grigiastre, attribuite (Di Vito M. A., comunicazione personale) ai prodotti dell'eruzione di Agnano Monte Spina (4100 anni B.P.). Su questo livello si trovano delle sabbie, da grossolane a medio fini di colore grigio marrone, con pomici del diametro massimo di 1 cm e litici ossidati, alternate a livelli sabbiosi più fini, alternati a grossolani, di probabile ambiente alluvionale, che al top risultano pedogenizzate e di colore bruno scuro (spessore totale 0.95 m). Queste ultime passano superiormente ad un insieme di livelli di sabbie da medie a fini, limoso argillose e di colore grigio giallastro, ancora di ambiente continentale, alternate da livelli sottili humificati, per uno spessore di circa 1 metro (fig. 23).



Figura 23. Pozzo "Stazione Mostra": stratigrafia dei primi 2.50 metri di sedimenti posti alla base dello scavo.

I successivi depositi limoso argillosi di colore grigio giallastro non presentano tracce di umificazione ed hanno uno spessore medio di 1.50 metri. Essi, dopo i primi 50 cm presentano

delle lenti di sabbie fini di colore grigiastro in cui sono evidenti strutture sedimentarie laminari e tabulari piano parallele e/o incrociate, riconducibili ad un ambiente di piana alluvionale a bassa energia, passanti lateralmente a strutture sedimentarie in *facies* di barra fluviale (fig. 24).



a)



Figura 24. Pozzo “Stazione Mostra”: **a)** Fronte Sud dello scavo, sezione del paleoalveo; **b)** fianco del paleoalveo, particolare di sabbie medio fini in *facies* di barra fluviale; **c)** livello con pomici dell’eruzione Astroni 3 che mantella il fianco del paleoalveo.

Proseguendo verso l’alto stratigrafico, a 16.18 metri s.l.m. (fig. 24 c) si rinvergono circa 30 cm di pomici bianche, molto vescicolari, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, prive di matrice, che poggiano su una superficie erosiva inclinata che costituisce il fianco di un paleoalveo, ben visibile sul fronte Sud dello scavo dove mostra una ampiezza trasversale di

circa 4 metri (fig. 24 a). Tali pomici rappresentano i prodotti dell'ultima eruzione del vulcano di Astroni (Astroni 3, 3800 anni B.P.), (Di Vito M. A., comunicazione personale).

Spostandosi verso l'asse del canale così individuato, al di sopra delle pomici di Astroni 3 (fig. 24 c), si trovano circa 1 metro di sabbie limoso argillose di colore grigio giallastro che appaiono incise da un nuovo alveo, di dimensioni ridotte rispetto al precedente, appena accennato, che risulta riempito a sua volta da piroclastiti rimaneggiate di colore grigio viola e da sabbie limoso argillose giallo oca che diventano marroni al top. Il paleosuolo che si sviluppa su queste sabbie rappresenta anche la paleosuperficie di frequentazione protoappenninica (fig. 24 c e 25).



Figura 25. Successione archeostratigrafica sovrapposta alla paleosuperficie protoappenninica.

I successivi 2 metri della successione hanno restituito reperti del Bronzo medio e resti di ceramica africana, contenuti in sedimenti di probabile natura alluvionale e di colore bruno giallastro. Questi sono distinti in vari orizzonti humificati al top e nell'insieme costituiscono una serie di suoli policiclici (fig. 25). A tetto di questi depositi sono stati riconosciuti dei solchi di aratura, databili all'età Romano Imperiale, sigillati da pochi centimetri di cineriti

probabilmente riferibili all'eruzione vesuviana del 79 d.C. (M. A. Di Vito, comunicazione personale). Proseguendo verso l'alto è presente un livello di cinerti, frutto del rimaneggiamento del livello precedente, che aggrada il piano campagna del I secolo d.C. di circa 60 cm e risulta pedogenizzato, mostrando alla sommità solchi d'aratura. Tale livello ha restituito prodotti ceramici databili all'intervallo Romano – Tardo Antico (fig. 25).

Su questo ultimo orizzonte interessato dalle antiche attività agricole si sviluppa una sequenza di depositi alluvionali (spessa mediamente 3 m) in *facies* di conoide, intervallati da un livello centrale che presenta tracce di pedogenesi. Questi sedimenti alluvionali costituiti da depositi vulcanoclastici rimaneggiati presentano granulometrie diverse e sono organizzati in strutture sedimentarie sia laminari piano parallele che in piccole sacche o lenti, in funzione delle variazioni della portata del carico solido e del regime fluviale (fig. 25). Questo strato è sigillato al top da circa 50 cm di suoli e riporti, dai prodotti eruttivi dell'eruzione vulcanica del Monte Nuovo (1542 A.D.) per lo spessore di circa 1 metro, e da quasi 2 metri di suoli e riporti moderni fino alla quota topografica attuale.

Sull'insieme delle informazioni archeo-stratigrafiche recuperate durante lo scavo, integrate con la ricostruzione geomorfologica dell'area di Fuorigrotta, è possibile discutere delle dinamiche geomorfiche e paleoambientali degli ultimi 4100 anni occorse in quest'area della depressione costiera.

I depositi di Agnano Monte Spina posti alla base della successione stratigrafica emersa dallo scavo di Piazzale Tecchio, se confrontati con le stratigrafie dei sondaggi effettuati nella stessa area, rappresentano solo una piccola parte dell'aggradazione decametrica del piano campagna prodotta con tale eruzione. Sulle condizioni ambientali che precedono tale eruzione si può trarre qualche indicazione dai depositi alluvionali e costieri ritrovati (De Pippo et al., 1998) a circa 10 m sotto il livello del mare nella piana di Coroglio in prossimità della foce dell'alveo Arena S. Antonio, di età maggiore di 4100 anni B.P. I depositi grossolani e poco assortiti trasportati dal fiume presenti nei sondaggi sono indice di processi colluviali significanti su versanti scarsamente vegetati ed instabili.

Con l'eruzione di Agnano Monte Spina sicuramente tali scenari cambiarono. Infatti, nella stratigrafia dello scavo di Fuorigrotta la presenza di strati sabbioso limosi sovrastanti i prodotti di questa eruzione, ricchi di sostanza organica e di paleosuoli immaturi per vari metri, indicano una stabilità dei versanti ed una sviluppata vegetazione, probabilmente in condizioni climatiche abbastanza calde e in regimi pluviometrici regolari. Dopo questo

periodo nell'area di scavo si individuano dei processi erosivi rappresentati da piccoli canali intrecciati a basso gradiente longitudinale, riempiti da alluvioni vulcanoclastiche e separati da strutture sedimentarie in facies di barra, probabile espressione della riorganizzazione del reticolo idrografico.

Poco prima dell'eruzione di Astroni la dimensione e la pendenza del profilo longitudinale di questi canali aumenta come testimoniato dalla acclività del fianco vallivo sepolto dalle pomici di Astroni 3 (fig. 24 c), forse in risposta di un sollevamento del terrazzo di Fuorigrotta rispetto alla piana costiera. I depositi fluviali in *facies* di barra che mostrano alternanze di sottili strati con accenni di pedogenesi, indice di pause tra gli eventi alluvionali, rimandano ad un reticolo idrografico a canali intrecciati tipico di corsi d'acqua effimeri, che si generano in caso di precipitazioni piovose eccezionali in ambienti privi o scarsamente vegetati. I prodotti dell'eruzione di Astroni, che come già detto sono rappresentati da pomici centimetriche, non arrotondate e prive di matrice, mantellarono i paleoalvei che in quel momento risultavano in asciutto.

La sequenza di suoli ben sviluppati, con tracce di frequentazione antropica e bioturbazioni legate alla attività agricola in assenza di un reticolo idrografico, testimonia la situazione di regolarità che si sviluppa nell'area di scavo tra l'eruzione di Astroni ed il periodo Romano-Tardo Antico. È tra la fine del Tardo Antico e la deposizione del *tefra* di Monte Nuovo che si assiste ad un nuovo cambiamento delle dinamiche geomorfiche e dei processi sedimentari.

Infatti, l'area risulta investita da depositi alluvionali in *facies* di conoide che sigillano il livello con arature della precedente fase. Questo corpo di conoide è riconoscibile oltre che dai dati stratigrafici anche dall'analisi della topografia ricostruita nell'area a valle dello stadio San Paolo e sembra essere estesa, oltre che a tutta l'area di scavo, all'intera area oggi occupata dalla Mostra d'Oltremare (fig. 22). Le ragioni paleoambientali a spiegazione di questa ultima cospicua fase di alluvionamento risultano piuttosto incerte. Essa potrebbe sia essere il riflesso di improvvisi scatti di subsidenza, che abbiamo visto interessare tutta l'area della piana, che di variazioni climatiche di piccola ampiezza, con regime di temperature e di piovosità diversi da quelli della fase precedente. Ma non va esclusa anche una possibile causa antropica che potrebbe vedere pendii poco vegetati spontaneamente, e piuttosto adibiti a usi del suolo in grado di generare maggiore disponibilità di sedimenti clastici, facilmente

erodibili. Delle ipotesi più circostanziate verranno effettuate dopo l'esposizione delle ricostruzioni effettuate nel settore orientale della città.

5.3.2 Zona orientale

La zona orientale dell'area oggetto di studio (fig. 20) presenta dei caratteri morfologici dominanti costituiti da ampie fasce collinari articolate nella topografia da scarpate rettilinee, legate all'azione di faglie diversamente evolute in versanti strutturali, e fortemente incise da uno sviluppato reticolo idrografico con *pattern* molto differenziati in risposta ad evoluzione e assetto litostrutturale pregresso. Talora i rilievi digradano verso il mare tramite aree sub pianeggianti, o mediante piane costiere e alluvionali più o meno estese. A questi aspetti geomorfologici vanno poi aggiunte le sensibili modifiche indotte dal millenario intervento antropico, evidenti soprattutto nelle fasce pedemontane e nelle piane, ma anche lungo il profilo degli alvei, che a più riprese sono stati colmati e tombati.

5.3.2.1 La dorsale di Posillipo

Il margine sud orientale della Caldera flegrea è rappresentato dalla struttura collinare asimmetrica ed omoclinale, allungata in senso NE-SO, di Posillipo (fig. 16). Come detto, essa è costituita prevalentemente dalle *facies* pozzolanacea e litoide dei prodotti dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (15 Ka B.P.) che ammantava quasi completamente la morfologia preesistente, costituita da duomi lavici e depositi tufacei conosciuti generalmente in letteratura come Tufi antichi. Il Tufo Giallo Napoletano della collina di Posillipo risulta, infine, ricoperto dai depositi delle eruzioni degli ultimi cicli flegrei. A Sud Ovest di Coroglio, collegata a terra tramite un pontile, si trova l'Isola di Nisida, un *Tuff cone* costituito da banchi tufacei giallastri stratificati (circa 10 Ka B.P.).

Il versante nord-occidentale che si affaccia sulla Piana di Fuorigrotta-Bagnoli corrisponde al bordo orientale dell'area flegrea. La sua morfologia è complessa poiché è possibile riconoscere un generale assetto semicircolare del versante, caratteristico di un'ampia depressione calderica (fig. 16). Questo lato della dorsale presenta in pianta un andamento articolato in almeno tre archi, possibili testimoni di parti di edifici vulcanici sepolti dall'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. Questi sono riconoscibili, da SO a NE: nella parte di versante che da Coroglio arriva a La Rotonda; nel tratto che va da Santo Strato a Monte di Dio; in quello più ampio che da quest'ultimo arriva alla Loggetta, abbracciando l'area di Fuorigrotta.

Anche il suo profilo topografico trasversale non è uniforme presentandosi molto acclive e sub regolare nell'area prossima a Coroglio, e spezzato in tre elementi lungo la parte di versante (tra La Rotonda e Monte di Dio) che prende il nome di Collina di Villanova, dove la superficie sub pianeggiante del top collinare resta sospesa per oltre un centinaio di metri (fig. 16). Il primo elemento topografico di questa parte alta del versante presenta pendenze di circa 11 gradi che aumentano bruscamente, raddoppiando, nel tratto successivo nel quale affiora il Tufo Giallo Napoletano, per poi raccordarsi dolcemente alla sottostante piana di Fuorigrotta-Bagnoli. La rettilinearità dell'elemento ripido posto nel punto mediano del versante confermerebbe la presenza di dislocazioni vulcano tettoniche legate allo sprofondamento calderico. L'aspetto attuale di questo tratto di versante è, quindi, dovuto all'erosione selettiva che ha agito in modo diffuso e lineare, regolarizzandone la parte alta, che risulta impostata sulle piroclastici sciolte delle ultime eruzioni flegree, e facendo arretrare parallelamente la parete sub verticale in Tufo litoide, e producendo infine l'accumulo alla base della scarpata di una spessa falda detritica. Non è, infine, da trascurare l'azione modellatrice erosiva del mare che per lungo tempo ha occupato parte della sottostante piana alluvionale-costiera; questa azione è ben visibile nella porzione basale sub-verticale di questo versante.

La morfologia della dorsale omoclinale di Posillipo sul lato rivolto al mare è articolata da brevi ma profondi valloni d'erosione torrentizia e da aree che presentano dei raccordi concavi posti a circa 60 e 30 m s.l.m. (fig. 16). Quest'ultime interrompono la regolarità del versante e potrebbero correlarsi al terrazzo marino de La Starza presso Pozzuoli datato all'Olocene inferiore e medio (Cinque et al., 1985). Altre nette rotture di pendenza risultano di natura antropica. Esse si devono alla intensa attività estrattiva del tufo che caratterizzava tutta la collina. Il più ampio piazzale e alto fronte di cava è osservabile in corrispondenza di Piazza San Luigi, lungo via Posillipo.

Il versante risulta interrotto in modo brusco da una falesia marina attiva, a controllo strutturale. La sua direzione è, infatti, controllata da un sistema di faglie a direzione NE-SO facente parte della più volte citata *fault zone*, comprendente anche le faglie a margine della Piana Sebeto, con attività certa tardo pleistocenica ed olocenica (Milia et al., 1998; Bellucci, 1994), che disloca i Campi Flegrei. La linea di costa è quindi costituita da falesie che aumentano in altezza spostandosi verso Sud e da piccole rade ed insenature con ridottissime spiagge. Essa si sviluppa in senso NE-SO nel tratto che va da Mergellina alla Rada del Cenito,

per poi deviare bruscamente in direzione NNO-SSE fino al Capo Posillipo, ritornando ad assumere nel tratto compreso tra questo ultimo punto e La Gaiola circa la direzione iniziale (fig. 16).

L'evoluzione del primo tratto di costa, che va da Mergellina alla Rada del Cenito, è stata controllata anche dall'uomo. Sono infatti segnalate in questa zona numerose grotte nelle quali sono stati riconosciuti i segni dell'attività estrattiva del Tufo Giallo Napoletano. Tale attività deve essere iniziata in tempi molto antichi dato che all'interno della Grotta del Tuono è stata rinvenuta una tomba romana in discreto stato di conservazione. Molto più ricco di resti archeologici di epoca Romana è il tratto di costa compreso tra il Capo Posillipo e Coroglio. Resti di cave in tufo, peschiere ed edifici oggi sommersi presenti lungo il litorale sono stati studiati nel 1903 dal naturalista R.T. Günther, che ne ha misurato dimensioni e altezze, al disotto o al disopra del livello del mare, riportando i dati in un lavoro e costruendo delle mappe. In prossimità di Villa Rosebery egli individua delle peschiere e dei resti in muratura sommersi (fig. 26).

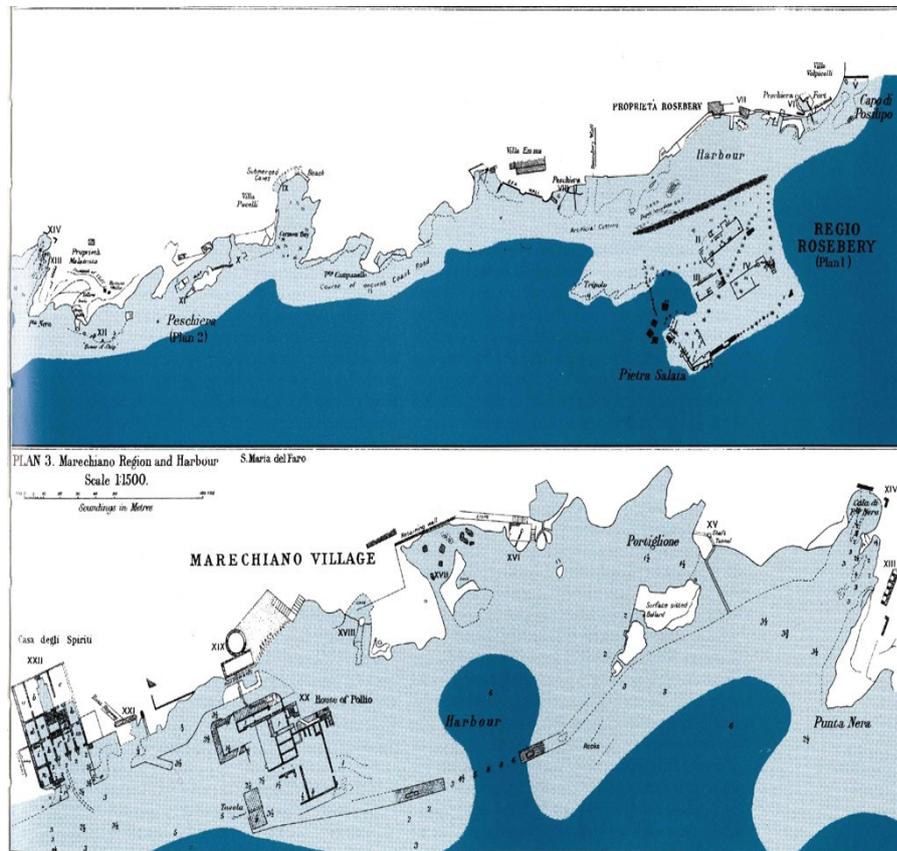


Figura 26. Resti di peschiere, strutture murarie e moli dell'epoca Romana tra Capo Posillipo e Marechiaro (da Günther, 1908, in "Posillipo Romana" Ed. Electa).

Nel luogo oggi detto Marechiaro i resti di un imponente edificio sono stati riconosciuti come strutture facenti parte della villa di Vedio Pollione. Questi resti, insieme a parti di un molo e al rudere della cosiddetta Casa degli Spiriti (fig. 27), costituivano il Villaggio di Marechiaro.



Figura 27. I resti semi-sommersi della cosiddetta “Casa degli Spiriti” a Marechiaro (foto estratta da “Posillipo Romana”, Ed. Electa)

Nelle mappe del Günther questo luogo è definito come Mare “chiano” Village, ed anche dal confronto con altre carte storiche viene confermato il toponimo che nel ‘700 risultava in Mare “piano”. Probabilmente l’attuale dicitura Mare “chiaro” è una trasformazione dialettale dell’antico toponimo che sembra potesse esprimere la piattezza, da cui “chiano” o “piano”, e l’uniformità di quota (circa 3 m sotto il livello del mare attuale) di tutta questa fascia costiera,

che potrebbe essere ascrivibile, dunque, ad una antica piattaforma di abrasione marina, post-datata quanto meno dall'età (presumibilmente greca) dell'inizio della attività estrattiva. Ricca di testimonianze archeologiche è anche la contigua area della Gaiola con resti di moli, che delineano il porto di *Pausilypon* tra Cala Gaiola e Cala dei Lampi, di strutture murarie, relative ad abitazioni in corrispondenza dell'Isola della Gaiola, e di cave sommerse (fig. 28).

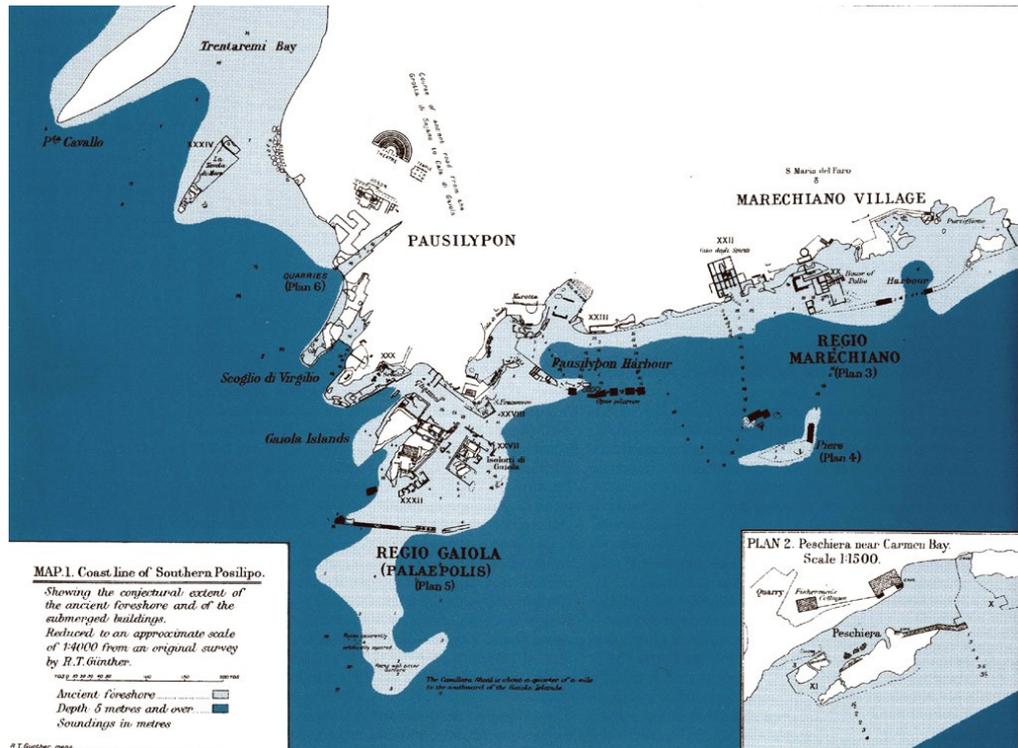


Figura 28. Pianta dei resti archeologici dell'epoca Romana tra Marechiaro e Cala Trentaremi, alla punta sud occidentale delle collina di Posillipo. Nel riquadro: pianta della peschiera prossima alla Baia di Carmen (da Günther, 1908, in "Posillipo Romana" Ed. Electa).

Infine, anche sul versante di Coroglio si trovano resti archeologici della stessa epoca, costituiti da un tempietto ed un teatro.

Nello studio sulle variazioni del livello del mare nel bacino del Mediterraneo le evidenze archeologiche del periodo Romano possono fornire delle significative informazioni se rappresentate da strutture costiere che richiedono una precisa relazione con il livello del mare all'epoca della loro costruzione. Gli studi di Schmiedt (1972) e Pirazzoli (1976) hanno, tra le numerose testimonianze archeologiche presenti lungo la costa tirrenica centrale, concentrato la loro attenzione su di una particolare tipologia di costruzione: le *piscinae* o peschiere,

vasche per lo più scavate nella roccia in cui si allevavano i pesci, allo scopo di ricostruire con precisione la posizione del livello del mare durante l'epoca Romana. Queste strutture rappresentano un buon indicatore cronologico poiché il loro utilizzo fu introdotto tra la fine del II e l'inizio del I secolo a.C., ma a causa degli elevati costi di manutenzione cessò durante il II secolo d.C. Solo una parte dei siti in cui si rinvenivano *piscinae* possiede quelli che sono ritenuti essere i *markers* precisi del livello del mare relativo ben preservati o identificabili, ovvero crepedini, canali, o saracinesche delle peschiere stesse.

Premesso che le misurazioni effettuate dal Günther nei primi anni del Novecento possono non essere estremamente precise o riferite, nel caso delle peschiere, ad questi precisi indicatori di livello marino (ad esempio alle crepedini) risulta che la peschiera ubicata in prossimità della Baia di Carmen presenta una profondità media di circa 3 metri, mentre nelle cave sommerse della Grotta del Tuono e della Grotta delle Palumbe questa varia da 4 a 6 metri al disotto del livello del mare attuale.

L'insieme dei dati archeologici e geomorfologici su esposti permette di avanzare ipotesi evolutive per questo tratto di costa napoletana durante l'Olocene. Come detto, l'esteso bassofondo presente lungo tutta la costa di Posillipo e quello posto tra -3 e -6 m s.l.m. nell'area compresa tra il Capo di Posillipo e la Cala di Trentaremi rimanda ad un'antica piattaforma di abrasione marina tagliata nel TGN, probabilmente durante l'Olocene inferiore. Su tale pianoro, portato in ambiente subaereo probabilmente a seguito di un *uplift* legato ad attività della già citata *fault zone*, furono fondate le cave greche a sezione trapezoidale riconoscibili nelle Grotte del Tuono di Trentaremi (fig. 29) e, in età Romana Imperiale, delle ville con peschiere e un piccolo approdo.

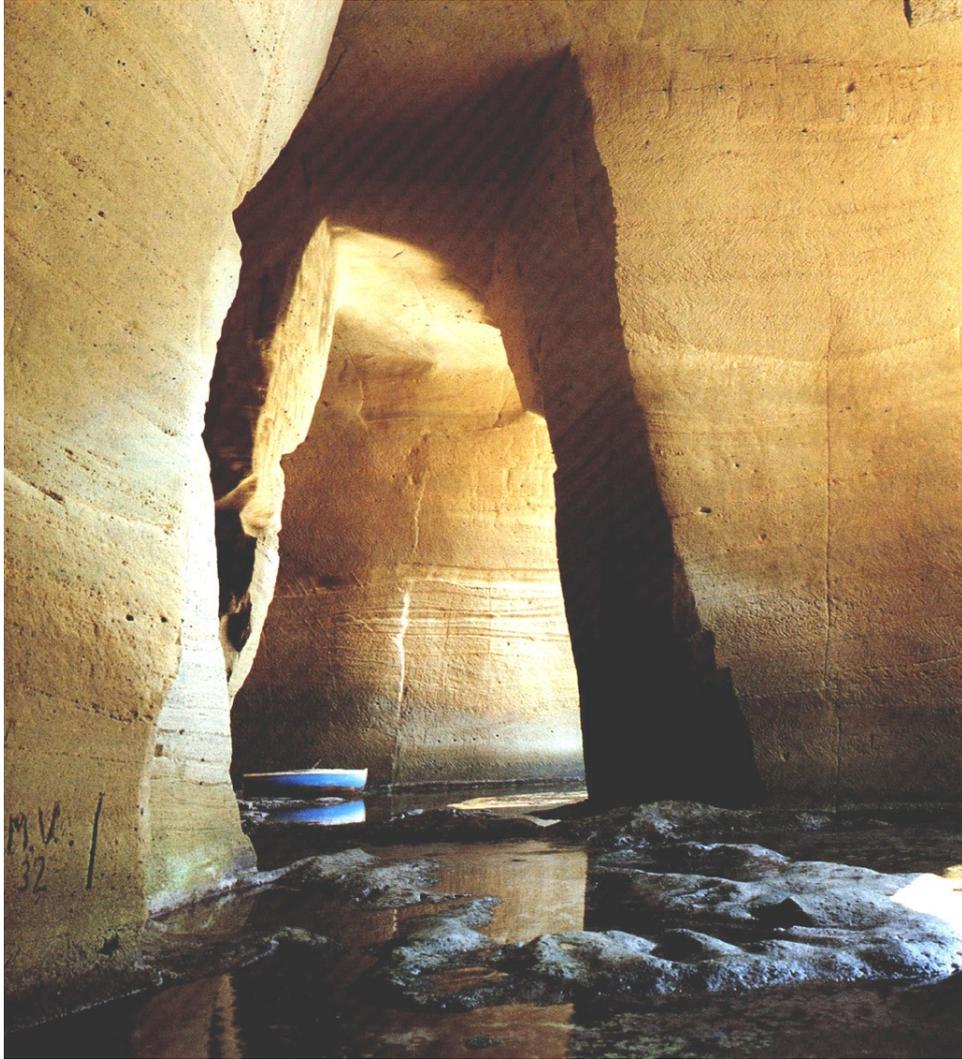


Figura 29. Le grotte del Tuono alla punta sud occidentale di Posillipo (foto estratta da “Posillipo Romana”, Ed. Electa).

Le quote attuali, che vedono di circa 3 metri al di sotto del livello odierno le peschiere (indicatori archeologici del livello marino) vanno imputate alla subsidenza che, seppure in maniera diversificata, deve avere interessato l'intera costa napoletana durante e dopo l'età imperiale, causando la sommersione della piattaforma e delle relative opere antropiche.

Allontanandosi da Marechiaro e La Gaiola la costa prosegue verso NO con falesie sub verticali che aumentano nell'altezza fino a raggiungere i 155 metri in corrispondenza del Monte Coroglio. La morfologia di questo tratto di costa è articolata dalla presenza di cale (Cala Trentaremi, Cala Badessa) e piccoli promontori (Punta di Cavallo e Punta d'Annone), fino al contatto con la contigua spiaggia di Coroglio. Il Monte Coroglio è attraversato da un

antico tunnel detto Grotta o Galleria di Seiano. La Grotta di Seiano o di Posillipo fu scoperta nel 1840 dall'ingegnere Ambrogio Mendia durante i lavori per la realizzazione della strada di Coroglio. Questo è stato ritenuto come l'antico passaggio, attraverso il monte di Posillipo che univa Coroglio al villaggio di Marechiaro, per accedere alla famosa villa di *Vedius Pollio*. È probabile che la galleria fu costruita per ottenere una strada di accesso più breve e diretta da Posillipo verso le ville patrizie ed i bagni Pozzuoli e Baia. Fu realizzata nella prima età Imperiale, negli ultimi anni della Repubblica, ed è attribuita, come la Grotta di Cocceio o della Pace (che connetteva il Lago di Averno con Cuma) e la *Crypta Neapolitana*, al famoso architetto romano *Lucius Cocceius Aucto*, ritenuto anche l'autore del Tempio di Augusto a Pozzuoli. L'altro tunnel che attraversa la dorsale di posillipo verso nord-est, la *Crypta Neapolitana*, era detto anche Grotta di Pozzuoli poiché sviluppandosi da Piedigrotta a via della Grotta Vecchia (Fuorigrotta), evitava il più lungo percorso *per colles* che collegava *Neapolis*, tramite la *via Antiniana*, a *Puteolis*. Questo tunnel fu modificato nel periodo Aragonese e Vicereale e successivamente sotto il dominio Austriaco e Borbonico, restando in uso fino al 1885, anno in cui fu terminata una galleria parallela chiamata Grotta Nuova ed oggi denominata Galleria Quattro Giornate.

Poco più a nord di Piedigrotta la struttura collinare di Posillipo si raccorda a quella del Vomero attraverso la sella della zona di Santo Stefano.

5.3.2.2 L'altopiano del Vomero

La struttura e morfologia dei rilievi collinari facenti parte dell'altopiano del Vomero si è costituita essenzialmente con le eruzioni flegree più antiche; in seguito la sua conformazione è stata successivamente dalla deposizione dei prodotti dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano e dei cicli eruttivi recenti flegrei, e da dislocazioni tettoniche.

A SE dei Camaldoli (fig. 16), è visibile un importante lineamento strutturale ad orientazione circa ENE-OSO, evidenziato dall'andamento rettilineo del versante; tale lineamento interessa le unità vulcaniche più antiche e ribassa la superficie verso Sud formando il pianoro di Antignano; questa morfologia a gradini è addolcita dai prodotti delle più recenti eruzioni (TGN e successive). In questa stessa zona l'analisi geomorfologica evidenzia deboli pendenze del versante di S. Martino verso N che converge nell'area relativamente depressa di Antignano. Lungo tale lineamento l'esame della morfologia del tetto del Tufo Giallo Napoletano, ricostruito nella Carta Geologico Tecnica della città di

Napoli (AA.VV., 1967), rileva che l'attuale superficie topografica ricalca i margini acclivi e rettilinei del substrato tufaceo fagliato, andando a costituire, insieme al lineamento precedentemente individuato, i confini di un basso morfostrutturale (fig. 16).

Sul lato occidentale il margine di questo falsopiano presenta nette rotture di pendenza rappresentate da una scarpata, fortemente incisa, che lo raccorda alla sottostante piana di Soccavo. A Nord il limite del sistema collinare è segnato dal versante dell'Arenella, che si collega a quello dei Camaldolilli e della Zona Ospedaliera costituendo lo spartiacque dell'alveo da cui prende il nome. L'altopiano di Antignano sul limite orientale si raccorda alla sottostante area pedemontana tramite il versante molto acclive del colle di San Martino e Montesanto che, come quelli sottostanti che delimitano i pianori di Salvator Rosa e Materdei, hanno andamento sub-rettilineo, rimandando a possibili dislocazioni tettoniche. Il bacino idrografico dell'Arena alla Sanità, sviluppato sull'area dell'omonimo quartiere, rappresenta il confine tra le pendici orientali del Vomero e quelle meridionali della Collina di Capodimonte. A meridione il ripiano esso si interrompe all'altezza della Villa Floridiana, a monte di Corso Vittorio Emanuele – via Tasso, sul ciglio dei versanti della Conca di Chiaia.

5.3.2.3 La Conca di Chiaia

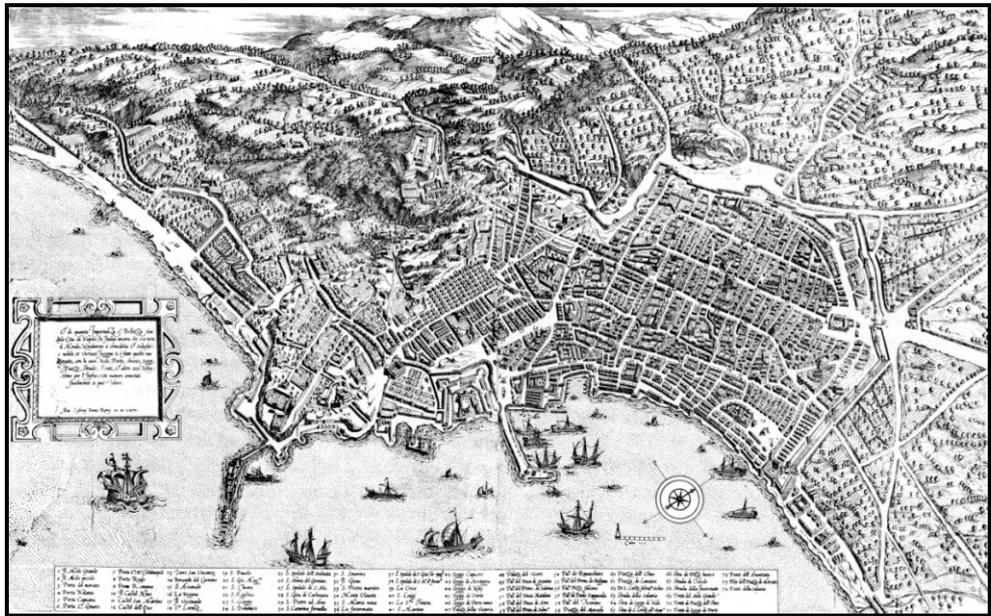
Il margine meridionale dell'altopiano del Vomero è rappresentato dai versanti a forte pendenza della Conca di Chiaia, che lo raccordano alla antistante piccola piana costiera della Riviera omonima.

La morfologia di questi versanti sembra presentare in grandi linee gli stessi caratteri della configurazione del tetto del substrato tufaceo che li costituisce. In realtà le morfologie vulcaniche sepolte dalla messa in posto del Tufo Giallo Napoletano giocano un ruolo fondamentale nel modellare la topografia di questa parte della città. Infatti, durante la costruzione di importanti collegamenti ferroviari effettuati negli ultimi cento anni lo scavo ha rivelato l'esistenza di duomi lavici al di sotto delle colline del Vomero e di Posillipo. Inoltre, dallo studio di affioramenti e successioni stratigrafiche di depositi piroclastici, descritti e correlati in modo diverso dai vari Autori, emerge una complessa storia vulcanica precedente l'eruzione del Tufo che ha contribuito alla definizione della morfologia arcuata della Conca di Chiaia.

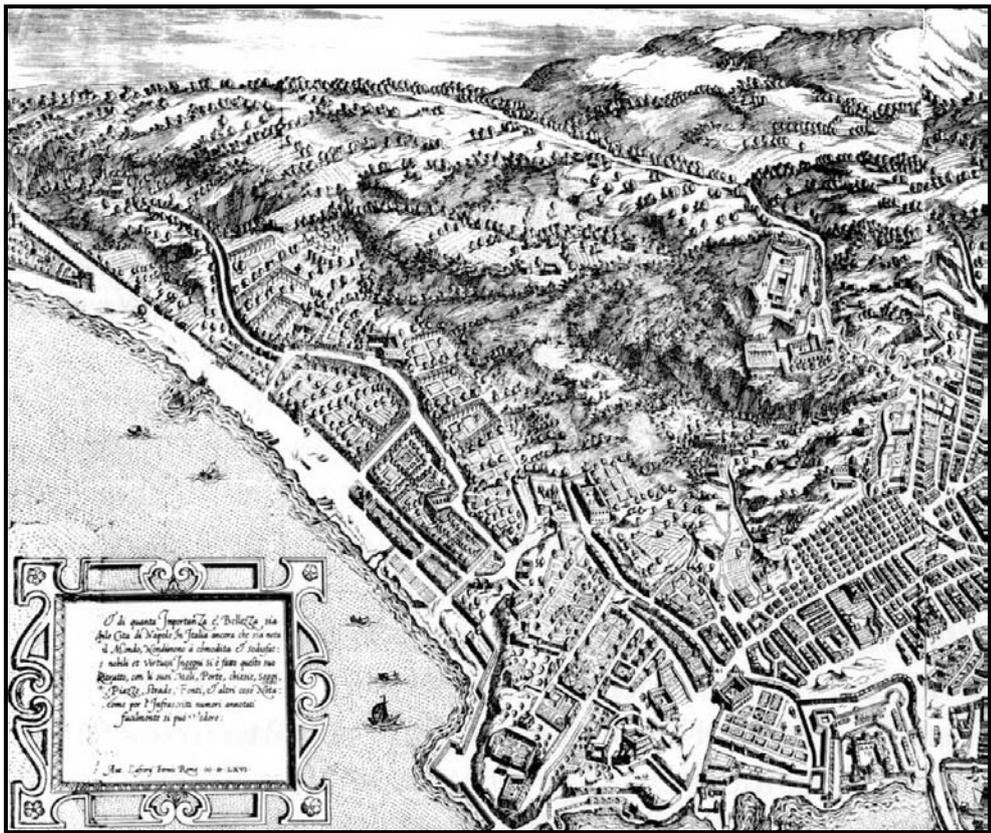
Riviste le precedenti conoscenze, risulta che l'assetto geomorfologico dell'area è il risultato di una intensa attività eruttiva ed effusiva pre-TGN ad opera di piccoli centri vulcanici, dei *Tuff cones*, localizzati nel settore orientale della baia di Chiaia in prossimità di

Monte Echia (Cole et al., 1994). L'eruzione del Tufo Giallo Napoletano con i suoi depositi ha mascherato successivamente la morfologia di questi versanti che dovevano essere rappresentati dai resti fortemente erosi degli edifici vulcanici preesistenti (fig. 16). Dall'insieme delle conoscenze geologiche discusse in precedenza e dall'esame della topografia ricostruita per questa parte della città posta a meridione del sistema collinare del Vomero, si evince che l'attuale morfologia sia modellata quindi su una preesistente di natura vulcanica, comprendente i resti del sistema di *Tuff cones* riconosciuto da Cole et alii (1994), e da quelli di uno più occidentale che emerge dall'analisi geomorfologica eseguita in questo lavoro di tesi. I resti degli edifici vulcanici della Conca di Chiaia, sepolti dal TGN e dai depositi successivi sembrano, quindi, riconoscibili nei due archi posti a monte di una stretta fascia costiera che va da Monte Echia a Mergellina. L'intensa urbanizzazione dell'area racchiusa dai due semicrateri non permette una chiara lettura della morfologia, in questo caso la Cartografia Storica è stata di notevole aiuto. Infatti, consultando alcune carte topografiche antiche, raccolte in Pane e Valerio (1988), sono emersi degli elementi morfologici ormai scomparsi o mascherati.

Nella mappa di Napoli redatta e stampata nel 1566 da Antonio Lafréry (fig. 30) è possibile intuire la forma semicircolare della Conca di Chiaia ed osservare che la zona si presenta intensamente edificata nell'area compresa tra una strada rettilinea, che sul lato mare segue l'allineamento della attuale via Riviera di Chiaia, ed una posta a mezza costa che seguiva un percorso alquanto sinuoso. A monte di quest'ultima si sviluppavano alcuni edifici, con giardini recintati, ed aree coltivate poste ai piedi dei versanti retrostanti, qui cartografati con semplici ombreggiature, che nel loro insieme delineano una morfologia molto articolata. Gli edifici dovevano insistere su elementi morfologici a bassa o bassissima pendenza, delimitati da scarpate. Queste superfici spianate sono individuabili anche sulla carta topografica di Napoli attuale ricavata dal *contouring* del DEM nelle aree della Conca di Chiaia: comprese tra l'allineamento di via A. Ruiz – via Andrea d'Isernia e la parallela via S. Luisa di Marillac, per il lato occidentale; in corrispondenza del Parco Margherita, ad oriente.



a)



b)

Figura 30. Mappa topografica di Napoli. A. Lafrèry, 1566. a) visione d'insieme; b) particolare dell'area di Chiaia.

La forma semicircolare dei versanti è comprensibile anche in una serie di cartografie seicentesche nate come copie di quella del Lafrèry, come in quella realizzata nel 1653 dall'olandese Bastiaen Stopendaal.

In questa rappresentazione, grazie alla migliorata tecnica del chiaroscuro sembrano delinearsi ad arco entrambi i bacini che risultano ancora non interessati dall'espansione urbanistica nella loro parte più acclive e presentano numerosi solchi di corrivazione. Tra questi ultimi è possibile riconoscere: l'alveo torrentizio di Santa Maria Apparente, una incisione colmata nel tempo dall'uomo su cui si sviluppa l'attuale vico Vasto a Chiaia; il bacino occidentale, invece, presenta uno sviluppato reticolo idrografico con le due incisioni principali di Santa Maria della Neve e San Filippo (fig. 31).

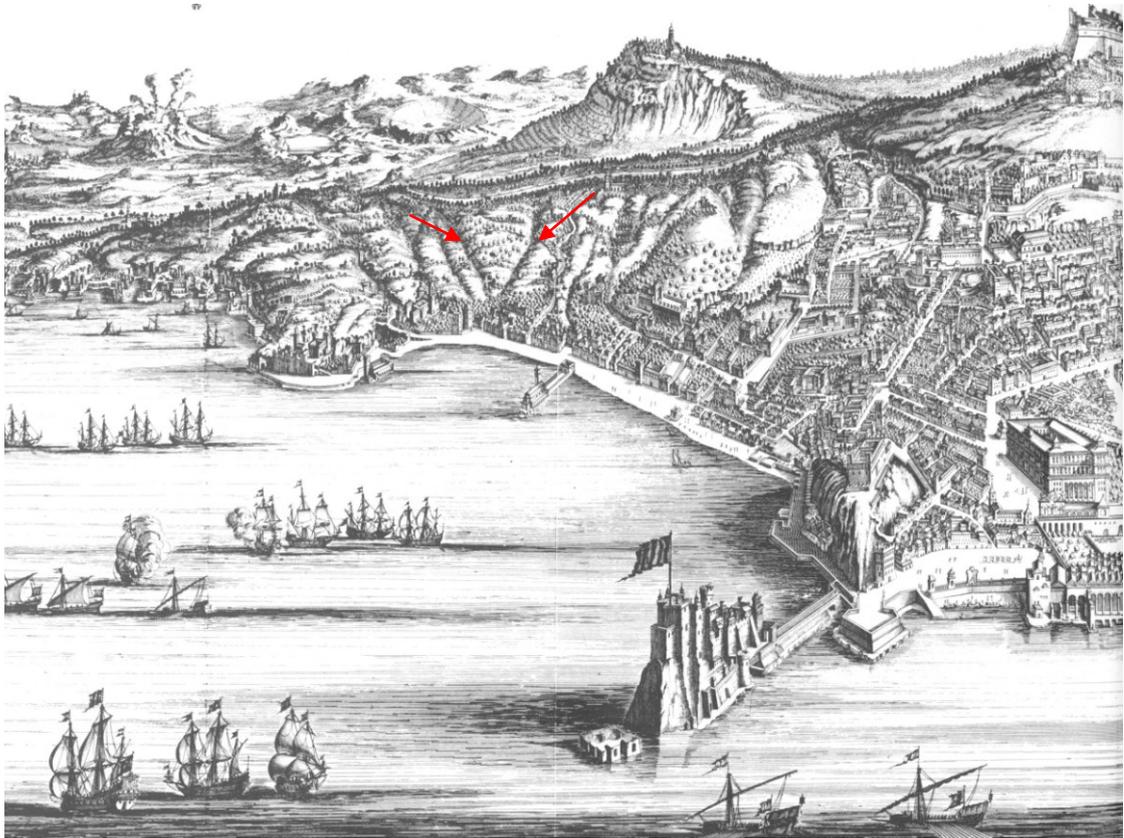


Figura 31. Mappa topografica della città di Napoli. B. Stopendaal (1653), particolare dell'area del bacino di Chiaia e delle incisioni di Santa Maria della Neve e San Filippo.

La Conca di Chiaia è perfettamente riconoscibile, poi, nelle vedute di fine Settecento in cui il dettaglio nel rappresentare i luoghi è maggiore; ne è un esempio la *“Pianta di Napoli come esiste nel presente Anno”* di G. A. Rizzi Zannoni del 1790 (fig. 32).

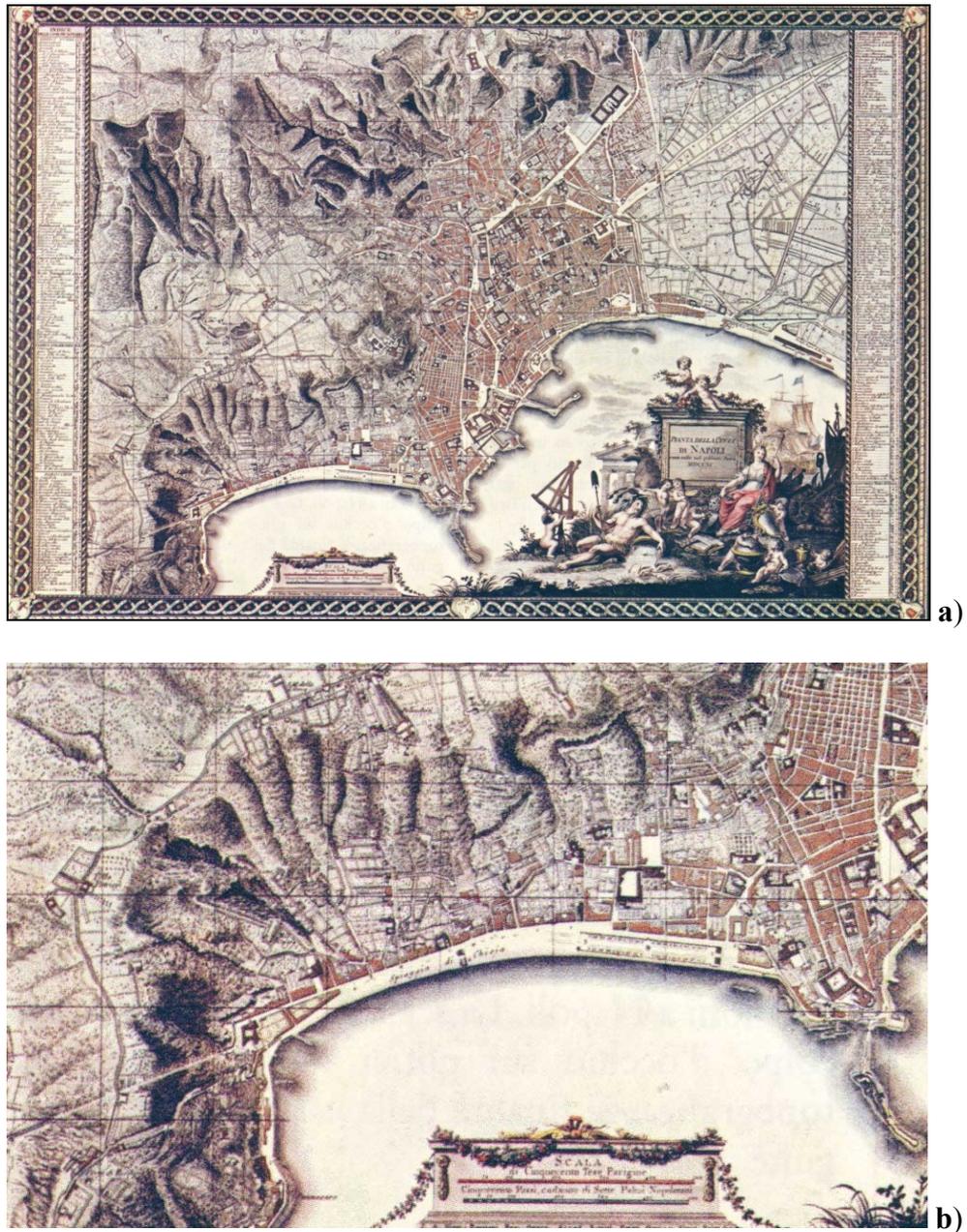


Figura 32. “Pianta della città di Napoli come esiste nel presente Anno...” G.A. Rizzi Zannoni, 1790. Nei riquadri: **a)** visione d’insieme; **b)** particolare del bacino di Chiaia.

Dalla consultazione delle riproduzioni delle carte storiche raffiguranti Napoli e la sua provincia è emerso un altro dato importante per la ricostruzione della paleomorfologia di questa parte della città. Già nelle prime rappresentazioni del XVI secolo lungo la Riviera di Chiaia si nota una costruzione, posta all’incirca nel punto mediano del litorale, che si protende in mare: si tratta di una chiesa dei Padri Domenicani, oggi non più esistente, dedicata a San Leonardo. In particolare, nel foglio 17 della “*Mappa Topografica Della Città di Napoli E Dé*

Suoi Contorni” di G. Carafa Duca di Noja (1775) essa appare raggiunta dal mare per meno di un terzo della sua lunghezza, essendosi accresciuta la spiaggia, e porta l’indicazione: “*San Leonardo Fondato nel 1208 da Leonardo d’Oria in una piccola isola*” (fig. 33).

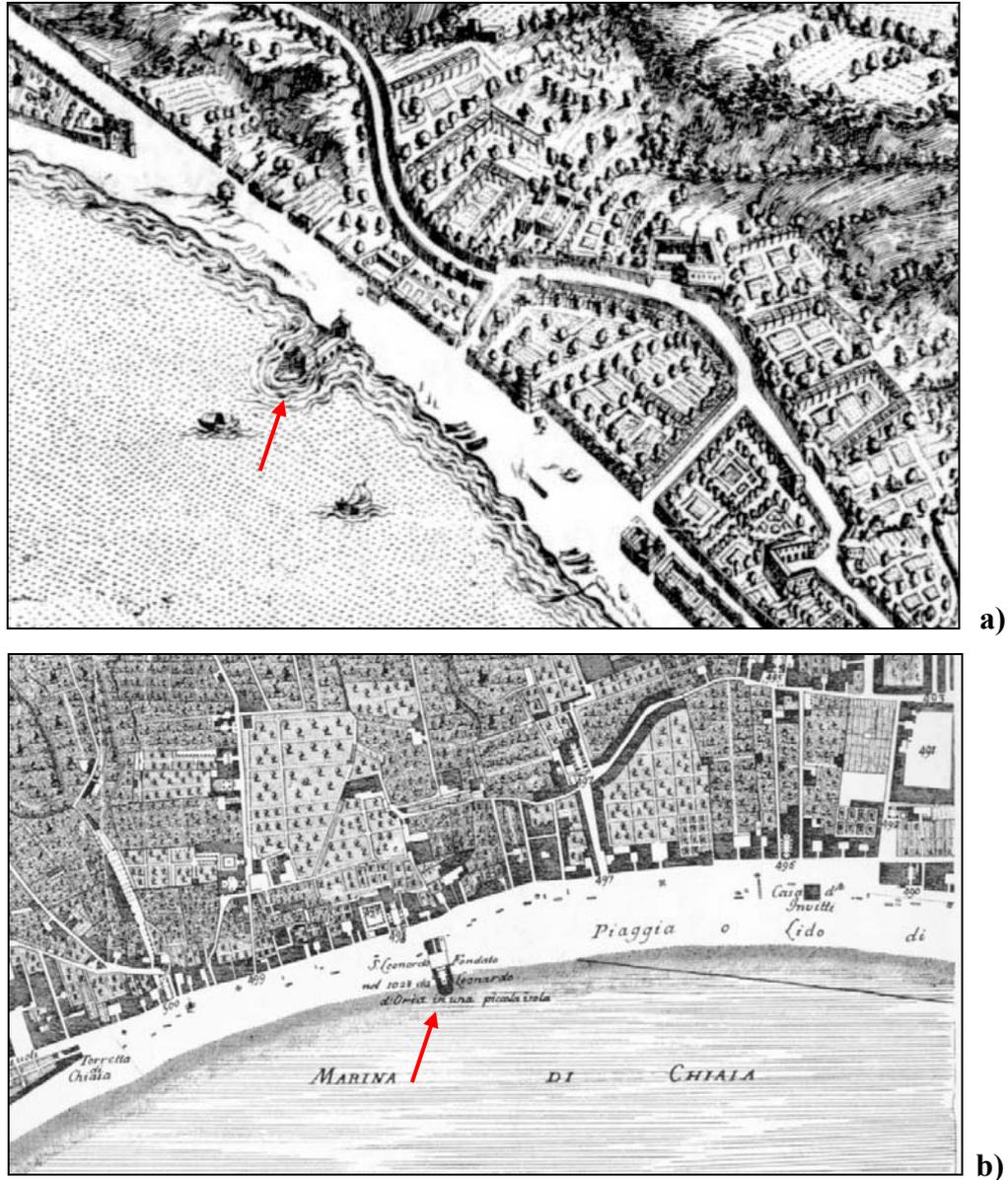


Figura 33. L’isola di San Leonardo in un particolare della Pianta di Napoli: a) di A. Lafrèry (1566); b) del Duca di Noja (1775).

La chiesa di San Leonardo in *insula maris* scomparirà dalle rappresentazioni cartografiche alla fine del Settecento quando sul lungomare, secondo il progetto di Carlo Vanvitelli, sarebbe sorta la Villa Reale o Real Passeggio e, dopo quasi un secolo a mezzo di colmate a mare che ampliarono e regolarizzarono la curva del litorale, via Caracciolo (fig. 32). Questo isolotto,

poteva rappresentare il punto d'intersezione tra l'arco orientale e quello occidentale dei due semicrateri di Chiaia. L'ipotesi è avvalorata da dati di sottosuolo che permettono di ricostruire l'andamento del tetto del Tufo Giallo Napoletano lungo la Riviera di Chiaia (Amato & Guastaferro, 2002). Da tale ricostruzione emergono due strutture depresse a conca la cui giunzione corrisponde ad un alto morfologico del substrato, che coincide con l'antica emergenza dell'isolotto di San Leonardo. Queste strutture sepolte possono essere interpretate come il residuo della paleomorfologia craterica pre-Tufo Giallo Napoletano riconosciuta precedentemente in ambiente subaereo dall'esame della topografia (fig. 34).

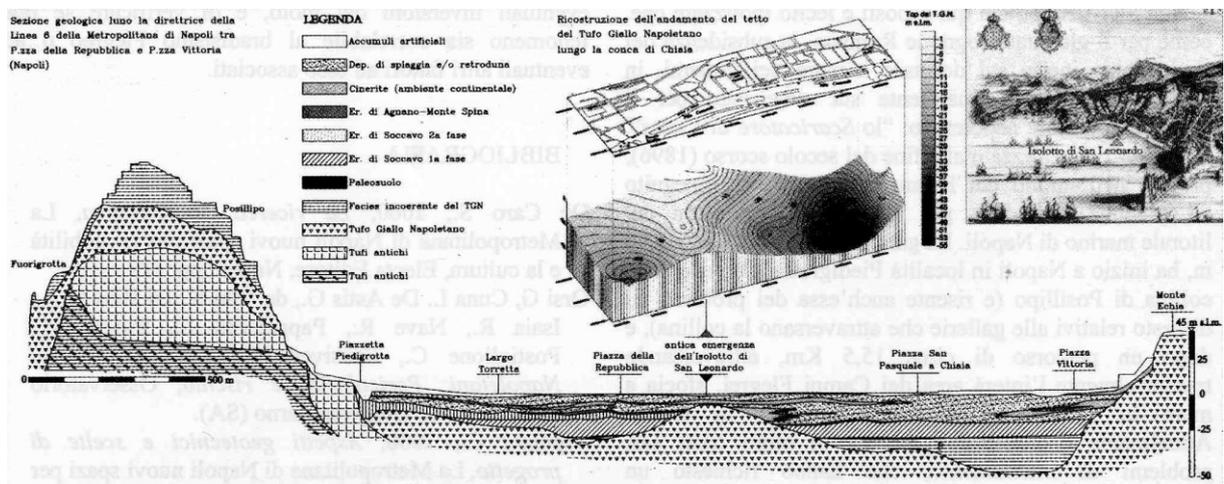


Figura 34. Sezione geologica realizzata lungo la Riviera di Chiaia. Tratta da Amato & Guastaferro (2002).

La stretta fascia costiera della Riviera di Chiaia, che va da Mergellina a Piazza Vittoria, separa gli archi craterici di Chiaia dal mare. Essa è il risultato della sedimentazione dei prodotti delle eruzioni post Tufo Giallo Napoletano, dei sedimenti marini e delle opere di riporto antropico. Per quest'area emergono i dati desunti dall'analisi cronostratigrafica effettuata durante lo studio del progetto di costruzione della Linea 6 (ex LTR) della Metropolitana di Napoli (Amato & Guastaferro, 2002). Da tale studio risulta che l'evoluzione della linea di costa in questa area è conseguenza dell'azione combinata del fenomeno di risalita del livello del mare ed un marcato processo di subsidenza. Gli Autori denunciano il

fenomeno di subsidenza da una sequenza di circa tre metri di spessore di pomici rossastre, seguita da livelli di ceneri medio fini e grossolane depositata in ambiente subaereo, associabile alle varie fasi dell'eruzione di Agnano Monte Spina (4100 anni B.P.). Questo marker cronostratigrafico è stato riconosciuto in sondaggi ad una quota variabile tra i 9 e gli 11 metri sotto l'attuale livello del mare. Tale dato permette agli Stessi di valutare una subsidenza dell'area di almeno nove metri negli ultimi 4000 anni, assumendo che il livello del mare all'epoca dell'eruzione si trovasse ad una quota di circa due metri inferiore all'attuale. Inoltre è segnalata la presenza di un paleosuolo maturo alla profondità di circa -30 m s.l.m. , alla sommità del Tufo Giallo Napoletano, sigillato dalla prima fase dell'eruzione di Soccavo (10,300 anni B.P.), come indicatore della maggiore profondità del livello del mare tra i 12000 ed i 10300 anni fa.

Il raccordo tra i versanti che formano la Conca di Chiaia e la stretta fascia costiera della Riviera omonima, è rappresentato dai tratti di una paleofalesia (fig. 16). Il mare doveva arrivare a lambire parte degli elementi ripidi posti alla base del versante che si possono oggi identificare nel tratto compreso tra Piazza Sannazzaro e S. Maria in Portico, ad occidente, ed in quello orientale che si sviluppa a monte di via dei Mille e lungo il promontorio di Monte Echia.

Nell'età Romana la spiaggia doveva essere ristretta, in alcuni punti assente, e sviluppata seguendo all'incirca l'andamento dell'attuale curva di livello dei 5 metri. Questo dato è deducibile sia dallo studio della letteratura archeologica che dalla consultazione della Cartografia Storica napoletana. Le fonti classiche parlano, infatti, di una *via Putelana per cryptam* che congiungeva *Neapolis* a *Puteolis* passando per il litorale di Chiaia e seguendo un percorso alternativo alla più lunga *via Puteolana per colles* o *Antiniana*. Questa strada di importanza regionale proveniva dal centro di *Neapolis* e percorreva l'area di Chiaia giungendo alla *Crypta Neapolitana* e, attraversata la collina di Posillipo, proseguiva per i Campi Flegrei e per Roma. La localizzazione dei ritrovamenti archeologici, tra i quali una pietra miliare posta tra l'isolato di vico Belledonne a Chiaia e vico della Cavallerizza, sembrano confermare questo itinerario.

Del percorso di questa antica via di comunicazione con Roma, rimasta in uso fino al 1885, restano anche testimonianze cartografiche come nelle piante di Napoli del XVI secolo. Dall'esame della cartografia di A. Lafréry (1566), confrontata con quella odierna, tale strada è riconoscibile nel suo andamento a partire dal promontorio di Monte Echia. Essa, attraversata

la Cupa di Chiaia, si svolgeva disegnando un semicerchio pressoché coincidente con le attuali vie Alabardieri - Cavallerizza - S. Teresa a Chiaia - Piscicelli, interrotto all'altezza dell'attuale Chiesa di S. Maria in Portico. Da quest'ultimo punto la strada si inarcava nuovamente seguendo un andamento più regolare e corrispondente in linea generale alle attuali vie A. d'Isernia - A. Ruiz, giungendo a Piedigrotta. Nella parte orientale della Conca di Chiaia il tracciato in antico doveva percorrere con regolarità un'area in cui la piana costiera doveva essere più sviluppata rispetto a quella occidentale. Essa continuava verso occidente aggirando l'alto topografico in corrispondenza del quale sorge la chiesa di Santa Maria in Portico ed inerpicandosi sul versante, qui prominente verso il mare, fino a giungere all'imbocco del tunnel a Piedigrotta (fig. 35).

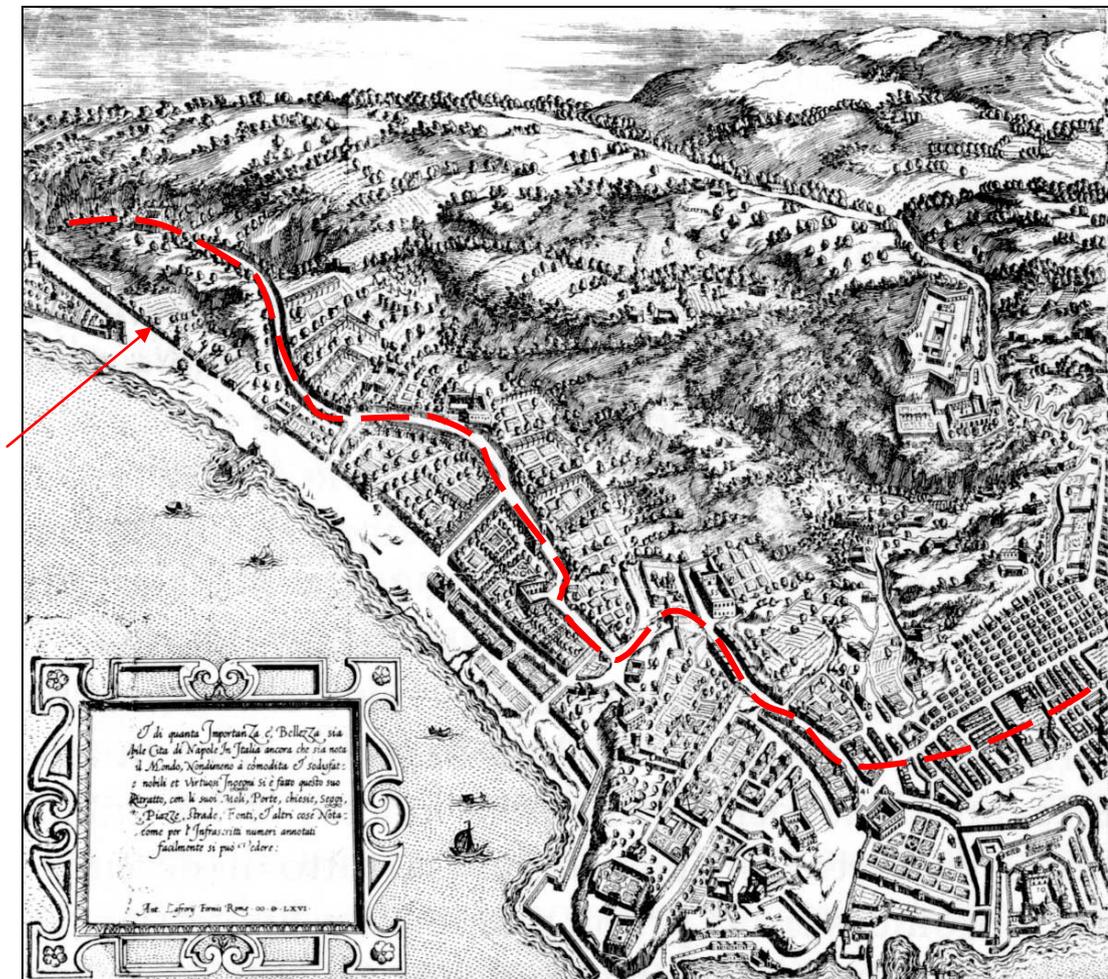


Figura 35. Particolare della pianta di A. Lafrère (1566) per l'area di Chiaia. La linea tratteggiata in rosso indica il possibile percorso della via Puteolana per *cryptam* che collegava Neapolis a Puteolis; la freccia, il tratto occidentale della paleofalesia.

Il percorso doveva risultare, quindi, meno agevole nel tratto occidentale a causa di un salto di quota valutabile intorno ad una ventina di metri, visto che dagli odierni 5 metri del tratto orientale si passa a 25 metri sopra il livello del mare. La scelta urbanistica potrebbe essere stata dettata dal fatto che il percorso alternativo, pur essendo più semplice e pratico poiché avrebbe potuto costeggiare il tratto a valle della paleofalesia da Santa Maria in Portico a Piazza Sannazzaro, doveva essere lambito dal mare o presentare una spiaggia ridotta, non carreggiabile.

Questa serie di considerazioni basate sull'esame della topografia attuale e storica e le informazioni storico-archeologiche permette di proporre una ricostruzione dell'andamento della linea di riva in età Romana, posizionandola in corrispondenza dell'attuale curva di livello dei 5 metri. Inoltre, lungo questo tracciato non fu raro rinvenire avanzi di costruzioni e di tombe che, come era consuetudine, venivano edificate lungo le strade extraurbane. Nel XVI secolo la linea di costa correva lungo l'attuale via Riviera di Chiaia e, dopo un periodo in cui sembra essersi accresciuta in modo naturale, alla fine del XIX secolo si configurava come la vediamo oggi con la costruzione di via Caracciolo tramite colmate a mare.

5.3.2.4 Il promontorio di Monte Echia

All'estremità orientale della Conca di Chiaia si trovano i rilievi di Monte Echia o Pizzofalcone e l'isola di *Megaride* sulla quale sorge Castel dell'Ovo.

Questi sono i luoghi in cui la storia di Napoli greca ebbe inizio verso la metà del VII secolo a.C. con la fondazione di *Parthenope* ad opera dei calcidesi di *Kyme* (Cuma). L'insediamento doveva sorgere sul promontorio che per tre lati era bagnato dal mare, ed i suoi pendii dovevano essere molto acclivi sia per l'azione erosiva del mare che modellava una falesia che rimase attiva fino al periodo Vicereale, quando fu costruita la strada di Santa Lucia, che per l'intensa attività estrattiva del tufo probabilmente iniziata già in tempi antichi (grotte *platamonie*).

Dalle fonti risulta che nel periodo Romano Imperiale fiorirono le dimore dei nobili romani nell'area del Golfo di Napoli, prima fra queste la famosa villa di *Vedius Pollio* (*Pausylipon*), e quella di *Lucullo* (*castrum Lucullianum*) la quale si estendeva proprio sul colle di Monte Echia e sull'isola di *Megaride*. Questa villa fu fortificata già al tempo di Valentiniano III (450 d.C.) diventando una rocca militare a guardia del golfo e diroccata nell'849 d.C. per evitare che i Saraceni la occupassero fortificandosi e costituendo una minaccia per Napoli.

Delle indagini subacquee furono condotte nel 1955 nell'area a sud ovest dell'isola di Castel dell'Ovo. Queste rivelarono delle strutture murarie in *opus reticolatum* databili tra il I secolo a.C. ed il II d.C., poste ad almeno 2,50 metri sotto il livello del mare. Sono poi emersi dei tagli nel banco tufaceo, resti di *piscinae* per l'allevamento ittico e cunicoli collegati con strutture a terra. Il piano pavimentale di questi ultimi è posto attualmente a circa sei metri al di sotto del livello del mare. Nel 1991 un gruppo di speleologi cecoslovacchi durante un Simposio Internazionale sulla cavità artificiali (Čilek et al., 1991) ha esplorato la scogliera sommersa, lunga circa 50 metri, che si trova a 40-50 metri a Sud Ovest della punta meridionale di Castel dell'Ovo. Essi hanno trovato quattro tunnel artificiali sottomarini, a sezione trapezoidale e della lunghezza variabile dai 2 agli 8 metri. Il primo tunnel, localizzato nella parte meridionale della scogliera, presenta una lunghezza di 6.5 m ed un'altezza di 1.6 m ed il suo tetto si trova ad una profondità compresa tra 1.4 e 2.6 m sotto il livello del mare. Il secondo, posto venti metri a N del primo, consiste in un breve cunicolo alto circa 4.5 m con tetto posto ad una profondità di -1 m s.l.m. Il tunnel di maggior lunghezza (8 m) si trova a pochi metri dal precedente e presenta anch'esso un profilo trapezoidale. L'ultima cavità, lunga diversi metri, si trova ad almeno 5 m sotto il livello del mare ma essa non è stata esplorata per l'impraticabilità dovuta alle sue ridotte dimensioni (0.6 x 0.8 m). Gli Autori suppongono che si tratti di cavità antropiche realizzate in asciutto, sommerse successivamente a causa dell'attività sismica della regione. Inoltre ipotizzano che esse rappresentino i resti dell'antico porto greco di *Parthenope*.

In assenza di una sistematica esplorazione dei resti archeologici precedentemente elencati, di cui si hanno solo queste notizie frammentarie, risulta discutibile ognuna delle soluzioni proposte. In ogni caso il dato importante che emerge da queste segnalazioni è legato alla profondità alla quale si trovano i pavimenti dei cunicoli artificiali scavati nel tufo, esplorati dal gruppo cecoslovacco. Da un semplice calcolo risulta che tale quota varia da un minimo di 3 m (tunnel I) ad un massimo di 5.8 m (tunnel IV) sotto il livello del mare. La presenza e la quota dislocata di queste strutture oggi sommerse confermerebbe che anche questa parte del litorale napoletano ha subito una subsidenza in tempi storici.

5.3.2.5 Il sistema collinare dei Camaldoli

Il sistema collinare dei Camaldoli si presenta come la struttura topograficamente più elevata dell'intero paesaggio napoletano, raggiungendo una altezza di circa 458 metri in corrispondenza dell'Eremo dei Camaldoli. La sua conformazione caratterizzata dai prodotti

delle eruzioni flegree più antiche venne, nel tardo Pleistocene Superiore, articolata da una serie di dislocazioni tettoniche a direzione prevalente E-O, NE-SO ed ENE-OSO che, se pur ricoperte dai depositi delle eruzioni successive, ne condizionano la morfologia e l'idrografia (fig. 16).

I versanti SO e SE della Collina dei Camaldoli sospendono il suo apice sulla depressione flegrea, coincidendo con parte di quello che è ritenuto il margine nord-orientale della caldera che si originò con l'eruzione dell'Ignimbrite Campana. Dal punto di massima elevazione il pendio declina verso N e NE con pendenze di pochi gradi e si raccorda alla Piana Campana. L'intero sistema collinare, tramite versanti strutturali fortemente incisi da uno sviluppato reticolo idrografico, passa gradualmente verso SE alle aree collinari modellate principalmente dalla messa in posto dell'eruzione del TGN e smembrate dalla tettonica recente, che insieme alla collina di Capodimonte costituiscono l'anfiteatro dell'area su cui si sviluppa il Centro Storico di Napoli.

Nel suo insieme questo sistema collinare presenta delle diversità morfologiche che lo rendono complesso e articolato. Mentre il lato del versante che degrada dolcemente verso la Piana Campana è movimentato da uno sviluppato reticolo idrografico, molto più articolato si presenta quello flegreo che è costituito da un insieme di versanti morfologicamente complessi, tracce evidenti dell'attività vulcano-tettonica intracalderica (fig. 16). Il margine sud-orientale dei Camaldoli è rappresentato dal versante de La Pigna dove l'omonimo vallone separa i Camaldoli dalla collina del Vomero e costituisce il limite del versante dei Camaldolilli che, insieme alle aree di San Giacomo dei Capri e della Zona Ospedaliera dei Colli Aminei, rappresenta il margine nord-orientale dell'intero sistema collinare.

La descrizione geomorfologica e strutturale dei versanti dei Camaldoli rivolti verso l'area intracalderica dei Campi Flegrei può iniziare dal semiarco che cinge il lato orientale e settentrionale della piana di Soccavo. Ad oriente, il versante sud-occidentale de La Pigna presenta una morfologia articolata dal già citato vallone che incide profondamente i versanti dei Camaldolilli e San Giacomo dei Capri, raccogliendo e drenando le acque in direzione Sud fino al ponte di via Vicinale ai Camaldolilli, sulla tangenziale. Da questo punto in poi il corso d'acqua devia bruscamente verso Ovest e, dopo aver percorso circa 400 metri, crea un gomito cambiando nuovamente direzione e prendendo a scorrere parallelamente alla Discesa cavone Case Puntellate fino a Soccavo. Queste variazioni nel percorso della rete idrografica del Vallone La Pigna sono legate ad una fascia di deformazioni per faglia che seguono il generale

trend antiappenninico di alcune delle faglie principali che articolano il paesaggio verso NE. Il controllo strutturale sull'idrografia è giustificabile considerando che l'area viene a trovarsi nella zona in cui la maggioranza degli Autori indica un complicato accostamento dei frammenti dei bordi della Caldera dell'Ignimbrite Campana e di quella del Tufo Giallo Napoletano.

Spostandosi in direzione Nord è possibile osservare in località Casalesio e Verdolino la parte meridionale dei Camaldolilli. Il margine orientale di questa collina è definito dall'incisione del Vallone Verdolino che drena le acque provenienti dall'altopiano camaldolese, sul quale scorre in direzione O-E, fino al margine del versante sottostante che guarda a meridione dove la direzione dell'incisione cambia nettamente diventando N-S. L'erosione fluviale ha generato una stretta valle a "V" lungo la quale è possibile osservare in affioramento i prodotti delle eruzioni avvenute nei Campi Flegrei, fino al termine più antico del Piperno Breccia Museo. Il versante meridionale dei Camaldolilli ha probabile origine strutturale in quanto si presenta rettilineo, a direzione circa E-O, e molto acclive, con pareti sub-verticali. Esso risulta profondamente inciso dal Vallone Castelluccio che individua due faccette triangolari (fig. 16).

Proseguendo verso Ovest il versante descrive il semicerchio della conca di Minopoli, con pendii sub verticali e scarsamente incisi, al centro della quale, in località Torre dei Franchi o di Lopa, si può osservare una estesa sezione di depositi flegrei pre - Ignimbrite Campana. All'estremità occidentale della Conca di Minopoli l'andamento arcuato e acclive del versante è interrotto da una sporgenza convessa che ospita un ristretto altopiano, posto a mezza costa, delimitato a monte e a valle da ripide scarpate, testimonianza di una vecchia cava di Piperno. Di qui in poi il versante torna ad essere regolare fino alla località Pignatiello, dove piega nettamente verso N. In località Pignatiello il versante si presenta regolare, acclive e rettilineo per una lunghezza di circa un chilometro, configurandosi come un versante di faglia. Questa parte del versante che si affaccia sulla piana di Pianura, insieme a quella del versante opposto rivolto a Soccavo, delinea una cresta aguzza che risale di circa 300 metri fino al top collinare, rappresentando l'estrema propaggine sud occidentale dei Camaldoli (fig. 16).

Alla fase di collasso calderico post-eruzione dell'Ignimbrite Campana viene ascritto dalla letteratura l'intero versante occidentale dei Camaldoli che borda a settentrione e ad oriente l'area di Pianura. Esso è tuttavia una morfologia complessa forse composta da

elementi diacroni. Il versante strutturale di Pignatiello interrompe a Sud un frammento di versante a pianta semicircolare poco inciso, da ricondurre ad un *Tuff ring*, individuabile nella località Case Cannavino, che piega verso occidente (fig. 16). Da questo punto in poi il versante, in località Fossa di Lupo, diventa più arcuato con pendenze più dolci e fittamente disseccato da numerose linee di impluvio che drenano corsi d'acqua provenienti dalle sovrastanti aree di Nazareth, Guantai e Zoffritta, che per questo aspetto è probabilmente da considerarsi più antico.

All'incrocio fra le due complesse piane crateriche di Pianura e Soccavo ricade la culminazione topografica dei Camaldoli, che rappresenta il punto di massima elevazione della città dal quale si estende a raggiera con pendenze di pochi gradi che diventano sempre più dolci man mano che ci si sposta in direzione NE. La morfologia di quest'area è articolata da vari valloni che drenano le acque superficiali, la maggioranza dei quali è oggi intubato al disotto della viabilità principale o adibito a collettore fognario. Ad Est dell'Eremo dei Camaldoli l'area di testata del Vallone Castelluccio ed il tratto O-E del Vallone Verdolino raccolgono le acque di questa parte dell'altopiano drenandole verso Sud nella piana di Soccavo, alimentando il corso dell'Arena S. Antonio.

Poco più a Nord il versante è inciso da un corso d'acqua a *pattern* sub-dentritico, a prevalente direzione O-E, che drena le acque provenienti dall'area posta a settentrione dell'Eremo dei Camaldoli, denominata Nazareth. Il corso d'acqua si interrompe in corrispondenza dell'area ove oggi sorgono le Cliniche Ospedaliere, al di sotto della quale risulta tombato. Tentando la ricostruzione del suo corso emerge che l'alveo doveva attraversare questa zona, completamente modificata dall'impianto delle strutture ospedaliere, da Sud a Nord per ricollegarsi, in corrispondenza di località Santa Croce, all'alveo torrentizio del Vallone San Rocco.

Sul limite settentrionale della collina si sviluppa poi il bacino dell'alveo torrentizio dei Calori che raccogliendo le acque di altre incisioni le drenava in direzione di Marano, convogliandole nella Cupa dei Cani che, all'altezza di Mugnano, piega ad ovest verso la piana di Giugliano-Qualiano. Questa area presenta una morfologia molto articolata dovuta non solo allo sviluppato reticolo idrografico prima descritto ma anche alle numerose cave di Tufo Giallo Napoletano, ancora oggi attive, soprattutto in località Vrito, in prossimità del limite comunale di Napoli.

La zona di Santa Croce e quella delle Cliniche chiudono poi l'area collinare dei Camaldoli, segnando il confine occidentale di quella di Capodimonte.

5.3.2.6 La collina di Capodimonte

La collina di Capodimonte è un ampio tavolato con pendenze di pochi gradi verso NE, che lega il suo nome all'intensa attività estrattiva del Tufo Giallo Napoletano di cui è principalmente costituita. Essa rappresenta l'estrema propaggine nord-orientale della collina dei Camaldoli, il cui top collinare risulta disseccato da corsi d'acqua il cui *pattern* è condizionato da un incrocio di faglie a direzione N-S ed E-O, che nelle incisioni più profonde espongono i prodotti più antichi (fig. 16).

L'alveo torrentizio del Vallone San Rocco - Cavone di Miano con testata sul fianco orientale dell'edificio flegreo, rappresenta il limite settentrionale di tale collina, separandola dalla retrostante Piana di Miano-Secondigliano. Il reticolo idrografico di questo corso d'acqua presenta un *pattern* angoloso.

Il primo tratto, chiamato Vallone San Rocco, è sviluppato in direzione O-E e cambia il suo percorso piegando verso Nord in due punti, definendo dei gomiti, prima di deviare nuovamente nel tratto O-E del Cavone di Miano. Da questo ultimo punto il corso d'acqua percorre circa 1.5 Km prima di piegare verso Sud ed essere incanalato al disotto di via Ulderigo Masoni, a N dell'area orientale del centro urbano. Questi valloni delineano l'ampio bacino del corso d'acqua che nell'insieme prende il nome del suo tratto finale, Arenaccia. La valle in cui scorreva l'Arenaccia segna il confine della collina di Capodimonte con la piana di Capodichino, ed il limite della Piana del Sebeto. Oltre che l'evidente controllo strutturale sullo sviluppo del reticolo idrografico dei Valloni San Rocco e Miano, si deve considerare che l'articolata morfologia del bacino dell'Arenaccia è anche il frutto delle modificazioni antropiche e dell'intensa attività estrattiva del Tufo Giallo Napoletano che nelle aree di testata affiora nella sua *facies* pozzolanica.

Molto più articolata è la parte occidentale e quella meridionale della collina. La prima è separata dalla collina del Vomero tramite i Valloni S. Gennaro, Gerolomini e Fontanelle, appartenenti al bacino dell'Arena alla Sanità. La seconda, costituita dalle zone dei Miracoli e del Moiarelo, si raccorda alla sottostante area del Pendino, sede del Centro Storico, tramite un blocco ribassato a SE da una faglia a direzione NE-SO. Le pendici orientali della collina risultano separate nelle zone di S. Eframo Vecchio e dei Ponti Rossi da un alveo torrentizio a

controllo strutturale, impostato sul lineamento di faglia a direzione E-O facente parte della *fault zone* che perimetra e ribassa l'area flegrea verso la depressione della Piana Sebeto.

6. IL TERRITORIO DELL'ANTICA NEAPOLIS

Le ricostruzioni relative alla paleomorfologia e agli antichi tracciati della linea di riva del sito archeologico di *Neapolis* sono state concentrate nell'area del Pendino, sul quale si sviluppò il primo nucleo urbano, e sull'antistante tratto costiero orientale dell'attuale territorio urbano di Napoli, compreso tra Monte Echia e Piazza Garibaldi.

Tale ricostruzione si è avvalsa, come le precedenti, di dati di natura storico-archeologica, geomorfologica, stratigrafica e paleoambientale, provenienti dalla attenta disamina delle precedenti conoscenze, dall'analisi geomorfologica, e dalle dettagliate informazioni acquisite durante la realizzazione dei cantieri di scavo della nuova linea costiera della Metropolitana di Napoli.

6.1 PRECEDENTI CONOSCENZE STORICO-ARCHEOLOGICHE

Lo studio dell'originaria morfologia del territorio su cui sorse la città di Napoli e la ricostruzione della paleogeografia della fascia costiera, necessita di una introduzione relativa alle pregresse conoscenze sulla sua formazione ed evoluzione, nell'intervallo documentato dalla presenza umana.

L'importanza dei dati storico-archeologici è legata, come più volte ricordato, alla distribuzione areale dei ritrovamenti archeologici, che può costituire un limite geografico, ed alla opportunità di avere dei vincoli cronologici e ambientali, che si rivelano spesso di estremo dettaglio. Una rapida introduzione sulle vicende storiche e sui ritrovamenti archeologici, che testimoniano l'uso del territorio in determinati periodi, risulta quindi indispensabile ed offre un utile supporto esplicativo su cui approntare l'indagine. La sintesi cronologica affronterà i diversi periodi di occupazione del territorio come segue.

6.1.1 Preistoria e Protostoria

La documentazione sulle fasi di occupazione preistoriche e protostoriche dell'area di Napoli risulta ancora insufficiente e discontinua, a causa della carenza dei ritrovamenti. Gli Archeologi offrono quindi un quadro più ampio degli antichi assetti territoriali estrapolando alcuni dati puntuali all'intera area campana.

Nell'isola di Capri si trovano due delle più antiche testimonianze della presenza dell'uomo nel Golfo di Napoli. Infatti, al Paleolitico inferiore ed al Neolitico risalgono, rispettivamente, un giacimento trovato in prossimità dell'albergo Quisisana, ed un deposito nella Grotta delle Felci.

In occasione dello scavo della stazione "Toledo" della nuova Linea Metropolitana di Napoli, lungo le pendici del colle di San Martino, in via A. Diaz, sono venute in luce tracce insediative risalenti al IV millennio a.C. Sono stati riconosciuti solchi incrociati lasciati da attività agricole sigillati dai prodotti delle eruzioni vulcaniche flegree, e pochi frammenti ceramici che permettono di collocare il sito nel Neolitico finale.

Tra le altre evidenze archeologiche note all'interno dell'area urbana di Napoli si può ricordare l'insediamento di piccoli gruppi di popolazioni del principio dell'età del Bronzo, conosciuta come cultura o *facies* del Gaudio. Di questa società preistorica sono state trovate testimonianze consistenti in due sepolture scavate nel tufo della Collina di Materdei. Rinvenimenti di sepolture appartenenti alla stessa cultura sono documentati anche in altre aree campane quali: le necropoli di Piano di Sorrento e di Acerra.

Al Bronzo antico risalgono i reperti individuati in uno dei sondaggi geoarcheologici realizzati nella campagna preliminare ai lavori di restauro del Castel Nuovo, al di sotto della Sala dei Baroni. Alla stessa età appartengono i resti di un abitato sito in Palma Campania (*facies* del Monte Taburno), ed resti di un villaggio rinvenuto ad Acerra. Reperti ritrovati in una sepoltura a Nocera Inferiore risultano coevi alla *facies* precedente.

Nelle isole di Capri ed Ischia e Vivara sono attestate le fasi di transizione dall'età del Bronzo antico al medio, conosciute anche come *facies appenninica*, che rappresenta un momento di alta crescita culturale per la Campania ed il resto dell'Italia centro-meridionale. Alla fase del Bronzo recente (*subappenninica*), e alla successiva del Bronzo finale, appartarrebbero materiali ritrovati in una grotta di Sorrento. A quest'ultima fase sono attribuibili anche pochi ritrovamenti a Cuma ed i resti di un insediamento ad Afragola.

Per la prima età del Ferro sono note evidenze archeologiche rappresentate dalle necropoli, con tombe a fossa, di Capua e Cuma, e quelle della valle del Fiume Sarno, di Pontecagnano nella Piana del Sele, e di Sala Consilina, Cairano ed Oliveto Citra.

6.1.2 La colonizzazione greca: Parthenope

Il fenomeno dell'emigrazione dei Greci legata a motivi socio-economici lungo le coste occidentali del Mediterraneo e la conseguente fondazione di insediamenti coloniali, si definisce e si sviluppa a partire dall'VIII secolo a.C., in contemporanea con quella Fenicia. La fondazione di numerose e fastose colonie greche interessò principalmente le coste dell'Italia meridionale e della Sicilia, e fu tanto importante da conferire a questa parte del Mediterraneo il titolo di *Magna Grecia*.

La tradizione classica individua nella prima metà dell'VIII secolo a.C. la fondazione di un *empòrion*, ossia uno scalo commerciale, nel Golfo di Napoli. È infatti *Pithecusa* (o in greco *Pithekoussai*), l'odierna Lacco Ameno nell'isola di Ischia, il sito prescelto per un insediamento fondato dai greci provenienti dall'isola di *Eubea*. Sull'origine del nome dato al nuovo stanziamento precoloniale sono state avanzate diverse ipotesi. Il toponimo deriverebbe dalla parola greca *pithekos*, cioè scimmia, con riferimento ad una leggenda; oppure dal termine *pitthos*, orcio di terracotta, in riferimento alla produzione di vasi presente sull'isola. In ogni caso occorre sottolineare l'importanza di questo insediamento che basava la sua economia sulla lavorazione ed il commercio di metalli provenienti dalla Toscana e dall'isola d'Elba.

Le fonti classiche (Strabone e Livio) indicano che lo spostamento degli Eubei dall'isola di Ischia al continente fu determinato da contrasti politici interni e dal persistere di violenti fenomeni vulcanici. Nella metà dell'VIII secolo a.C., infatti, gli Eubei provenienti da *Pithecusa* fondarono Cuma (in greco *Kyme*). Questa città rispetto all'*empòrion* rappresentava un insediamento stabile, basato sul concetto dello sfruttamento agricolo delle aree circostanti ed il commercio. Inoltre, la favorevole posizione prossima al mare determinò il controllo dei cumani su tutto il Golfo di Napoli, con la creazione di avamposti militari in punti cruciali quali Napoli e Pozzuoli.

Il rilievo di Monte Echia o Pizzofalcone e l'isola di *Megaride*, sulla quale oggi sorge Castel dell'Ovo, rappresentano il luogo nel quale la storia di Napoli greca iniziò nel VII secolo a.C. con la fondazione di *Parthenope*, nome derivante dalla sirena che il mito e la tradizione voleva sepolta nelle vicinanze. Dell'esistenza e dell'ubicazione di *Parthenope* si era sempre dubitato. È stata, infatti, opinione comune degli Studiosi che non fosse mai esistito un nucleo abitato prima della fondazione di *Neapolis* a causa della mancanza di riferimenti storici precisi nelle fonti letterarie classiche.

Fatta eccezione per uno scritto di *Stazio* in cui si riporta la notizia che *Parthenope* era ubicata sull'isola di *Megariss* o *Megaria*, gli unici dati archeologici a disposizione indicano che sull'altura di Monte Echia e nella zona a ridosso del porto vi era il sito della città greca. I materiali archeologici più antichi furono rinvenuti circa un secolo fa in zona Santa Lucia e a nord del ponte di Chiaia sulle pendici di San Carlo alle Mortelle, dove i resti di una necropoli (datata tra il VII – VI secolo a.C.) vennero in luce in circostanze fortuite. Allo stato attuale non emergono tracce monumentali dell'ipotetico centro abitato di *Parthenope*, a meno del ritrovamento della necropoli suddetta. Questo iato urbanistico potrebbe essere spiegato dall'ipotesi (E. Greco, 1985) che vede *Parthenope* come *epineion* (stazione militare e commerciale) dei cumani, e non città in quanto sede di una autonomia politica, garantendogli il controllo meridionale del Golfo.

Nel 524 a.C. con l'accendersi dei conflitti tra Cumani ed Etruschi per l'egemonia del medio Tirreno, inizia un periodo di lento declino per *Parthenope* che assumerà il nome di *Palaepolis* (città vecchia) nel V secolo a.C. dopo la fondazione di *Neapolis*, conoscendo un rinnovo urbanistico solo nel periodo compreso tra il I secolo a.C. ed il II secolo d.C., quando la città diventò luogo degli *otia* (ozii, divertimenti) romani.

6.1.3 Neapolis: la città Greca e Romana

Nel 474 a.C. si conclude la seconda battaglia con gli Etruschi, inflitta dalle forze coalizzate di Cuma e Siracusa, e viene ristabilito e rafforzato il controllo greco della costa. Verso il 470 a.C., sempre ad opera dei cumani, viene fondata la città di *Neapolis*, città nuova in riferimento al vecchio sito di *Parthenope* sacrificato ad un ruolo marginale. La nuova città era sede di una stabile società di commercianti e di armatori che trafficavano con la Grecia ed il resto del bacino orientale del Mediterraneo.

Nel 421 a.C. le popolazioni italiche dell'entroterra conquistano la città di Capua lasciando indenne *Neapolis* che comunque risentirà della loro influenza. Ben presto dal Sannio si riversarono sulla fascia costiera la popolazione degli Oschi che sottometteranno Cuma imponendo la fuga dei suoi abitanti verso *Neapolis*. Successivamente l'espansione sannitica generò conflitti con quella romana. Durante la seconda guerra sannitica nella seconda metà del IV secolo a.C., *Neapolis* si allea con la popolazione italica, schierandosi contro i romani che avevano già conquistato Capua. Nel 327 a.C. *Palaepolis* fu vinta da un lungo assedio, mentre *Neapolis* stipulò un trattato favorevole con i vincitori, una alleanza alla

pari o *fodeus aequum*, che le garantì il mantenimento di una propria autonomia. La concorrenza con il porto di *Puteolis* (Pozzuoli), che fu valorizzato all'inizio del II secolo a.C., comportò la crisi del ruolo commerciale di quello di *Neapolis*.

Durante la prima guerra sociale la città decide di non schierarsi con le città italiche ribellatesi a Roma. La sua fedeltà fu ricompensata dalla nomina di *Neapolis* a *municipium* che, se da un lato si rivelò un limite alla sua tradizionale autonomia, portò dei vantaggi nel commercio marittimo e nella produzione artigianale di ceramica a vernice nera (Campana A), diffusa in tutta Italia e nel bacino del Mediterraneo.

Nell'88 a.C., schieratasi a favore di Mario durante la guerra civile contro Silla, *Neapolis* fu sconfitta e privata della sua flotta e del possesso di *Pithecura*, il che determinò un notevole decadimento delle sue attività economiche.

Perso il ruolo di centro commerciale e produttivo, *Neapolis* divenne, tra la metà del I secolo a.C. ed il II secolo d.C. città degli *otium*. Lungo la costa occidentale, in direzione di *Puteolis*, fiorirono, quindi, le dimore dei nobili romani, tra cui la famosa villa di Vedio Pollione a Marechiaro (*Pausylipon*) e quella di Lucullo tra Monte Echia e Castel dell'Ovo.

In un periodo compreso tra l'età degli Antonini e quella dei Severi, II - III secolo d.C., si colloca l'inizio di una nuova fase istituzionale della città che viene trasformata da *municipium* in colonia, provocando un periodo di difficoltà socio-economiche.

Sotto l'imperatore Costantino, la città vede la nascita di una forte comunità cristiana che utilizza come rifugio le estese gallerie scavate nella tufo della collina di Capodimonte. La cristianizzazione è accompagnata da un periodo di ulteriore declino della città legato alla crisi dell'Impero Romano d'Occidente, poiché forte è la minaccia di invasioni barbariche.

L'ultimo atto della storia greco-romana di Napoli coincide con lo stesso che sancisce la fine dell'Impero Romano d'Occidente: Romolo Augusto, ultimo imperatore, spodestato da Odoacre, Re degli Eruli, è tradotto in *Neapolis* nel 476 d.C. e relegato nell'isola di Megaride dove, circa undici secoli prima, la storia della città aveva avuto inizio.

Con l'innescarsi del conflitto greco-gotico nel 536 d.C. i tentativi di conquista della città furono vani grazie alla sua imponente cinta muraria difensiva. Ma nel 553 d.C. *Neapolis* fu conquistata dai Bizantini che penetrarono in città attraverso i cunicoli dell'acquedotto sotterraneo scavati nel tufo. Riconquistata dai Goti, con la fine della guerra nel 553 d.C., la città tornò ai Bizantini perdendo tutto il suo prestigio.

L'impianto urbanistico

I colonizzatori greci individuavano quali caratteristiche indispensabili per i nuovi insediamenti: la vicinanza al mare con la possibilità di un approdo sicuro, la presenza di un'altura ben difendibile ed un corso d'acqua per gli approvvigionamenti idrici. Tali condizioni erano perfettamente rispettate dal promontorio di Monte Echia sul quale fu fondata *Parthenope* nel VII secolo a.C., e dal Pendino sul quale sorse *Neapolis* circa due secoli più tardi.

Il Pendino ha una forma trapezoidale con apice nella zona dell'impianto ospedaliero del Policlinico vecchio, ed è costituito da un tavolato di origine strutturale, top deposizionale del Tufo Giallo Napoletano, ricoperto dai depositi piroclastici delle eruzioni successive, in sito e rimaneggiate. Esso degrada abbastanza dolcemente verso SE, dove una scarpata a pianta sinuosa, interpretabile come una paleofalesia, lo delimita dal Corso Umberto I, strada che marca il limite della piana costiera. Due corsi d'acqua (*lavinarii*, cfr. parte II, cap. 5) definivano i limiti occidentale, settentrionale, ed orientale del Pendino, che risultava separato, e al contempo difeso, dai versanti delle colline del Vomero e di Capodimonte e dall'area paludosa del Sebeto. Queste condizioni di altura difesa in modo naturale furono esaltate e completate dalla costruzione di un circuito murario, che si data con la stessa fondazione della città.

Sull'area più alta del Pendino, detta Caponapoli (70 m s.l.m.), sorse il primo nucleo urbano di *Neapolis*, occupando solo una piccola area del pianoro nella quale si identifica l'*acropoli*. In questa zona, e precisamente sul lato sud orientale, in corrispondenza dell'ex convento di San Gaudioso, è stata rinvenuta una stipe votiva contenete 700 oggetti di materiale fittile, deposti in fosse scavate nel tufo ad una profondità di 7 m, legata al culto di Demetra. Tutto il materiale è databile tra il IV ed il III secolo a.C., e va ad aggiungersi al rinvenimento di una testina di terracotta, datata alla metà del VI secolo a.C., rinvenuta negli scavi di Villa Chiara, che sembra confermare la destinazione sacra dell'area già in età arcaica (AA. VV., 1985).

La "città nuova" è costruita secondo un impianto che, con la regolarità del suo tracciato riporta ad una concezione di tipo *ippodameo*. In realtà, secondo recenti studi archeologici (Greco, 1994), l'impianto di *Neapolis* non deriva dall'architetto Ippodamo da Mileto, che opera nella seconda metà del V secolo a.C., e segue il modello urbanistico per *strigas* (per

fasce). Tale tipologia insediativa, usata dai Greci già a partire dall'VIII secolo a.C. e diffusa in tutto il Mediterraneo, sarà canonizzata nel V secolo a.C. proprio da Ippodamo di Mileto.

L'impianto per *strigae* si risolve in un reticolo di vie disposte ortogonalmente tra di loro all'interno dell'area cinta dalle mura. Le strade principali, con orientamento Est – Ovest sono dette *plateae*; le secondarie, con orientamento Nord – Sud, sono dette *stenopos*. Queste strade principali vengono dette erroneamente decumani e cardini, difatti *decumanus* e *cardo* designavano gli assi della divisione agraria, la *centuriatio* del mondo romano, che non ha nulla a che vedere con le strade urbane, specialmente con una città greca come *Neapolis* (Greco, 1994). L'impianto per fasce risulta costituito da tre platee e circa venti stenopoi, e si adatta alla conformazione topografica dei luoghi. La platea inferiore e la mediana (attuali vie San Biagio dei Librai-Vicaria e via dei Tribunali) raggiungevano le porte della città, presentando un andamento regolare; mentre la platea superiore (vie Anticaglia – Pisanelli – S. Sofia) presenta alcune irregolarità di tracciato dovute alla costruzione dei teatri. Inoltre, la griglia risultante dagli incroci, alla distanza regolare di 35 metri, delle tre platee con circa 20 *stenopos* o *vici* (dal greco *stenopoi*), larghi circa 3 metri, definisce delle *insulae* (isolati) e risulta ruotata di circa 20° in senso antiorario rispetto all'asse N-S, proprio per essere più compatibile con le accidentalità del sito.

Al centro di questo sistema viario, nella zona oggi corrispondente all'area di Piazza San Gaetano ed al complesso di San Lorenzo Maggiore la concentrazione degli edifici pubblici è notevole. A Sud della platea mediana era, infatti, localizzato il cuore politico della città, l'*agorà*, poi inglobata nel *foro* della Napoli romana, dove scavi archeologici hanno messo in luce il terrazzo del *macellum*. A Nord di via dei Tribunali si elevava il Tempio dei *Dioscuri* (Castore e Polluce), coincidente oggi con la chiesa di San Paolo Maggiore, del quale sono sopravvissute solo due colonne; l'*Odeion* e il Teatro aperto, conservato quasi completamente al disotto degli edifici moderni, sono riconoscibili dall'andamento curvilineo di Via Pisanelli, dove gli edifici si allineano seguendo la curva della *cavea*.

La città archeologica non si esaurisce naturalmente tra gli edifici del decumano maggiore. Vanno, infatti, considerate: l'area del Duomo, con la sua complicata stratificazione al disotto della Basilica di Santa Restituta; l'*insula* residenziale di vico Carminiello ai Mannesi; una *domus* romana in corrispondenza di Palazzo Corigliano; il quartiere residenziale di San Nicola ai Caserti; il complesso termale di Santa Chiara.

Tracce e resti di varia età si trovano un pò ovunque sul territorio antico, anche se la loro identificazione è difficoltosa. Da non sottovalutare è poi la presenza di testimonianze, a volte anche cospicue, di edifici termali. *Neapolis*, infatti, dal I secolo a.C. divenne oggetto dell'interesse degli imperatori, che ne fecero la città degli *otium*. Il settore sud occidentale, all'esterno delle mura, diventò allora un quartiere residenziale, come dimostrano i rinvenimenti a Santa Maria La Nova e nell'area che si estende da Piazza Borsa fino a via G. San Felice, che suggeriscono l'ipotesi di un quartiere termale posto all'esterno delle mura. A questo devono appartenere anche i resti di lacerti di strutture murarie e piani pavimentali di ambienti appartenenti, secondo gli Archeologi, molto probabilmente ad un edificio termale sorto su un terrapieno, scoperto in via A. Diaz con gli scavi della futura stazione metropolitana "Toledo". I materiali ceramici recuperati nel terrapieno, datano alla prima metà del II secolo d.C. in coerenza con la tecnica muraria delle strutture che vi sono fondate.

Una tra le testimonianze monumentali di *Neapolis* è rappresentata dal circuito murario antico, di cui si conservano ampi tratti in diversi punti della città. Esso seguiva il profilo del pianoro del Pendino che risultava protetto e limitato in modo naturale dai *lavinarii*, molto più profondi di quanto non appaia oggi dall'analisi della topografia.

La cinta muraria difensiva si articolava, sostanzialmente, lungo questo percorso: assicurata la protezione del versante N che delimitava il vallone del *lavinario* orientale lungo via Foria, scendeva parallelamente a via Costantinopoli deviando, in corrispondenza di via Sapienza per attraversare l'area del vecchio Policlinico ed allinearsi con vico San Domenico ed il lato orientale di via Mezzocannone; da quest'ultima, si piegava verso Piazza Nicola Amore, collegandosi a Piazza Calenda a Forcella, completandosi, infine, lungo la direttrice di Castel Capuano – Foria (cfr. fig. 37 in 6.1.4).

Alla precisa definizione del tracciato della fortificazione, di cui si parlerà più diffusamente nel seguente paragrafo, si è giunti solo recentemente confutando anche l'ipotesi di un suo ampliamento ad occidente nella seconda metà del IV secolo a.C. Già in età ellenistica alcuni tratti delle mura perderanno la loro funzione difensiva e verranno utilizzate come fonte di materiale da costruzione. Gli unici interventi di una certa rilevanza riguardano il loro ampliamento e potenziamento verso occidente in risposta alla crescita urbana ed alla minaccia dei Goti, sotto il dominio di Valentiniano III (440 d.C.).

Ai ritrovamenti archeologici dei tratti di mura urbane si accostano le indicazioni derivanti dalla memoria medioevale che indica l'ubicazione delle porte della città alle

estremità delle platee o di assi stradali. Così risultano ubicate alle estremità delle platee: ad Est di via dei Tribunali, la Porta Capuana, ed una sotto San Pietro a Maiella, ad Ovest; la Porta detta di Santa Sofia, all'estremità orientale della platea superiore, che non aveva il corrispondente occidentale; sul limite orientale di San Biagio dei Librai, la Porta Nolana o *Furcillensis*, e su quello occidentale, la Porta San Domenico. A queste si aggiungono, secondo la tradizione, la Porta Ventosa, a Mezzocannone, ed una all'estremità settentrionale di via Duomo denominata Porta di San Gennaro.

Infine, al di fuori delle mura e delle porte si dispongono le *necropoli* a partire da: quella orientale, più antica ed estesa di Castel Capuano, che nel tempo si svilupperà a N e a S seguendo il tracciato delle mura; a una serie di ipogei a settentrione, a Piazza Cavour e ai Vergini; a quella occidentale di via Broggia, con tombe a tegoloni di epoca Romana.

6.1.4 Disamina dei dati storico-archeologici e loro rilettura in chiave geomorfologica e stratigrafica

Le notizie storico - archeologiche estratte dalla letteratura sono utili per ricostruire la genesi e l'evoluzione di questa parte del paesaggio napoletano, che spazia dalla messa in posto del Tufo Giallo Napoletano ad oggi, attraverso le varie fasi di urbanizzazione, sia delle fasce collinari che del settore costiero, ai quali è stata dedicata una analisi dettagliata.

Una lettura critica della letteratura di settore può, infatti, fornire una serie di dati stratigrafici relativi alle modificazioni della cinta muraria e dell'idrografia, all'occupazione di nuovi ambiti territoriali, ed al contesto stratigrafico, in termini di: età, quota, e tipo di sedimento o roccia in cui i reperti archeologici sono stati ritrovati. L'insieme di questi dati è riportato in una carta tematica dei ritrovamenti archeologici di età greco-romana (fig. 37).

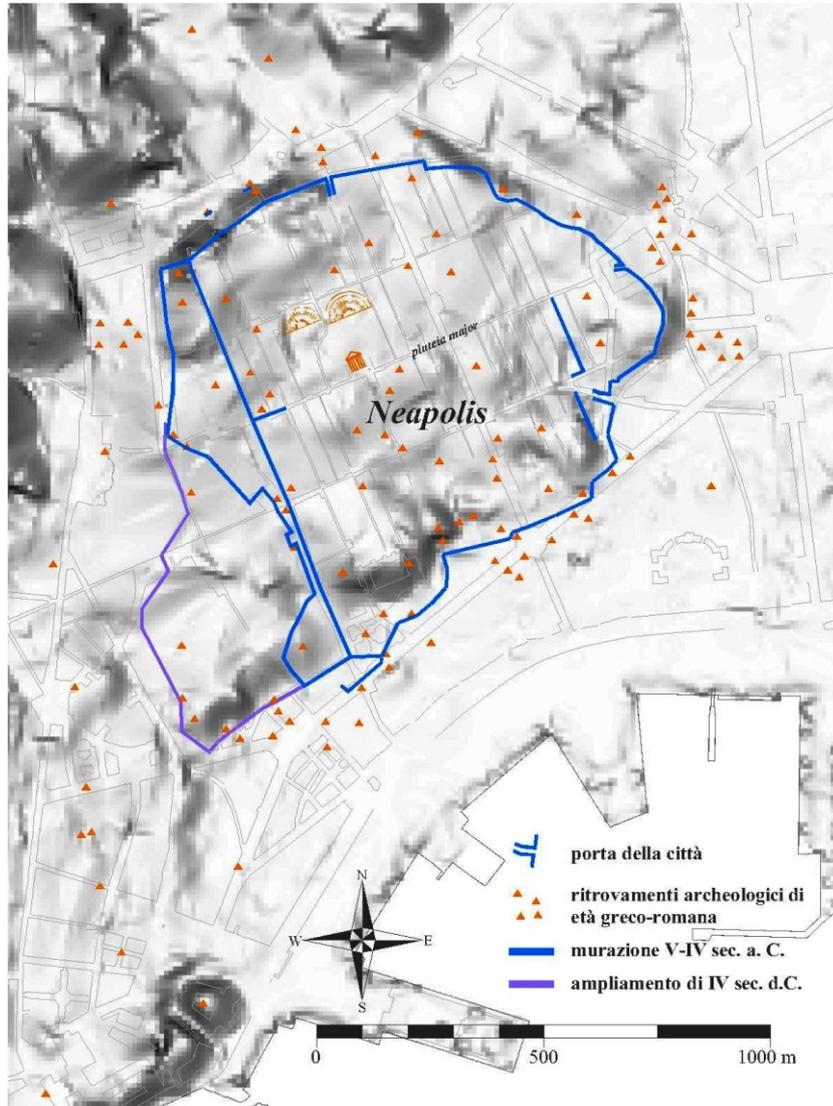


Figura 37. Carta dei principali ritrovamenti archeologici noti da letteratura tra Piazza Municipio e Garibaldi su stralcio base topografica semplificata in scala 1:1000 del Comune di Napoli ed ombra zenitale del DEM.

Il settore posto a meridione del Centro Storico e prossimo al mare era già stato oggetto dagli interventi di riassetto urbano e fognario operati dalla Società del Risanamento di Napoli alla fine del XIX secolo, in risposta all'emergenza sanitaria del colera, scoppiato proprio nei quartieri bassi. Tali interventi costituirono la fonte della maggior parte delle conoscenze archeologiche attuali, confluite nelle "Notizie degli scavi delle antichità" e nell'opera di Ferdinando Colonna di Stigliano, riportate in altre pubblicazioni e sintetizzate nel precedente paragrafo.

La rivisitazione dei documenti di scavo archeologico relativi a quel periodo, unita allo studio delle sintesi ricostruttive proposte da vari Autori nello scorso secolo, in aggiunta a dati

inediti, ha consentito agli Archeologi della Soprintendenza di delineare le caratteristiche della città, dall'età greca a quella moderna.

In una pubblicazione dell'Ispettore Archeologo D. Giampaola (2004) vengono sintetizzati i risultati dello studio sulle mura e sull'evoluzione del paesaggio costiero di Napoli a partire da quello effettuato da Bartolomeo Capasso su Napoli Greco-Romana (Capasso, 1895), e sulla Napoli dell'XI secolo (Capasso, 1905) corredato da una pianta della città, la ricostruzione dell'insediamento, ed informazioni sull'area portuale (fig. 38).

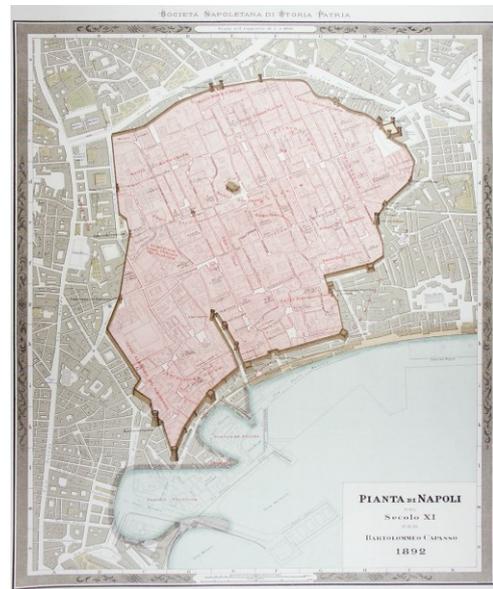
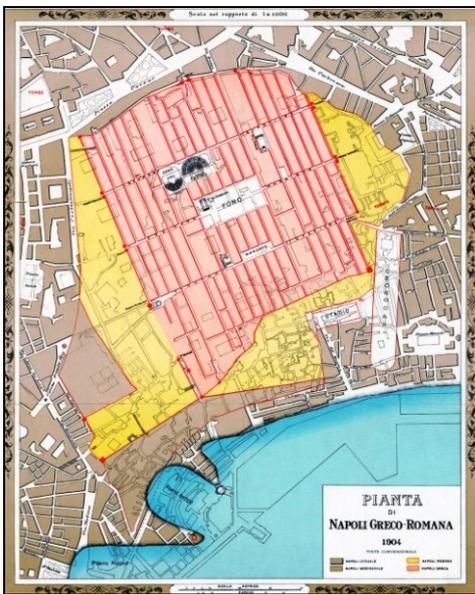


Figura 38. Pianta di Napoli Greco – Romana e nel secolo XI, secondo la ricostruzione di B. Capasso, 1904 e 1892.

Giampaola (2004) estrae anche i dati relativi al tracciato ed all'ampliamento delle mura fortificate da altri precedenti studi (Napoli, 1969; Greco, 1986), sottolineando e convenendo con questi, che la porzione orientale e settentrionale delle cinta muraria non è mutata dal primo impianto fino al XIII secolo, e non confutando le diverse opinioni in merito al tratto occidentale e meridionale delle mura. Nel particolare, l'ipotesi ricostruttiva dell'Autrice, dopo questa attenta disamina della letteratura e delle soluzioni proposte, viene basata su nuovi saggi di scavo e vede il tratto occidentale della fortificazione immutato dal V al III secolo a.C. ed interessato solo da interventi di restauro e fortificazione. Viene inoltre evidenziato un dato geomorfologico relativo al tratto di murazione occidentale a Nord di Piazza Bellini

(complesso di Sant'Antoniello alle Monache), dove le mura di fine IV a.C. poggiano contro quelle della metà del V secolo a.C., che risulta avere una funzione di terrazzamento del fianco del vallone che incideva Piazza Dante. Quest'ultimo, emerso durante i lavori di realizzazione della omonima stazione della Metropolitana di Napoli, Linea 2, risulta colmato insieme alle mura nel XIII secolo e nelle fasi successive. Situazioni analoghe vengono riscontrate anche in altri tratti della murazione di *Neapolis*, ovunque siano stati realizzati scavi archeologici in modo esteso.

Riguardo l'espansione occidentale della città e delle mura in epoca Tardoantica, sotto Valentiniano III, in base ai recenti scavi l'Autrice conferma l'andamento suggerito da Mario Napoli (1969), secondo il quale le mura seguivano un tracciato che si articolava, a partire da Piazza Bellini, lungo via S. Sebastiano, Piazza del Gesù, via Carrozzieri, Santa Maria La Nova, via Sedile di Porto, San Giovanni Maggiore. L'espansione edilizia appare aderente alle mura greche ad eccezione delle terme di Santa Chiara e delle *domus* di Santa Maria La Nova, ipoteticamente messe in relazione, di recente, all'area portuale e al quartiere meridionale. I restauri e le fortificazioni seguenti, operate da Belisario e successivamente da Narsete, durante la guerra greco-gotica, non mutano la parte occidentale delle mura di Valentiniano III. A Narsete è, tuttavia, attribuito un ampliamento del perimetro fortificato con l'inserimento al suo interno dell'area portuale.

In sintesi, lo studio condotto da Giampaola (2004) evidenzia una sostanziale coincidenza dei tratti occidentali delle mura greche e tardoantiche, ed una perfetta corrispondenza di estesi tratti dell'intera cinta muraria con la morfologia accidentata dei margini del Pendino.

Per quel che riguarda il settore meridionale della città risulta che, come già evidenziato da M. Napoli (1969), da occidente le mura di IV secolo a.C. seguivano l'articolato andamento di una falesia e dell'alveo che la incideva lungo via Mezzocannone, per poi piegare verso oriente fino a piazza Nicola Amore e Piazza Calenda, a Nord di Corso Umberto I. Lo Stesso ipotizza che le mura di età ducale seguano l'ampliamento verso il porto realizzato da Narsete sul finire nella metà del VI secolo d.C.

La parte meridionale di *Neapolis* risulta utilizzata per le attività artigianali fin dal III secolo a.C., come attestano gli imponenti scarichi di ceramica prodotta da officine localizzabili lungo le rampe di San Marcellino e Corso Umberto I; tale destinazione d'uso si riaffermerà anche per l'età medioevale. I dati recuperati durante i lavori del Risanamento

indicano una intensa occupazione, sia all'interno che fuori le mura, di questa fascia della città prossima al mare, che data dall'età Imperiale fino al IV secolo d.C.

A Piazza Nicola Amore la supposta presenza del Ginnasio e dello Stadio (Capasso, 1905) a causa del ritrovamento di iscrizioni agonistiche, sembra trovare conferma nei sondaggi geoarcheologici preliminari allo scavo della futura stazione della metropolitana. Questi hanno evidenziato, come indicato da Giampaola (2004), la presenza di strutture di età romana fondate su livelli di spiaggia di età tardo ellenistica. L'Autrice, in una nota finale, comunica che le indagini proseguite con lo scavo della stazione hanno rivelato elementi importanti per la fase romana, rappresentati da un edificio templare di età giulio-claudia costruito all'esterno delle mura greche, probabilmente connesso con una più complessa sistemazione monumentale legata all'istituzione dei Giochi isolimpici.

È noto (Capasso, 1905) che a Piazza G. Bovio al disotto della cappella di S. Aspreno, inglobata nell'edificio della Borsa, vi siano tracce di un edificio termale, mentre la presenza di altri edifici di età imperiale viene esclusa dalla Giampaola (2004) che segnala in questo luogo l'esistenza di una insenatura testimoniata, nell'area NO dello scavo, da livelli di battigia del I secolo d.C. seguiti da un ambiente sommerso poco profondo, in cui si sono alternati fenomeni di ingressione e regressione marina. Tale insenatura, la cui funzione di approdo non è stata accertata, si sarebbe insabbiata a partire dal V secolo d.C. con un progressivo avanzamento della linea di costa, oltre il margine meridionale dello scavo, in una posizione che risulta rappresentata nelle cartografie a partire dal XV secolo. L'Autrice segnala che a partire dal VI secolo d.C. l'area di questa piazza è occupata da officine per la realizzazione di oggetti in vetro e materiali ferrosi che, sul finire del secolo, subiscono impaludamenti per effetto della risalita della falda ed apporto idrico dalle alture retrostanti. Tali condizioni ambientali non impediranno, però, il nascere di un quartiere e strutture attrezzate a magazzini, connesse all'attività portuale, che risultano ampliate nell'VIII e poi distrutte tra il IX ed il X secolo per far posto ad un'area sepolcrale; queste difficili condizioni ambientali sono registrate ancora nell'XI secolo dalla completa oblitterazione delle strutture. Solo nel XII secolo verrà realizzato un nuovo quartiere a meridione della piazza, che conoscerà più fasi di restauro, ed un ampliamento nel XIII e XV secolo (Giampaola, 2004).

6.2 ESAME DEI DATI ARCHEO-STRATIGRAFICI ED EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE NELLE AREE DI CANTIERE DELLA LINEA 1 DELLA METROPOLITANA DI NAPOLI

L'insieme delle conoscenze acquisite attraverso lo studio della letteratura di settore, andranno a completare i dati acquisiti ed elaborati in modo rigoroso nel corso della realizzazione della Linea 1 della Metropolitana di Napoli. Quest'ultimi hanno, di fatto, permesso la raccolta di dati archeo-stratigrafici inediti relativi al settore meridionale ed occidentale della città, il cui valore va oltre l'importanza dei singoli ritrovamenti archeologici e consiste nel contributo alla ricostruzione di questa parte del paesaggio costiero.

I dati che si esporranno di seguito derivano dalle sezioni apparse con lo scavo dei “pozzi di stazione” (in seguito “*pds*”) denominati “Municipio” (*pdsM*), “Università” (*pdsU*), “Duomo” (*pdsD*) e “Garibaldi” (*pdsG*) (fig. 39).

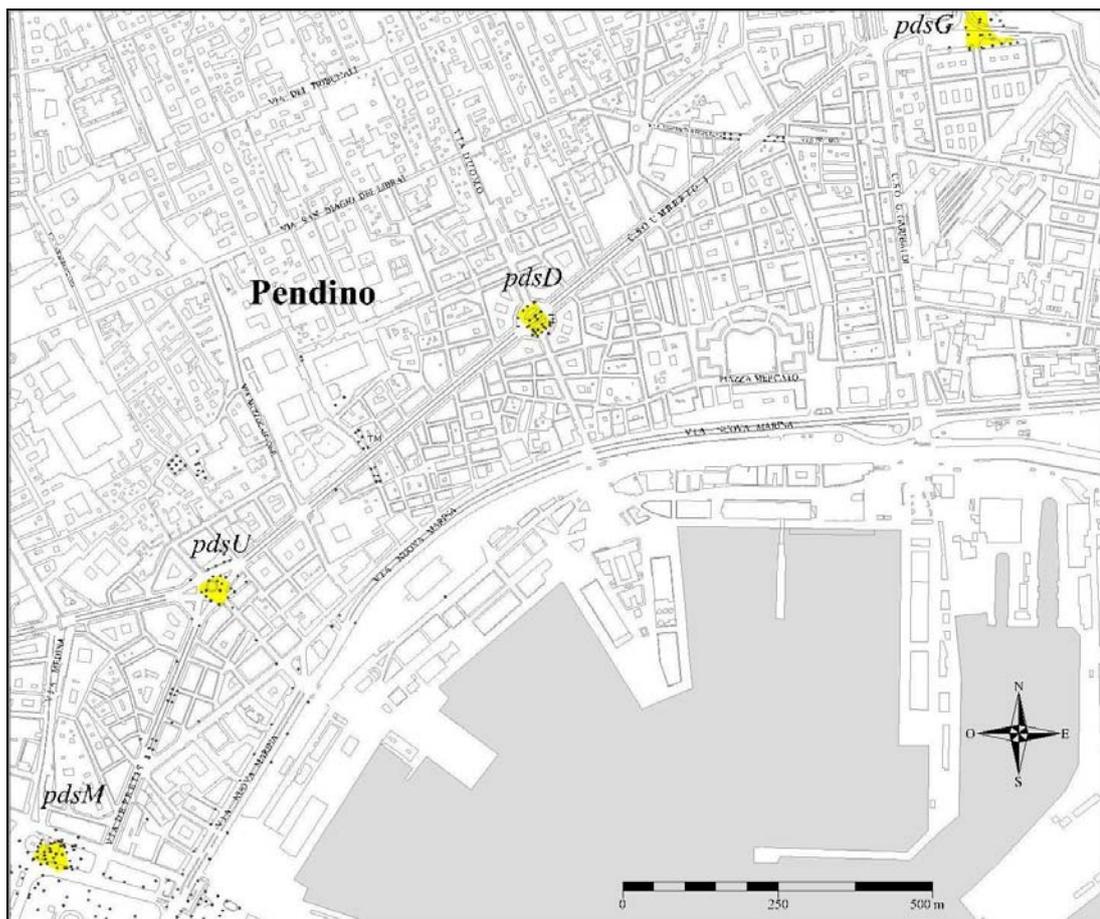


Figura 39. Ubicazione dei *pds* (pozzi di stazione) in corso di realizzazione lungo la Linea 1 della Metropolitana di Napoli nella tratta di collegamento tra Piazza Municipio e G. Garibaldi, su stralcio della carta topografica in scala 1: 1000 del Comune di Napoli.

Le unità stratigrafiche riconosciute saranno espresse dalla sigla US seguita da un numero attribuitogli durante le fasi di scavo, le età saranno espresse in Ka B.P. (millenni dal presente) o, per il periodo storico, in secoli a.C. o d.C., con numeri romani, le altezze saranno espresse in metri e riferite all'attuale zero altimetrico.

6.2.1 Ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali nell'area del cantiere "Municipio"

Per arrivare alla definizione dei paleoambienti che caratterizzavano questo settore della costa è occorso studiare l'estesa stratigrafia emersa durante lo scavo del pozzo di stazione di Piazza Municipio (*pdsM*).

I dati ed i risultati che di seguito verranno esposti derivano dalla integrazione dei dati provenienti dalle analisi paleoecologiche e sedimentologiche realizzate dal Geomorfologo Prof. re C. Morhange (CERERGE, Università Aix-Marseille), durante la campagna di scavi del 2003, e dalla dettagliata analisi archeo-stratigrafica effettuata dall'èquipe di Archeologi guidati dall'Ispettore responsabile della Soprintendenza Dott.ssa D. Giampaola, con la quale è attualmente aperta una proficua forma di collaborazione, ed interpretazioni geologico-stratigrafiche da me condotte sulle sezioni osservate direttamente e sugli elaborati fornitimi. Parte dei dati e risultati sono stati discussi ed elaborati in stretta collaborazione con la Dott.ssa Geologo G. Irollo e con il Prof. re A. Cinque.

Lo scavo, ubicato nella parte meridionale della piazza, ha interessato una superficie di forma rettangolare di circa 1090 m² ed una sequenza stratigrafica di circa 13 metri di profondità dall'attuale piano di campagna (fig. 40).



Figura 40. Ubicazione del *pdsM* a Piazza Municipio e della sezione stratigrafica sintetica riportata in figura 41.

Le sezioni archeo-stratigrafiche messe in luce sono parallele alle paratie dello scavo, che si sviluppano: in direzione circa NNO-SSE, per una lunghezza massima di 46 m; al centro del *pdsM* e lungo la sua parete Sud in direzione ENE-OSO, per circa 23 m.

Nell'area NO del *pdsM* si riconosce una unità basale rappresentata da un deposito di colore bruno, compatto, a componente piroclastica e caratterizzato da livelli cineritici e livelli a granulometria sabbiosa contenenti pomice identificato come la *facies* incoerente del Tufo Giallo Napoletano (TGN; 15 Ka B.P.). Questa unità stratigrafica, siglata in questo settore del pozzo come **US1201**, presenta al tetto due incisioni poco profonde e dall'andamento sinuoso che dalla parete NNO tagliano l'angolo immergendo verso la parete Nord. La maggiore delle incisioni risulta riempita dall'**US1202**, formata da sabbie ad evidente stratificazione orizzontale. Scartata l'ipotesi di una loro genesi in ambiente subaereo perché dall'esame sedimentologico e paleontologico l'unità di riempimento è riconducibile ad un ambiente di *shoreface*, queste incisioni sembrano rappresentare solchi d'erosione generati dall'emergenza di una piccola sorgente sottomarina.

Nella parte rimanente e più estesa del *pdsM* lo scavo non è stato eseguito in continuità, per cui le varie porzioni della stratigrafia progressivamente emersa possono essere riassunte nella

figura 41, una stratigrafia di sintesi in cui è schematizzata la parte più integra della parete Sud dello scavo (fig. 42), in una sezione a direzione circa E-O, della larghezza di 2.80 m ed altezza di circa 7 m.

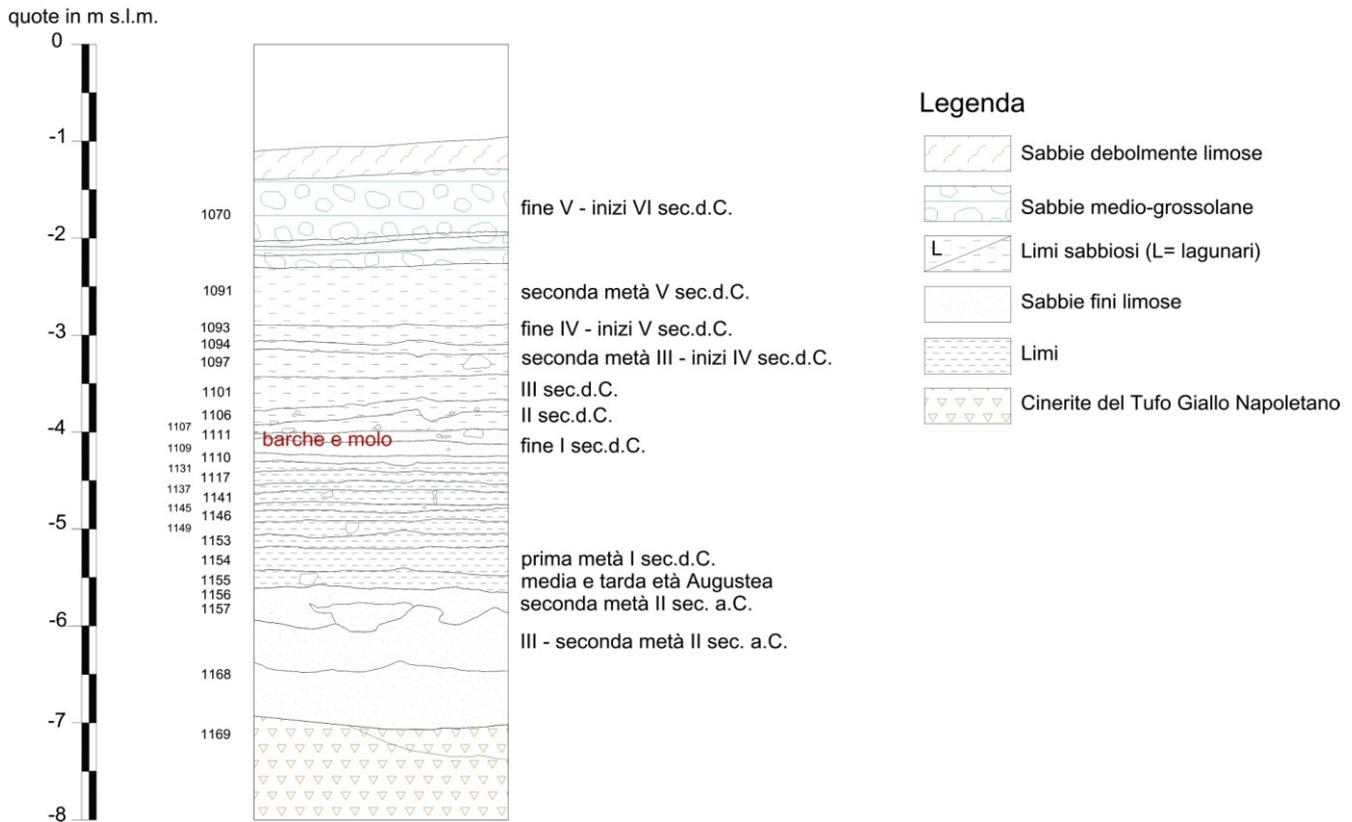


Figura 41. Colonna stratigrafica sintetica relativa alla parete Sud dello scavo del *pdsM*.

L'unità posta alla base dello scavo, **US1169**, è rappresentata dal TGN, riconosciuto precedentemente nell'angolo NO con la sigla US1201. La quota assoluta del tetto di questa unità, osservata su tutta l'area di scavo, decresce da un valore di -5.60 m, misurato lungo il margine NNO a -7.0 /-7.60 m verso SE. Il substrato tufaceo mostra una serie continua di fossati ravvicinati, di forma pseudo-rettangolare, che si intersecano tra di loro che nel loro insieme si sviluppano in due direzioni principali, verso SE e SO, presentando: una profondità del fondo concavo variabile, mediamente conservata per 0.50 m; una larghezza pari a 1.65/1.80 m; una lunghezza minima che varia dai 3 ai 5 m. Questi fossati e quelli presenti nei sedimenti sovrapposti rappresentano le tracce evidenti di interventi antropici di dragaggio del fondale susseguitisi più volte in epoca romana (fig. 42).



Figura 42. Tracce delle superfici di dragaggio nell'area NO del *pdsM*.

«L'azione di dragaggio, - scrive Giampaola et alii (2006) - avvenuta in ambiente subacqueo, è stata eseguita non solo per eliminare l'accumulo dei detriti, ma forse è stata anche una programmata attività di scavo al fine di abbassare il livello del fondale, visto che è stato asportato anche il sostrato superficiale del banco di Tufo Giallo Napoletano (cinerite), in alcuni casi fino ad uno spessore di 0.85 m». Gli interventi di dragaggio sono documentati su tutta l'area di scavo e gli Archeologi non escludono che essi abbiano interessato, oltre che la parte più vicina alla riva, anche altre aree del bacino. Dall'esame della morfologia e tipologia dei solchi, orientamento e dimensioni delle fosse, Giampaola et alii (2006) formulano delle ipotesi sull'attrezzatura utilizzata per dragare e sul suo funzionamento, concludendo che le operazioni di dragaggio potrebbero essere state realizzate da una imbarcazione munita di draga, probabilmente una ruota con uno o più cucchiai dal profilo dentato. Tale ruota, munita di un braccio, scavava il fondale scaricando i detriti asportati su una seconda barca di supporto che li scaricava altrove.

L'integrità di queste tracce sul substrato tufaceo suggerisce il loro rapido ricoprimento da parte di sedimenti marini, a loro volta coinvolti in operazioni di dragaggio successive. Infatti, le unità di riempimento dei solchi lasciati dalla draga sul substrato, costituite da sabbie con ghiaia, resti malacologici ed alghe, risultano troncate da altri solchi poi riempiti da sabbie fini laminate con alghe diffuse, e contengono ceramica residuale datata al IV-II secolo a.C., come probabile effetto del rimescolamento dovuto alle operazioni di dragaggio.

L'**US1168** diffusa su tutta l'area del *pdsM* è costituita da sabbie fini, contenenti reperti archeologici di età compresa tra il III e la seconda metà del II secolo a.C., e reca al tetto un insieme abbastanza continuo di solchi che definiscono l'ultima superficie di dragaggio riconosciuta che si sviluppa da una quota minima di -5.55 m a -6.20 m.

Le sabbie fini dell'unità stratigrafica estesa tra -5.50 e -5.60 m, identificata come **US1157**, si trovano a tetto della superficie dell'**US1168** e ne livellano i solchi. Questa unità è datata alla seconda metà del II secolo a.C. e chiude la sequenza che era stata interessata dalle operazioni di dragaggio. Quest'ultime possono essere datate in considerazione dell'abbondanza di ceramica a vernice nera, di età compresa tra la fine del IV – prima metà del III secolo a.C., e contenuta nei riempimenti delle fosse più antiche, fissando tale cronologia per le fasi iniziali dei dragaggi, e forse per l'utilizzo portuale (Giampaola et al., 2006).

Gli interventi di dragaggio hanno coinvolto una sequenza di unità marine poste al tetto del substrato tufaceo, che per le loro caratteristiche sono riconducibili ad un ambiente di *shoreface*, ossia un ambiente intertidale compreso tra la spiaggia emersa e quella sommersa. La ricostruzione dettagliata dei rapporti stratigrafici tra le sub unità all'interno dell'**US1168** è resa infattibile a causa dei troncamenti e rimescolamenti effetto delle operazioni di dragaggio. L'**US1157** che chiude e livella i dragaggi è ancora riconducibile per granulometrie e contenuto paleontologico (Bourrillon, 2005) alla stessa tipologia ambientale.

Una porzione della sezione stratigrafica esposta lungo la parete S dell'area di scavo, rappresentata nella sezione di sintesi di figura 41, consente di ricostruire l'evoluzione del settore dal III secolo a.C. al V-VI secolo d.C.

Alla base di questa sezione si trova l'**US1168**, di cui si è già detto, che mostra al tetto gli evidenti segni delle operazioni di dragaggio e l'**US1157** che la livella. L'unità stratigrafica successiva **US1156**, con tetto compreso tra -5.30 e -5.50 m, è ancora caratterizzata da una granulometria sabbiosa fine ed è datata all'ultimo terzo del I secolo a.C.

Ad essa segue l'**US1155** (fig. 43), spessa circa 20 cm e datata tra la fine del I



Figura 43. Foto parete S dell'asola Sud del *pdsM*. È mostrata la stratigrafia (2.40 m) dei fondali di età Imperiale, dalla fine del I secolo a.C. (US1155) alla seconda metà III – inizi IV secolo d.C. (US1097).

secolo a.C. e l'inizio del I secolo d.C., tra la media e la tarda età augustea (15 a.C. – 15 d.C.), che segna una variazione sedimentaria che vede il passaggio dalle sabbie fini, caratteristiche dei precedenti strati, ai limi.

Per uno spessore di circa 70 cm, a partire dal top dell'US1155 e fino all'US1146, si osserva, infatti, l'alternanza di sabbie prevalentemente fini e limi sabbiosi con vegetazione algale diffusa, distinte in US datate alla prima metà del I secolo d.C.

La seguente e coeva **US1145** registra un ulteriore cambiamento della granulometria dei sedimenti che passano a sabbie grossolane limose, in un fondale con abbondante copertura algale.

Al tetto di quest'ultima si trova l'US1141 caratterizzata dalla stessa granulometria dello strato precedente e la presenza di pomici debolmente arrotondate e malacofauna, datata alla seconda metà del I secolo d.C. In effetti per la parte inferiore dell'intera sequenza stratigrafica (dall'US1155 all'US1141) si ha il persistere di un ambiente marino a bassa energia

documentato dall'alternanza di limi a sabbie fini limose e che si chiude con sabbie grossolane limose, con sporadici massi depositatisi sul fondale.

Al tetto di questa sequenza si osserva il passaggio a limi (**USS1137** e **1117**) datati alla seconda metà del I secolo d.C. Questi passano superiormente a sabbie grossolane con pomici di diametro centimetrico appartenenti all'**US1110**, che mostrano sottili laminazioni e cenni di stratificazione incrociata con *ripple marks*. Anche la successiva unità, **US1109**, presenta una granulometria sabbiosa con pomici e litici (ciottoli silicei dal diametro massimo di 2 cm) estranei all'ambiente e di probabile uso antropico.

Procedendo verso l'alto aumenta il contenuto fossile dato da malacofauna ben conservato nell'**US1111** che risulta costituita da sabbie grossolane limose con pomici arrotondate ed alcuni grossi blocchi di colore rossastro, resti ceramici a spigoli vivi e frammenti ossei. Quest'unità è datata tra la fine del I e l'inizio del II secolo d.C.

Le **US1107**, **1106** e **1101** che coprono la precedente US1111 se ne differenziano per un aumentato contenuto di limo che le fa classificare come limi sabbiosi, contenenti ancora pomici poco arrotondate e resti di ceramica con angoli non smussati, ed una componente malacologia meno abbondante rispetto ai livelli sottostanti. Queste unità stratigrafiche sono datate tra la seconda metà del II secolo d.C. (**USS1107** e **1106**) e al III secolo d.C. (**US1101**).

Le seguenti unità rappresentate dalle **USS1097**, **1094** e **1093**, sono costituite da sabbie limose con inclusi resti di ossa di animali e poca malacofauna che diminuisce drasticamente al tetto dell'**US1093**. Tale sequenza, spesso circa 0.50 m, è datata tra la seconda metà del III-inizi IV e la prima metà del V secolo d.C.

A ricoprire questo intervallo è l'**US1091** per uno spessore di circa 0.85 m, che presenta una composizione a sabbie limose, con intervalli ricchi di malacofauna, nei primi 0.65 m i quali terminano con un livello di sabbie gialle sottilmente laminate. La rimanente parte risulta essere costituita da un livello di sabbie grossolane limose nerastre, caotiche, con alghe e pomici non arrotondate, ed uno di sabbie limose. Tutta la sequenza rappresentata dall'**US 1091** viene datata alla seconda metà del V secolo d.C.

Infine, l'**US1070** che ricopre la precedente unità stratigrafica, per lo spessore osservato in sezione di circa 0.50 m (mancano gli ultimi 0.20 m), segna un netto passaggio granulometrico a sabbie pulite a tessitura grossolana, ricche in pomici arrotondate, la cui porzione intermedia presenta una frazione molto grossolana. Nella parte basale essa include malacofauna, alghe e frammenti lignei a cui segue un intervallo sabbioso con struttura

sedimentaria rappresentata da laminazione incrociata a basso angolo, questa passa superiormente a quattro intervalli, il più antico dei quali presenta filamenti vegetali, clasti tufacei e pomici grigie, di sabbie che da grossolane diminuiscono di granulometria verso l'alto (*fining up*) e presentano laminazione incrociata con immersione verso Sud. Al tetto essa mostra un intervallo a granulometria grossolana formato da sabbie debolmente limose con pomici poco arrotondate, resti di valve di lamellibranchi e vegetali. L'intera US1070 viene datata alla fine del V – inizi del VI secolo d.C.

Nel loro insieme le USS1091 e 1070 sono significative di una variazione ambientale. È infatti evidente il passaggio da un ambiente marino a bassa energia, caratterizzato da sabbie limose, limi e limi sabbiosi, ricchi di vegetazione marina e resti di malacofauna, che è indicativo di un bacino con acque non molto profonde riconducibile alla parte inferiore della zona intertidale, ad uno a più alta energia e minor profondità nel quale si ha la presenza di sabbie meno limose, grossolane o molto grossolane, che presentano strutture sedimentarie a laminazione incrociata. L'US1091 che risulta interposta tra la parte basale dell'intera stratigrafia e l'US1070, si configura come un ambiente lagunare o di stagno costiero, transizionale tra i due diversi ambienti.

In definitiva, l'analisi macroscopica, sedimentaria, paleoecologica ed archeologica eseguita sulla stratigrafia esposta lungo la parete Sud del *pdsM* e la determinazione delle varie unità stratigrafiche, documenta che questo settore di Piazza Municipio era caratterizzato da un ambiente riconducibile alla spiaggia intertidale (*shoreface*), in condizioni di bassa energia e con fondali ampiamente vegetati. Queste condizioni sono attestate dalla stratigrafia rilevata al tetto del substrato in Tufo Giallo Napoletano a partire dalle prime unità stratigrafiche che colmano i solchi dei dragaggi effettuati in quest'area, operazioni iniziate tra la fine del IV e la prima metà del III secolo a.C. e protrattesi fino alla seconda metà del II secolo a.C. Ma tali condizioni dovevano caratterizzare l'area anche prima che l'intervento di dragaggio più antico asportasse quasi totalmente le sabbie, spingendosi localmente a scalfire il substrato litoide, o le coinvolgesse in modo da non poterne ricostruire il rapporto stratigrafico. Pochi avanzi di queste sabbie hanno restituito frammenti di ceramica residuale databile al VII secolo a.C., presumibile indizio di una precedente frequentazione del bacino.

La presenza di tale ambiente risulta ampiamente documentata in età romana come testimoniano i ritrovamenti di un molo, pontili e tre relitti di imbarcazioni, insieme ad una grande quantità di reperti che contraddistinguono la sequenza stratigrafica, datando le varie

US, e permettono di ricostruire le fasi di utilizzo a frequentazione di questa parte del porto di *Neapolis* fino alla prima metà del V secolo d.C.

Lo svilupparsi di un ambiente transizionale nella seconda metà del V secolo d.C. è indice di una variazione della linea di costa e di un cambiamento che segna il rapido passaggio a successive condizioni di spiaggia emersa. Quest'ultime sono documentate tra la fine del V e l'inizio del VI secolo d.C. e segnano un avanzamento della linea di costa antica. Il successivo impostarsi di un ambiente palustre di retro cordone porterà ad un definitivo avanzamento della linea di costa oltre il limite meridionale dell'area del *pdsM*.

6.2.2 Ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali nell'area del cantiere "Università"

La ricostruzione volta a definire i processi ed i paleoambienti attivi nel settore di scavo incluso nell'area coincidente con l'odierna Piazza G. Bovio, futura sede della stazione "Università" della Linea 1 della Metropolitana di Napoli, è stata una delle finalità di studio della tesi di dottorato della Dott.ssa G. Irollo (a.a. 2004-2005), con la quale è aperta una proficua forma di collaborazione. Questo progetto basato sull'analisi di *facies*, che definisce i caratteri fisici ed il contenuto paleontologico di una o più unità stratigrafiche, ha previsto una serie di analisi, oltre che quella macroscopica dei depositi, di tipo litologico e tessiturale, delle strutture deposizionali, della giacitura e geometria dei corpi sedimentari, e delle faune (in collaborazione con il Prof. G. Ciampo ed il Dott. V. Di Donato, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli Federico II).

Per cui si esporrà di seguito una sintesi dei dati e degli esiti di questa ricostruzione preliminare, nell'intervallo compreso tra la formazione dell'unità del Tufo Giallo Napoletano (15 Ka B.P.) ed il periodo Bizantino, che sarà integrata grazie ai dati recuperati nel corso di recenti scavi e sondaggi geoarcheologici realizzati per la linea metropolitana, come sempre in collaborazione con i responsabili della Soprintendenza e della Società incaricata delle indagini preliminari, Tecno-In S.p.A. di Napoli, con i responsabili della Soprintendenza (Dott.sse D. Giampaola e V. Carsana) ed il Prof. re A. Cinque.

Il pozzo della stazione "Università" (*pdsU*) è ubicato al centro di Piazza G. Bovio, il suo scavo ha implicato una superficie di forma rettangolare di circa 706 m² ed una sequenza stratigrafica che raggiunge i -15 m sotto il livello del mare. Le paratie dello scavo si estendono per 43.6 m dal limite meridionale della piazza in direzione NO-SE, e per 16.2 m in direzione NE-SO (fig. 44).

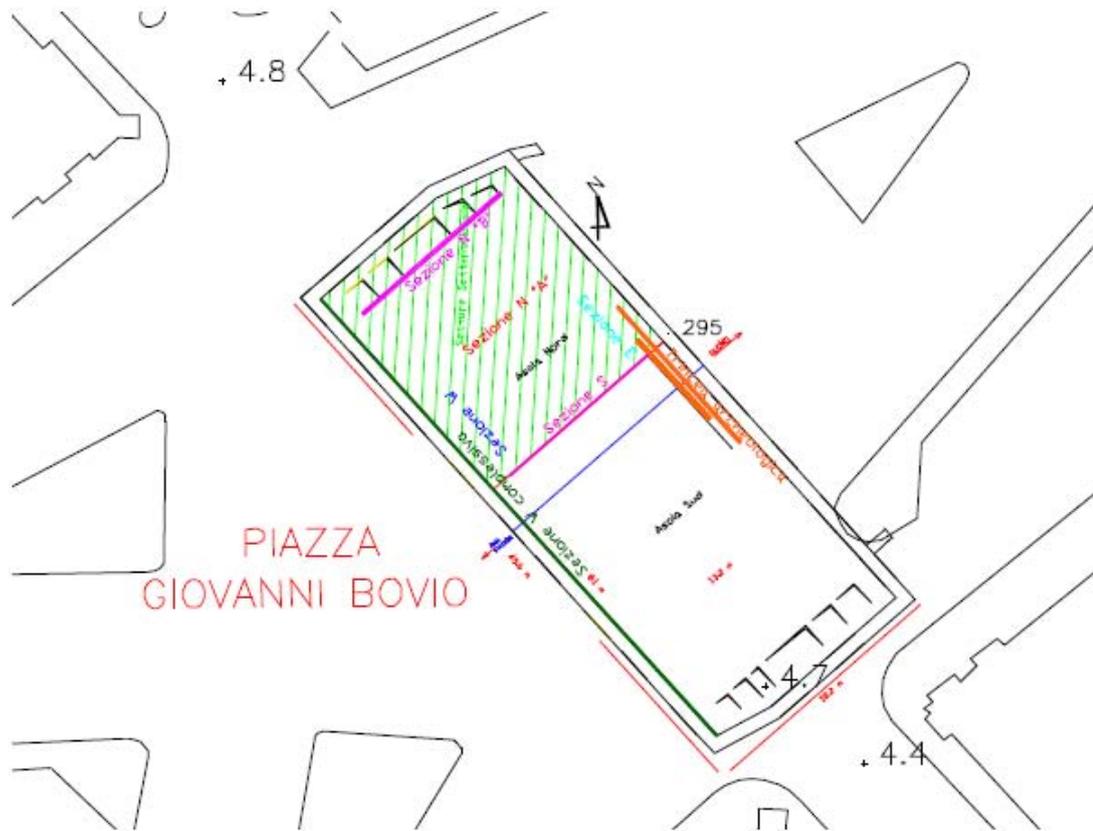


Figura 44. Ubicazione dell'area di scavo del *pdsU* a Piazza G. Bovio, della trincea archeologica e delle sezioni descritte.

Durante i lavori di scavo sono state progressivamente osservate le stratigrafie che emergevano dalla realizzazione di una trincea archeologica (7 x 17m) parallela al bordo orientale del *pdsU* e lungo le pareti di due aperture di forma rettangolare, denominate asole (N e S), di dimensioni pari a 13.2 x 8.2 m, realizzate nei diversi solai.

L'unità più antica e posta alla base dello scavo è quella del Tufo Giallo Napoletano (TGN; 15 Ka B.P.) la cui superficie appare irregolare e presenta una variazione di quota dai - 11.3 m misurati nell'area settentrionale del *pdsU*, ai -15 m di quella meridionale.

Nell'asola N lungo una sezione parallela alla paratia settentrionale, indagata da una quota assoluta di -3.65 a -15 m, è stato osservato che al di sopra del tetto del TGN (quota - 11.7 m) è presente una alternanza regolare di strati dello spessore medio di 0.40 m, piano paralleli, a tessitura caotica, di sabbie medio-grossolane con incluse pomice e cristalli. Il tipo di struttura sedimentaria ed i caratteri tessiturali che contraddistinguono tali livelli permettono di ricondurre la loro genesi ad eventi alluvionali di tipo *debris flow*. A questi si vanno ad

intercalare degli strati spessi circa la metà e costituiti da limi sabbiosi di colore tendente al giallo, a struttura tabulare, talvolta laminati, paleontologicamente sterili. Le analisi sedimentarie svolte su campioni (Irollo G., a.a. 2004-2005, tesi di dottorato a cui si rimanda per i dettagli) prelevati all'interno di questi intervalli limo-sabbiosi indicano che la loro tessitura ha una esclusiva componente piroclastica, con un grado di arrotondamento dei granuli medio-basso, il che consente di ipotizzarne un trasporto in acqua in un'area interessata da incisioni fluviali, potenzialmente inondabile anche per processi di tracimazione. Tale interpretazione trova sostegno nella presenza di strutture sedimentarie che indicano la presenza di uno o più incisioni nell'angolo SO della sezione settentrionale. Qui, infatti, si individuano due superfici di discordanza, la prima delle quali taglia le superfici degli strati tabulari di origine alluvionale descritte in precedenza, con un profilo concavo verso l'alto e debolmente inclinato verso O. Questa prima superficie, presso il margine occidentale della sezione, risulta reincisa da un piccolo corso d'acqua a profilo concavo più inclinato, colmato da sedimenti sabbiosi con piroclastiti incluse, debolmente clinostratificati.

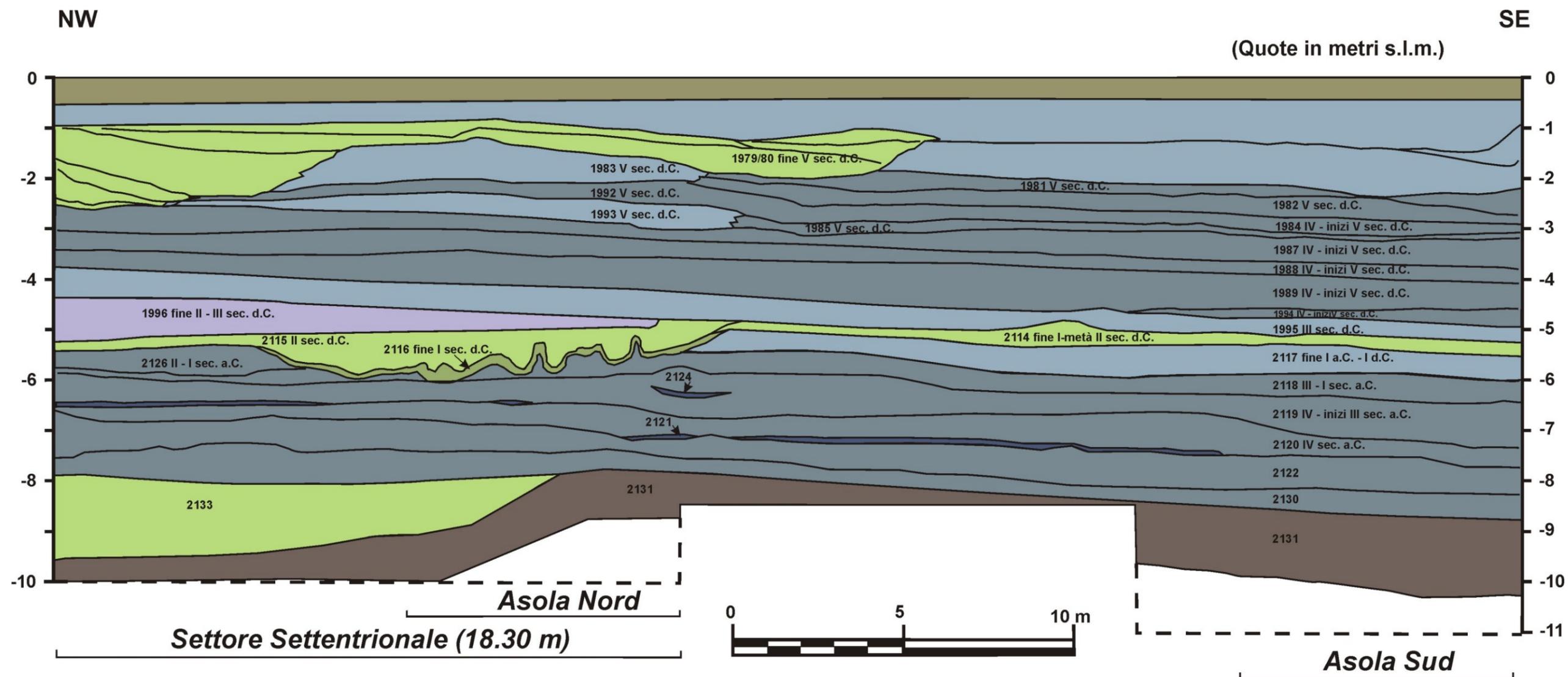
La seconda superficie di discordanza marca dolcemente il lato orientale della sezione con un andamento concavo e diventa più acclive sul margine occidentale ricalcando l'incisione precedente ed erodendo quasi completamente i sedimenti del riempimento della prima incisione.

Essa risulta colmata da una serie di livelli cineritici di colore grigiastro, clinostratificati, che ammantano l'alveo, riconducibili ad una unità vulcanica attribuita, dal Prof. G. Orsi e dal Dott. M. A. Di Vito (vulcanologi consulenti della Soprintendenza), all'eruzione flegrea di Soccavo 4 (10.3 – 9.5 Ka B.P.). Questa unità, identificata come **US2131**, risulta formata da più livelli cineritici alternati a livelli sabbiosi. I primi sono clinostratificati e presentano uno spessore variabile tra i 2 ed i 5 cm, omogeneo lungo tutta la sezione, e sono stati interpretati dai vulcanologi come materiale piroclastico rielaborato in ambiente alluvionale. L'ultimo livello dell'US 2131, osservato tra -7.65 e -7.85 m nel settore settentrionale del *pdsU*, è caratterizzato dalla presenza di pomici scure e ritenuto deposto in giacitura primaria in ambiente subaereo. Le sezioni archeo-stratigrafiche evidenziano che lo spessore di questa unità aumenta da N verso S, passando da 0.80 a 1.45 m circa. Analisi pedologiche effettuate a cura del Dott. P. Magliulo (in Irollo, a.a. 2004-2005) sembrano confermare la deposizione in ambiente subaereo.

La realizzazione di un saggio nell'angolo NO del *pdsU* ha consentito di evidenziare la presenza di una ulteriore incisione fluviale che, orientata mediamente NNE-SSO come le precedenti, disseca la precedente US2131. Tale incisione ha fondo a circa -8.50 m e consente di osservare circa 1 metro dei depositi alluvionali che la riempiono. Quest'ultimi, siglati come **US2133**, sono stati identificati come depositi alluvionali, costituiti da sabbie prevalentemente fini, limose, in cui sono incluse pomice in frammenti o debolmente arrotondate, clasti calcarei millimetrici e arrotondati, cristalli di sanidino e frammenti di ossidiana; i campioni prelevati sono risultati sterili all'analisi paleontologica.

Una superficie d'erosione taglia l'unità vulcanica (US2131) e i sedimenti alluvionali (US2133) che riempiono l'alveo nel settore NO. Essa presenta una quota che varia da un minimo di -7.10 m, in corrispondenza dell'angolo NE dell'area di scavo, a -8.85 m in quello SE, ed una debole inclinazione verso SE, pari circa al 2%, che risulta conciliabile con la geometria di una piattaforma di erosione marina. La presenza di bioturbazioni all'interno degli strati superficiali dell'unità vulcanica US2131, costituite da piste di organismi riempite da sabbia, e l'abbondanza di lamellibranchi e gasteropodi marini (integri ed in frammenti) e di filamenti algali su questa superficie, ne confermano la genesi.

Le US identificate e caratterizzate al di sopra di questa superficie saranno descritte in sequenza lungo la sezione stratigrafica occidentale parallela alla parete del *pdsU*, orientata in senso NO-SE, della larghezza di circa 40 m e dell'altezza di 11 m (fig. 45).



LEGENDA

Unità litorali

- Sabbie medio grossolane, ghiaiose
- Sabbie fini e molto fini limose e limi sabbiosi
- Sabbie fini e molto fini debolmente limose

Unità alluvionali

- Sabbie fini limose arricchite in pomici
- Sabbie fini anche debolmente limose
- Sabbie fini limose e limi sabbiosi

Unità vulcaniche

- Cineriti anche coerenti e sabbie piroclastiche con pomici e cristalli

Figura 45. Sezione geoarcheologica parete occidentale (NO-SE) del *pdsU* a piazza G. Bovio.

Saranno fornite anche le quote del tetto delle singole unità stratigrafiche misurate lungo questa sezione, dal margine NO a quello SE e, quando possibile, la massima quota raggiunta nell'angolo NE della sezione settentrionale, che è la più interna.

Lungo la sezione ricostruita si può osservare che al di sopra delle USS2133 e 2131 è presente l'**US2130**, con tetto compreso tra le quote di -7.50 e -8.25 m, e ad una quota massima di -7.10 m nell'estremo settore settentrionale. Essa risulta formata da sabbie e sabbie ghiaiose, con pomici, clasti calcarei e tufacei arrotondati, clasti lavici debolmente arrotondati. La superficie irregolare del suo tetto denuncia l'esistenza di forme di accumulo ed erosione (*bars* e *rip channels*) associate a tempeste, comuni nella *shoreface*. Il contenuto paleontologico è costituito da una significativa presenza di molluschi e di microfauna, associate a vegetazione algale, e riconduce l'unità ad un ambiente infralittorale. La presenza, poi, di diversi tronchi d'albero potrebbe indicare, secondo gli Archeologi, la traccia di un uso antropico dell'area o di quelle prossime. La formazione dell'US2130 può essere attribuita ad una delle fasi di risalita del livello del mare, che dopo aver stazionato ed inciso la superficie di abrasione, a cui sono associabili anche le bioturbazioni rilevate all'interno dell'unità vulcanica, inizia la fase costruttrice.

A questa unità segue l'**US2122** che presenta anch'essa una superficie articolata da *rip channels* riempiti da depositi sabbiosi con ghiaia a geometria lenticolare dello spessore massimo di 10 cm (US2121), che, nell'area del *pdsU* raggiunge la quota massima di -6.70 m (settore settentrionale), e si trova a quote comprese tra -6.75 e -7.70 m lungo la sezione occidentale (fig. 45). Essa risulta formata da sabbie prevalentemente fini e molto fini, limose, contenenti pomici arrotondate, cristalli di mica, sanidino e pirosseno, piccolissimi clasti calcarei, ed una malacofauna e vegetazione algale diffuse. L'analisi paleontologica attribuisce l'unità ad un ambiente infralittorale vegetato.

Le USS2122 e 2121 sono coperte da una unità sabbiosa identificata con la sigla **US2120**. La quota massima di questa unità viene raggiunta nel settore settentrionale ed è di -6.40 m, la sua superficie varia lungo la sezione occidentale tra la quota di -6.65 e -7.30 m (fig. 45), mostrando una pendenza verso S ed un debole ispessimento verso SE. Il top dell'unità risulta, anch'esso come le precedenti, articolato da *rip channels*, riempiti da sabbie limoso-ghiaiose (**US2124**), e *bars* forme di erosione ed accumulo caratteristiche della *shoreface*. La composizione dell'US2120 è, in modo simile a quella delle precedenti unità, costituita da sabbie prevalentemente fini, limose ed include pomici grigio-biancastre arrotondate, clasti

millimetrici calcarei, cristalli ed ossidiana in frammenti, filamenti algali e tegumenti di semi. L'analisi paleontologica riconosce malacofauna integra ed in frammenti, ed attribuisce l'unità ad un ambiente infralittorale con vegetazione algale. Resti archeologici permettono di datare l'US2120 al IV secolo a.C.

Le USS2120 e 2124 risultano coperte dall'**US2119** che è datata da reperti archeologici risalenti al IV- inizi III secolo a.C.(età Ellenistico-Romana). Nel settore settentrionale il suo tetto raggiunge la quota di -5.70 m, mentre lungo la sezione occidentale varia da -5.80 a -6.40 m, mostrando una pendenza media verso S ed un ispessimento (50-80 cm) verso SE e NO. Quest'ultimo, rilevato negli ultimi metri della sezione settentrionale, potrebbe essere imputato ad una barra litoranea. L'analisi sedimentologica rivela che l'unità è composta da sabbie limose debolmente ghiaiose, simili a quelle delle precedenti unità, con resti ceramici, vegetazione algale, e malacofauna integra e frammentata. L'analisi paleontologica riconduce l'unità allo stesso ambiente delle precedenti.

La successiva **US2118** datata da reperti archeologici al III - I secolo a.C., è presente limitatamente alla porzione NE del settore settentrionale, dove raggiunge una quota massima di -5.30 m, e lungo la sezione occidentale dove la sua superficie varia tra -5.75 e -6 m, con una leggera inclinazione verso S. Essa è costituita da sabbie limoso-ghiaiose con diverse frazioni granulometriche costituite da: pomici grigiastre arrotondate; clasti di tufo giallo e verde e calcarei da debolmente arrotondati ad arrotondati; sporadici clasti lavici arrotondati; frammenti vitrei e ceramici; vertebre di animali e filamanti algali. L'analisi paleontologica riconduce questa US ad un ambiente infralittorale con vegetazione algale.

Al tetto dell'US 2118 sono state riconosciute due unità la **US2126** e l'US2117. La prima, datata al II-I secolo a.C., si riconosce solo nella porzione SO del settore settentrionale, dove raggiunge la quota massima di -5.30 m, e nella porzione NO della sezione occidentale con tetto posto ad una quota media di -5.40 m (fig. 45). Essa presenta la stessa tipologia di struttura dell'US2118 ma ne differisce per grado di compattazione e viene attribuita, dall'analisi paleontologica, allo stesso ambiente di formazione anche se sembra rappresentare la parte più interna e prossima alla riva dell'ambiente infralittorale.

La seconda unità, **US2117**, datata tra la fine del I secolo a.C. e la metà del I secolo d.C. (Età Romana Imperiale), è presente nella porzione SO del settore settentrionale, dove raggiunge la quota massima di -4.65 m, e solamente nella metà orientale della sezione di figura 51, dove il suo tetto varia da una quota di -5.20 m, misurata al centro della sezione, ad

una di -5.50 m in corrispondenza del limite SE. Essa non è distinguibile al tetto dell'US2126 nel settore N e lungo la sezione occidentale, ma si ritrova in altre sezioni dell'asola N. L'US2117 presente nel settore settentrionale è costituita da sabbie medio-grossolane, ghiaiose, mentre lungo il margine orientale della sezione occidentale essa è costituita da sabbie limose debolmente ghiaiose, con pomici e clasti calcarei arrotondati, e resti ceramici generalmente arrotondati. La malacofauna si presenta integra e in frammenti e dall'analisi paleontologica non emergono elementi certi per caratterizzare l'ambiente. Il passaggio verticale e laterale a frazioni granulometriche maggiori rispetto a quelle delle unità precedenti, e nell'ambito della stessa unità, riconducono l'US2117 ad un ambiente meso-infralittorale (presumibilmente di *beachface inferiore*), che potrebbe essere indizio di un abbassamento del livello marino ed una progradazione della linea di costa.

Nella sezione settentrionale ed in quella occidentale si riconosce al tetto delle US2117 e 2126 una superficie (A) irregolare legata ad una forma di erosione che si spinge ad interessare anche l'US2118. Questa complessa forma dal profilo concavo è riconducibile all'erosione di un modesto corso d'acqua, con fondo a che ricalca l'andamento della sottoposta incisione più antica, tagliando ancora una volta il settore NO del *pdsU*. La ricomparsa di queste forme di erosione fluviale avviene in concomitanza della progradazione della linea di costa.

Al tetto di questa superficie d'erosione è stata riconosciuta l'**US2116**, datata alla fine del I secolo d.C., che nel settore settentrionale ricopre con pochi centimetri di sedimenti il fondo dell'incisione posto a circa -5.75 m, e l'US2117 raggiungendo la quota di -4.50 m. Questa unità, formata da un limo debolmente sabbioso, è stata ricondotta ad un processo alluvionale di tipo *mud flow* occorso nella zona di foce, ulteriore testimonianza di processi erosivi e deposizionali di tipo areale e canalizzato in ambiente subaereo, o prossimo alla linea di riva, che indicano la progradazione di questo settore della costa.

Lungo la sezione occidentale (fig. 45) è possibile osservare che pochi decimetri dell'US2116 si trovano al tetto dell'incisione (fondo a -6 m) e si presentano deformati. Tali deformazioni consistono in convoluzioni, costituite da creste a fiamma o a cuspidate ed onde, riconducibili a fenomeni di liquefazione. Questi fenomeni possono avvenire in depositi marini e fluviali che si trovano generalmente in falda e sono associati ad eventi sismici o a tempeste che inducono l'espulsione di fluidi interstiziali, che fa consolidare il sedimento, attraverso l'interfaccia o canali di espulsione, che sono stati osservati al tetto dell'US2116.

La successiva **US2114**, datata alla fine del I - seconda metà II secolo d.C., è costituita da sabbie prevalentemente fini, debolmente limose, con clasti di varia natura arrotondati. L'analisi paleontologica rivela una associazione fossile che rende incerta l'interpretazione ambientale, ma le caratteristiche complessive dell'unità la riconducono a fenomeni alluvionali che raggiungono la fascia costiera. Essa ricopre l'US2116 nel settore settentrionale, dove raggiunge una quota di -4.10 m, ed il suo tetto appare visibilmente eroso. L'US2114 risulta, infatti, incisa da una nuova fase di erosione che interessa anche l'US2116 presente nella parte settentrionale del *pdsU*. L'andamento di questa seconda superficie d'erosione (**B**) non raggiunge il fondo della precedente incisione (**A**) che era ben delineata lungo la sezione occidentale, dove l'US2114 è osservabile solo nella metà orientale con tetto a quota di circa -5.20 m, e si conserva, insieme all'US2116, solo parzialmente all'interno dell'incisione (**A**) dove non è distinguibile in modo netto per il rimescolamento dovuto ai processi di liquefazione o perché parzialmente erosa.

Quest'ultima incisione (**B**) è colmata dall'**US2115**, datata al II secolo a.C., e costituita da sabbie sottili rimaneggiate, con pomici, clasti tufacei e ceramica molto frammentata. Essa copre l'US2126 lungo la sezione occidentale fino alla quota di -5.20 m, e le USS2116 ed un fianco dell'alveo dove affiora anche la 2114, nel settore settentrionale, mostrando al suo interno superfici d'erosione e più livelli clinostratificati, che raggiungono la massima quota di -4.20 m sulla sponda orientale dell'alveo, facendo ipotizzare più fasi di apporto sedimentario, alternati a fasi di escavazione. L'analisi paleontologica è molto dubbia sull'attribuzione dell'ambiente di formazione, ma le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie riconducono l'unità ad un alluvione, circoscritta all'area dell'alveo in posizione molto prossimo alla foce.

La sequenza che include le USS2118, 2116 e 2115 risente degli effetti deformativi da fenomeni di liquefazione che inducono la formazione delle convoluzioni che caratterizzano l'unità 2116 e di strutture da *water escape*. L'evento che induce i fenomeni di liquefazione con relative strutture è successivo alla messa in posto dell'unità 2115.

All'US2115 segue l'**US1996**, datata tra la fine del II ed il III secolo d.C. (età medio-tardo Imperiale) che poggia *on lap* sulle unità stratigrafiche 2115 e 2114 nel settore settentrionale, raggiungendo la massima quota di -4.05 m. Lungo la sezione occidentale il tetto di questa unità raggiunge i -4.20 m e copre l'US2115 essendo limitata come la precedente all'area dell'alveo. Questa unità è formata da sabbie fini e molto fini, debolmente

limose, la presenza al suo interno di una serie di livelli centimetrici di colore grigio-giallastro riconduce a processi di sedimentazione per decantazione in un ambiente tranquillo. L'analisi paleontologica evidenzia specie oligotipiche a *Bittium reticulatum*. Questa oligotipia, insieme alla geometria e distribuzione areale, nonché al grado di selezione del sedimento e le strutture sedimentarie, sono elementi che fanno attribuire questa unità ad un ambiente lagunare, probabilmente circoscritto all'area dell'alveo (fig. 46).

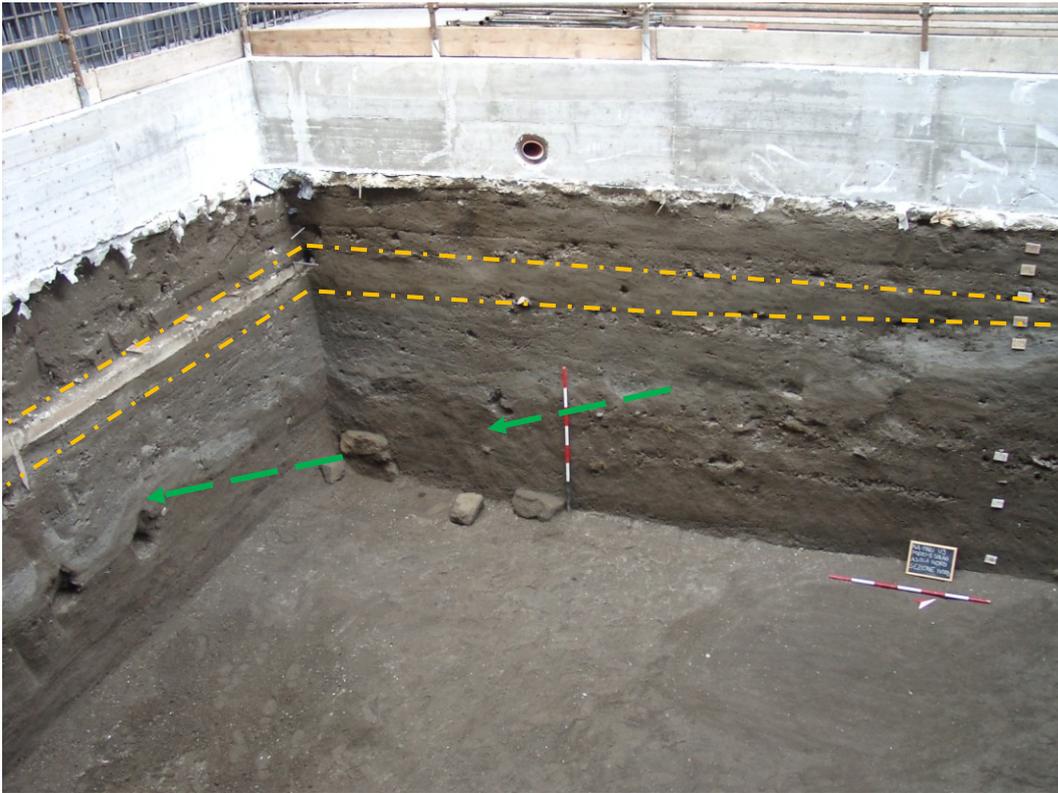


Figura 46. Panoramica dell'angolo NO dell'asola Nord del *pdsU*. Sono indicati: con le frecce, la direzione dell'incisione fluviale di fine I secolo d.C. che taglia il settore settentrionale; in tratteggio, i depositi sabbioso-limosi lagunari di fine II-III secolo d.C. (US1996).

La successiva **US1995** costituita da sabbie medio fini con frammenti di malacofauna ed inclusi vulcanici prevalentemente pomicei, è datata al III secolo d.C., e si trova in tutta l'area del *pdsU*, mostrando una pendenza verso S. Nel settore settentrionale il tetto dell'unità raggiunge la massima quota di -3.75 m, e presenta una geometria lenticolare piano concava nell'angolo NE, riempita da una unità sabbiosa, che potrebbe indicare il riempimento di un canale poco inciso ai limiti con la spiaggia o già nella spiaggia sommersa. L'unità si attesta lungo la sezione occidentale da una quota di -3.90 m, nell'angolo NO, ai -5 m dell'angolo SE.

Per le caratteristiche sedimentarie essa suggerisce l'inizio di una tendenza trasgressiva che porta ad una retrogradazione della linea di costa.

L'ultima unità stratigrafica descritta (US1995) è coperta da una serie di unità datate tra il IV e gli inizi del V secolo d.C. che sono state osservate, analizzate in dettaglio e ricostruite in tutta l'area di scavo. In particolare, sono state campionate lungo una trincea archeologica, parallela al margine orientale del pozzo di stazione, e la sezione occidentale. Lungo quest'ultima presentano uno spessore complessivo di circa 1.40/1.80 m, e si trovano a quote comprese tra -2.50 m e -3.86 m, nell'angolo NO, e tra -3.26 m e -5 m, misurati nell'angolo SE (fig. 45). Si tratta delle USS1994, 1989, 1988 e 1987, costituite generalmente da sabbie, che per le loro caratteristiche, di seguito descritte, segnano il ritorno ad un ambiente di spiaggia sommersa esteso a tutta l'area del *pdsU*.

La prima unità **US1994**, posta alla base di questa sequenza, mostra una composizione data da sabbie di granulometria crescente verso il basso, miste a malacofauna marina, resti di anfore e qualche blocco decimetrico. Le caratteristiche tessiturali e la geometria la riconducono ad un ambiente di *shoreface*.

L'**US1989** è formata da sabbie prevalentemente molto fini, limose con pomici e litici arrotondati, filamenti algali, e malacofauna integra e frammentata. L'analisi paleontologica ne rivela l'appartenenza ad un ambiente infralittorale, probabilmente a salinità ridotta.

La seguente **US1988** mostra un arricchimento in molluschi ed una inclinazione verso SE. Essa è formata da sabbie prevalentemente fini, limose e debolmente ghiaiose. L'analisi paleontologica rivela una associazione a foraminiferi molto povera, e riconduce, con molta probabilità, ad un ambiente infralittorale.

Al di sopra dell'US1988 si trova l'**US1987** che chiude questa piccola sequenza caratterizzata dalla stessa cronologia. Quest'unità mostra nell'angolo NO del pozzo una convessità del tetto, una clinostratificazione e piccoli *ripples* basali. Tali strutture individuano probabilmente una barra costiera che si accresce durante le fasi di energia calante, mentre viene erosa in quelle di tempesta alimentando la sedimentazione della *shoreface*. Strutture con sabbie laminate ed inclinate verso terra e gli intervalli a maggiore componente ghiaiosa si osservano anche lungo il margine NE della trincea archeologica orientale, ed indicano una prossimalità alla *beachface*. La granulometria dell'US1987 tende a diminuire verso SE, dove non si trovano più strutture analoghe a quelle prima descritte, ed indica un progressivo aumento della profondità. Nel suo insieme l'US1987 è formata da sabbie prevalentemente

molto fini e limose che includono pomici e clasti tufacei arrotondati, filamenti algali, cristalli di mica e sanidino e frammenti di ossidiana. L'analisi paleontologica attribuisce questa unità ad un ambiente infralittorale, probabilmente con salinità ridotta.

Nel settore NO del *pdsU*, e quindi nella parte più interna della sezione occidentale (fig. 45), al tetto dell'US1987 si riconosce un'unità identificata come **US1993** e datata al V secolo d.C. (Età Tardoantica). Questa è costituita da sabbie medio-grossolane e ghiaie e contiene frammenti ceramici diffusi, rielaborati in ambiente con energia sostenuta, il cui asse maggiore è inclinato verso SE, ed evidenzia, inoltre, una base erosiva concava verso l'alto. Spessa meno di 40 cm, la superficie al tetto si estende dalla quota massima di -2.30 a -2.60 m, misurata lungo la sezione occidentale; al limite del settore nord orientale del *pdsU* si trova a quote comprese tra -2.60 m (tetto) e -2.94 m (base). Le caratteristiche tessiturali e la geometria la riconducono alla *beachface*. Il passaggio dalle unità di *shoreface* descritte in precedenza (USS1994, 1989, 1988 e 1987) all'US1993 indica una progradazione della linea di costa, definendone il limite meridionale in questa fase.

Nel settore centro-meridionale del *pdsU* l'US1993 passa eteropicamente a sedimenti di mare più profondo identificati dall'**US1985**. Quest'ultima, spessa circa 26 cm, è composta in prevalenza da sabbie fini, con quota del tetto compresa tra -2.60 m e circa -3 m. L'unità in esame, datata come la precedente al V secolo d.C., poggia su una superficie (tetto dell'US1987) che presenta irregolarità dovute a forme erosive (*rip channels*) riempite da sedimenti sabbiosi più grossolani che potrebbero essere ricondotti ad apporti dalla terra ferma.

Lungo la sezione occidentale (fig. 45) si può osservare che le USS1993 e 1985 sono rispettivamente coperte dall'**US1992** e dall'**US1984**, datate al V secolo d.C. Queste due unità raggiungono la quota di -2.06 m (US1992) nell'angolo NO del *pdsU*, e -2.90 m (US1984) in quello SE. Esse risultano eteropiche passando dall'unità 1992, costituita da sabbie prevalentemente fini a stratificazione piano parallela, alla US1984 caratterizzata da sabbie fini di maggiore profondità. Entrambe sono riconducibili alla spiaggia sommersa (*shoreface*) ed indicano, rispetto all'US1993 (*beachface*), una nuova retrogradazione della linea di costa.

L'US1992 viene coperta nell'angolo NO dall'**US1983**, datata anch'essa al V secolo d.C., che si identifica solo nel settore settentrionale dove raggiunge la massima quota di -1.20 m. Essa poggia su una superficie erosiva ed è costituita da sabbie medio-grossolane. La tessitura e la geometria la riconducono alla *beachface*, ad indicare una progradazione della linea di costa che raggiunge nuovamente il limite meridionale del settore nord orientale del

pdsU. Quest'ultima passa eteropicamente alla **US1982** e **US1981** datate al V secolo d.C. e caratterizzate da sabbie fini caratteristiche di un ambiente di maggiore profondità (*shoreface*). La superficie della US 1981 definisce il tetto di queste due unità che varia da circa -1.90 m, in corrispondenza del contatto eteropico con l'US1983, a -2.50 m circa nell'angolo SE del *pdsU*, e della sezione occidentale.

Al di sopra dell'US1981, su una base erosionale, poggia un deposito costituito da livelli di sabbie medio-grossolane e ghiaie che mostra *megaripples* con superfici di riattivazione, caratteristici della *beachface* superiore, non identificato dalla una sigla, con tetto a circa -1.40 m. Esso è datato alla fine del V secolo d.C. e si sviluppa nella metà centro meridionale del *pdsU*. Verso l'angolo SE della sezione occidentale (fig. 45) passa in eteropia a sabbie con una minor percentuale di componenti ghiaiose, che mostrano strutture piano parallele a bassissimo angolo ed indicano il graduale passaggio ad un ambiente di maggiore profondità. Le variazioni in tessitura ed in strutture sedimentarie possono individuare l'area di transizione tra *beachface* superiore ed inferiore. Questa indicazione paleoambientale sottolinea la nuova fase di progradazione della linea di costa che si sposta verso SE, occupando il settore meridionale del *pdsU*, alla fine del V secolo d.C.

Il settore settentrionale evidenzia una ricomparsa di forme d'erosione da parte di un corso d'acqua che incide le USS1983 e 1992, in più fasi di escavazione ed ampliamento, raggiungendo una quota di fondo pari a -2.50 m. Tali incisioni nel settore meridionale interessano l'unità di *beachface* superiore prima descritta. Queste incisioni sono riempite dalle unità alluvionali siglate come **US1979** e **1980** di fine V secolo d.C., costituite da sabbie fini anche debolmente limose, che raggiungono la massima quota di -0.90 m.

Il livello che chiude le unità di spiaggia e quelle alluvionali è costituito da depositi a granulometria sabbiosa medio-fine, con tetto -0.40 m, che mostra stratificazione inclinata verso terra, riconducibile a fenomeni di dilavamento lungo il fianco interno di un cordone sabbioso costiero, posto poco oltre il limite meridionale dello scavo. Esso è datato al VI secolo d.C.

Alla spiaggia emersa subentrerà una unità costituita da sabbie fini di colore tendente al verde riconducibile ad un ambiente transizionale di tipo acquitrinoso. Questa si riconosce lungo la sezione occidentale fino alla quota osservata di 0.00 m ed al di sotto delle strutture bizantine di VII secolo d.C. Inoltre, tale unità si appoggia anche ai muri degli edifici bizantini che presentano pavimentazioni sollevate periodicamente, indice del persistere di condizioni

palustri. Lungo il limite meridionale del *pdsU*, a quote di 0.5/0.30 m, si osservano delle sabbie cementate alla base delle strutture murarie, caratterizzate dalla presenza di croste carbonatiche compatibili con l'ambiente descritto.

L'analisi delle stratigrafie emerse con lo scavo del pozzo di stazione "Università" ha contribuito alla ricostruzione delle singole unità stratigrafiche, inquadrare cronologicamente grazie al contributo archeologico, e dei paleoambienti attivi. Questa ricostruzione, ottenuta tramite l'analisi di *facies*, consente di delineare l'evoluzione paleoambientale registrata in questo settore della fascia costiera occupato dall'odierna Piazza G. Bovio.

L'evoluzione di quest'area si può riassumere a partire dal Tufo Giallo Napoletano (15 Ka B.P.) che costituisce l'unità più antica posta alla base dello scavo; il suo tetto è stato osservato tra le quote di -11.3 e -15 m circa, presentando una pendenza verso Sud. Questa unità è messa in posto in ambiente subaereo e presenta forme dovute a processi di erosione areale e lineare. Tali condizioni devono essere perdurate in quest'area per alcuni millenni, permettendo che la superficie al tetto dell'unità vulcanica fosse incisa da corsi d'acqua a carattere torrentizio, provenienti dalla vicina altura del Pendino. Queste forme d'erosione sono testimoniate da alvei profondi anche alcune decine di metri che vengono riempiti da depositi alluvionali ed alluvio-colluviali con meccanismi, ricostruiti nella stratigrafia del *pdsU*, da *debris flow*, ai quali si intervallano dei sedimenti riconducibili ad eventi di tracimazione nelle aree di intercanale o in quelle esterne a corsi d'acqua che incidono le precedenti alluvioni.

Tali unità vennero interessate a loro volta da modeste incisioni legate ad un corso d'acqua che nel settore settentrionale del *pdsU* taglia l'angolo nord occidentale in direzione SSO, prima che si depositi l'unità vulcanica (US2131) identificata come l'eruzione flegrea di Soccavo 4, fissandone un'età non superiore a 10.3 - 9.5 Ka B.P. Quest'ultima, ampiamente rimaneggiata, verrà incisa da un corso d'acqua, il cui alveo segue lo stesso orientamento dei precedenti e conserva depositi alluvionali (US2133).

L'area sarà poi raggiunta dal mare che invaderà progressivamente l'alveo fluviale ed, in una fase di stazionamento, inciderà una piattaforma d'abrasione elidendo le sue sponde ed i depositi alluvionali di riempimento, nonché l'unità vulcanica che ammantava l'area. L'ingressione marina si spingerà fin oltre il limite settentrionale del *pdsU*, portandosi ai piedi del Pendino e modellando una falesia.

I successivi depositi marini (US2130 e 2122), legati alla fase di sommersione ed attribuibili ad un ambiente di *shoreface*, non hanno una datazione precisa. Per essi si può indicare un ampio intervallo temporale sicuramente compreso tra l'incisione della piattaforma e la deposizione della successiva unità datata al IV secolo a.C. Gli Archeologi responsabili attribuiscono ipoteticamente a questa fase un'età preistorica o protostorica.

L'ambiente di spiaggia sommersa, caratterizzato da una lama d'acqua di spessore limitato, che presenta tracce di frequentazione antropica databili al IV secolo a.C. permane con le medesime caratteristiche (dall'US2120 alla 2118) fino al I secolo a.C. La geometria di queste unità litorali di *shoreface*, già ampiamente descritta, consente di ipotizzare il limite e l'andamento della paleolinea di riva. Questa seguirebbe una direzione circa E-O e potrebbe essere posizionata pochi metri oltre il margine settentrionale dell'area di scavo, in corrispondenza del limite di Piazza G. Bovio.

Nell'intervallo compreso tra la fine del I secolo a.C. ed il I secolo d.C., le variazioni verticali e laterali di facies registrate nella stratigrafia (US2117) segnano il passaggio ad un ambiente meso-infralittorale. Questo si traduce in una progressiva emersione del settore settentrionale testimoniata dalla ricomparsa di forme d'erosione fluviale e la deposizione di alluvioni. I diversi cicli di attività (USS2116, 2114 e 2115), legati all'approfondimento dell'alveo, che riconquista la parte NO del *pdsU*, e alle sue diversioni, sono registrati almeno fino alla metà del II secolo d.C. Si registra, quindi, un progressivo avanzamento della linea di costa, che tra la fine del II ed i principi del III secolo d.C. si porterà verso il limite SE del *pdsU*. In questo contesto ambientale di spiaggia emersa, in un area circoscritta all'alveo prossimo alla foce, si instaurerà un ambiente transizionale di tipo lagunare (US1996).

Il succedere di un'unità di spiaggia datata al III secolo d.C. (US1995) conferma la tendenza trasgressiva annunciata dall'instaurarsi della laguna. Condizioni di un ambiente di spiaggia sommersa perdureranno, infatti, per tutto l'intervallo temporale IV – inizi V secolo d.C., testimoniate dalle corrispondenti e coeve unità stratigrafiche (dall'US1994 all'US1987). Queste si traducono in un arretramento della linea di costa oltre il limite settentrionale del *pdsU*, configurando un bacino ristretto e poco profondo che, come evidenziato dalle analisi paleontologiche, è caratterizzato da condizioni di salinità ridotta per apporti di acqua dolce.

L'intervallo V – VI secolo d.C. registrerà una serie di variazioni della linea di costa che dalla posizione più arretrata, raggiunta ai principi del V secolo d.C., si porterà in due fasi di

progradazione (USS1993 e 1983), alterne ad una di retrogradazione (USS1992 e 1984), in corrispondenza del limite centro-meridionale del *pdsU*.

Sul finire del V secolo delle unità di *beachface* superiore chiudono la precedente successione che aveva registrato oscillazioni laterali e verticali della linea di costa che risulta ora avanzata verso il limite SE del *pdsU*. Tali unità risultano incise da un corso d'acqua che si ripresenta nel settore settentrionale.

Nel VI secolo d.C. un livello costituito da sabbie medio-fini di retro cordone costiero, localizzato poco oltre il limite meridionale dello scavo, chiude le unità di spiaggia e quelle alluvionali. Questo ambiente di spiaggia emersa perdurerà durante questo secolo permettendo l'urbanizzazione dell'area, in cui si impianta un quartiere artigianale.

Durante il periodo Bizantino si imposterà un ambiente transizionale di acquitrino caratterizzato dall'accumulo di alcuni decimetri di sabbie fini di colore verdastro, a causa del cattivo drenaggio dell'area e/o per fenomeni di risalita della falda. Il persistere di tali condizioni umide è testimoniato da una serie di interventi di sollevamento dei piani pavimentali, volti ad isolare e mettere in asciutto le strutture edilizie.

I paleoambienti determinati attraverso l'analisi di *facies* sono il risultato della complessa combinazione di processi di variazione eustatica, subsidenza e modifiche dei ritmi di sedimentazione. È evidente che la loro distribuzione spazio-temporale lungo il profilo costiero è influenzata dalla morfologia del bacino sedimentario, ma i passaggi verticali e laterali di *facies* risultano fondamentali per determinare le variazioni relative del livello marino.

6.2.3 Ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali nell'area del cantiere "Duomo"

Nell'ambito della campagna di scavo archeologico propedeutica alla realizzazione della stazione "Duomo" della Linea 1 della Metropolitana di Napoli, la società incaricata (Tecno In s.r.l.) sta realizzando dei sondaggi geoarcheologici che vanno ad integrare quelli delle precedenti campagne di indagine realizzate nel 1998 e nel 2003, che erano volte ad individuare la presenza e profondità di eventuali livelli di interesse archeologico.

Lo scavo archeologico è ancora in corso, ma alcuni dati preliminari emersi dallo studio delle trincee archeologiche, arricchiti da quelli ricavati da i sondaggi recentemente realizzati, consentono ugualmente di ricostruire e delineare l'evoluzione paleoambientale del sito in esame.

Il pozzo della stazione “Duomo” (*pdsD*) è ubicato nella parte centro-occidentale di Piazza N. Amore; il suo scavo ha implicato una superficie di forma rettangolare, orientata in direzione NO-SE, pari a circa 700 m² ed una sequenza stratigrafica che raggiunge i -10 m sotto il livello del mare. Le sezioni archeo-stratigrafiche messe in luce sono parallele alle paratie dello scavo, che si sviluppano: in direzione NO-SE, per una lunghezza massima di 46 m e lungo la sua parete Sud in direzione NE-SO, per circa 23 m (fig. 47).

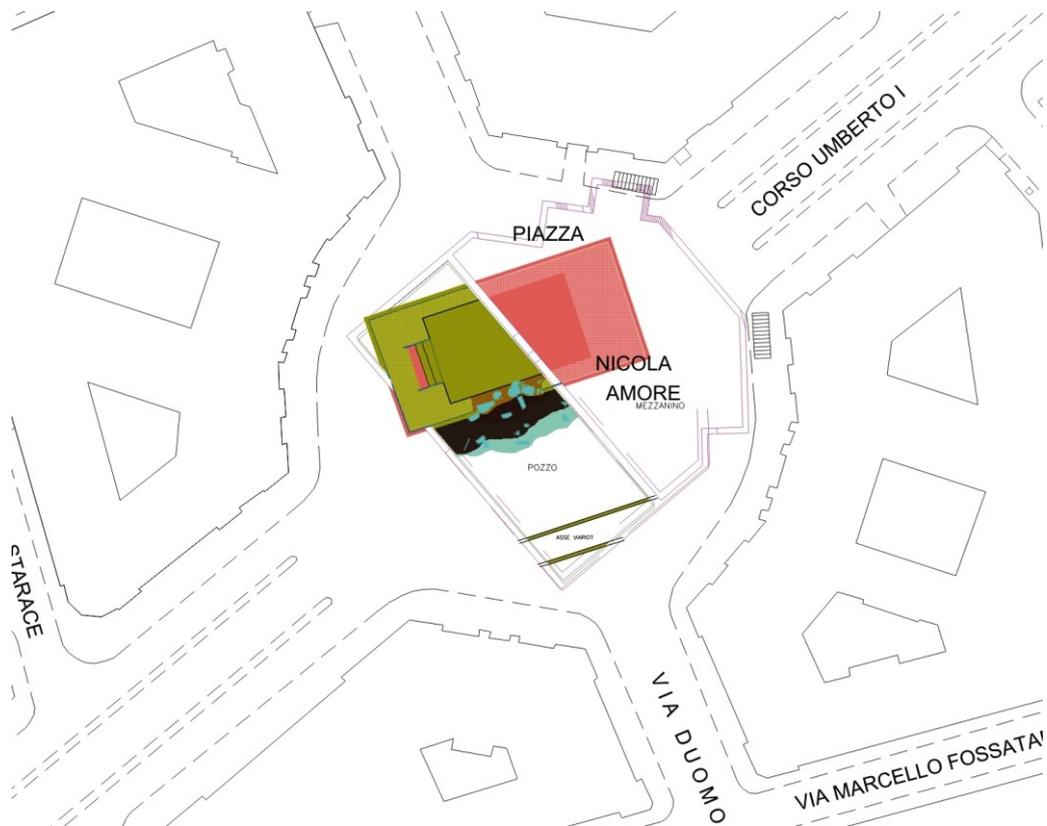


Figura 47. Ubicazione del *pdsD* a Piazza N. Amore. Nell'area NO della piazza è evidenziata l'area occupata dai resti delle strutture del Tempio di I secolo d.C. ed i livelli di crollo e abbandono; a SE le tracce di un asse viario.

Di seguito si esporrà, quindi, una sintesi dei dati così integrati e degli esiti della ricostruzione paleoambientale del sito, nell'intervallo temporale compreso tra la formazione della sua unità basale, rappresentata dal Tufo Giallo Napoletano (TGN; 15 Ka B.P.), ed oggi.

La superficie a tetto del substrato tufaceo è stata ricostruita in tutta l'area occupata da Piazza N. Amore e nelle zone limitrofe mediante l'integrazione di tutti i dati disponibili. La ricostruzione è basata sull'interpolazione dei dati topografici, estratti dai sondaggi e dalle sezioni stratigrafiche, relativi alla quota del substrato nella sue *facies* litoide o incoerente,

come sempre espressi in metri s.l.m. Una carta del tetto del TGN a curve di livello con equidistanza di 2 metri (fig. 48) rappresenta il risultato di questa operazione, ed evidenzia che la sua conformazione appare articolata dalla presenza di una profonda incisione fluviale.

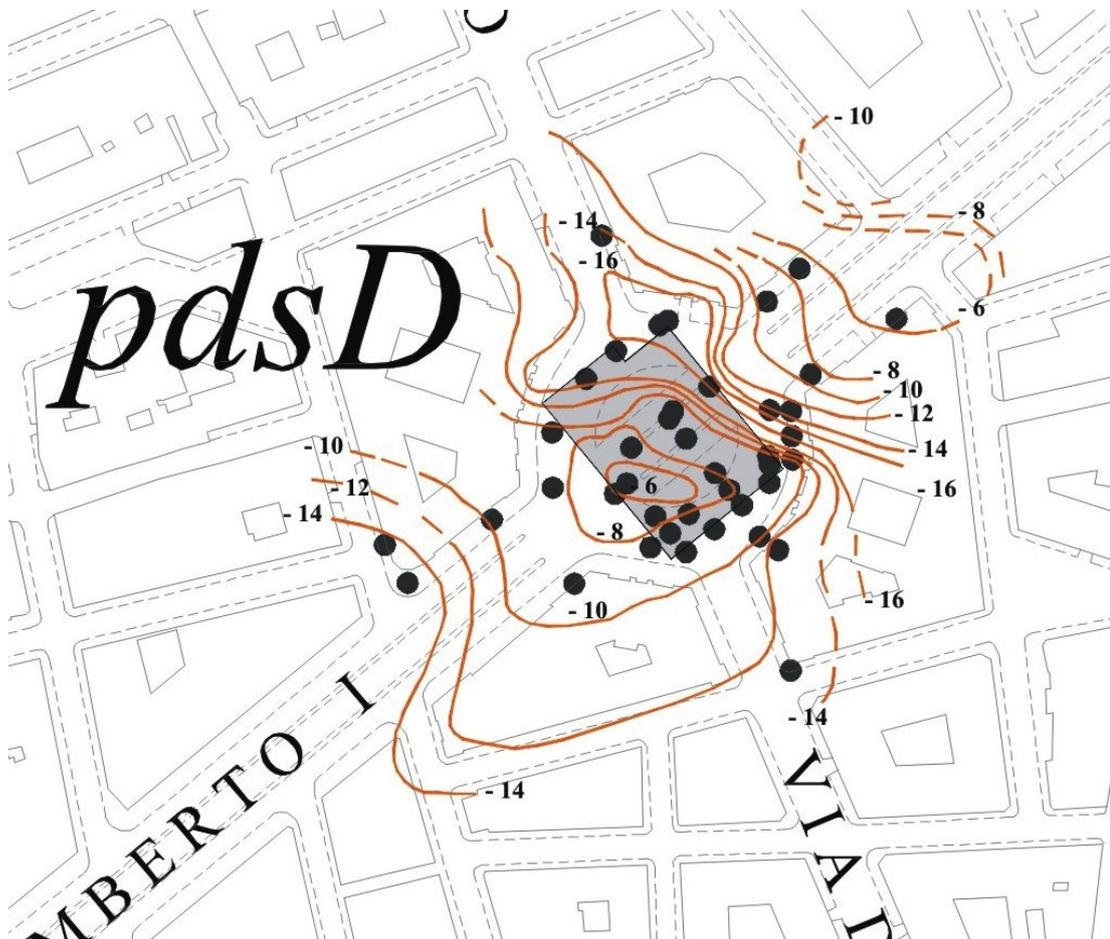


Figura 48. Carta del tetto del Tufo Giallo Napoletano, ricostruito nell'area di Piazza N. Amore su stralcio della carta topografica 1: 1000 del Comune di Napoli (non in scala). Sono rappresentate: le curve di livello ad equidistanza di 2 metri; con la campitura grigia è indicata l'area del *pdsD*; con i punti neri i sondaggi geognostici e geoarcheologici.

Questa incisione fluviale è divisibile in due tratti con caratteristiche ed orientazione diversa. Il primo tratto individuato nella parte settentrionale di Piazza N. Amore si sviluppa in direzione circa NO-SE, seguendo l'allineamento di via Duomo, e presenta ai lati delle inflessioni secondarie perpendicolari alla direzione principale, che gli conferiscono una forma lanceolata. Il secondo a direzione ONO-ESE, dall'incrocio della precedente via con il Corso Umberto I, punta verso l'edificio posto nell'angolo sud-orientale della piazza, seguendo un tracciato semi-rettilineo con fianchi acclivi.

Quest'ultimi separano due alti relativi posti a NE e SO dell'incisione, profonda in questo tratto fino a -16 m. La morfologia del rilievo orientale a causa della insufficienza di dati stratigrafici non è stata completamente ricostruita, mentre quella del rilievo occidentale ha apice nel settore centro meridionale del *pdsD*, dove giunge alla quota di -6.80 m. Questo rilievo degrada dolcemente verso S e presenta una ampia inflessione con la concavità rivolta verso SO, in corrispondenza dell'incrocio tra la strada posta alle spalle dell'isolato nord-occidentale della piazza ed il Corso Umberto I, dove arriva alla quota di -14 m.

Questo alveo proveniente dalla vicina altura del Pendino incideva il margine orientale del retrostante alto tufaceo (sul quale oggi sorge il complesso conventuale di San Marcellino) lungo un percorso ricostruibile in grandi linee sulla carta topografica estratta dal modello digitale del terreno ricostruito [tavola 1]. Esso doveva svilupparsi in direzione NO-SE ad iniziare dall'incrocio tra le attuali via San Biagio dei Librai e vico Figurari, ed attraversare l'area posta tra via del Grande Archivio e via Duomo, fino a giungere a Piazza N. Amore e poi al mare (fig. 49).

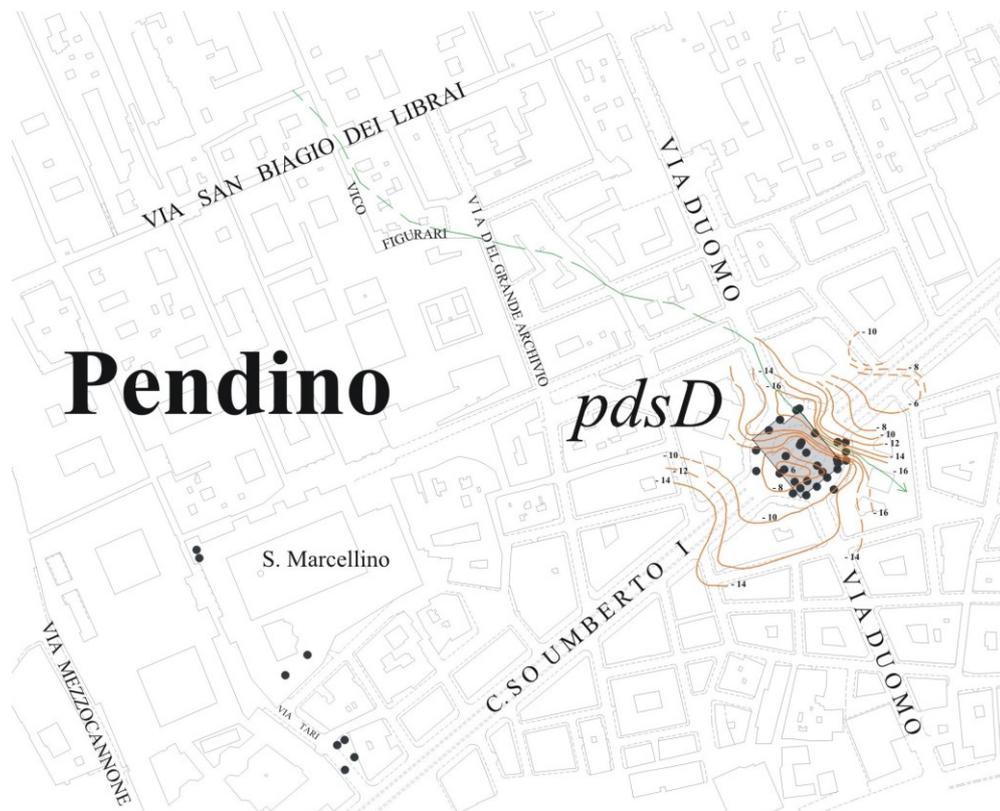


Figura 49. Ricostruzione della paleoidrografia nell'area del *pdsD* a Piazza N. Amore.

Dall'analisi delle stratigrafie emerse con lo scavo del pozzo di stazione e dai sondaggi geoarcheologici realizzati in tutta l'area circostante emerge che questa incisione nel TGN si presenta riempita da alluvioni e a luoghi da spessori variabili di cineriti rimaneggiate in ambiente subaereo colluviale ed alluvionale. Queste ultime risultano a loro volta interessate da profonde incisioni, che in alcuni casi si spingono fino al TGN e che sono a loro volta colmate da sedimenti alluvionali.

La sequenza stratigrafica posta al di sopra del substrato tufaceo può essere inquadrata all'interno di unità stratigrafiche omogenee per ambiente di formazione e datazione, e verrà di seguito descritta dal basso verso l'alto e da N a S, fornendo, ove possibile, le quote del tetto di ogni unità. La descrizione si riferisce ai dati emersi dall'area del *pdsD*, così come sintetizzati nella colonna stratigrafica riportata in figura 50.

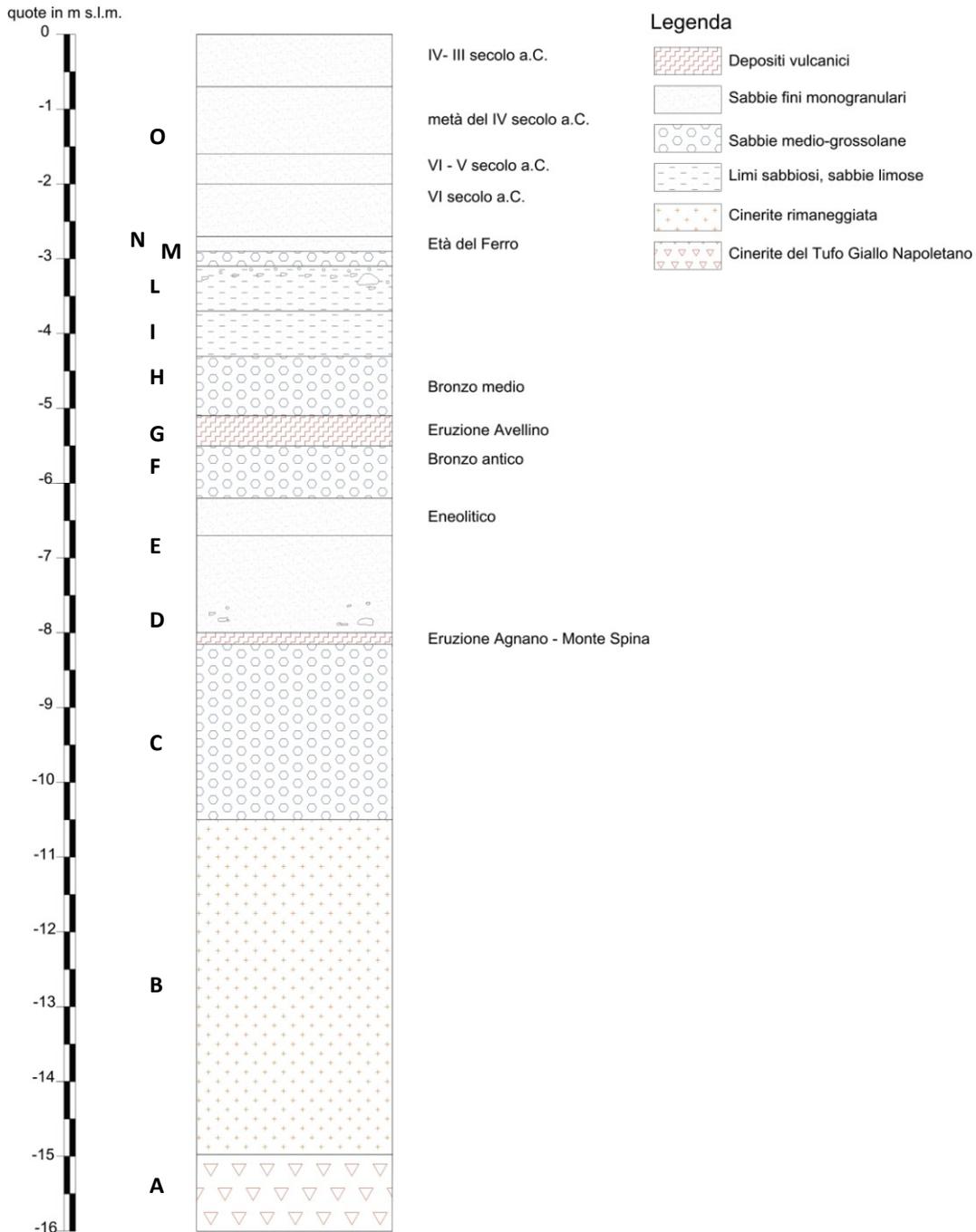


Figura 50. Stratigrafia di sintesi del settore NO del *pdsD* a Piazza N. Amore.

L'unità più antica è quella del Tufo Giallo Napoletano (unità **A**, fig. 50) che si presenta qui sia nelle *facies* litoide e semilitoide che in quella incoerente. La superficie del tetto di questa unità nell'area del *pdsD* (vedi fig. 48) immerge verso N, presentando una variazione di quota dai -6.80 m, apice del rilievo tufaceo occidentale, a -15 m.

È stato osservato che al di sopra del tetto del TGN è presente uno strato di cineriti rimaneggiate con tetto sub-orizzontale posto a -10.50 m che, a cuneo, si riduce nello spessore passando da 4.50 m nell'angolo N, della sezione e del *pdsD*, a zero verso S, contro l'alto tufaceo (unità **B**, fig. 50).

Nel dettaglio, immediatamente al top del substrato si intercetta un deposito costituito da sabbia grossolana risultato del rimaneggiamento della *facies* incoerente del TGN e dell'erosione della *facies* litoide e semilitoide. Questa unità risulta incisa e poi colmata da alluvioni nel settore immediatamente a N del *pdsD*, in corrispondenza dell'inflessione E-O dell'alveo principale.

Il substrato e le cineriti rimaneggiate sono ricoperte in discordanza da un livello costituito da sabbie grossolane e ghiaia con ciottoli appiattiti, e numerosi litici arrotondati alla base dello strato, dello spessore di circa 0.80 m (unità **C** fig. 50), la cui interfaccia superiore varia da una quota di -8.15 a -9.90 m immergendo verso il limite meridionale della piazza e del *pdsD*. Questa unità stratigrafica è riconducibile ad un ambiente di *shoreface* superiore e segna, quindi, l'arrivo del mare in quest'area.

Ai livelli grossolani della spiaggia emersa si intercalano dei sottili livelli di cineriti rimaneggiate, presenti soprattutto nella parte settentrionale del *pdsD*, che tendono a colmare il bacino sommerso a bassa energia individuatosi in precedenza, il quale si va progressivamente insabbiando. Tra queste cineriti sono incluse delle sabbie fini con limo, di colore grigio giallastro, con frequenti litici neri, centimetrici, arrotondati o sub-angolari, che costituiscono un sottile livello ascrivuto all'eruzione flegrea di Agnano - Monte Spina (4.1 Ka B.P.), il quale raggiunge a N la quota di -8 m (unità **D**, fig. 50).

Al precedente deposito succede una alternanza di sabbie fini monogranulari e cineriti rimaneggiate per uno spessore di circa 0.30 m, interpretata come un livello di transizione posto alla base della successiva unità. Ad esso si sovrappongono, infatti, sedimenti sabbiosi piuttosto ben classati per uno spessore di 2.50 m (unità **E**, fig. 50), che testimoniano il passaggio ad un ambiente di spiaggia emersa ed una progradazione della linea di costa in prossimità del limite meridionale del *pdsD*. Nel settore settentrionale l'ultimo livello di spiaggia emersa raggiunge la quota di -6.20 m. Resti archeologici attribuiti all'Eneolitico, contenuti negli ultimi 0.50 m, datano il top di questa unità.

Al di sopra dell'interfaccia della spiaggia emersa si trova un livello spesso mediamente 0.70 m che è costituito da sabbie grossolane con ghiaia e ciottoli ascrivibile ad un ambiente di

shoreface superiore. Questo livello di battigia marca una retrogradazione della linea di riva che è possibile datare al Bronzo antico, grazie ai reperti rinvenuti in esso (unità **F**, fig. 50).

Su tale sequenza è presente un'unità costituita da sabbie fini monogranulari a cui si intercalano le piroclastiti dell'eruzione vesuviana di Avellino (3.7 Ka B.P.) che registra un repentino ritorno a condizioni di spiaggia emersa ed una modesta progradazione della linea di costa (unità **G**, fig. 50). Quest'ultima reca al tetto, che si sviluppa tra -5.1 e -6.2 m, tracce di frequentazione umana consistenti in buchi di pali probabilmente ascrivibili al Bronzo medio.

Alla stessa età della precedente livello archeologico è databile un ulteriore fenomeno ingressivo testimoniato da depositi di battigia (unità **H**, fig. 50), dello spessore massimo di 0.80 m, e da una quota di -4.30 m raggiunta nell'area settentrionale, dalla quale si estendono fino a -5.90 m al limite del *pdsD* dove passano a sedimenti di spiaggia sommersa.

Quest'ultimo livello è coperto da depositi costituiti da sabbie fini limose di ambiente sommerso, datati al Bronzo finale che occupano tutta l'area di scavo, da -3.70 a -4.10 m (unità **I**, fig. 50), ed indicano il persistere del fenomeno ingressivo ed una variazione della linea di costa che retrograda oltre il limite settentrionale *pdsD*. Ad essi seguono dei depositi di transizione tra le sabbie fini dell'ambiente sommerso e quelle grossolane della unità successiva, giungendo nel settore settentrionale ad una quota di -3.30 m (unità **L**, fig. 50).

L'unità successiva (**M** in fig. 50), che presenta uno spessore di circa 0.50 m, è infatti costituita da sabbie grossolane con ghiaia e ciottoli, tipiche della battigia, che passano superiormente a sabbie fini di spiaggia emersa prossima alla riva (unità **N**, fig. 50). La superficie della spiaggia emersa è datata da reperti dell'età del Ferro e varia verso il limite meridionale dello scavo da una quota di -2.70 a -3.30 m, dove passa alla battigia e poi alla spiaggia sommersa.

La deposizione di sabbie ben classate, unimodali e prive di componente limosa, documentano il persistere di condizioni di spiaggia emersa al di sopra dell'interfaccia di frequentazione dell'età del Ferro ed in tutta l'area, in genere a partire dalla quota di -3 m (unità **O**, fig. 50).

In particolare, in un saggio archeologico posizionato nell'area centro meridionale del *pdsD* è risultata la presenza di una duna costiera (a quota -2.20/-2.30 m), orientata mediamente in direzione NE-SO, delimitata alle spalle da un canale artificiale, databile alla seconda metà del VI secolo a.C.

Nell'area settentrionale del *pdsD* lo scavo documenta, inoltre, la presenza di solchi di corrivazione orientati NO-SE e NNO-SSE, che incidono la spiaggia emersa con tetto a -2 m, a partire dal VI secolo a.C.

Il resto della sequenza archeo-stratigrafica registrata da quest'area è ben documentato da Giampaola (2004) e Bragantini (2007) come segue.

All'incrocio del tratto settentrionale di via Duomo con Piazza N. Amore saranno poi impiantate le mura della città che, in base alla sola tecnica costruttiva gli Archeologi fanno risalire al V o al IV secolo a.C., subiranno restauri e fortificazioni, rimanendo immutate nell'andamento e nella funzione fino al XII secolo. Ai principi del IV secolo a.C. l'area posta all'esterno delle mura viene urbanizzata. Una colmata artificiale (spessore massimo di 0.5 m) livella la superficie della spiaggia emersa sulla quale sorgerà un edificio, probabilmente a carattere sacro, con piano di calpestio posto a -0.60 m. Tra la metà e la fine del III secolo a.C. è documentato l'impianto di un quartiere artigianale, in un'area esterna alle mura e all'edificio di IV secolo a.C., con piani di frequentazione dell'area di lavorazione posti a -0.10/-0.25 m. Nella parte NE del *pdsD* agli inizi del II secolo a.C. sorgerà un grande complesso monumentale costituito da un Tempio ed un Portico con piani pavimentali tra 0.10 e 0.20 m, ed una strada esterna al portico che costeggia a S, in posizione più elevata, a quote tra 0.60 e 0.65 m. L'edificio templare conoscerà ristrutturazioni fino al III secolo d.C., tra queste vi è quella che troverà la sua massima espressione nella trasformazione in Santuario dei Giochi Isolimpici avvenuta nel I secolo d.C. (età augustea, 2 d.C.), trasformando l'area di Piazza N. Amore nel quartiere agonistico della città. Tra la metà del IV e gli inizi del V secolo d.C. in tutta l'area del *pdsD* si imposta un ambiente umido con condizioni di cattivo drenaggio, probabilmente legate all'affioramento della falda acquifera, testimoniate da livelli costituiti da sabbie fini a matrice limosa che si depositano sulla pavimentazione a mosaico dell'ambulacro esterno del Tempio ad una quota compresa tra 0.55 e 0.70 m.

Il persistere di queste condizioni ambientali è testimoniato dagli innalzamenti del piano di calpestio e dalla realizzazione di canali di drenaggio, che circondavano l'ambulacro del Tempio al fine di mantenerlo asciutto e praticabile. Tali interventi non furono sufficienti ad arginare questi eventi di impaludamento dell'area, determinando l'abbandono della struttura nel corso del V secolo d.C. L'area centrale del *pdsD*, posta ora ad una quota di 1 m circa, sarà successivamente solcata da un alveo non molto profondo ed orientato in senso E-O. L'area centrale di Piazza N. Amore nella prima metà del VI secolo d.C. viene utilizzata come spazio

sepolcrale. La prima superficie di frequentazione della necropoli è impostata su una colmata costituita dai livelli di crollo e distruzione, intenzionale, delle strutture architettoniche del Tempio e del Portico, finalizzato all'innalzamento delle quote topografiche e quindi alla bonifica dell'area. Ai successivi livelli di frequentazione della necropoli si vanno, però, ad intercalare dei sottili livelli limosi, indice del persistere di un ambiente umido. L'interfaccia superiore dell'ultimo livello di frequentazione della necropoli si sviluppa da N a S da una quota di 2.40 a 2 m. La formazione di un vero e proprio ambiente palustre è testimoniata dal X agli inizi del XI secolo, con depositi il cui tetto, all'interno del *pdsD*, raggiunge quote comprese tra 4.60 e 3.20 m. Fra l'XI e il XII secolo la stratigrafia tardoantica-altomedioevale sarà obliterata da un terrapieno che non comporterà la perdita della funzione difensiva delle mura, innalzando il piano di calpestio dell'intera piazza. Proprio a ridosso di quest'ultime, tra la fine del XII e gli inizi del XIII secolo, verranno costruiti degli edifici pertinenti ad officine artigianali, rimaste in uso fino all'età Angioina, quando un nuovo terrapieno, realizzato per bonificare l'area che rimaneva impaludata nel settore settentrionale, le coprirà.

Interventi simili, ma meno rilevanti, si ripetono oltre, fino all'orizzonte riferibile agli interventi realizzati per il *Risanamento* edilizio dei quartieri meridionali della città, con cui si chiude la successione stratigrafica indagata.

La stratigrafia emersa con le indagini e lo scavo del pozzo di stazione "Duomo" a Piazza N. Amore risulta molto complessa e di alto interesse archeologico e geomorfologico. La determinazione delle singole unità stratigrafiche, in termini di cronologia e contesto ambientale in cui il deposito archeologico si inserisce, ha contribuito alla ricostruzione dei paleoambienti attivi in questo settore del litorale e consente di delinearne l'evoluzione.

Essa si può sintetizzare, come per le precedenti aree sedi delle future stazioni della metropolitana, a partire dalla messa in posto del Tufo Giallo Napoletano (15 Ka B.P.) che costituisce l'unità basale. La sua superficie, ricostruita elaborando le quote del tetto, rivela una articolata morfologia modellata da una incisione fluviale principale (profonda fino a -16 m s.l.m.) e dall'erosione areale, che in ambiente subaereo hanno agito per alcuni millenni. Il corso d'acqua che incide questa unità risulta colmato da alluvioni, a volte reincise, e da cineriti rimaneggiate che risultano anch'esse a luoghi incise e riempite da alluvioni.

L'area sarà poi raggiunta dal mare come testimoniato dai depositi di battigia che coprono il TGN e le cineriti rimaneggiate, ai quali si intercalano delle cineriti (a quota -8 m) ascritte all'eruzione di Agnano Monte – Spina (4.1 Ka B.P.), fissandone l'età.

I depositi successivi a quelli di battigia indicano una rapida emersione dell'area con l'assestarsi di una spiaggia emersa che nell'ultimo livello (a -6.20 m) mostra tracce di frequentazione databili all'Eneolitico.

Quest'ultime condizioni ambientali varieranno nuovamente con una serie di oscillazioni della linea di costa che si traducono in una ingressione testimoniata dalla deposizione di sedimenti di battigia, e quindi da un ritorno in ambiente di *shoreface* superiore, con tetto a -5.50 m, nel Bronzo antico.

Questa unità è seguita da cineriti depositate in ambiente nuovamente emerso riconducibili all'eruzione di Avellino (3.7 Ka B.P.) che portano a tetto (tra -5.10 e -6.20 m) tracce di frequentazione umana.

Ad esso segue un ulteriore ritorno del mare che determina la deposizione di una battigia e di sedimenti di spiaggia sommersa nell'intervallo compreso tra il Bronzo medio e quello finale.

L'area sarà caratterizzata definitivamente da un ambiente di spiaggia emersa a partire dall'età del Ferro, la cui superficie di frequentazione si trova ad una quota di -2.70 / -3.30 m, e la linea di costa si porterà in posizione avanzata rispetto al limite meridionale del *pdsD* e della piazza.

Per il periodo Greco-Romano si hanno tracce di frequentazione della spiaggia emersa databili al VI secolo a.C. (tetto a -2 m), ed evidenze archeologiche consistenti nelle mura di cinta della città (V - IV secolo a.C.) e in un'area, probabilmente sacra (principi del IV secolo a.C.).

In seguito, nell'area centro-settentrionale di Piazza N. Amore sorgerà un Tempio, il cui primo impianto si fa risalire al II secolo a.C., che sarà monumentalizzato in età augustea, con la realizzazione del quartiere agonistico a quote prossime allo zero.

In tutta l'area di Piazza N. Amore, tra la metà del IV ed il V secolo d.C., si instaurerà un ambiente umido e malsano. Questo determinerà una serie di interventi di drenaggio delle acque stagnanti e di sollevamento dei piani di calpestio delle strutture, che risulteranno comunque insufficienti imponendo l'abbandono del Tempio e del quartiere agonistico, e l'impostarsi di una necropoli nel VI secolo d.C. al di sopra di una colmata antropica.

Condizioni ambientali di tipo francamente palustre (tetto tra 4.60/3.20 m) e si instaureranno dal X all'XI secolo. Gli interventi di bonifica, consistenti in terrapieni realizzati nell'XI - XII secolo all'esterno delle mura, perdureranno fino all'età Angioina durante la quale un'ulteriore colmata oblitererà un quartiere artigianale impiantatosi tra la fine del XII e gli inizi del XIII secolo.

Infine, gli interventi di distruzione e colmata per risanare i quartieri bassi della città sul finire del XIX secolo chiudono la sequenza stratigrafica e definiscono l'attuale conformazione di Piazza N. Amore.

6.2.4 Ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali nell'area del cantiere "Garibaldi"

L'esame dei caratteri fisici e del contenuto paleontologico della stratigrafia emersa durante lo scavo della futura stazione "Garibaldi" della Linea 1 della Metropolitana di Napoli ha consentito di definire processi e paleoambienti attivi in questo settore del litorale napoletano. La ricostruzione paleoambientale e l'evoluzione paleogeografica di questo settore, sono state ampiamente trattate dalla Dott.ssa G. Irollo nella sua tesi di dottorato (Irollo, a.a. 2004-2005), così come quella della stazione "Università", per cui di seguito verrà esposta una sintesi dei dati e degli esiti di questa ricostruzione iniziale integrata dai dati emersi recentemente durante il prosieguo della realizzazione della linea metropolitana e dalle ricostruzioni effettuate con il presente lavoro di tesi.

Il pozzo della stazione "Garibaldi" (*pdsG*) è ubicato lungo il margine sud orientale della omonima piazza, il suo scavo ha interessato una superficie di forma rettangolare di circa 1000 m². Le paratie dello scavo si estendono per circa 50 m dal limite meridionale della piazza in direzione NNO-SSE, e per 20 m in direzione OSO-ENE (fig. 51).

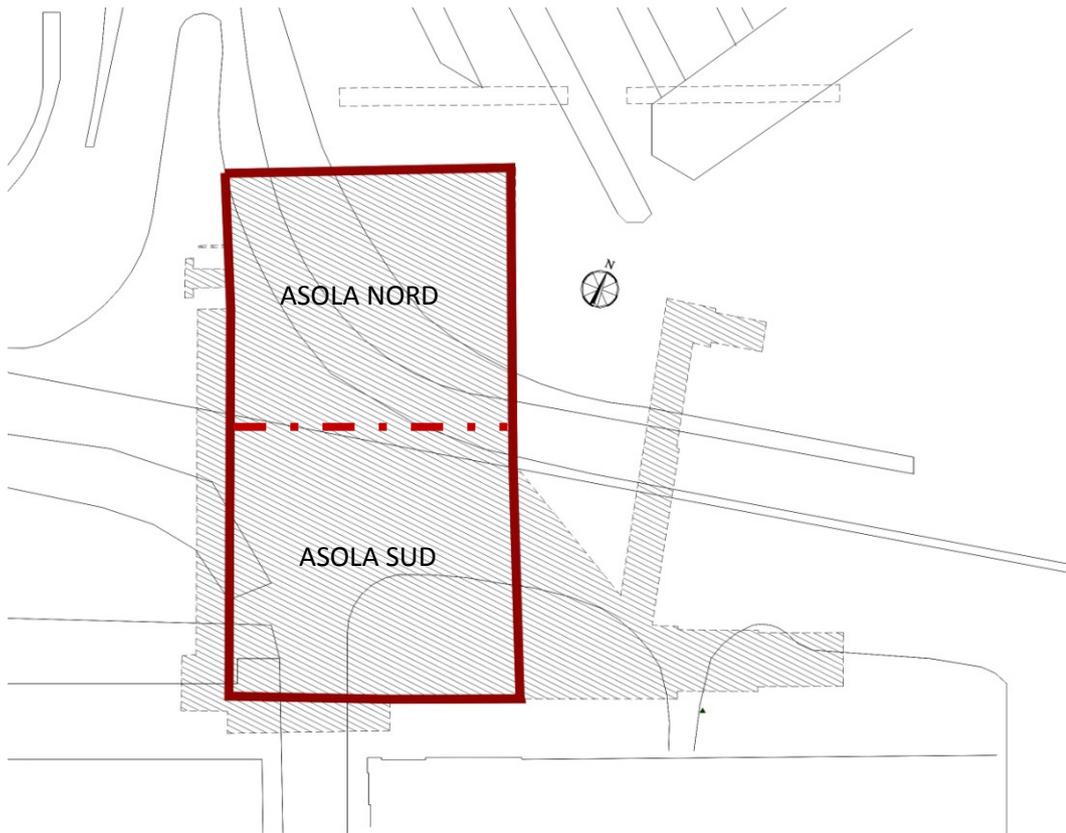


Figura 51. Ubicazione del *pdsG* nell'area SE di Piazza G. Garibaldi. La linea in tratteggio separa i settori e le rispettive "asole", settentrionale e meridionale.

La sequenza stratigrafica studiata è emersa dalle operazioni di scavo archeo-stratigrafico realizzato al di sopra del primo solaio lungo due aperture (asole N e S). L'ultimo livello osservato della stratigrafia è posto ad una quota assoluta di -2.70 m, al fondo dello scavo approfondito per 15.20 m dal piano di calpestio della piazza posto a 12.50 m s.l.m.

I sondaggi realizzati preliminarmente e durante le fasi di scavo consistono in circa 30 sondaggi geognostici e geoarcheologici realizzati intorno all'area della futura stazione Garibaldi (fig. 2 e 39). Quest'ultimi individuano nell'area del *pdsG* e nelle immediate adiacenze il substrato, costituito dall'unità del Tufo Giallo Napoletano, ad una profondità variabile tra i 28 ed i 30 m dal piano di campagna, che si traduce in una quota media di -15.50 m s.l.m. in corrispondenza del pozzo di stazione.

La stratigrafia dell'area del *pdsG* è mostrata dalla colonna di sintesi di figura 52.

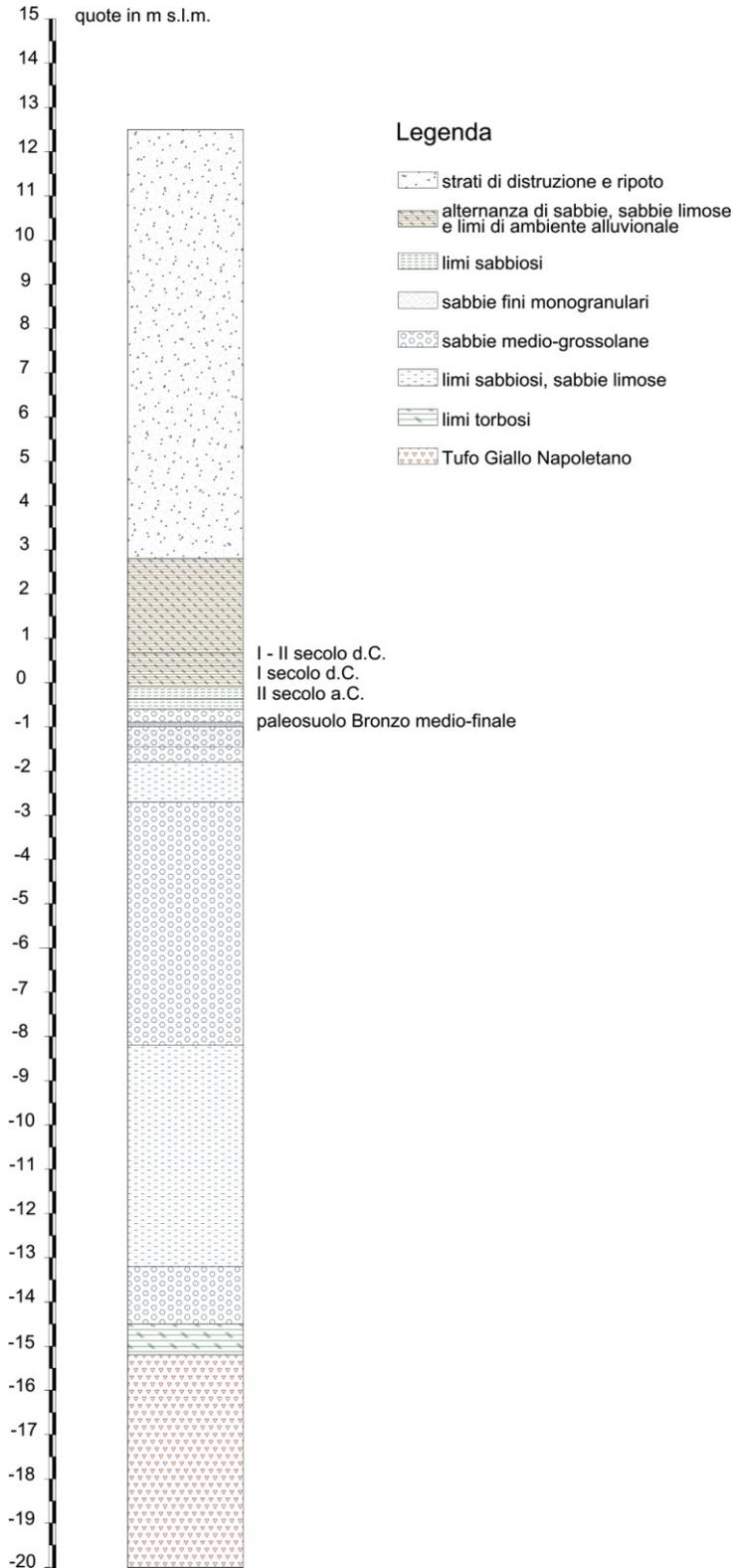


Figura 52. Colonna stratigrafica di sintesi dell'area del *pdsG*, ricostruita mediante l'integrazione dei dati di sondaggio e quelli emersi nell'area di scavo.

Questa colonna stratigrafica si compone di una parte basale rappresentata da quota -20 m a -2.70 m s.l.m., ricostruita, per le fasi non documentate dallo scavo, attraverso i dati di sondaggio.

L'unità più antica della sequenza post-TGN (fig. 52) è attestata nei sondaggi geognostici più profondi a partire da una quota di -14.50 m s.l.m., ed è costituita da limi torbosi di ambiente transizionale riconducibile ad un acquitrino costiero.

Questa unità basale è coperta da una sequenza di unità litorali, la prima delle quali è costituita da sabbie di battigia, debolmente ghiaiose, per circa 1 metro di spessore, che passano superiormente ad un'unità costituita da sabbie limose fino ad una quota di -8.20 m. Quest'ultima unità presenta un intervallo tra -9.50 e -8.50 m costituito da limo sabbioso. Al di sopra delle unità sabbioso-limose, ad una quota compresa tra -8.20 e -2.70 m si trova un'unità costituita da sabbie grossolane e medio-grossolane.

La stratigrafia emersa dall'osservazione delle diverse sezioni di scavo rappresenta la parte sommitale della suddetta colonna stratigrafica di sintesi, da una quota assoluta di -2.70 m fino al piano stradale posto a 12.50 m s.l.m..

Tale successione stratigrafica è stata ampiamente studiata in precedenza dalla Dott.ssa G. Irollo (Irollo, a.a. 2004-2005) alla cui tesi si rimanda per i dettagli sull'analisi di *facies* condotte per la determinazione dei paleoambienti. Per cui, di seguito si esporrà una sintesi dei risultati di questo studio che sono stati confermati dalle stratigrafie dei sondaggi realizzati in tempi successivi.

Nella sezione di scavo meridionale dell'asola N gli ultimi 30 cm della unità litorale basale sono costituiti da una sequenza di sabbie medio-grossolane, ricche in cristalli di sanidino, pomici e scorie, resti di malacofauna e foraminiferi. L'analisi micro-paleontologica (Irollo, a.a. 2004-2005) rivela una associazione di faune tipica di un ambiente marino ad alta energia riconducibile ad una *beachface*. Solo in corrispondenza dell'angolo SO della stessa sezione è stato individuato un deposito antecedente all'unità di *beachface* prima descritta che è costituita da sabbie medie, con geometria da *microripples*, riconducibili ad un ambiente di *shoreface*.

La sezione occidentale dell'asola N mostra una unità di base al di sopra di -2.70 m s.l.m., costituita da sabbie medio-fini, con piccoli *ripples*, che è stata attribuita ad un ambiente di *shoreface*, che subentra a quello precedentemente individuato al quale si sovrappone con i suoi depositi.

Quest'ultima è coperta da una unità costituita da sabbie medio-fini, clinostratificate, riconducibili alla stessa tipologia ambientale della precedente. Le strutture da barra riscontrate mostrano al top una discontinuità rappresentata da una superficie di erosione che le taglia, riconducibile alla migrazione della zona dei frangenti.

I successivi depositi, spessi al massimo 0.30 m, presentano inclinazione verso S e sono costituiti dalle sabbie grossolane con ghiaie e vulcanoclastiti (scorie bruno-rossicce, pomici) e resti di lamellibranchi e gasteropodi. L'analisi paleontologica della macrofauna riferisce questa unità ad un ambiente di *beachface*, i cui depositi, con tetto a -2.10 m, a geometria cuneiforme che si assottiglia verso terra, denotano una tendenza all'emersione dell'area.

Il passaggio alla superiore unità costituita da sabbie medie con lamellibranchi e qualche pomice indica un aumento della profondità con il passaggio alla *shoreface* superiore.

Quest'ultima è coperta da una unità composta da sabbie medio-fini formate da vulcanoclastiti, che non evidenzia particolari strutture sedimentarie. La determinazione del suo ambiente di formazione è risultata dall'analisi paleontologica che l'attribuisce ad un ambiente ad alta energia (gasteropodi e lamellibranchi molto usurati) con microfauna tipica di una *beachface*.

La precedente unità passa superiormente ad un deposito costituito da circa 0.15 m di sabbie, in prevalenza fini, con abbondanti cristalli di sanidino, pomici e scorie, i cui campioni sono risultati sterili all'analisi paleontologica. Tale unità è stata attribuita ad un ambiente di spiaggia emersa o di tipo transizionale. Entrambe le precedenti unità di *beachface* e di spiaggia emersa si presentano attraversate da filamenti radicali, a volte ramificati, decomposti, che sono troncati al top dello strato.

Questa paleosuperficie è ricoperta da un sottile strato di sabbia giallo-verdognola continua in tutta la sezione ed immergente di pochi gradi verso Nord che passa in eteropia verso l'angolo SO dell'asola N ad un deposito di sabbie sciolte di colore grigio contenenti pomici poco arrotondate, centimetriche, identificato. Queste due unità risultano sterili, e sulla base dei caratteri sedimentologici possono essere ricondotte ad eventi alluvionali legati alle dinamiche di un corso d'acqua. I sedimenti apportati da quest'ultimo vanno a depositarsi in un ambiente di spiaggia emersa che sostituisce quello marino, alle spalle di un cordone litorale formatosi per accumulo di sabbie parallelamente alla linea di costa. Lungo una sezione del quadrante meridionale dell'area del *pdsG* è stato osservato chiaramente il fianco

interno di questo cordone costiero; esso separerà progressivamente l'ambiente emerso dal mare.

A coprire le precedenti unità alluvionali è un deposito (spesso circa 0.20 m, con tetto a -1.20 m circa) di sabbie fini a matrice limosa alla cui sommità è presente un sottile deposito (spessore 0.20 m) formato da sabbie fini, nerastre, contenente scarse pomice anche di grandi dimensioni, che al top risulta humificato.

L'orizzonte pedologico, risulta leggermente inclinato verso NE, e la sua superficie, compresa tra le quote di -0.90 e -1 m s.l.m., rappresenta il primo livello databile da reperti archeologici che restituisce frammenti di ceramica ad impasto attribuiti al Bronzo medio - finale.

Il paleosuolo è coperto da uno strato di sabbie limose di colore tendente al giallastro, con strutture convolute, probabilmente dovute a fenomeni di liquefazione in condizioni di saturazione del sedimento. L'analisi paleontologica effettuata su un campione di questa unità evidenzia una associazione di faune di acqua dolce tipiche di un ambiente transizionale, che è stato attribuito ad uno stagno.

Quest'ultima unità di ambiente transazionale risulta coperta da un deposito costituito da sabbie grossolane grigiastre che è possibile riconoscere in tutta l'area di scavo che l'analisi paleontologica permette di attribuire ad un ambiente marino. Per le sue caratteristiche questo deposito, risultante inclinato verso N ed intercalato a livelli depositi in ambiente transizionale, si può ritenere il contributo occasionale di sabbie marine in un ambiente molto prossimo alla linea di riva durante eventi di tempesta.

Al di sopra di questa unità è presente un sottile strato (circa 2 cm di spessore) di sabbie limose contenenti sedimenti vulcanici vetrosi, di colore giallastro e con numerosi gusci di gasteropodi ed ostracodi.

Le caratteristiche ed il contenuto paleontologico di queste ultime tre unità sottolinea il passaggio dell'area da condizioni di spiaggia emersa, datata al Bronzo medio-finale, a quelle di acquitrino. Tale ambiente risulta ricevere periodicamente apporti di sabbie marine, in un contesto geografico rappresentato da un cordone litorale, descritto in precedenza, valicato con facilità in occasione di tempeste.

A tetto di questa sequenza, in corrispondenza della sommità del cordone sabbioso sono stati trovati i resti di una strada romana, allungata come lo stesso in direzione ONO-ESE, il cui primo impianto è datato al II secolo a.C. La sua funzionalità è, infatti, stata interrotta da

una serie di eventi, rappresentati da depositi alluvionali costituiti da sabbie sottili limose, alternati ad interventi di ripristino e protezione del tracciato stradale (staccionate in legno e canalette di deflusso). Queste discontinuità d'uso antropico indicano il periodico verificarsi di tali eventi alluvionali, che renderanno progressivamente impraticabile l'area, fino al definitivo abbandono della strada avvenuto nel II secolo d.C.

Nello spazio compreso tra le due asole del *pdsG* ed in quella S sono presenti, all'interno dell'ultima unità, due depressioni dal contorno irregolare, delle dimensioni di 7.4 x 3 m e 12.8 x 7 m circa, profonde approssimativamente 20 cm, che si allungano in direzione OSO-ENE, che risultano collegate tramite un canale obliquo della ampiezza di 30 cm e direzione SO-NE. Una ulteriore depressione si trova nella zona che si estende al di sotto della strada romana approfondendosi per circa 15 cm nell'unità di sabbiose presenti alla base del paleosuolo datato al Bronzo medio - finale, coperta da uno strato alluvionale.

Tali depressioni non sarebbero di natura antropica, i resti di ceramica ed i clasti di natura tufacea trovati al loro interno sono stati interpretati dagli archeologi come un intervento di consolidamento dei sedimenti scarsamente coerenti (sabbie fini, plastiche) del riempimento riconducibile, tramite l'analisi paleontologica, ad un ambiente di acque stagnanti. Un deposito di sabbie medio-fini di colore bruno-nocciola di spessore compreso tra le quote -0.6 e -0.1 m, con resti di gasteropodi di acqua dolce chiude la successione precedente ed è stato ascritto ad un ambiente di stagno con acque calme.

Una unità alluvionale copre lo stagno e la strada, mostrando un maggiore spessore in corrispondenza del lato occidentale del tracciato stradale, per effetto di una pendenza da E verso O dello stesso.

A questi sedimenti seguono sabbie limose humificate (tra -0.35 e 0.37 m circa) presumibilmente riportate per un intervento di bonifica. Questo strato restituisce reperti databili tra la fine del I secolo a.C. e l'inizio del I secolo d.C. A tetto di questo livello pedologico sono state riconosciute delle forme di incisione antropica consistenti in canalette per coltivazione che garantivano il deflusso delle acque in direzione N-S. A queste sono associate delle piccole buche allineate parallelamente, interpretate dagli Archeologi come i segni lasciati nel terreno da una recinzione o di una fila di pali di appoggio collegati alla pratica colturale.

L'unità precedente è coperta da limi sabbiosi di colore grigio-verde, compatti, e riconducibili ad un evento alluvionale.

Verso l'alto segue un paleosuolo costituito da sabbie fini limose di colore molto scuro, tendente al nero, poiché molto ricco di sostanza organica e compreso tra 0.40 e 0.67 m s.l.m. Questo è datato da reperti archeologici risalenti al I-II secolo d.C. e mostra una pendenza verso Nord.

Nell'asola N il precedente paleosuolo presenta una modesta incisione fluviale, profonda circa 25 cm e ampia al massimo 3 metri, che si sviluppa da O ad ESE, ampliandosi in questa direzione. Tale canale è riempito da un deposito di sabbie limose, e sulla sua sponda nord orientale è stata ritrovata anche una radice d'albero.

Il paleosuolo identificato in precedenza sviluppatosi, dopo gli eventi alluvionali descritti, copre l'ultimo livello della strada romana datato al II secolo d.C. Nella parte più meridionale del *pdsG* sono state riconosciute al suo top due solchi paralleli e poco profondi, testimonianza di tracce lasciate da carri (fig. 53).



Figura 53. Asola Sud del *pdsG*. La foto mostra i resti di una strada romana il cui primo impianto è datato al II secolo a.C.

La motivazione dell'abbandono e del mancato ripristino della struttura stradale è legata al persistere di fenomeni alluvionali, accompagnati dalla deposizione di sedimenti, che inducono il progressivo abbandono dell'area.

Infatti, al di sopra del paleosuolo con tracce di carri si trova un insieme di unità formate da sabbie fini a matrice limosa, dallo spessore medio di 15-20 cm, con pomice disperse, elementi vegetali decomposti e resti di apparati radicali, databili al III-IV secolo d.C. Queste

unità si ripetono più volte da una quota di 0.60 a 1.90 m s.l.m., e possono essere interpretate come depositi da piana esondabile, ricondotti all'attività di un corso d'acqua il cui alveo ordinario poteva passare a breve distanza dall'area di scavo.

Alle precedenti unità dovute a fenomeni di esondazione succedono unità formate da alterni strati costituiti da sabbie fini di colore marrone chiaro, a tessitura caotica, contenenti blocchi tufacei, e caratterizzati da un contatto erosionale basale. Queste unità sono riferibili a periodici eventi alluvionali da trasporto in massa classificabili come *debris flow*, intervallati da deposizione di alluvioni all'interno di piccoli canali intrecciati che si generavano a tetto durante le fasi di minor carico solido.

Le unità alluvionali descritte, caratterizzate da una alternanza di *debris flow* e depositi sabbiosi, risultano poi incise da un canale di ordine superiore ai precedenti. Di tale incisione è stato possibile osservare il fianco occidentale emerso lungo la parete S dell'asola N del *pdsG*, rilevando che la sua concavità basale raggiunge una quota di 1.15 m s.l.m. Sul fianco si depositano in *onlap* livelli analoghi a quelli incisi dal corso d'acqua, mentre lungo il margine SE della stessa sezione il riempimento dell'incisione mostra una stratificazione incrociata, concava verso l'alto, dovuta alla alternanza di fasi d'erosione e riempimento.

Al tetto delle unità di riempimento del corso d'acqua descritto in precedenza si trova una serie di unità sabbiose con strutture da *ripples*, indizio di attività di correnti trattive, riconducibili a fenomeni di esondazione nella piana, e depositi massivi da *debris flow*. Questa serie di depositi alluvionali alternati si ripete fino ad una quota di 3.30 m.

Le precedenti unità risultano, infine, coperte da depositi di riporto antropico e dai resti delle strutture murarie relative alla stazione ferroviaria ottocentesca, fino all'attuale piano campagna che raggiunge la quota di 12.50 m s.l.m.

In sintesi, lo studio delle sezioni emerse durante lo scavo per la realizzazione del pozzo di stazione Garibaldi, *pdsG*, integrato dai dati emersi dalla realizzazione di nuovi sondaggi geognostici e geoarcheologici nelle aree prossime a quella di scavo, consente di delineare l'evoluzione di questo tratto del litorale della città di Napoli.

A partire dal suo substrato, costituito dal Tufo Giallo Napoletano, la stratigrafia registra la presenza di un ambiente transizionale costituito da limi torbosi fino alla quota di -14.50 m. Al di sopra di questa unità transizionale e fino ad una quota di -2.70 m vi è una sequenza di unità litorali divisibile in due porzioni le cui caratteristiche variano da un ambiente di

shoreface, che raggiunge la quota intermedia di -8.20 m, ad uno di *beachface*, che solo lateralmente passa alla *shoreface* (angolo SO della sezione di scavo meridionale).

Tale sequenza trasgressivo-progradazionale denota il passaggio da condizioni emerse a sommerse e di nuovo emerse. La posizione cronologica dei principali eventi, in assenza di *marker*, può tentativamente ricavarsi considerando trascurabili possibili movimenti del suolo e quindi mettendo a confronto la sequenza stratigrafica con le curve eustatiche note (Alessio et al., 1994; Antonioli et al., 2004; Lambeck et al., 2004/b). Inoltre, le variazioni della granulometria all'interno delle singole unità di sommersione indicano oscillazioni della linea di costa che si traducono in alcuni arretramenti e successive pro gradazioni di ampiezza minore.

L'emersione definitiva del sito è registrata dalla formazione di una spiaggia emersa, in un intervallo temporale non meglio definibile ma collocabile, in base alle sola comparazione delle quote degli ultimi livelli di *beachface* e *shoreface* con quelle eustatiche, tra i 4 Ka B.P. e la formazione di un cordone sabbioso sul quale si sviluppa un paleosuolo recante in superficie tracce archeologiche del Bronzo medio - finale.

L'assunzione iniziale di una stabilità tettonica di questo settore sembrerebbe essere confermata dalla quota a cui si ritrova il paleosuolo di età compresa tra il I secolo a.C. e l'inizio del I secolo d.C., prossima allo zero altimetrico. Inoltre, i lineamenti tettonici attivi, orientati circa SO-NE, rappresentati dalla *fault zone* che margina la depressione di Volla ad Ovest, sono posti ad oriente del settore in cui ricade il *pdsG* che non appare coinvolto dalla loro attività (cfr. fig. 11).

Il ritrovamento di una strada romana in uso dal II secolo a.C. al II secolo d.C., che risulta più volte ripristinata dopo essere stata investita da eventi e depositi alluvionali, testimonia la vicinanza dell'area ad uno o più corsi d'acqua. L'abbandono di tale via di comunicazione tra *Neapolis* e l'area orientale avviene successivamente a causa di ulteriori fenomeni alluvionali da esondazione, avvenuti nel II e IV secolo d.C., ai quali seguiranno eventi di *debris flow* alternati ad esondazioni e migrazioni laterali di piccoli canali, fino ad una quota assoluta di 3.30 m.

Per quel che concerne il problema della provenienza dei sedimenti alluvionali che caratterizzano la fase romana di frequentazione dell'area, occorre ricordare che il *pdsG* si colloca in una zona interposta tra due corsi d'acqua, ad O il *Lavinario* orientale, e ad E l'Arenaccia. La paleorete drenante ed il percorso di questi due alvei è stato ricostruito nel

capitolo 5 (fig. 18 e 19). Lungo i tratti terminali di questi due corsi d'acqua possono essere avvenuti i fenomeni di esondazione dell'alveo ordinario, e probabilmente lungo l'Arenaccia devono essere stati veicolati i *debris flow*, che hanno indotto il progressivo abbandono del tracciato viario romano, susseguitisi fino al V secolo d.C.

L'evoluzione dell'area si chiude con il seguire della stratigrafia che registra una potente serie di riporti antropici e strutture ottocentesche demolite (per uno spessore di circa 9 metri), fino ad arrivare al piano campagna attuale.

6.3 L'EVOLUZIONE DELLA FASCIA COSTIERA E RICOSTRUZIONI PALEOGEOGRAFICHE ASSOCIATE

Con i dati sin ora esposti è possibile dedicare particolare attenzione all'evoluzione geomorfologica medio-tardo olocenica ed alle dinamiche della fascia costiera di Napoli. Come in tutte le città costiere di antica fondazione, anche a Napoli si configura come tema di grande interesse la ricostruzione delle variazioni subite dalla linea di riva e l'ubicazione dei primi approdi portuali.

Come più volte premesso, una nuova e fondamentale occasione di approfondimento di questa problematica, dopo i primi contributi forniti da studi effettuati da Storici ed Archeologi negli ultimi anni dell'800 e successivi, è stata fornita dai dati emersi con la realizzazione della nuova rete di trasporto pubblico sotterranea. Alle pregresse conoscenze, consistenti in dati storico-archeologici e ricostruzioni sull'andamento della linea di costa nell'evo antico, si affiancano ora i nuovi dati geoarcheologici emersi durante la realizzazione della Linea 1 della Metropolitana di Napoli che hanno, inoltre, permesso anche di reinterpretare le stratigrafie di molti sondaggi pre-esistenti, tra i quali quelli riportati in AA.VV. (1967) e Bellucci (1994, 1998).

L'insieme di queste conoscenze ha consentito di elaborare delle ricostruzioni di paleomorfologie sepolte. Più volte durante le varie fasi della ricerca è sorta la necessità di conoscere la paleomorfologia del substrato costituito dal Tufo Giallo Napoletano per comprendere meglio la geologia dell'area. La ricostruzione del tetto di questa unità basale nell'area litorale di Napoli orientale, realizzata attraverso l'interpolazione di numerosi dati da sondaggio, è stata fondamentale per definire l'evoluzione paleogeografica della fascia costiera.

6.3.1 Disamina dei dati storico-archeologici circa l'andamento della linea di costa e l'ubicazione del porto di Neapolis

Il problema che riguarda la configurazione del litorale di *Neapolis* e la localizzazione del porto della città in età greco-romana è stato oggetto di studio da parte di Storici, Archeologi e Scrittori, che nel tempo hanno avanzato soluzioni varie, a volte contraddittorie e prive di fondamenti archeologici e scientifici, frutto di interpretazioni di fonti letterarie e documentarie spesso vaghe o imprecise.

Gli unici ritrovamenti archeologici che possono testimoniare in merito ad una strada che correva in prossimità del porto antico consistono: nei resti di un muro a blocchi posto a 10 metri di profondità in corrispondenza dell'incrocio tra via S. Giacomo e via Verdi, a N di Piazza Municipio, risalente al VI secolo a.C.; resti di sepolture datate al IV secolo a.C. –III secolo d.C., poste a 6 metri di profondità nell'area di via Pisanelli (tra via Verdi e via Vittorio Emanuele); due tombe di età greca, a poca distanza l'una dall'altra e ad una profondità di 6.50 metri, in via S. Tommaso d'Aquino. Questi rinvenimenti archeologici, noti da letteratura, sono stati messi in relazione (Napoli, 1967) ad una via di comunicazione tra *Parthenope* e *Neapolis* poiché, per i greci ed i romani, era uso allocare le necropoli lungo le principali vie di comunicazione, all'esterno della cinta e del territorio urbano delle città. Nuovi ritrovamenti, avvenuti in occasione degli scavi per la realizzazione della tratta di collegamento tra la Linea 1 e 2 della Metropolitana, sembrano rafforzare questa ipotesi.

Mario Napoli (1959) esamina e sintetizza le diverse soluzioni proposte da vari Autori che vedono l'ubicazione del porto greco alla base dei colli di San Giovanni Maggiore e del Monterone (Pontano, 1509; Summonte, 1601; Celano, 1692), oppure una decentrazione verso oriente (Troyli, 1747), nei pressi del Ponte della Maddalena, a SE di Piazza Garibaldi. Ancora, per Beloch (1879, 1890) il porto sarebbe ubicato in corrispondenza della zona in seguito denominata "Molo Piccolo", a meridione di Piazza G. Bovio, mentre Capasso (1905) esamina documenti medioevali e smentisce le ipotesi precedenti individuando l'esistenza di due porti in continuità con quelli antichi (fig. 37), infine, Gabrici (1903) colloca il porto all'altezza dell'ex Piazza della Sellaria, attuale Nicola Amore.

M. Napoli sostiene in parte fra tutte la tesi del Capasso che ipotizza l'esistenza del porto *de illu Vulpulum* nella zona di Piazza Municipio, e *de illu arcina*, in corrispondenza del Molo Piccolo, divisi da una lingua di terra e delimitati ad oriente da un braccio di terra proteso sul mare su cui sarà edificata la chiesa di Santa Maria di Portosalvo. Secondo l'ipotesi

ricostruttiva di M. Napoli (fig. 54) il porto doveva essere ubicato in «...una unica naturale insenatura all'incirca tra piazza del Plebiscito e piazza Municipio...» nella quale sfociava il Sebeto « ... un fiume che scorreva lungo le attuali via S. Anna dei Lombardi e Medina...».

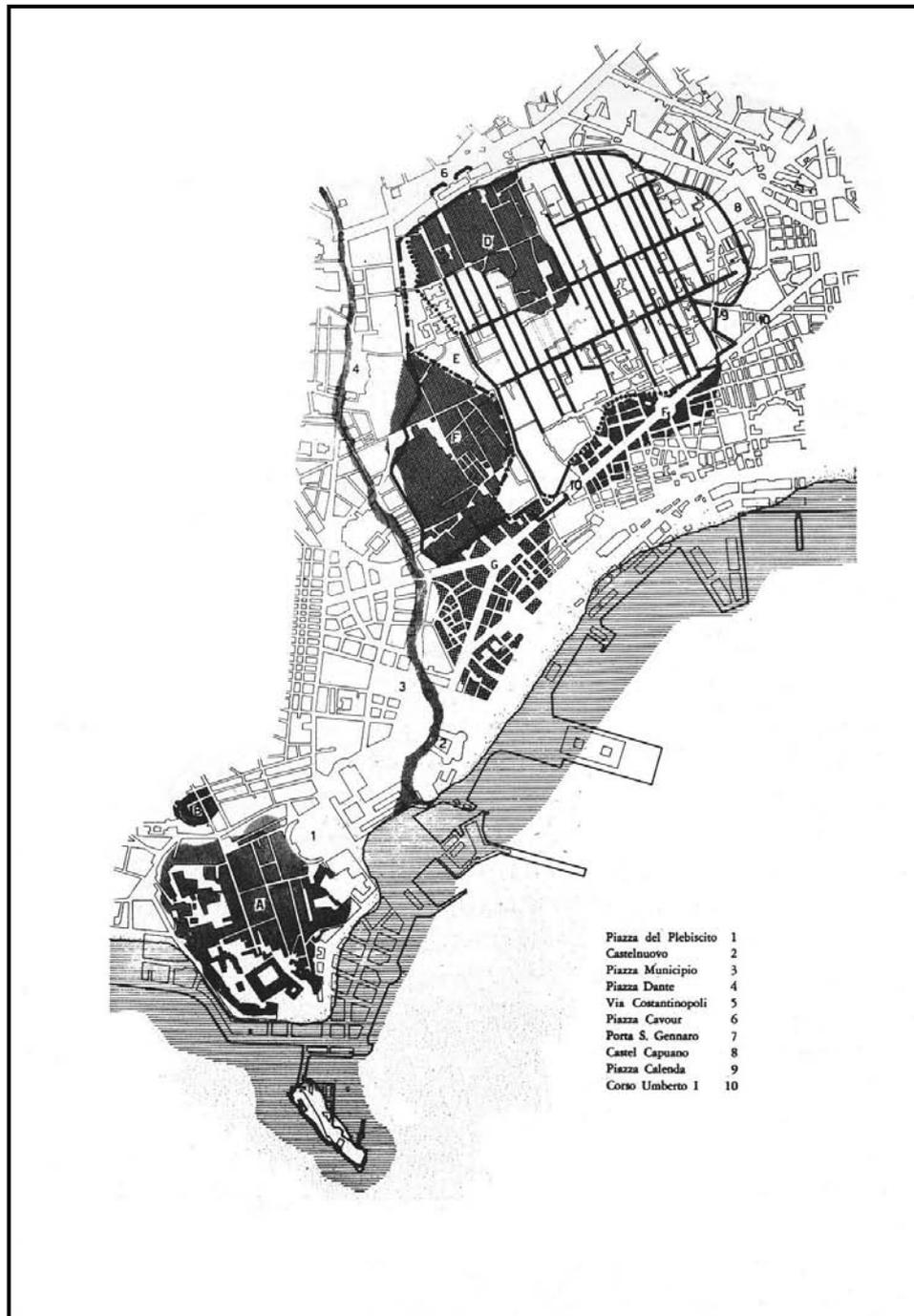


Figura 54. Pianta di *Neapolis* e *Paleopolis* nella ricostruzione di M. Napoli (1959).

A. L. Rossi (1999) smentisce M. Napoli sottolineando che: il Sebeto non sfociava a Piazza Municipio perché era un fiume che scorreva nella zona orientale; che in corrispondenza di Palazzo Reale non poteva esservi la sua foce in quanto costruito su un alto tufaceo; via Medina non è mai stata un alveo fluviale. L'Autore, inoltre, propone l'esistenza di un'unica grande insenatura compresa tra S. Maria di Porto salvo - via Medina - Castel Nuovo, sede di un unico porto da riferire a *Neapolis* nella quale confluivano le acque del Lavinario occidentale ed i depositi trasportati dalle correnti marine, che ne avrebbero determinato la progressiva atrofizzazione prima nel bacino portuale del Molo Piccolo, e poi nel Mandracchio.

Sulla scorta dei primi risultati degli scavi della nuova metropolitana e sulla rilettura delle notizie di scavo precedenti, per il settore compreso tra le piazze Municipio e G. Bovio, Giampaola (2004) sostiene che i due porti individuati dal Capasso per l'età Medioevale sono il risultato di una modificazione naturale di una più antica insenatura compresa tra Castel Nuovo e il Molo Piccolo, in cui è possibile situare il porto di *Neapolis*, almeno in età romana, rimanendo invariate le perplessità sull'ubicazione di quello di età greca. Inoltre, tale insenatura andrebbe a lambire il piede del pianoro dell'antica città, lungo il cui allineamento è stato collocato il margine sud occidentale della cinta muraria di età greca e la sua estensione verso Ovest nel V secolo d.C.

Le successive fasi di scavo avrebbero poi individuato un approdo a ridosso dell'alto tufaceo di Castel Nuovo, meglio documentato in Giampaola et alii (2006), in uso dal IV secolo a.C. (fig. 55), testimoniato dal rinvenimento di tre relitti di età imperiale posti in aderenza ad un molo. Per la parte rimanente del litorale orientale della città, sulla base della presenza di strutture ellenistico - romane segnalate nel corso di scavi ottocenteschi, gli Autori indicano che è possibile ricostruire una linea di spiaggia con articolazioni non meglio definibili che arriva alle foci del Sebeto (fig. 55).

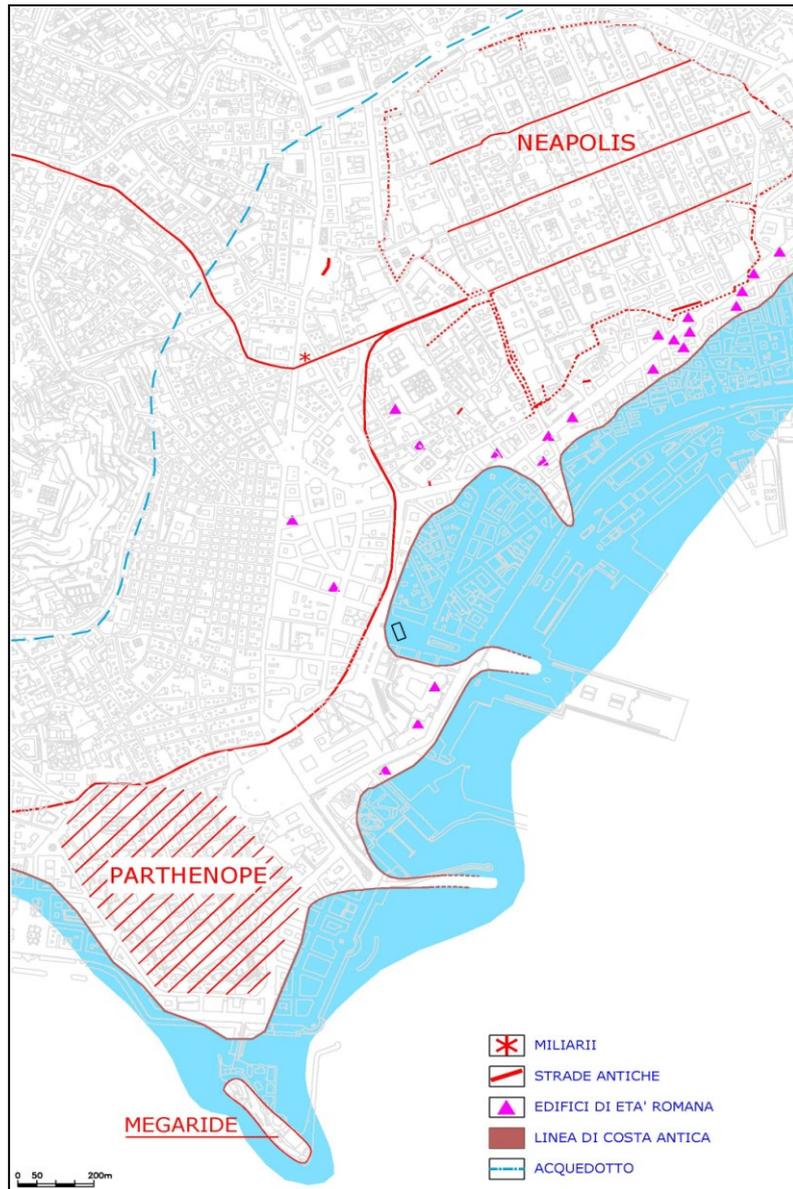


Figura 55. Ritrovamenti archeologici ed andamento della linea di costa tra *Parthenope* e *Neapolis*, in età ellenistico – romana. Ricostruzione di D. Giampaola et alii, 2006

Viene sottolineato, poi, che sia a Piazza G. Bovio che N. Amore il contorno costiero lambiva la cortina muraria greca, e che in quest'ultima piazza i carotaggi segnalano un precoce insabbiamento, attestato già dall'avanzata età del Bronzo, ed una urbanizzazione a partire dalla fine del V secolo a.C.

In Giampaola, 2004, si fa riferimento all'evoluzione urbanistica di piazza N. Amore evidenziando che le mura greche, fondate su sedimenti di spiaggia sommersa, sono inglobate in quelle tardoantiche, e che sulla spiaggia emersa che si sviluppa all'esterno della cinta

muraria più recente è segnalata la realizzazione di un terrapieno ed un livello di battuto stradale datati al VI secolo d.C., ed uno fra l'XI ed il XII secolo, che non modificheranno l'andamento e la funzionalità difensive delle mura. L'area antistante e a ridosso della cortina verrà poi occupata da ambienti legati ad officine artigianali, ricoperti in età Angioina da un terrapieno. Nel XIII secolo si assisterà all'ampliamento della cortina difensiva che, rimasta immutata fino al secolo precedente, avanzerà verso SE inglobando il quartiere Mercato.

6.3.2 La carta del tetto del Tufo Giallo Napoletano, nel settore litorale compreso tra le Piazze Municipio e G. Bovio

L'abbondanza di dati stratigrafici da sondaggio e di quelli emersi durante le varie fasi di scavo per la realizzazione delle stazioni della linea metropolitana costiera, e delle infrastrutture di servizio, ha permesso di proporre una ricostruzione della superficie del substrato nell'area compresa tra le due stazioni Municipio e Università.

I dati topografici puntuali, consistenti nella quota assoluta del tetto del unità basale costituita dal Tufo Giallo Napoletano (TGN, 15 Ka B.P.), nelle sue *facies* litoide, semilitoide ed incoerente, derivano da circa 200 stratigrafie da sondaggio. Per numero e fittezza essi consentono una buona interpolazione, concretizzatasi nella realizzazione della “carta del tetto del Tufo Giallo Napoletano” (fig. 56).

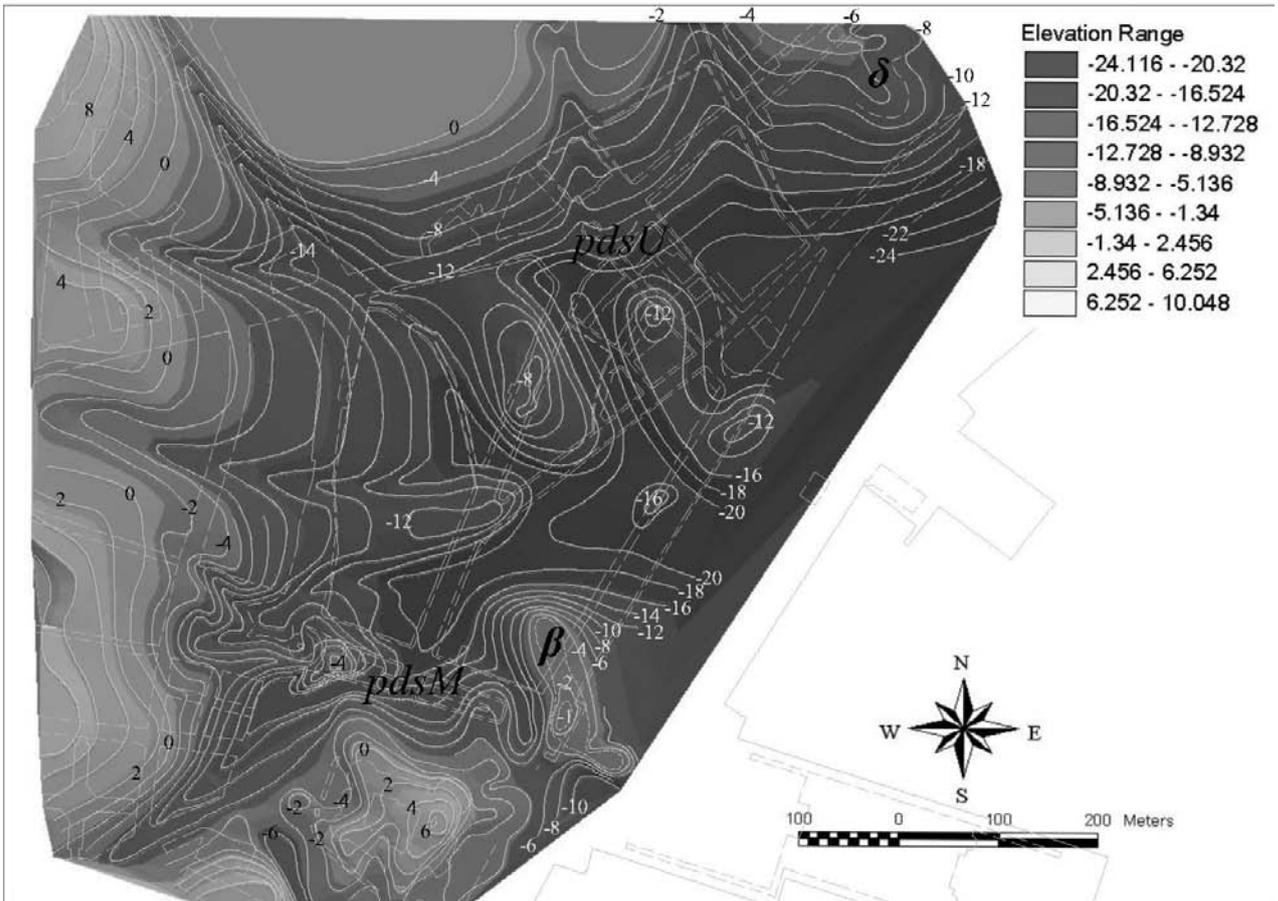


Figura 56. Ricostruzione della paleomorfologia del Tufo Giallo Napoletano tra Piazza Municipio e G. Bovio, rappresentata con curve di livello ad equidistanza di 2 metri. Con le sigle *pdsM* e *pdsU* sono indicati i pozzi di stazione ubicati nelle precedenti piazze. Le lettere β e δ indicano rispettivamente i promontori in TGN di: M. Echia-Castel Nuovo-stazione Marittima, e quello di via Tari-Marotta

Tale carta è stata costruita disegnando manualmente le curve di livello con equidistanza di 2 metri, secondo un criterio geomorfologico ragionato sulle variazioni di quota del tetto dell'unità tufacea. Tale metodologia di costruzione è stata preferita alla interpolazione ottenibile con software di tipo *surfer* che si limitano ad un calcolo puramente matematico non considerando la conformazione naturale delle superfici.

La carta del tetto del TGN è stata realizzata, per l'area delimitata: ad O dalle pendici del Colle di San Martino, ad oriente della rettilinea via Toledo, a N dal margine sud occidentale del Pendino delineato dagli alti di S. Maria La Nova – Banchi Nuovi, e a SE dall'allineamento parallelo alla attuale linea di costa, rappresentato da Castel Nuovo –

Stazione Marittima - S. Maria di Porto salvo- S. Pietro Martire, lungo le vie Acton - C. Colombo - Nuova Marina (incrocio con piazzetta Principessa Margherita).

Il risultato dell'interpolazione è stato acquisito come immagine *raster* che, dopo essere stata vettorializzata mediante la digitazione manuale delle curve di livello, è stata correttamente georiferita ed inserita sulla base cartografica digitale in scala 1:1000 del Comune di Napoli. I valori altimetrici assoluti delle curve di livello variano dai 10 m, raggiunti lungo il margine occidentale e nell'angolo NO della carta (a valle di via Toledo e nell'area di Piazza Carità) a -24 m di quello NE, lungo via Nuova Marina (fig. 56).

L'analisi geologico-geomorfologica dell'assetto del bedrock tufaceo permette di ricostruire il seguente assetto paleomorfológico.

Prima che la trasgressione eustatica post-glaciale portasse il livello marino prossimo alle sue quote attuali, l'assetto geomorfologico di questa parte del litorale napoletano era molto più articolato di quello odierno. Nell'area collinare i valloni discendenti dal Vomero non erano stati ancora obliterati o attenuati dai riporti antropici di epoca medioevale e moderna e la conformazione del tetto del TGN nell'area posta ad occidente di Piazza Municipio (non rappresentata in fig. 56 ma ricostruibile da altri dati di sondaggi) mostra una netta rottura di pendenza in corrispondenza dell'allineamento NNE-SSO di via Toledo, lungo il versante orientale del Colle di San Martino, ove il TGN affiora o è riconosciuto a breve profondità in sondaggi realizzati nei Quartieri Spagnoli. Il suo valore passa dai 55 m di quota, in prossimità del Corso Vittorio Emanuele, a circa 10 m in corrispondenza di Palazzo San Giacomo, a N di Piazza Municipio.

Per quel che concerne l'area rappresentata in figura 56 la ricostruzione mette in evidenza, laddove oggi insiste la bassa e regolare piana costiera, l'esistenza di un blocco ribassato da faglie, localizzato al top dei terrazzi posti tra -8 e -16 m s.l.m., nella zona compresa tra Piazza Municipio e G. Bovio, lungo via A. De Pretis. Tali faglie sono ipotizzabili dall'andamento marcatamente rettilineo delle scarpate che lo delimitano a monte. Quella posta a settentrione è compresa tra 0 e -12 m s.l.m. ed ha orientazione ENE-OSO, l'altracirca N-S localizzata tra +4 e -12 m s.l.m.

Il blocco ribassato si presenta ridotto a rilievi residuali ad opera di incisioni fluvio-torrentizie convergenti verso SE, i cui fondivalle scendono fino a -20 m in prossimità della costa attuale, in corrispondenza dell'incrocio tra via C. Colombo e S. Nicola alla Dogana, alcune delle quali trovano ancora evidenza nella topografia attuale. I corsi d'acqua o brevi

torrenti che l'incidevano risultano intagliati in piroclastiti sciolte di origine flegrea e nel sottostante TGN, e si sono verosimilmente modellati nel corso del Tardiglaciale, ossia durante la prima parte della trasgressione Versiliana.

Iniziando dall'angolo SO della carta si può riconoscere una prima incisione che proveniente dall'area dell'attuale via Chiaia proseguiva in direzione NE, lungo le vie S. Carlo e Vittorio Emanuele, verso la parte centrale di Piazza Municipio, dove si univa ad un ramo proveniente dall'area occupata dai Giardinetti di Palazzo S. Giacomo, e da qui proseguiva fino al mare².

Un secondo e più importante alveo caratterizzato da una stretta incisione è identificabile nel tratto terminale dell'Arenella (o Lavinario occidentale), il corso d'acqua che, attraverso una fitta rete di valloni, incideva il versante orientale della collina del Vomero (cfr. 5.2) raccogliendone le acque e percorrendo in direzione NO-SE l'attuale via Monteoliveto. In corrispondenza dell'incrocio tra la precedente e via A. Diaz, ad esso si univa, come affluente destro, un breve vallone proveniente dall'area di S. Nicola alla Carità che percorreva l'attuale via Cesare Battisti. L'Arenella riceveva, infine, in corrispondenza del punto di incrocio tra Rua Catalana e via A. De Pretis, una ulteriore incisione sub-rettilinea e sviluppata lungo via Ponte di Tappia, che raccoglieva le acque provenienti dal versante di San Martino.

Più ad Est il versante meridionale del Pendino, che si presenta sub-rettilineo, è interrotto da una incisione torrentizia che sviluppandosi a monte dell'area di Largo dei Banchi Nuovi lo percorreva approssimativamente lungo i Gradoni di Santa Barbara, separando ad occidente l'altura di S. Maria La Nova da quella orientale di S. Giovanni Maggiore. Ancora più ad oriente, infine, è individuabile l'incisione di un alveo proveniente dall'attuale zona Universitaria, il cui percorso direzionato in senso circa N-S, è identificabile all'incirca lungo la direttrice delle attuali vie Mezzocannone – Porta di Massa.

Per quanto concerne gli alti morfologici delimitati da tale rete idrografica modellati sul blocco strutturalmente ribassato, è identificabile a partire da SE un alto morfologico costituito dal rilievo residuale allungato in direzione NE-SO ove si localizzano Palazzo Reale – Castel Nuovo – Stazione Marittima, simboleggiato in carta dalla lettera β , che raggiunge valori del tetto tufaceo culminanti tra +6 e -1 m.

² Per comodità di esposizione la paleorete idrografica che incide il TGN viene di seguito illustrata utilizzando la denominazione della odierna rete idrografica, che per grandi linee ricalca il suo andamento.

Al centro di Piazza Municipio, ad O del margine dell'area di pozzo della omonima stazione della metropolitana (*pdsM*), e pochi metri a N del rilievo su cui oggi sorge Castel Nuovo, si distingue l'alto (- 4 m) a forma lanceolata, isolato dalle incisioni torrentizie precedentemente descritte e provenienti dalle aree di via Chiaia e Santa Brigida.

Proseguendo verso NE le incisioni modellano ed identificano due alti relativi che raggiungono mediamente una quota di -12 e -8 m nell'area posta al di sotto degli edifici che si sviluppano intorno all'incrocio tra Rua Catalana e via A. De Pretis, e lungo quest'ultima.

A meridione di Piazza G. Bovio e dell'area di scavo del pozzo di stazione "Università" (*pdsU*), si sviluppa un rilievo culminante intorno ai -12 m, allungato in direzione circa NO-SE, ad occidente di via Marchese Campodisola.

Ad oriente di quest'ultimo si apre una inflessione concava verso SE delimitata a settentrione da un rilievo posto mediamente a quota -6 m, ma che raggiunge anche il valore massimo -2.50 m, allungato in direzione NO-SE e culminante all'incrocio tra Corso Umberto I e l'allineamento delle vie Tari – Marotta, margine orientale dell'edificio centrale dell'Università di Napoli Federico II (indicato con δ in fig. 56).

6.3.3 Ricostruzione del paesaggio successivo al TGN e precedente alla sommersione olocenica, nelle aree di Piazza Municipio e G. Bovio

Nel precedente paragrafo (6.3.2) è stata ricostruita la paleomorfologia del substrato costituito dalla formazione del Tufo Giallo Napoletano (cfr. fig. 56) per l'area compresa tra le Piazze Municipio e G. Bovio, l'area che, secondo la maggioranza degli Studiosi, è indicata come possibile sede di un approdo o del porto della antica città (cfr. 6.1.4). Con le sezioni geoarcheologiche realizzate lungo Piazza Municipio e G. Bovio (sezioni A e B, tracce ubicate in fig. 57) vengono sintetizzati i dati archeo-stratigrafici emersi durante la realizzazione dello scavo del *pdsM* e *pdsU* e già descritti nel paragrafo 6.2 mediante colonne di sintesi, e quelli provenienti dall'attento esame delle stratigrafie di sondaggi, realizzati intorno alle aree di stazione.

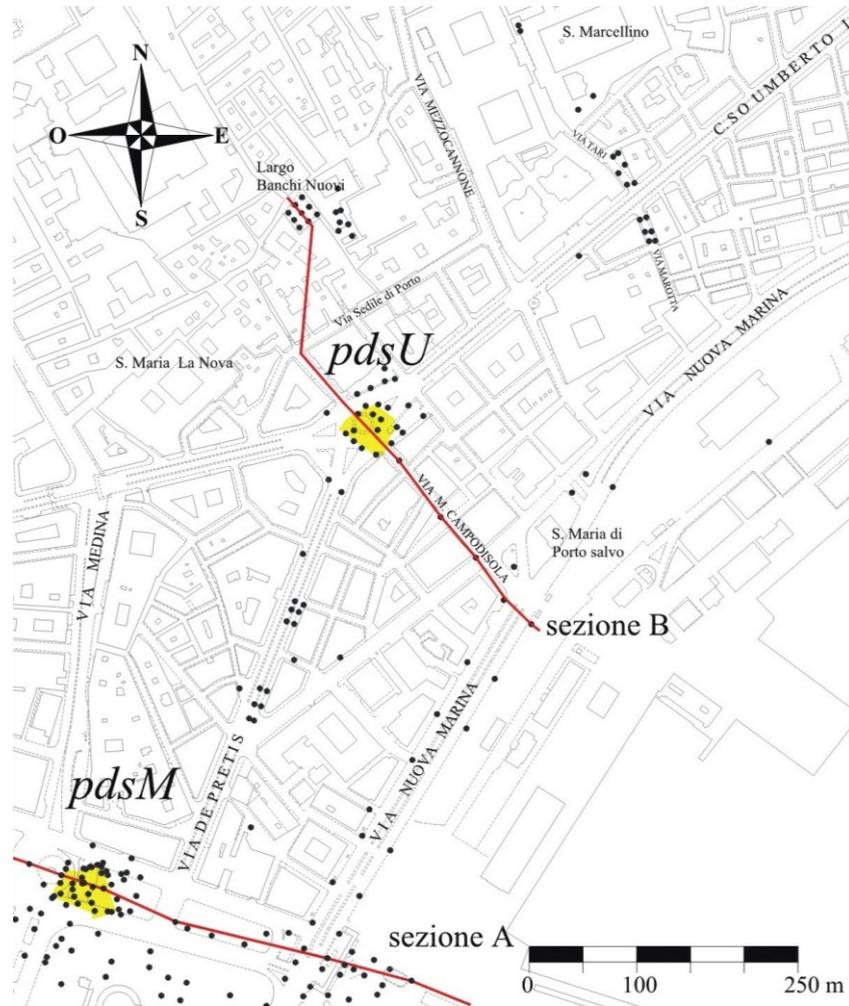


Figura 57. Ubicazione delle tracce di sezione A e B e dei corrispondenti “pozzetti di stazione” attraversati (*pdsM* e *pdsU*).

La **sezione A** (fig. 58) (Municipio) si sviluppa in direzione ONO-ESE per circa 400 metri a partire dall’area dei giardinetti antistanti Palazzo S. Giacomo, sede del Municipio di Napoli. Essa attraversa in senso longitudinale Piazza Municipio giungendo ortogonalmente alla linea di costa in corrispondenza dell’ingresso o Varco Angioino della Stazione Marittima di Napoli.

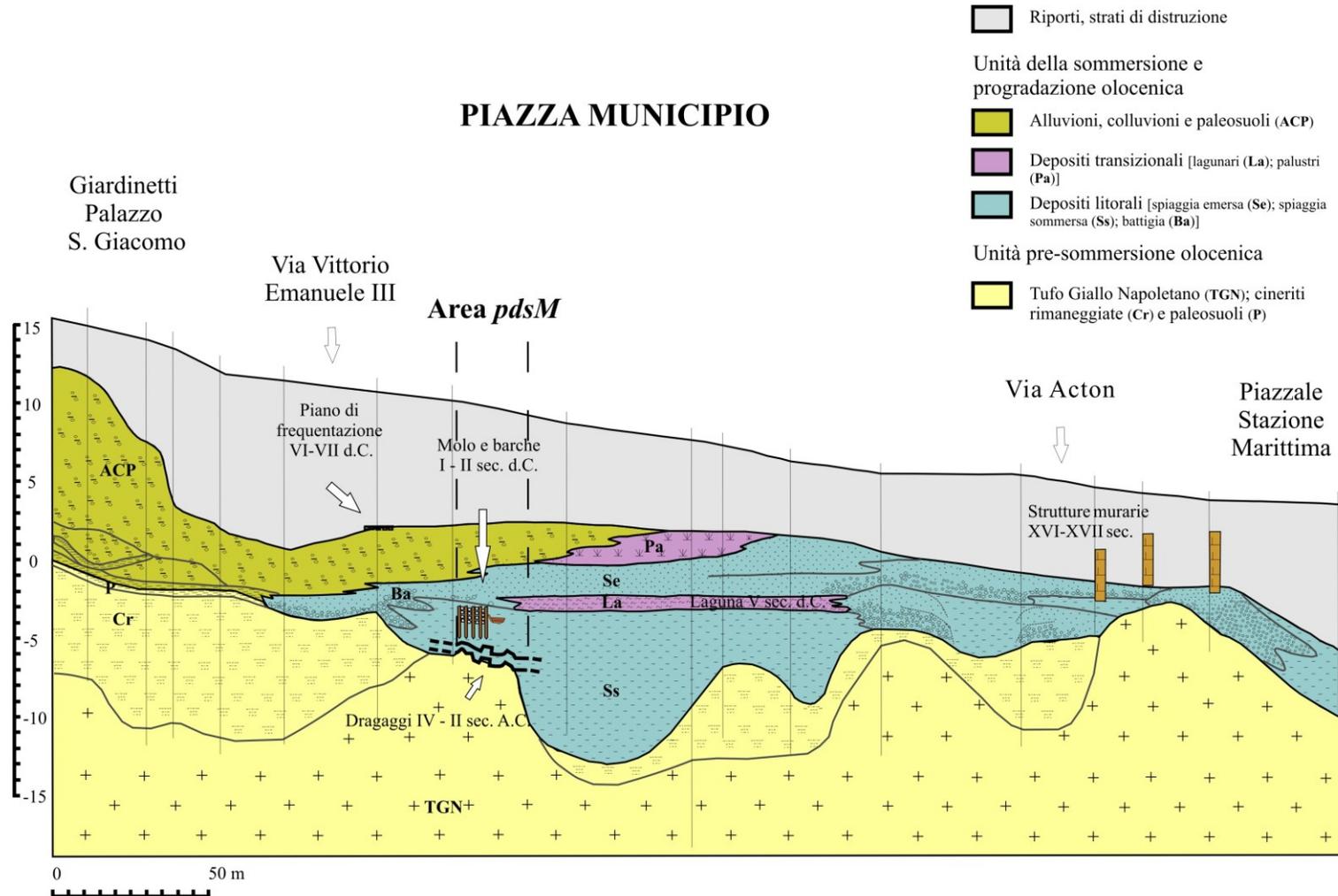


Figura 58. Sezione geoarcheologica "A". Piazza Municipio – stazione Marittima, Municipio, corredata di legenda unità stratigrafiche. Sono riportate e correlate le stratigrafie dei principali sondaggi e del pdsM. La traccia di sezione è ubicata in fig. 57.

Lungo la sezione l'unità basale o livello guida è come sempre rappresentata dal substrato in TGN che è stato riconosciuto nei sondaggi nella *facies* litoide o cineritica, alterata o con tracce di pedogenesi al top. Questa unità si trova ad una profondità di circa 20 m dal piano campagna presentando una morfologia articolata da alti e bassi morfologici, fortemente erosa, già descritta nel precedente paragrafo (6.3.2). Lungo il profilo sono individuabili le incisioni colmate da cineriti rimaneggiate in ambiente colluviale ed alluvionale, ad opera di quei brevi corsi d'acqua che sono stati indicati come provenienti dall'area di via Chiaia e S. Brigida e, nella parte più orientale della sezione, da brevi solchi incisi sul versante nord orientale del rilievo tufaceo ove sorge il Castel Nuovo. Sul margine SE della sezione A è evidente l'alto morfologico in tufo, estrema propaggine del promontorio β (cfr. carta del tetto del TGN fig. 56) che culmina alla quota assoluta di circa -1 m in corrispondenza dell'ingresso della Stazione Marittima.

Al di sopra delle cineriti rimaneggiate, nel settore settentrionale di Piazza Municipio e della sezione, si sviluppa un primo paleosuolo coperto da una successione costituita da colluvioni e piroclastiti rappresentate dai prodotti rimaneggiati della serie di eruzioni flegree post-TGN, che provenivano dal dilavamento del versante di San Martino. A valle di questa paleosuperficie, lungo il settore centro meridionale della piazza, le cineriti rimaneggiate che colmavano le incisioni nel TGN appaiono a loro volta incise e colmate dai successivi depositi della trasgressione marina olocenica. A questi depositi, in grigio in sezione, verrà dedicato ampio spazio nei successivi paragrafi (così come a quelli indicati con lo stesso colore nella sezione di fig. 59).

Lungo Piazza G. Bovio (Piazza della Borsa) è stata realizzata la **sezione B** (fig. 59) che si sviluppa per circa 500 m in direzione circa NO-SE dall'area del Pendino, in corrispondenza di Piazza Banchi Nuovi, fino alla zona ove sorge l'antica Chiesa di S. Maria di Porto salvo, lungo via Nuova Marina.

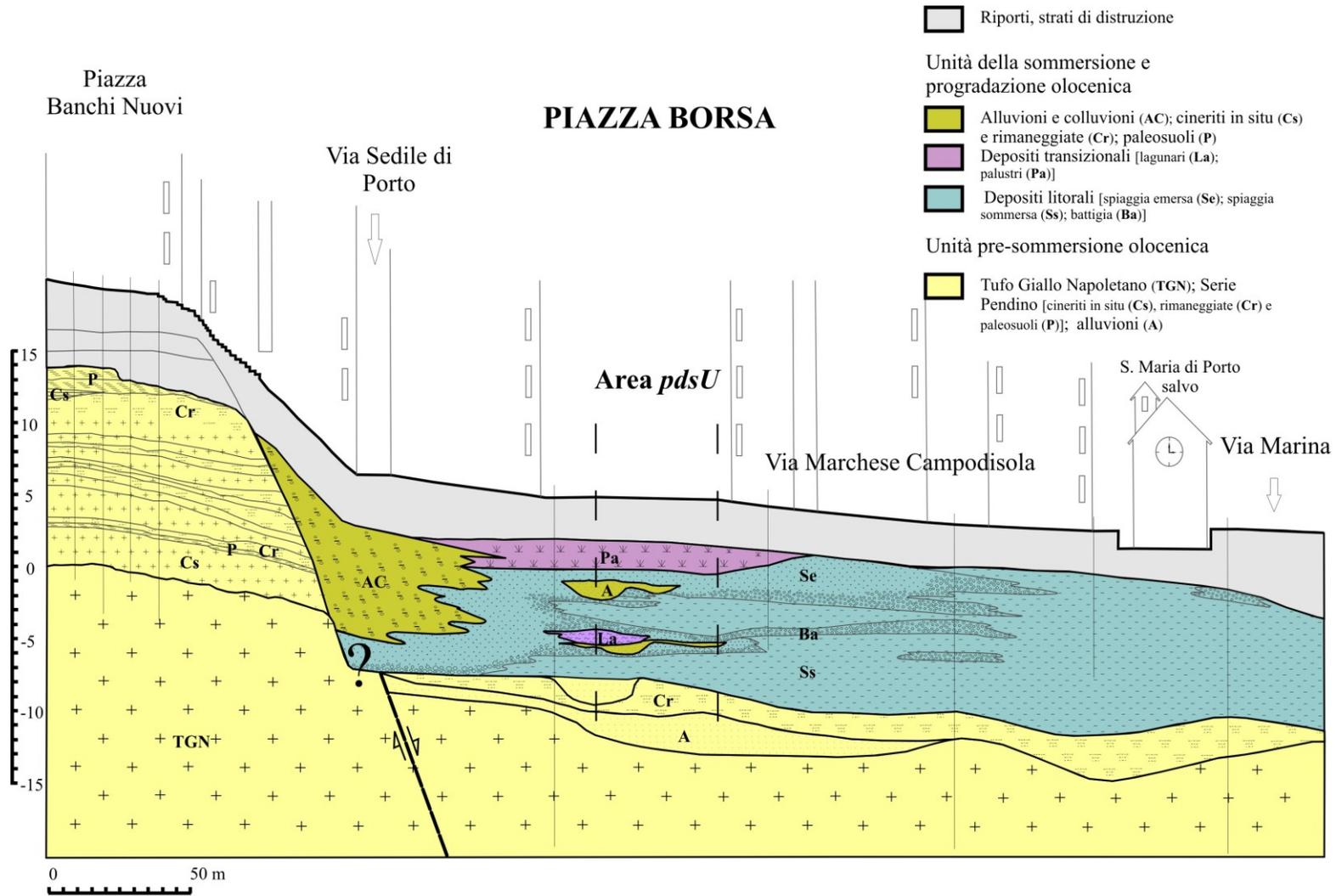


Figura 59. Sezione geoarcheologica “B”. Piazza Banchi Nuovi – Piazza Borsa – via Marina, corredata di legenda unità stratigrafiche. Sono riportate e correlate le stratigrafie dei principali sondaggi e del *pdsU*. La traccia di sezione è ubicata in fig. 57.

Anche per quest'area il livello guida è rappresentato dal substrato in TGN che si presenta, in sondaggi e in scavo, principalmente nella sua *facies* litoide, e solo a luoghi in quella semilitoide o incoerente.

A monte della stratigrafia rappresentata in sezione, l'analisi morfologica della topografia attuale del Pendino e del profilo del top del TGN, ricostruito in base a dati stratigrafici, evidenzia che tali superfici sono mediamente inclinate di pochi gradi verso SE, fino all'area ove si erge il complesso conventuale di Santa Chiara, a valle di via B. Croce. Qui, sia la topografia che la paleosuperficie del TGN si addolciscono diventando sub-orizzontali o poco inclinate. Il tetto del TGN passa gradualmente da 10 m al valore di circa 0 m in corrispondenza di Piazza Banchi Nuovi sul ciglio della scarpata che delimita il Pendino.

In quest'ultimo punto, e lungo la sezione B, è osservabile una netta rottura di pendenza dovuta ad una possibile dislocazione tettonica che segna il passaggio della superficie del tetto del TGN da 0 a -8 m circa, in corrispondenza di via Sedile di Porto, limite meridionale del Pendino e della antistante piana costiera, sviluppandosi da Santa Maria La Nova a S. Agostino alla Zecca (faglia SMA in fig. 17); la sua linearità risulta interrotta da paleo-incisioni torrentizie riconosciute tramite l'analisi geomorfologica e quella stratigrafica, e analogamente, da articolazioni topografiche visibili attualmente.

Al di sopra della superficie ricostruita del blocco rialzato di TGN, che appare ampiamente erosa e coperta a luoghi da cineriti rimaneggiate, che riempiono anche alcune incisioni, è presente una successione stratigrafica, spessa fino ad 11 metri, indicata genericamente come "Serie del Pendino" in sezione, costituita dai prodotti cineritici, *in situ* e rimaneggiati, delle eruzioni della I epoca dell'ultimo ciclo flegreo post-TGN (*sensu* Di Vito et al., 1999). Tale epoca è qui rappresentata da circa 2 metri del deposito vulcanico ascrivibile alla prima eruzione della serie di Soccavo (10.3 - 9.5 Ka B.P.)³, cui segue la formazione di un paleosuolo ed un sottile strato di cineriti rimaneggiate. Superiormente sono stati riconosciuti i prodotti dell'eruzione delle Pomice Principali (2.5 m di spessore) coperti dalle cineriti in deposizione primaria di Soccavo 2, 3 e 4, intervallati da incisioni colmate da spessori variabili di cineriti rimaneggiate, cui seguono i coevi depositi dell'eruzione di Minopoli 2 e di Soccavo 5, fino ad una quota assoluta di circa 10.50 m. Ai prodotti della I epoca seguono delle cineriti rimaneggiate che risultano incise. Un paleosuolo (a) separa i prodotti eruttivi della I epoca e le cineriti rimaneggiate dai successivi depositi rappresentati da altre cineriti in deposizione

³ Tecno In s.r.l.

primaria o rimaneggiate. All'interno di alcune incisioni riconosciute tramite la correlazione dei sondaggi geoarcheologici, realizzati in tutta l'area della Piazza Banchi Nuovi, sono stati trovati, infatti, livelli di cineriti in deposizione primaria, parzialmente humificati al top, riconducibili alle eruzioni di Fondi di Baia (8.6 Ka B.P.) e Pigna San Nicola, appartenenti alla II epoca eruttiva post-TGN datata da Di Vito et alii (1999) tra 8.6 ed 8.2 Ka B.P, che raggiungono mediamente la quota di 11.80 m, ricoperti da 0.80/1 metro di un paleosuolo (b), sviluppato su cineriti rimaneggiate. Come detto, questi depositi correlabili al I e II ciclo flegreo, intervallati da cineriti rimaneggiate e paleosuoli, dello spessore complessivo di circa 14 metri, sono stati in questa sede identificati come "Serie del Pendino".

Lungo la sezione B, nella zona a valle del rilievo in TGN ricoperto dalla serie del Pendino appena descritta, si trova il blocco tufaceo ribassato. La sua superficie risulta leggermente depressa a partire dal limite settentrionale di Piazza G. Bovio dove raggiunge la quota di -10 m, ed articolata da una serie di piccoli alti e bassi morfologici di ordine metrico (profondi fino a -14 m), al limite orientale della sezione. Al di sopra del substrato tufaceo, nell'area in cui ricade il *pdsU*, la cui evoluzione paleoambientale è stata ampiamente trattata nel paragrafo 6.2, troviamo i depositi alluvio-colluviali messi in posto con meccanismi da *debris flow*, intercalati ad alluvioni, a loro volta incise e ricoperte da cineriti rimaneggiate.

Successivamente un corso d'acqua inciderà un alveo nel settore settentrionale del *pdsU* e nella precedente unità cineritica. Il percorso di questo paleoalveo, proveniente dal Pendino, è riconducibile a quello dell'incisione individuata nella carta del tetto del TGN in corrispondenza dei Gradoni S. Barbara. All'interno di questa incisione è stato riconosciuto il *tefra* di Soccavo 4 (10.3 - 9.5 Ka B.P.)⁴ coperto dai depositi alluvionali di riempimento.

Conclusa la descrizione di alcune delle caratteristiche salienti della stratigrafia riassunta nelle sezioni A e B, si individua un paleo paesaggio caratterizzato da una costa alta formata da versanti in TGN, con pianori a monte ricoperti da depositi alluvio-colluviali e dalla serie del Pendino, ed un'antistante piana alluvionale dove gli spessori delle unità subaeree post TGN sono stati ridotti dai successivi eventi. Questo paesaggio è post datato da depositi marini ascrivibili alla sommersione olocenica.

⁴ G. Orsi e M. A Di Vito vulcanologi consulenti per la Soprintendenza.

6.3.4 Ricostruzione delle paleolinee di riva dal medio Olocene all'epoca storica e paleomorfologia ed evoluzione del bacino portuale di Neapolis

La ricostruzione dell'andamento della linea di costa che si presenterà di seguito, dalla massimo ingressivo olocenico al periodo storico, e dei paleoambienti della fascia costiera, trova nuove soluzioni nelle evidenze rinvenute tramite l'analisi geomorfologica e l'interpretazione e correlazione delle sezioni archeo-stratigrafiche emerse con lo scavo ancora in corso dei pozzi di stazione per la realizzazione della nuova linea metropolitana, e di circa 300 nuovi sondaggi geoarcheologici eseguiti intorno alle aree ove le future stazioni sorgeranno e lungo tutta la tratta di collegamento. Le stazioni, ubicate in diversi punti del litorale, interessano aree più o meno estese la cui ricostruzione ed evoluzione paleoambientale, e paleogeografica, è stata ampiamente esposta nei precedenti paragrafi.

La ricostruzione del tetto del TGN, unita a quella geomorfologica, spinta fino all'hinterland collinare, e alla elaborazione dei dati stratigrafici in sezioni geologiche e geoarcheologiche variamente orientate, hanno consentito di definire la paleomorfologia, la paleoidrografia ed i mutamenti del settore del paesaggio costiero ricadente tra Piazza Municipio e G. Bovio, nel corso della prima parte dell'Olocene, prima che il mare vi trasgredisse. Questa metodologia applicata alla parte rimanente del litorale permetterà di delineare l'evoluzione paleogeografica della linea di riva ed i moti eustatici e tettonici che, insieme alle dinamiche sedimentarie, condizioneranno l'evoluzione geomorfologica dell'area compresa tra la collina di Monte Echia ed il quartiere Mercato, e di tracciare più attendibili ipotesi circa la forma della baia che ospitò gli approdi della antica *Neapolis*.

Si ricorda che le future "stazioni" (ed i relativi "pozzi di stazione") della Linea 1 della Metropolitana di Napoli sono denominate, da Ovest verso Est, come: "Municipio" (*pdsM*), ricadente nell'omonima Piazza; "Università" (*pdsU*), a Piazza G. Bovio; "Duomo" (*pdsD*), a Piazza N. Amore; ed infine, "Garibaldi" (*pdsG*), a Piazza G. Garibaldi. Le altezze (tutte espresse in metri) saranno riferite all'attuale zero altimetrico ed, ove indicative di antichi livelli del mare, recheranno la sigla *l.m.r.* (livello marino relativo). Le età saranno espresse in Ka B.P. (millenni dal presente) o in secoli a.C. o d.C., con numeri romani, per il periodo storico.

Le paleolinee di riva sono state ricostruite spesso solo a tratti e con approssimazioni dell'ordine delle decine di metri, datate in base alla disponibilità dei dati più completi, e mostrate in figura 60. I dati altimetrici relativi a depositi e resti archeologici datati rinvenuti

all'interno dei pozzi di stazione costituiscono dei *markers* del livello relativo del mare che, a titolo di esempio, sono stati calcolati in questa sede per l'area del *pdsM*, e riportati nel grafico di figura 61. Di seguito saranno progressivamente illustrati i trend evolutivi e verranno ripresi e dettagliati i vincoli altimetrici e cronologici puntuali utili per la ricostruzione delle linee di riva.

6.3.4.1 Gli eventi anteriori agli insediamenti di epoca storica

Le prime tracce dell'arrivo del mare nell'area posta tra Piazza Municipio e G. Bovio e lungo la restante fascia costiera, fino a Piazza G. Garibaldi, sono documentate da unità di ambiente litorale che trasgrediscono su formazioni continentali. Dalla loro distribuzione areale è possibile delineare la paleogeografia dell'area costiera orientale di Napoli relativa a circa 5 Ka B.P. Con l'apice della risalita eustatica del livello del mare i sedimenti litorali trasgressivi colmano, a luoghi, i tratti finali delle incisioni torrentizie riconosciute in precedenza. Quest'ultime, nate dopo l'eruzione e la messa in posto del TGN si erano approfondite, come abbiamo visto, fino a -20 m presso la linea di costa attuale (fig. 56, 58 e 59) prima di essere sommerse.

In particolare, muovendo da Sud, nell'area di Piazza Municipio sono stati trovati depositi di battigia e spiaggia sommersa che trasgrediscono sulle cineriti rimaneggiate, che ricoprono i fianchi degli alti morfologici relativi in TGN, delimitanti la parte centro meridionale della piazza, invadendo le incisioni provenienti dall'area posta ad O e SO del *pdsM* (fig. 60).

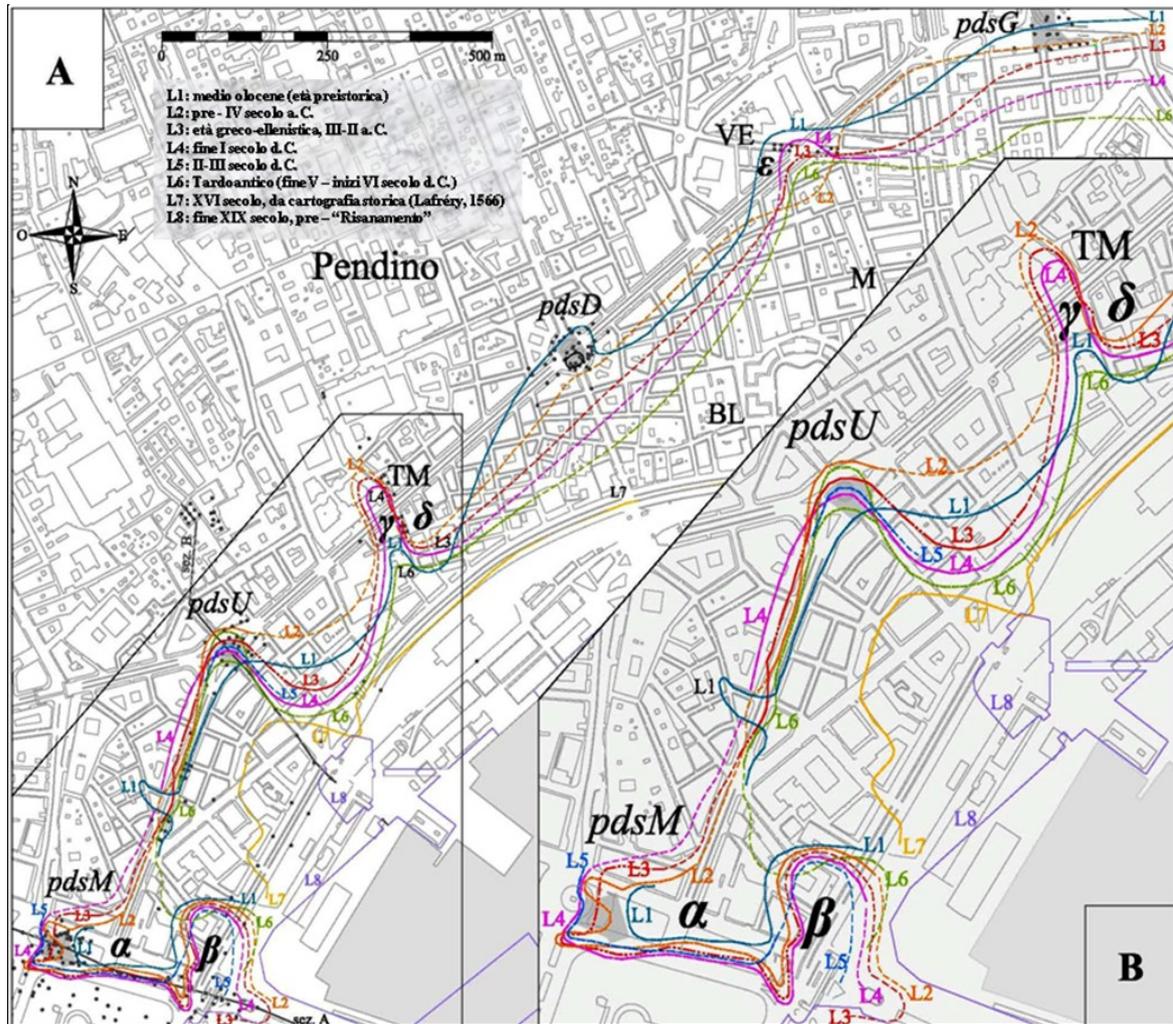


Figura 60. Ricostruzione delle paleo linee di riva dal medio Olocene all’epoca storica, tra Piazza Municipio e Garibaldi. In figura sono ubicati: le aree di scavo (*pds*) delle future stazioni della linea 1 della Metropolitana di Napoli; i promontori in TGN e le insenature ricostruite, indicate con lettere greche; le tracce di sezione A e B (fig. 58 e 59); le sigle delle vie e località esplicitate nel testo. Le paleo linee di riva ricostruite sono indicate dalla sigla L seguita da un numero.

- L1: possibile tracciato della linea di riva medio olocenica (età preistorica)
- L2: pre-IV secolo a.C.
- L3: intervallo età greco-ellenistica, III-II a.C.
- L4: fine I secolo d.C.
- L5: II-III secolo d.C.
- L6: Tardoantico (fine V – inizi VI secolo d.C.)
- L7: XVI secolo, da cartografia storica (Lafréry, 1566)
- L8: fine XIX secolo, pre Risanamento

Proseguendo verso NE, i primi depositi di battigia sono stati ritrovati nei sondaggi più esterni realizzati lungo la tratta di collegamento tra le stazioni “Municipio” ed “Università” lungo l’allineamento di via A. De Pretis, a monte del quale si era sviluppato un conoide-delta

alla foce del *rio* Arenella. Ciò è testimoniato da dati stratigrafici localizzati nell'area terminale di quest'alveo, dove si rinvencono depositi alluvionali e transizionali coperti da unità litorali.

Nell'area di Piazza G. Bovio l'arrivo della trasgressione è testimoniato da una piattaforma di abrasione posta a -7.50/-8.50 m che in un momento di stazionamento relativo del livello del mare, taglia le cineriti rimaneggiate ed i prodotti piroclastici dell'Eruzione di Soccavo 4, individuate precedentemente come unità pre-sommersione (sez. B, fig. 59).

Migliori vincoli cronologici sull'età di sommersione del settore costiero in esame derivano dal *pdsD*, ove il complesso del TGN e successive piroclastiti primarie e rimaneggiate è ricoperto in discordanza da sabbie di battigia poste a -8.15/-9.90 m, sulle quali poggiano piroclastiti dell'eruzione Agnano - Monte Spina (4.1 Ka B.P.; De Vita et al., 1999). Seguono depositi di battigia e di spiaggia emersa ai quali si intercalano le pomice dell'Eruzione di Avellino (3.7 Ka B.P.; Rolandi et al., 1993) e che recano al tetto, tra -5.10 e -6.20 m, tracce di frequentazione umana del Bronzo antico e medio. Spostandosi verso il margine S dello scavo, tra -4.30 e -5.90 m si hanno sabbie di spiaggia/battigia con frammenti ceramici del Bronzo medio-recente (ancora in corso di studio) e, tra -2.70 e -3.30 m, depositi di spiaggia emersa e battigia ascrivibili all'età del Ferro.

Una situazione analoga a quella del *pdsU* emerge dai sondaggi realizzati presso Via Egiziaca a Forcella - via Nolana (VE in fig. 60), ove sabbie limose e limi sabbiosi riferibili ad un ambiente di spiaggia sommersa trasgrediscono sul TGN a -8/-10 m, invadendo il tratto terminale di un breve torrente che percorreva via Vicaria Vecchia.

Nel *pdsG* al tetto del TGN eroso è stata rilevata una sequenza trasgressivo-progradazionale che inizia a -15.50 m con limi torbosi di acquitrino costiero, ai quali seguono circa 1 metro di sabbie di battigia (a tratti ghiaiose), sabbie fini limose di *shoreface* fino a -8.20 m, sabbie medie di barra costiera (con tetto a -2.40 m), depositi di spiaggia emersa e, infine, un paleosuolo nero tra -0.90 e -1.20 m con tracce del Bronzo medio - finale.

I dati fin qui esposti, unitamente ad altre stratigrafie di sondaggio ed alla morfologia del tetto del TGN (par. 6.3.2., fig. 56), evidenziano che durante l'intervallo cronologico in esame, che ha inizio nell'Olocene medio, l'andamento della linea di costa è stato mutevole e con trend prevalentemente trasgressivo.

La linea **L1** rappresenta in figura 60 riproduce solo una delle possibili posizioni della linea di costa dell'epoca, delineata nella parte iniziale di questo intervallo cronologico; la profondità a cui si rinvencono i depositi di battigia rimanda ad un paleolivello relativo del

mare (*l.m.r.*) di -8 / -9 m. Essa mostra subito ad Est del promontorio di M. Echia una baia (denominata α in fig. 60), protetta a Sud dal basso promontorio di TGN (β) allungato verso NE. Lungo via A. De Pretis la linea di costa si manteneva parallela alla piana dell'Arenella, mostrando una inflessione verso NO in corrispondenza della sua foce, e delineando probabilmente una *ria* in corso di rapido interrimento. Nel suo prosieguo verso NE la linea di riva ricostruita disegna una debole concavità a meridione del *pdsU* chiusa ad E da una leggera prominenza (convessa verso SE), dettata dalla conformazione del substrato tufaceo e forse da un antico conoide posto all'esito del fosso di Mezzocannone. Quest'ultima era seguita da una *ria* appena accennata (siglata come γ , in fig. 60) la cui sponda orientale era controllata da una faglia a direzione NO-SE rialzante il TGN. Questo motivo strutturale generava anche un piccolo promontorio (δ) subito ad E di Via Tari-Via Marotta (TM in fig. 60).

Ad oriente del promontorio δ la linea di costa era articolata in corrispondenza del *pdsD* da una modesta inflessione. In base alla conformazione del substrato tufaceo, dei depositi pre-sommersione, e alla distribuzione areale di quelli di battigia, la linea di costa seguiva una direzione circa NE-SO, parallela al lato settentrionale del *pdsD* e piegava in direzione S in corrispondenza del margine orientale di Piazza N. Amore, descrivendo un piccolo seno aperto verso SO e protetto da un isolotto, in passato sicuramente più alto, che oggi si rinviene alla quota di -6.80 m. Quest'ultimo sarebbe rappresentato da un rilievo residuale in TGN, posto a SO di una profonda incisione del substrato, che ne ha definito la morfologia, ad opera di un torrente proveniente dal Pendino. Questo durante la fase di risalita del mare, probabilmente tra l'Eneolitico ed il Bronzo medio, deve aver perso la sua funzione protettiva.

Proseguendo verso NE la linea di costa L1 disegnava il seno di via Egiziaca a Forcella (ϵ presso VE, in fig. 60) orientato verso NO, al quale seguiva la falcata costiera della Piana del Sebeto il cui margine occidentale ricade nell'area posta a meridione di Piazza Garibaldi, dove il *pdsG* viene attraversato da questa paleolinea di costa. Qui, l'ambiente evolverà rapidamente in una spiaggia emersa cui appartiene, probabilmente il cordone ONO-ESE risultato a S del *pdsG* ed i retrostanti limi sabbiosi palustri rinvenuti tra 0.0 e -1.0 m.

Per la ricostruzione delle fluttuazioni della linea di costa di epoca antecedente e prossima alla fondazione di *Neapolis* (fine VI- inizi V secolo a.C.) è necessario specificare che l'assenza di vincoli cronologici in molti dei settori indagati non permette di delineare in modo univoco l'andamento della linea di costa all'atto dell'insediamento greco. Tuttavia è possibile indicare un generale trend di tipo ingressivo.

Nell'area di Piazza Municipio, all'interno dell'area di scavo del *pdsM* e nei sondaggi realizzati oltre il suo limite meridionale, sono stati riconosciuti sedimenti litorali ascrivibili alle fasi medio – finali della trasgressione Versiliana (sezione A, fig. 58). Coevi devono essere anche i sedimenti litorali, archeologicamente sterili, costituiti da sabbie con *facies* da *shoreface* superiore, potenti circa 1 metro, che poggiano sulla piattaforma di abrasione marina riconosciuta nel *pdsU*, intagliata nella fase precedente. Questi passano poco più a N a *facies* grossolane di battigia depositate dal mare che trasgredendo oltre il limite settentrionale di Piazza G. Bovio raggiungeva il massimo ingressivo in corrispondenza dell'attuale via Sedile di Porto. Al di sotto di tale punto, a 13 metri di profondità dal piano stradale ed una quota assoluta di -7 m circa, si trova il piede di una paleofalesia a controllo strutturale. Quest'ultima, risulta costituita dalla parte rialzata del substrato in TGN, ricoperto dalla serie del Pendino e dai prodotti dell'ultima epoca eruttiva flegrea (III epoca sensu di Vito et al., 1999), facilmente erodibili (sez. B, fig. 59).

La linea di riva **L2** (rappresentata in fig. 60) ricostruibile per questo stadio evolutivo da “Municipio” a “Garibaldi” è stata tracciata utilizzando i depositi di battigia che sono immediatamente sottostanti ai livelli con reperti databili tra il V ed il IV sec. a.C., e che riconducono ad un *l.m.r.* tra -5.5 e -6.5 m. Tale linea mostra nel settore SO la baia (α) più ampia, delimitata ancora verso SSE dal basso promontorio tufaceo β . Il margine interno della baia risulta articolato due piccole *rias* in corrispondenza dei tratti finali delle incisioni torrentizie provenienti dall'area di via Chiaia – Vittorio Emanuele, ove disegna una prima apofisi, e S. Brigida. Proseguendo verso NE, la linea di riva L2 curva in corrispondenza dell'angolo tra Piazza Municipio e via A. De Pretis; lungo quest'ultima strada si mantiene parallela a meno di una piccola inflessione in corrispondenza dell'esito dell'Arenella ove la *ria* risulta interrita, portandosi poco più internamente rispetto alla linea di costa ricostruita per lo stadio evolutivo precedente (L1). Seguitando verso oriente, un seno secondario della baia si delinea in corrispondenza dell'attuale piazza G. Bovio, protetto a NE dal piccolo conoide - delta individuato con la linea L1, che appare ridotto per sommersione. L'area di Piazza G. Bovio ove è localizzato il *pdsU* appare completamente invasa dal mare che si porta oltre il suo limite settentrionale. Ad Est di Mezzocannone, proseguendo in direzione della stazione “Garibaldi” l'andamento della linea di costa evidenzia ancora la *ria* γ , in corrispondenza dell'allineamento delle vie Tari – Marotta (TM in fig. 60), dove le indagini geognostiche evidenziano, trasgressivi sul *bedrock* tufaceo, pochi decimetri di depositi litorali di battigia,

sterili dal punto di vista archeologico. La *ria* appare più marcata e sviluppata in direzione NO, dove raggiunge il limite meridionale del Pendino, al di sotto dell'altura di San Marcellino. Dopo aver descritto il fianco orientale della *ria* γ , la linea di costa L2 aggirava il promontorio δ tagliandolo nella sua parte meridionale. Da quest'ultimo punto del litorale il suo andamento si presentava sub-rettilineo a meno di una inflessione convessa verso SE in corrispondenza di via Egiziaca a Forcella (VE, fig. 60), circa 50 metri a S del suo incrocio con il Corso Umberto I, ove la costa prograda per l'accrescersi della spiaggia e per eventi alluvionali. Approssimandosi all'area della stazione "Garibaldi" la linea di costa curva, in una posizione arretrata rispetto alla configurazione precedente, allineandosi poi in direzione O-E al limite meridionale della piazza e del *pdsG*, dove risulta progradata.

Quindi, nel tratto compreso tra "Università" e Forcella una sottile piana sabbiosa litorale separa la costa dalla retrostante falesia strutturale che delinea il limite meridionale del ripiano del Pendino (successiva sede del centro di *Neapolis*). La datazione della linea di riva L2 appena descritta al momento non è precisabile, essa si può collocare cronologicamente tra le prime evidenze di ingressione del mare e le successive tracce archeologiche di età greca. L'assenza di reperti archeologici negli associati depositi litoranei la fanno ritenere anteriore alla fondazione della città (fine VI - inizi V secolo a.C.). La sua quota odierna, confrontata con le curve glacio - eustatiche ed i dati relativi alla subsidenza locale accertata per epoche successive (vedi oltre), fanno ipotizzare che tale configurazione sia da porre ancora nella seconda metà dell'Olocene, senza escludere che possa predatare di pochi secoli la colonizzazione greca.

6.3.4.2 L'età Greca ed Ellenistica

Gli ambienti in cui si riconosce la presenza umana nel settore costiero oggetto di studio sono documentati, come nel caso di Piazza N. Amore, fin dall'Eneolitico. Fasi più recenti di occupazione, come già esposto nel paragrafo 4.2, dal Bronzo medio all'età del Ferro, sono testimoniate sia dalla stratigrafia emersa con lo scavo della stazione "Duomo", che nell'area di Piazza Garibaldi. Ma è solo dall'età Greca, con la fondazione di *Neapolis*, che la città ed il suo litorale conoscono una fase di occupazione strutturata testimoniata da strutture e reperti archeologici.

Nell'area di Piazza Municipio, durante lo scavo del *pdsM* sono emersi depositi di *shoreface* superiore, con tetto tra -5.50 e -7.50 m contenenti resti datati al VII secolo a.C.,

presumibile indizio, poiché si tratta di pochi materiali ceramici residuali recuperati alle quote più profonde del fondale, di una anticipata frequentazione della baia, accertata per il V - IV secolo a.C. (sez. A, fig. 58). Nel *pdsU* le prime tracce di frequentazione legata a questo intervallo cronologico sono documentate da depositi di *shoreface* a quote comprese tra -6.50 e -7.50 m che si datano tra il V ed il IV secolo a.C. (sez. B, fig. 59). Di probabile età greca sono anche i depositi di spiaggia carotati tra -5.60 e -6.30 m nell'area di via Tari – via Marotta, che in alcuni punti risultano in diretto appoggio sul substrato in TGN che costituisce il promontorio δ . Nello stesso luogo, lungo la sponda orientale della ria γ , i sondaggi indicano resti di strutture di epoca ellenistica di cui è stata ipotizzata la pertinenza agli arsenali. A Piazza N. Amore lo scavo del *pdsD* attesta la presenza di depositi di spiaggia emersa con tetto a circa -2 m frequentata dal VI secolo a.C., e la formazione di una duna costiera sul margine meridionale dello scavo. Ai primordi del IV secolo a.C. vi sorgerà un primo edificio (quota di calpestio a -0.60 m), a presunto carattere sacro, ed un secondo a quota -0.20 m. Tra la metà ed il finire del III secolo a.C. è poi documentato l'impianto di un quartiere artigianale nell'area esterna alle mura urbiche, impostate sul lato N della piazza, i cui piani di frequentazione si trovano sulla spiaggia emersa a quote comprese tra -0.10 e -0.25 m. Spostandosi verso oriente, in corrispondenza del settore di via Egiziaca a Forcella (VE, fig. 60) dall'età greca - ellenistica si imposta un ambiente di spiaggia emersa con depositi da -4.20 m, che perdura in quella ellenistico - romana (IV - I secolo a.C.), raggiungendo i -2.30 m, delimitato nella parte settentrionale da ambienti umidi e a meridione da un locale ritorno a condizioni di spiaggia sommersa. Nel *pdsG* non sono stati trovati elementi datanti per l'età Greca. Tuttavia, in un momento non precisabile di questo intervallo cronologico potrebbe essersi formato un ambiente di acquitrino, che succede alla spiaggia emersa e alla formazione di un cordone costiero sul quale era stato rilevato un paleosuolo con tracce del Bronzo medio - finale, e prima del ritorno a condizioni di spiaggia emersa documentate successivamente, per la fine dell'età greco - ellenistica, al II secolo a.C.

La distribuzione areale dei depositi litorali e dei reperti archeologici in essi contenuti all'interno della baia α conferma per grandi linee la configurazione ricostruita per il momento evolutivo precedente (linea L2, fig. 60). Il settore di Piazza Municipio viene prescelto come area a destinazione portuale a partire dal IV secolo a.C., in virtù della protezione contro le ondate dominanti offerta dal promontorio tufaceo che lo delimitava a SSE, il quale continuò a svolgere questa funzione fino al III secolo d.C., quando fu sommerso dal mare in

relativa risalita. Inoltre, la sensibile distanza dal fronte progradante della Piana costiera del Fiume Sebeto preservava la baia in questione dal pericolo di precoce interrimento. La posizione era infine propizia a collegare un punto di approdo sicuro con la via di comunicazione, scoperta con le recenti indagini e scavi connessi alla realizzazione della tratta di collegamento tra la stazioni “Municipio” e “Dante” della Linea 1 della Metropolitana di Napoli, tra *Neapolis* e l’area occidentale (Giampaola et al., 2006).

Come documenta lo scavo archeologico del *pdsM*, ampiamente descritto nel paragrafo 6.2, nel settore più interno del bacino protetto, tra la fine del IV ed il III secolo a.C., si resero necessarie delle operazioni di dragaggio del fondale, finalizzate, probabilmente, a garantirne l’efficienza contro l’interrimento causato da una minore energia idrodinamica costiera e dagli apporti sedimentari dei torrenti ivi affluenti. Le prime tracce di tali interventi sono state rinvenute nell’area settentrionale della baia ove è collocato il *pdsM*, tra -5.60 e -7.50 m (fig. 58) non escludendo che esse potessero interessare anche altri settori non indagati dallo scavo archeologico. Con le prime operazioni, dettagliatamente documentate in Giampaola et alii (2006), sono stati asportati i sedimenti di *shoreface* e talvolta le cineriti del substrato ascrivibili alla *facies* incoerente del TGN.

Le quote raggiunte dalle ultime operazioni di dragaggio le cui tracce, ricostruite in dettaglio su tutta l’area di scavo, sono coperte da un sedimento di *shoreface* datato da resti ceramici alla seconda metà del II secolo a.C., termine entro il quale sembrano concludersi, variano da un massimo di -5.55 a -6.20 m. Esse consentono di stimare, in base all’assunzione che i dragaggi tendessero a realizzare una lama d’acqua dello spessore minimo di utilizzo del bacino pari ad un metro, un *l.m.r.* minimo a -4 ± 0.50 m (fig. 61).

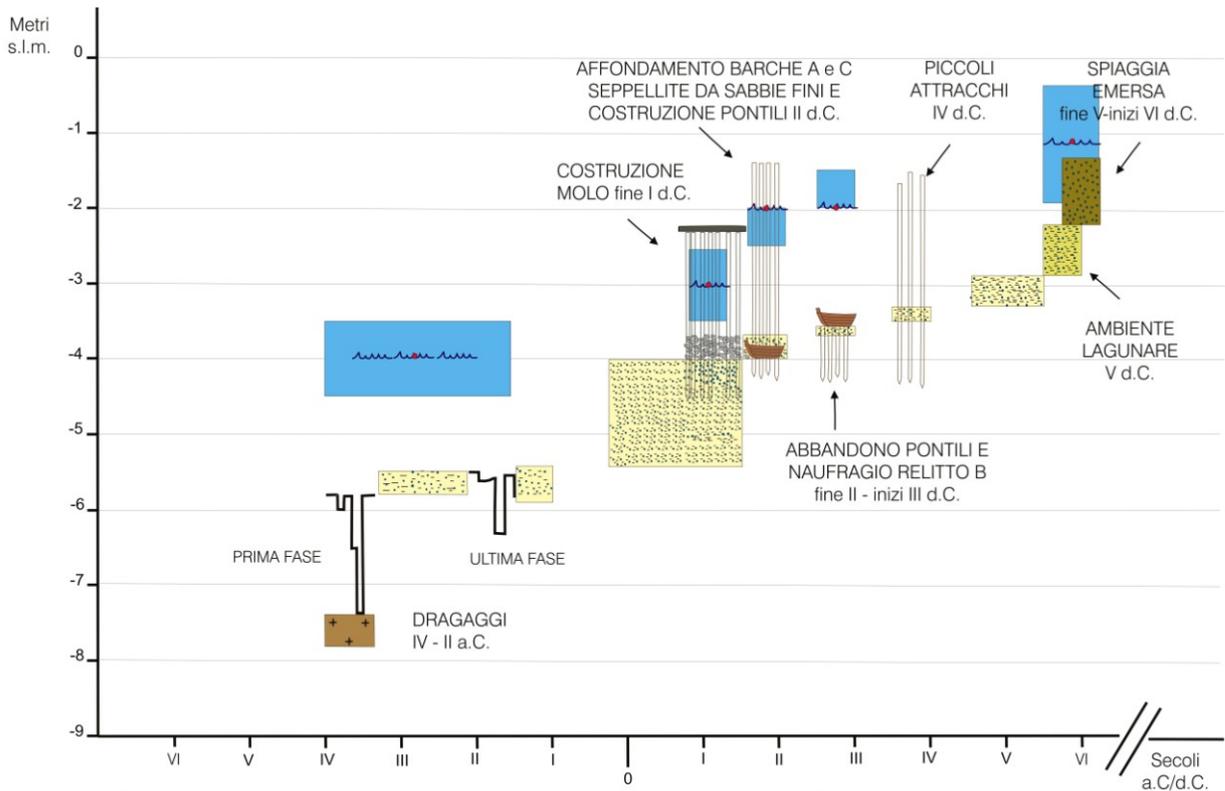


Figura 61. Valori del livello marino relativo (*l.m.r.*) calcolati in base ai *sea level markers* emersi con lo scavo del *pdsM*.

L'esistenza e l'ubicazione del porto di *Neapolis* nella grande insenatura compresa tra Castel Nuovo e la Chiesa di S. Maria di Porto salvo, ipotizzata in precedenti studi, trova quindi conferma nei dettagliati scavi della metropolitana che fissano alla fine del IV- prima metà del III secolo a.C. l'intervento antropico dei dragaggi volti a garantirne la funzionalità. Le varie ricostruzioni della paleomorfologia di questa baia risultano fondamentali nello studio della sua evoluzione naturale, sia in termini di risalita del livello del mare relativo, scandito cronologicamente da precise testimonianze archeologiche, che nel suo utilizzo protratto, come vedremo, fino agli inizi del V secolo d.C.

La linea di riva **L3** (fig. 60) riferibile al periodo compreso tra il III ed il II secolo a.C., mostra la baia (α) con il margine occidentale rettificato ed ampliato presumibilmente dalle stesse operazioni di dragaggio. Più ad oriente la costa prograda leggermente conservando in parte le sue locali articolazioni a meno dell'area posta a meridione di via Egiziaca a Forcella – via Nolana, dove il delta del torrente che vi sfociava, delineatosi nella precedente fase, viene

in parte sommerso dal mare, e la linea di costa descrive nuovamente un piccolo seno rientrante verso NO.

6.3.4.3 Dal II secolo a.C. al III secolo d.C.

Nell'area del *pdsM* la presenza di un ambiente di *shoreface* caratterizzante un bacino protetto, in cui si depositano pochi decimetri di sabbie limose e limi, datati al II secolo a.C., al di sopra delle ultime superfici di dragaggio, perdura fino al debutto dell'età Imperiale. Al passaggio tra il I secolo a.C. ed il I secolo d.C. le analisi sedimentologiche ed archeologiche indicano un elevato ritmo di sedimentazione e della frequentazione della baia di Piazza Municipio. Essa è testimoniata dalla deposizione di più di 1 metro di sabbie fini e limi in meno di 100 anni, paragonabile a quella di altri porti antichi del Mediterraneo (Marriner & Morhange, 2007), ed un elevato numero di resti ceramici, con picco dall'età augustea alla metà del I secolo d.C.

Il *pdsU* tra il I secolo a.C. ed il II d.C. registra una tendenza alla progradazione che trova evidenza oltre che nel passaggio a *facies* subaeree, con sabbie di spiaggia fino a quota -4.65 m, nella presenza di solchi d'erosione e fenomeni alluvionali nel quadrante settentrionale del pozzo di stazione (sez. B, fig 59).

Sul finire del I secolo d.C. nell'area più interna della baia α viene realizzato un molo al tetto dei sedimenti di *shoreface* superiore (sez. A, fig. 58). Tale molo, orientato circa E-O, e largo circa 4.50 metri è stato ritrovato per tutta la lunghezza dell'area di scavo del *pdsM* e doveva essere posto con la sua estremità occidentale in aderenza alla linea di costa. La struttura risulta realizzata in pietre calcaree messe in opera a secco, gettate all'interno di una sorta di gabbionata costituita da una fitta serie di pali di legno infissi nel sedimento sabbioso (fig. 58), e la sua base è posta tra -3.60 e -4.10 m. A Nord del molo di fine I secolo d.C, sono stati trovati i coevi relitti di due imbarcazioni, denominate A e C (fig. 62).

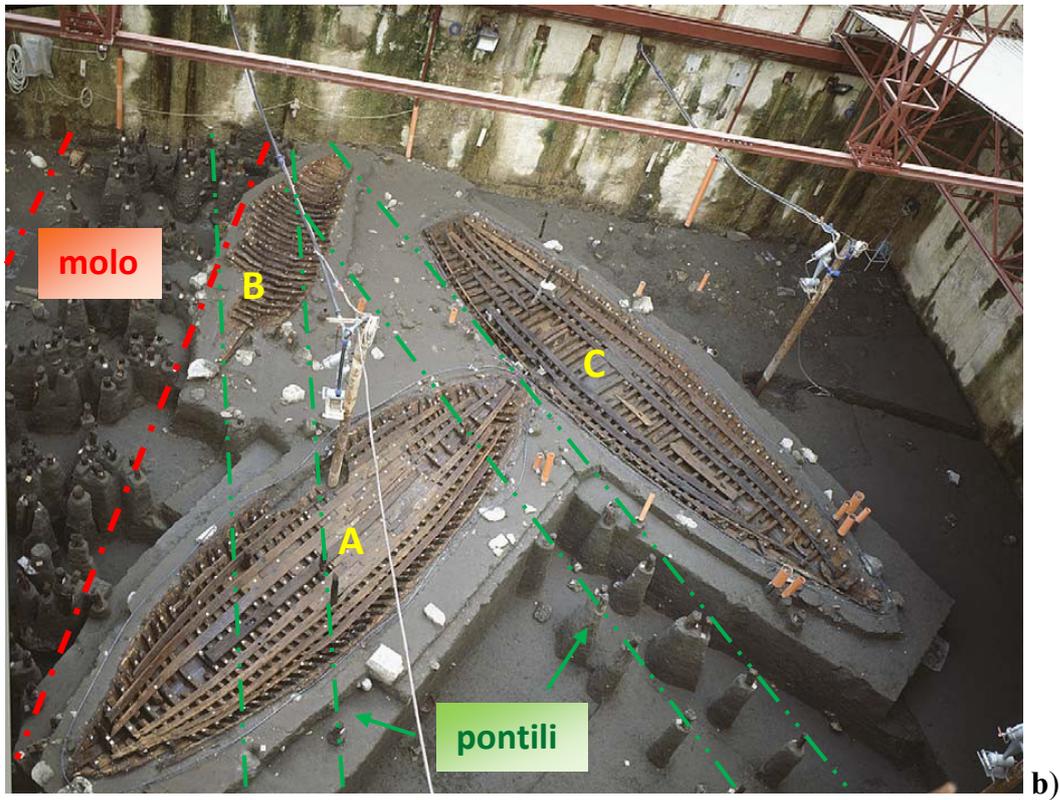
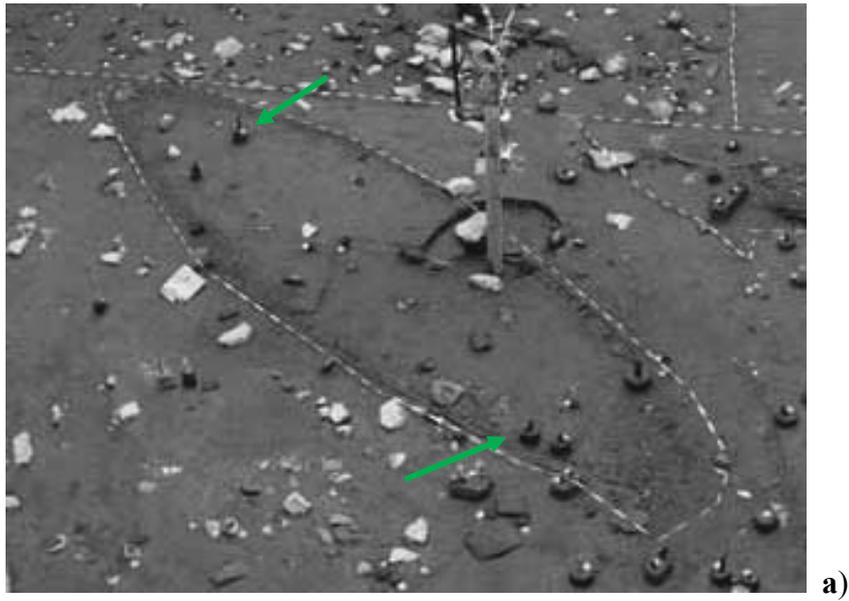


Figura 62. Ritrovamenti archeologici di età Imperiale nell'area del *pdsM*: **a)** primo livello di scavo archeologico con sagoma del relitto A, sul quale sono conficcati i pali dei pontili di II sec. d.C.; **b)** terzo livello, contenente i resti dei tre scafi A, B e C. Con il tratteggio: rosso, è indicato il resto del molo di fine I sec. d.C.; in verde, i pontili di II sec. d.C. (foto G. Avallone).

Il grado di usura degli scafi ed il rinvenimento di tracce di un carico di zavorra nel relitto A (pietre calcaree) suggeriscono un loro affondamento intenzionale sullo stesso fondale su cui

era stato costruito il molo. Considerando la sola quota di base di questa struttura portuale è possibile proporre a -3 ± 0.50 m il coevo *l.m.r.* minimo (fig. 61). Per la parte di baia corrispondente al seno di Piazza G. Bovio gli Archeologi indicano una funzione portuale o di scalo di importanza marginale a quella di Municipio e limitata al I secolo d.C., pur risultando frequentata fino al IV secolo d.C.

La linea di riva **L4** (fig. 60) che si è tracciata per la fine del I secolo d.C. evidenzia, rispetto alla precedente, un ulteriore modesto ampliamento per sommersione della baia (α) nella sua porzione occidentale, mentre più ad oriente essa prograda per il prevalere della sedimentazione sulla salita del livello relativo del mare a meno del settore di via Egiziaca a Forcella - via Nolana dove appare arretrata.

L'uso portuale della parte più interna della baia α nell'area di Piazza Municipio, documentato dal ritrovamento molo, non termina con il I secolo d.C. e la stratigrafia ne testimonia tutte le successive fasi. Nel *pdsM*, infatti, i relitti A e C erano stati seppelliti da circa 0.30 m di sedimento sabbioso nel II secolo d.C., quando, non più visibili, furono realizzati due pontili o passerelle in legno obliqui rispetto al molo (fig. 62). Questi devono essere stati realizzati in tempi diversi poiché risultano incrociati e sovrapposti nella parte più occidentale e prossima alla linea di costa. Gli elementi lignei di queste strutture sono rappresentati da pali della lunghezza conservata di circa 2 metri, disposti su doppio filare parallelo che doveva sorreggere un tavolato in legno. Essi risultano infissi nel sedimento e nel fasciame dei relitti A e C. Le estremità delle parti infisse dei pali di sostegno, bio-corrose, poste su un fondale che si estende alla quota di circa -3.50 m, consentono di stimare tra -2 e -2.50 m il *l.m.r.* coevo (fig. 61). Tra la fine del II e gli inizi del III secolo d.C., deve essere avvenuto l'affondamento di una terza imbarcazione, denominata relitto B (fig. 62), che va a sovrapporsi al molo e ad uno dei pontili ormai dismessi, su un fondale posto a -3.30 m, che fa ipotizzare un *l.m.r.* non più basso di -2 m (fig. 61). Il ritrovamento di pochi pali di attracco nel settore nord occidentale dell'insenatura, ed il cospicuo numero di resti ceramici, porta gli Archeologi a ritenere che nel corso del III secolo d.C. la baia continuò ad essere frequentata.

Nel *pdsU* l'ulteriore risalita del livello del mare relativo, nel tardo II secolo d.C. induce la deposizione di limi sabbiosi giallastri laminati, con tetto a -4 m, nell'area settentrionale di Piazza G. Bovio. Tali depositi sono stati attribuiti ad un ambiente lagunare circoscritto

all'area dell'alveo individuato in precedenza, che durerà fino al III secolo d.C. (sez. B, fig. 59).

Nella zona del *pdsD* un grande complesso edilizio, probabilmente a carattere sacro, sorto agli inizi del II secolo a.C. e costituito da un Tempio ed un Portico con piani pavimentali tra 0.10 e 0.20 m, risulta monumentalizzato nel I secolo d.C. in occasione dei Giochi Isolimpici del 2 d.C. La struttura templare scoperta in quest'area, che può essere considerata il quartiere agonistico di *Neapolis*, fu ristrutturata fino al III sec. d.C. con piani pavimentali rialzati fino ad 1.70 m.

Sul paleo-cordone del *pdsG*, nel II secolo a.C. viene realizzata una strada litoranea, protetta da fossati e cordoli artificiali, poi ripetutamente rialzata (da -0.50 fino a 0.90 m) in risposta ad episodi alluvionali dovuti al torrente Arenaccia e/o al Lavinario orientale causa delle difficili condizioni ambientali. Nel corso del II secolo d.C. si ha il definitivo abbandono della strada, ma la presenza umana si manifesta ancora con tracce di uso agrario, consistenti in canalette di drenaggio marginali alle aree di coltivazione ed in recinzioni.

L'insieme dei dati archeo-stratigrafici permette di ricostruire la linea **L5** (fig. 60) che delinea l'andamento della costa alla fine dell'intervallo cronologico preso in esame, nella seconda metà II - inizi III secolo d.C. Anche se tracciata in modo parziale, la linea di riva L5 mostra ancora la presenza della baia α , protetta dal promontorio in tufo β sempre più ridotto, e col margine interno meno articolato che in precedenza.

6.3.4.4 L'epoca Tardo Antica

Sensibili modifiche degli ambienti e della paleogeografia del litorale si registrano durante il l'epoca Tardo Antica.

A Piazza Municipio, durante il IV secolo d.C. è documentata una nuova ed intensa frequentazione della baia portuale che perdura fino agli inizi del V secolo d.C. Nell'area settentrionale del *pdsM* lo scavo ha messo in luce una serie di piccoli pali in legno che dovevano costituire delle passerelle o modesti attracchi per le imbarcazioni da pesca. Tra il IV ed il V secolo d.C. è attestata la crescita cospicue barre che, nella seconda metà del V secolo d.C., evolvono a cordoni responsabili della trasformazione di gran parte della baia (α) in una laguna i cui depositi limosi si trovano fino alla quota di -2 m. Successive progradazioni e sollevamenti del sistema di barriera provocano, infine, la deposizione di peliti di ambiente

transizionale sulla spiaggia emersa e sui cordoni di V secolo, determinando la chiusura della baia nel VI secolo d.C. (sez. A, fig. 58).

Una evoluzione leggermente diversa emerge per il settore di Piazza G. Bovio per il periodo compreso tra il IV ed il VI secolo d.C. Infatti, tra il IV e gli inizi del V d.C. nell'area del *pdsU* persistono condizioni di ambiente sommerso, che sul finire del secolo si traducono in una generale tendenza all'avanzamento della linea di costa. Quest'ultima è interrotta da brevi retrogradazioni, che la portano in posizione avanzata verso il limite meridionale dello scavo, condizioni testimoniate nella stratigrafia da sabbie di spiaggia emersa con tetto a circa 0 m. Il suo definitivo avanzamento per l'epoca Tardo Antica avviene nel VI secolo d.C. quando sulla piana costiera cominciano a manifestarsi anche condizioni di cattivo drenaggio, con la deposizione di sabbie fini verdastre e limi neri tra 0.30 e 0.50 m (sez. B, fig. 59). Tali condizioni, analoghe a quelle attestate nel *pdsM*, sono state di entità tale da non impedire la realizzazione di un quartiere artigianale e la costruzione (nel VII secolo d.C.) di un magazzino di stoccaggio delle merci, che segna anche il trasferimento delle attività portuali e commerciali verso Est.

Condizioni simili a quelle registrate nel *pdsU* si instaurano precocemente, al passaggio tra IV e V secolo d.C., anche nella zona intorno al *pdsD*, ove sui piani pavimentali del già citato complesso monumentale si depongono sabbie fini a matrice limosa e si realizzano interventi di sollevamento dei piani di calpestio, delle strutture, e canali di drenaggio. Nonostante tali interventi, nel corso del V secolo d.C. l'area templare verrà abbandonata ed obliterata da un terrapieno, ed al suo posto sarà impiantata una necropoli datata al VI secolo d.C. Più ad oriente i sondaggi geoarcheologici realizzati lungo l'allineamento O-E di via Egiziaca a Forcella – via Nolana per l'intervallo cronologico in oggetto indicano il passaggio da un ambiente sommerso a bassa energia, che caratterizzava la configurazione dell'intervallo cronologico precedente, ad una battigia e poi ad una spiaggia emersa di tarda età Imperiale (quota tetto 0.31/-0.84 m), mentre verso occidente si ha un intenso fenomeno di impaludamento che prosegue durante il Tardo antico, fino all'età medioevale.

Nel *pdsG*, infine, la stratigrafia evidenzia come gli eventi alluvionali che raggiungono questa parte della fascia costiera, provati da depositi di *overbank* e *debris flow*, continuano nell'intervallo compreso tra il III ed il V secolo d.C. determinando una aggradazione, con sedimenti conservati fino a 2.50 m di quota.

La linea di costa **L6** (in fig. 60) ricostruita per la fine dell'intervallo cronologico in esame evidenzia, complessivamente, la chiusura della parte sud occidentale della baia che ospitò il porto di *Neapolis*, ormai confinato ad un bacino di dimensioni ridotte e spostato verso oriente. Per il rimanente tratto nord orientale la linea di costa segue ancora la convessità posta tra Piazza G. Bovio e l'allineamento di via Tari –Marotta, dove la riva γ risulta interrita, con una rientranza appena accennata. Ancora più ad Est, dopo aver descritto il seno di Forcella il profilo costiero si dispone in direzione O-E, raccordandosi alla confinante Piana del Fiume Sebeto.

6.3.4.5 Dal Medio Evo ad oggi

Le ricerche relative alla esatta posizione ed alle quote delle linee di riva di questo ultimo ed ampio intervallo non sono ancora concluse poiché molti interventi edilizi moderni hanno cancellato in parte o totalmente la stratigrafia età medioevale. Tuttavia i dati già acquisiti indicano il perdurare della progradazione della linea di costa, che dal VII al XII secolo d.C. si accompagna a condizioni di cattivo drenaggio della fascia costiera immediatamente retrostante la spiaggia.

Nel XIII secolo in seguito alla costruzione di Castel Nuovo l'area di Piazza Municipio che circonda il castello è caratterizzata da una elevata vitalità urbanistica. L'impianto del castello Angiono – Aragonese ricalca fedelmente l'emergenza in tufacea su cui è costruito (vedi 6.3.2, fig. 56), appare in alcune vedute iconografiche del '400 con il lato SO in diretto contatto col mare. Recenti sondaggi realizzati lungo via Acton, indicano la presenza di una spiaggia ristretta antistante il Maschio Angioino ad una quota di circa -2 m e datata al XV-XVI secolo, probabilmente identificabile come la *plagia Bibarelli*, rappresentata nell'iconografia seicentesca.

Nel settore ove ricade il *psdU* a partire dall'XI – XII secolo si depositano sedimenti limosi nerastri, ricchi di sostanza organica a quote comprese tra 1.10 e 2.10 m, indicativi di un ambiente palustre limitato verso mare da lidi sabbiosi sempre più ampi. Tali condizioni creano problemi di utilizzo delle preesistenti strutture bizantine, i cui piani pavimentali risultano più volte innalzati nel tempo.

Tendenze simili si hanno anche intorno al *pdsD*, dopo l'accentuarsi del fenomeno che determinò l'abbandono delle strutture greco-romane nel VI secolo e l'impianto della necropoli, registra un'ulteriore distruzione dell'elevato della strutture nate sulla spiaggia

antistante le mura della città e l'innalzamento della quota topografica con terrapieni (nell'XI-XII ed in età Angioina) al fine di bonificare l'area dall'ambiente palustre instauratosi tra il X e gli inizi del XII secolo, i cui depositi raggiungono la quota di 4.60 m.

Nell'Alto Medioevo sono attestati modesti avanzamenti della linea di costa, mentre a partire dal X secolo si hanno documenti certi relativi all'ampliamento della città nelle aree prossime alla linea di costa. Tra il X e l'XI secolo la *junctura nova* o *junctum civitatis*, con il significato di "aggiunta alla città", si sviluppava a SO del Pendino e costituiva la zona di neoformazione dovuta al processo di progradazione della costa, che fu presto inclusa all'interno delle mura fortificate. L'intensa urbanizzazione della fascia litoranea si afferma anche per i secoli successivi al XII. La "tavola Strozzi" (1465) e la "Pianta di Napoli" di A. Lafréry (1566) mostrano, a ridosso della linea delle fortificazioni, una sottile spiaggia che presenta, a Sud del *pdsU*, una insenatura portuale (il cosiddetto Molo Piccolo) molto più ridotta della baia greco-romana. Qui la linea di costa del XVI secolo, rappresentata da **L7** in figura 60, descrive un semicerchio che chiude ad oriente contro una lieve sporgenza su cui risulta costruita la Chiesa di S. Maria di Porto salvo, per poi decorrere parallelamente a via Nuova Marina raccordandosi alla piana costiera – alluvionale del Fiume Sebeto, all'altezza dell'antico ponte della Maddalena. Successive mappe topografiche e vedute di Napoli evidenziano che la linea di riva subì modeste oscillazioni tra il XVI e il XIX secolo; tra esse, la crescita delle spiagge antistanti i quartieri Mercato (M) e Borgo Loreto (BL) avvenuta dopo la costruzione di barriere frangiflutti a metà '700.

Cospicue saranno, infine, le modifiche al profilo costiero di fine '800 - inizio '900, indotte dalle "gettate" per ampliare le banchine portuali e dai riempimenti artificiali attuati sui quartieri bassi della città (circa 3m) per consentirvi la creazione di una efficiente rete fognaria, nell'ambito del progetto "Risanamento" di Napoli. La linea di costa di fine XIX secolo, rappresentata da **L8** in figura 60, è quella che risulta dalla Carta topografica di Napoli del 1872, redatta da F. Schiavone per il Comune di Napoli, prima che il tessuto urbano ottocentesco dei quartieri bassi venisse distrutto, e mostra l'ulteriore riduzione e delocalizzazione verso SE del precedente bacino portuale, ormai ridotto al cosiddetto Mandracchio.

7. I MOTI VERTICALI DEL SUOLO LUNGO LA FASCIA COSTIERA COMPRESA TRA PIAZZA MUNICIPIO E G. GARIBALDI

Nel precedente capitolo si è affrontata la ricostruzione l'evoluzione paleogeografica del settore della fascia costiera antistante il centro dell'antica *Neapolis* dal tardo Olocene all'attuale in base alla disamina dei dati storico-archeologici, della cartografia storica ed alle ricostruzioni archeo-stratigrafiche e paleoambientali nelle aree di cantiere della nuova Linea 1 della Metropolitana di Napoli. L'opportunità di studiare le archeo-stratigrafie da sondaggio e quelle emerse da sezioni di scavo durante le fasi preliminari e di realizzazione della nuova tratta di collegamento tra Piazza Municipio e G. Garibaldi e delle stazioni interposte ha consentito di raccogliere un insieme di dati crono-altimetrici che rappresentano *markers* di antichi livelli marini relativi (*l.m.r.*).

L'individuazione di questi indicatori del paleolivello del mare costituisce sicuramente un notevole passo avanti rispetto a quanto noto in precedenza, ma essi presentano ancora dei margini di errore che, sommandosi a quelli che riguardano lo stato delle conoscenze circa la storia eustatica ed isostatica del margine sud-tirrenico, non consentono ancora di dare grande precisione (errori inferiori al metro ed al secolo) alla ricostruzione dei moti del suolo progressivamente subiti dagli specifici settori della fascia costiera napoletana e, di conseguenza, all'accertamento e quantificazione di moti differenziali di un settore rispetto ad altri.

Ciò nonostante, partendo dai *markers* geoarcheologici reperiti e circostanziati col presente lavoro di tesi, sono stati costruiti dei grafici nel tentativo di ricavarne indicazioni sui moti del suolo che hanno interessato la fascia litorale antistante il Centro Storico di Napoli, nel corso del tardo Olocene. Nelle figure 64, 65 e 66 sono riportati i dati ricostruibili per le variazioni relative del livello marino registrate in ogni area di *pds* (pozzi di stazione) e la valutazione dei moti verticali del suolo per ogni area.

Al fine di tener conto sia di alcune incerte datazioni dei vari *markers* utilizzati (che l'archeostratigrafia costringe in forchette cronologiche più o meno ampie), che delle incertezze che riguardano il valore di *l.m.r.* da associarsi ad ognuno di essi, questi sono presentati nelle varie figure come rettangoli (siglati da una lettera identificativa del sito e da un numero progressivo di riferimento del *marker*). Similmente alle più classiche "croci" di barra d'errore, i rettangoli visualizzano i campi di età (lunghezza della base dei rettangoli), che si possono leggere sull'asse delle ascisse (tempo), e di quota (altezza dei rettangoli),

sull'asse delle ordinate. L'altezza dei rettangoli è determinata dalla differenza di quota minima e massima tra le basi (per convenzione: inferiore Qm; superiore QM) entro cui ricade ciascun *marker* del *l.m.r.* calcolato. Per i dettagli circa le evidenze di ciascun *marker* si rimanda alla tabella 1, ricordando che: le età sono espresse in migliaia di anni dal presente (Ka B.P.) o in secoli a.C./d.C.; i *markers* sono espressi in metri s.l.m. (riferiti al tetto delle unità stratigrafiche); i livelli marini relativi (*l.m.r.*) calcolati sono espressi come *range* altimetrici, in metri s.l.m.; le sigle dei *markers* sono le medesime dei grafici (M=Municipio; U=Università; D=Duomo).

Il criterio utilizzato per definire i rettangoli di errore rappresentativi del livello del mare relativo per ogni *marker*, consiste nel sommare o sottrarre una altezza, variabile a seconda del tipo di indicatore stratigrafico o archeologico, alle quote di rinvenimento del tetto. Per esempio, il calcolo del *l.m.r.* per la battigia è stato fatto rispetto alla quota massima del punto più interno del tetto dell'unità al quale si è sommato 1 metro, ed alla quota minima del punto più esterno, a cui si è sottratto 0.50 metri. Per le unità di spiaggia emersa sono stati sottratti da 0.50 a 2 metri rispetto alla quota del suo limite esterno. Alla quota del limite interno della spiaggia sommersa sono stati aggiunti da 1.5 a 3 metri. Per le unità lagunari sono stati sommati 2 metri alla quota massima del tetto. Nel caso di *markers* archeologici rappresentati da strutture portuali si è considerato lo spessore minimo della lama d'acqua che ne garantisce l'utilizzo (cfr. 6.3.4). In casi particolari come unità palustri o paleosuoli si è valutato un paleolivello del mare relativo molto prossimo o di 1 o 2 metri inferiore alla quota del *marker*, tenendo conto anche del contesto paleogeografico.

Tabella 1

| ETA'/ EVENTI | "MUNICIPIO" <i>marker</i> | "MUNICIPIO" <i>l.m.r.</i> | sigla | "UNIVERSITA" <i>marker</i> | "UNIVERSITA" <i>l.m.r.</i> | sigla | "DUOMO" <i>marker</i> | "DUOMO" <i>l.m.r.</i> | sigla |
|---|--|------------------------------|-----------|---|-------------------------------|-----------|---------------------------|--------------------------|-----------|
| > 4 Ka B.P. | | | | Piattaforma d'abrasione -7.70 / -8.70 | -7.20 / -8.20 | U1 | | | |
| > 3 Ka B.P. | Depositi di shoreface e piattaforma su TGN -5.60/-7.60 | -5 / -7 | M1 | | | | | | |
| Pre- AMS (4,1 Ka) | | | | | | | Battigia -8.15/-8.50 | -7.15 / -9 | D1 |
| Bronzo antico pre- AV (3.8 Ka) | | | | | | | Battigia -5.40 / -6.30 | -4.40 /- 6.80 | D2 |

| | | | | | | | | | |
|---------------------------|---|---------------|-----------|------------------------------------|---------------|-----------|-------------------------------------|---------------|-----------|
| Bronzo medio-recente | | | | | | | Battigia -4.30 / -5 | -3.30 / -5.50 | D3 |
| Bronzo finale | | | | | | | spiaggia sommersa -3.70 / -4.10 | -0.70 -2.20 | D4 |
| Età del Ferro X – IX a.C. | | | | | | | Spiaggia Emersa -3 / -3.60 | -4.10/-5.60 | D5 |
| VI a.C. | | | | | | | Spiaggia emersa -1.90 | -2.40/ -3.90 | D6 |
| Metà IV a.C. | | | | | | | Spiaggia emersa -0.60 | -1.10/ -2.60 | D7 |
| Metà IV-I a.C. | | | | Spiaggia sommersa -5.80 / -6.20 | -2.80 / -4.30 | U2 | | | |
| Fine IV-II a.C. | Solchi dei dragaggi -5.60/-7.50 | -4 ± 0.50 | M2 | | | | | | |
| Metà-fine III a.C. | | | | | | | Piano frequentazione -0.10/-0.25 | < -0.1m | D8 |
| Fine I a.C.- I d.C. | | | | Battigia -4.65 / -5.40 | -3.65 / -5.90 | U3 | | | |
| Fine I d.C. | Base molo -3.60/-4.10 | -3 ± 0.50 | M3 | | | | | | |
| II d.C. | Pontili resti di palo nella sabbia top a -3.50 | -2 / -2.50 | M4 | | | | | | |
| Fine II - inizi III d.C. | Relitto B Fondale -3.30 | -1.20 / -2 | M5 | | | | | | |
| III d.C. | | | | Laguna -4 / -4.60 | -2 / -4 | U4 | | | |
| III d.C. | | | | Battigia -3.70 / -4.90 | -2.70 / -5.40 | U5 | | | |
| Prima metà V d.C. | | | | Battigia -2.40 / -2.70 | -1.40 / -3.20 | U6 | | | |
| Seconda metà V d.C. | Laguna -2 / -2.15 | 0 / -2 | M6 | | | | | | |
| Fine V – inizi VI d.C. | Battigia -1.30 / -1.40 | -0.30 / -1.90 | M7 | | | | | | |
| VI d.C. | | | | Impaludamento 0.30 / 0.50 | 0 / -0.70 | U7 | | | |

Negli stessi grafici delle figure 64, 65 e 66 l'area compresa tra la linea superiore LM1 (di colore rosso) e quella inferiore LM2 (di colore blu) rappresenta la storia tardo-olocenica del livello marino del Mar Tirreno centro-meridionale, così come emerge dai recenti lavori di

Alessio et alii (1994), Antonioli et alii (2007), Lambeck et alii (2004-a/b) e Morhange et alii (2006). I motivi per i quali si utilizza una banda (tra LM1 e LM2) piuttosto che una linea del livello marino trova ragione nel fatto che, in presenza di dati contrastanti forniti da vari Autori, si è preferito considerarli tutti possibilmente corretti invece di sceglierne alcuni a discapito di altri; inoltre, anche in un singolo lavoro la storia del livello marino porta con sé margini di incertezza. Va precisato che la storia del livello marino mostrata dalla banda LM1 - LM2 è ricostruita con dati provenienti da aree tettonicamente stabili nell'Olocene (spesso fin dal Tirreniano) nel senso che in esse non si sono verificate dislocazioni verticali locali. Tuttavia, come sottolineano Lambeck et alii (2004- a/b) ed Antonioli et alii (2007) esse hanno risentito di moti isostatici di ampia scala. Pertanto, la risalita del livello marino mostrata non è solo eustatica (E) ma reca anche una componente idroisostatica (E+I).

In ciascuna delle figure 64, 65 e 66, il grafico superiore mostra i rettangoli d'errore dei *markers* di antichi *l.m.r.* (alle quote che oggi occupano) e la banda di incertezza circa la storia del livello marino negli ultimi 5 Ka (LM1-LM2). La parte inferiore delle stesse mostra, invece, la dislocazione totale (dall'epoca ad oggi) subita da ciascun *marker* del sito. Tale dislocazione è di norma negativa (abbassamento) e raramente diventa positiva (sollevamento). In questi quadri inferiori i rettangoli di errore hanno le basi, e quindi l'età, dei correlativi *markers* dei quadri superiori. I valori di dislocazione (quote s.l.m.) massima (DM) e minima (Dm) dei rettangoli rappresentati derivano dagli scarti altimetrici (minimi e massimi) tra il rettangolo del corrispondente *marker* e la coeva porzione di banda LM (ad esempio: $Dm = Q_m - LM1$, $DM = QM - LM2$).

A causa dei margini di errore che caratterizzano i dati disponibili non è facile definire con esattezza e sicurezza i moti verticali del suolo che si sono avuti nei tre siti della fascia costiera in esame nel corso degli ultimi 5000 anni. Non si possono, infatti, determinare in modo univoco quali tra gli infiniti punti ricadenti all'interno dei rettangoli di errore rappresenti l'effettiva dislocazione subita in un determinato momento cronologico e tantomeno i moti minori del suolo, che potrebbero essere descritti da altrettante curve. Anche nell'ipotesi che i moti verticali del suolo siano di tipo uniforme si potrebbero tracciare infinite rette per descriverli. I grafici in figura 63 illustrano il criterio usato per avanzare valutazioni possibili di tali moti verticali.

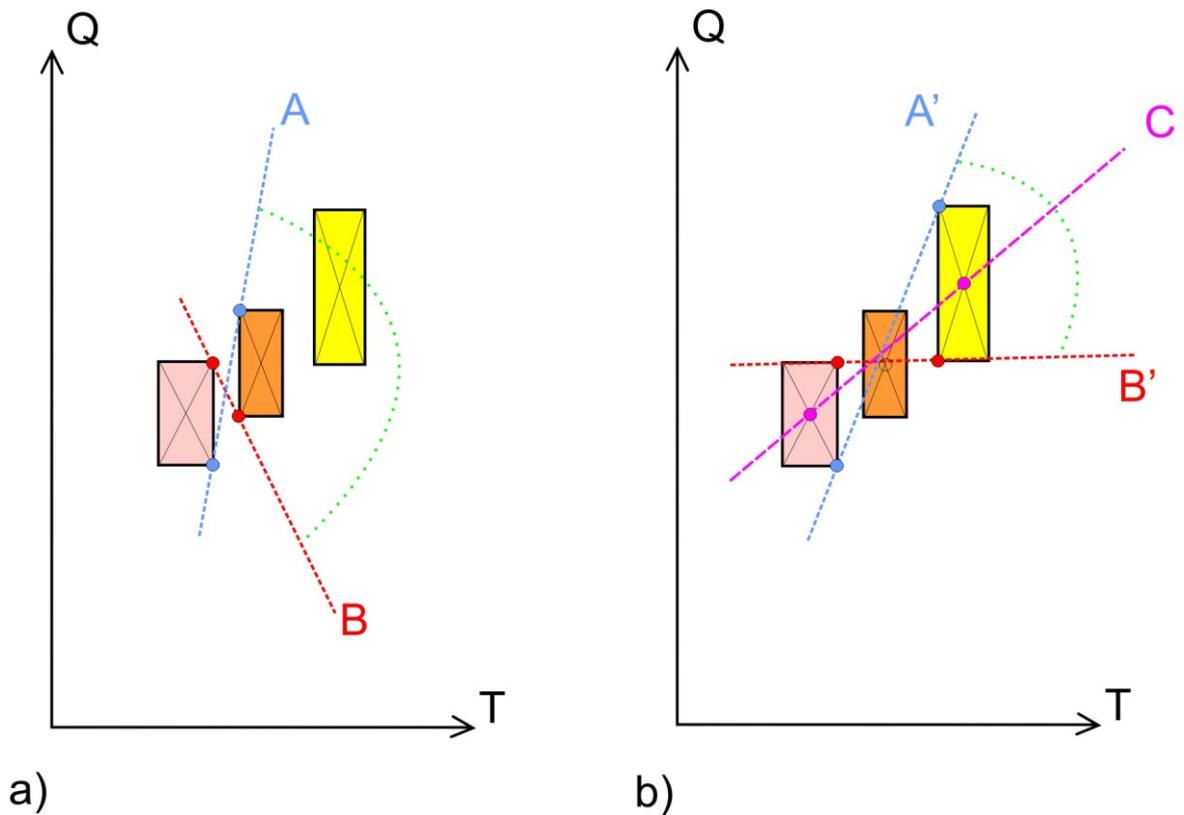


Figura 63. Esempi del calcolo della tendenza dei moti del suolo supposti uniformi. (a) considerando due rettangoli d'errore consecutivi si ottiene un angolo di incertezza massimo tra i gradienti limite A e B; (b) con tre o più rettangoli d'errore consecutivi i baricentri dei rettangoli si allineano lungo una retta e l'angolo di incertezza tra i gradienti limite A' e B' si riduce.

In figura 63(a), considerando a due a due i rettangoli di errore consecutivi, secondo una logica rigorosa, si ottengono solo degli ampi *range* di tendenze, con ritmi molto diversificati di subsidenza e/o sollevamento poiché vengono considerati i gradienti limite delle rette descriventi i moti del suolo supposti uniformi che determinano l'angolo di incertezza massimo. Se, invece, consideriamo tre o più rettangoli consecutivi, come mostrato in figura 63(b), si osserva il sostanziale allinearsi dei punti su una retta che risulta dalla congiungente tra il baricentro (corrispondente al punto di incrocio delle mediane dei vertici e dei lati della figura geometrica) dei rettangoli estremi, il che permette di ridurre notevolmente l'errore. Anche in questo caso i ritmi di movimento del suolo sono variabili, ma meno che con l'approccio precedente. Le evidenze sedimentologiche e stratigrafiche confermano che i moti del suolo sono stati caratterizzati da trend piuttosto persistenti nel tempo (monotoni), e ciò

rende lecita la scelta adottata di inglobare più di due *marker* alla volta nella valutazione dei moti verticali.

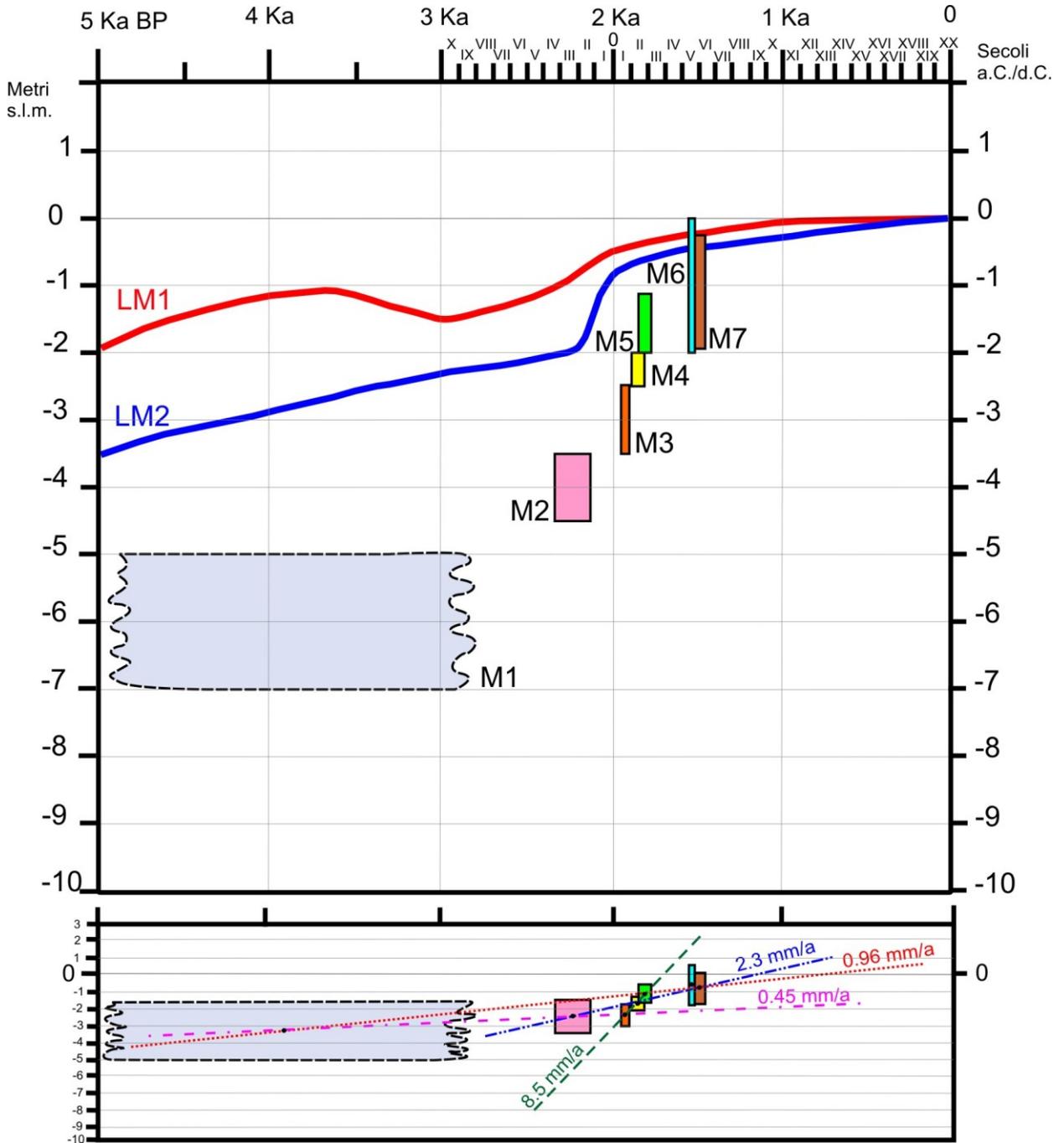


Figura 64. Ricostruzione dei movimenti verticali del suolo nel *pds* "Municipio".

Grafico superiore: dati sul livello marino relativo.

LM1/LM2: limiti, superiore ed inferiore delle quote eustatiche riportate in letteratura (vedi testo per le fonti consultate).

Rettangoli e sigle: markers del livello del mare e relativa incertezza cronologica ed altimetrica (cfr. tabella 1).

Grafico inferiore: ricostruzione dei movimenti verticali del suolo (vedi testo per la spiegazione).

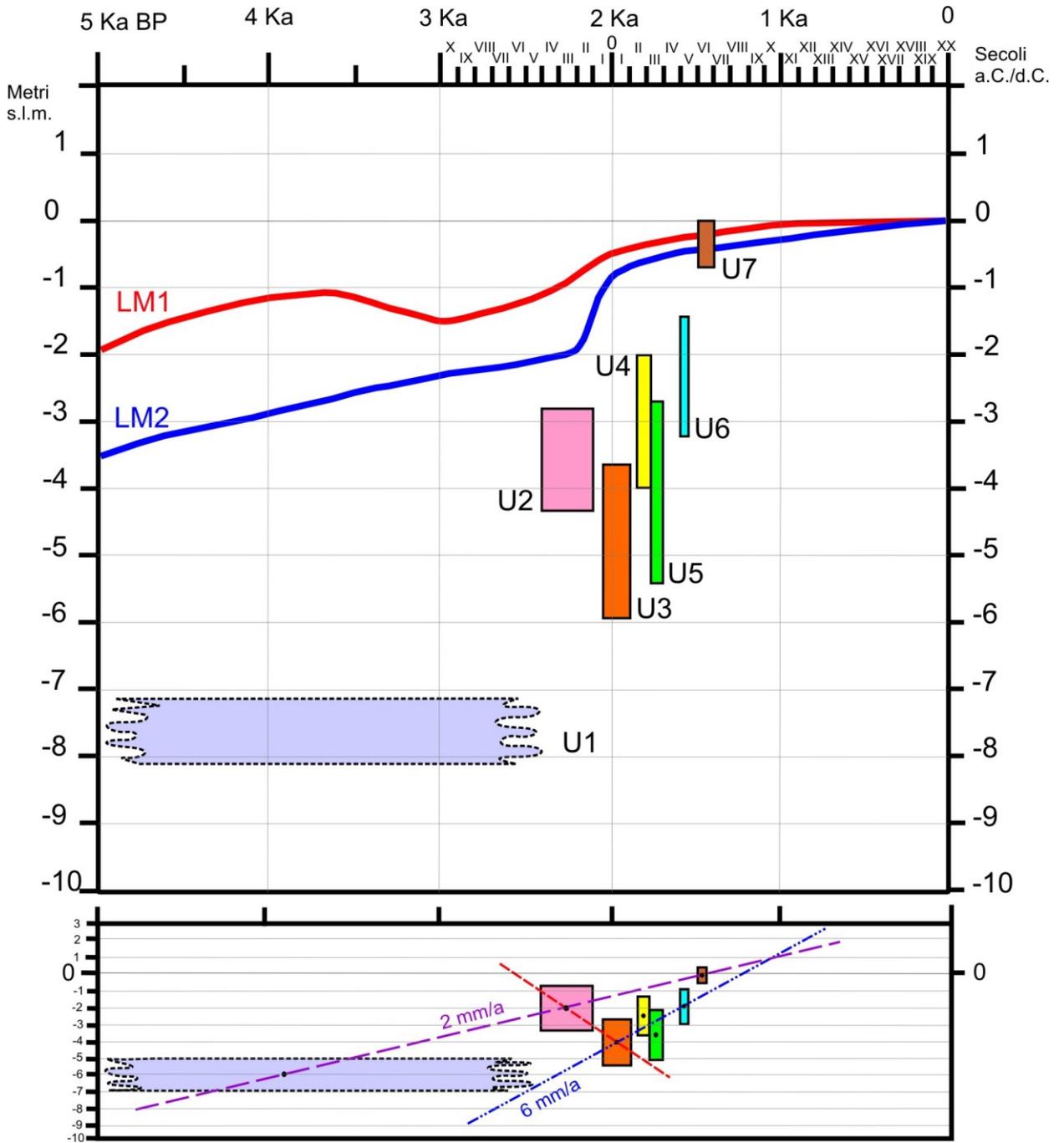


Figura 65. Ricostruzione dei movimenti verticali del suolo nel pds “Università”.
 Grafico superiore: dati sul livello marino relativo.
 LM1/LM2: limiti, superiore ed inferiore delle quote eustatiche riportate in letteratura (vedi testo per le fonti consultate).
 Rettangoli e sigle: markers del livello del mare e relativa incertezza cronologica ed altimetrica (cfr. tabella 1).
 Grafico inferiore: ricostruzione dei movimenti verticali del suolo (vedi testo per la spiegazione).

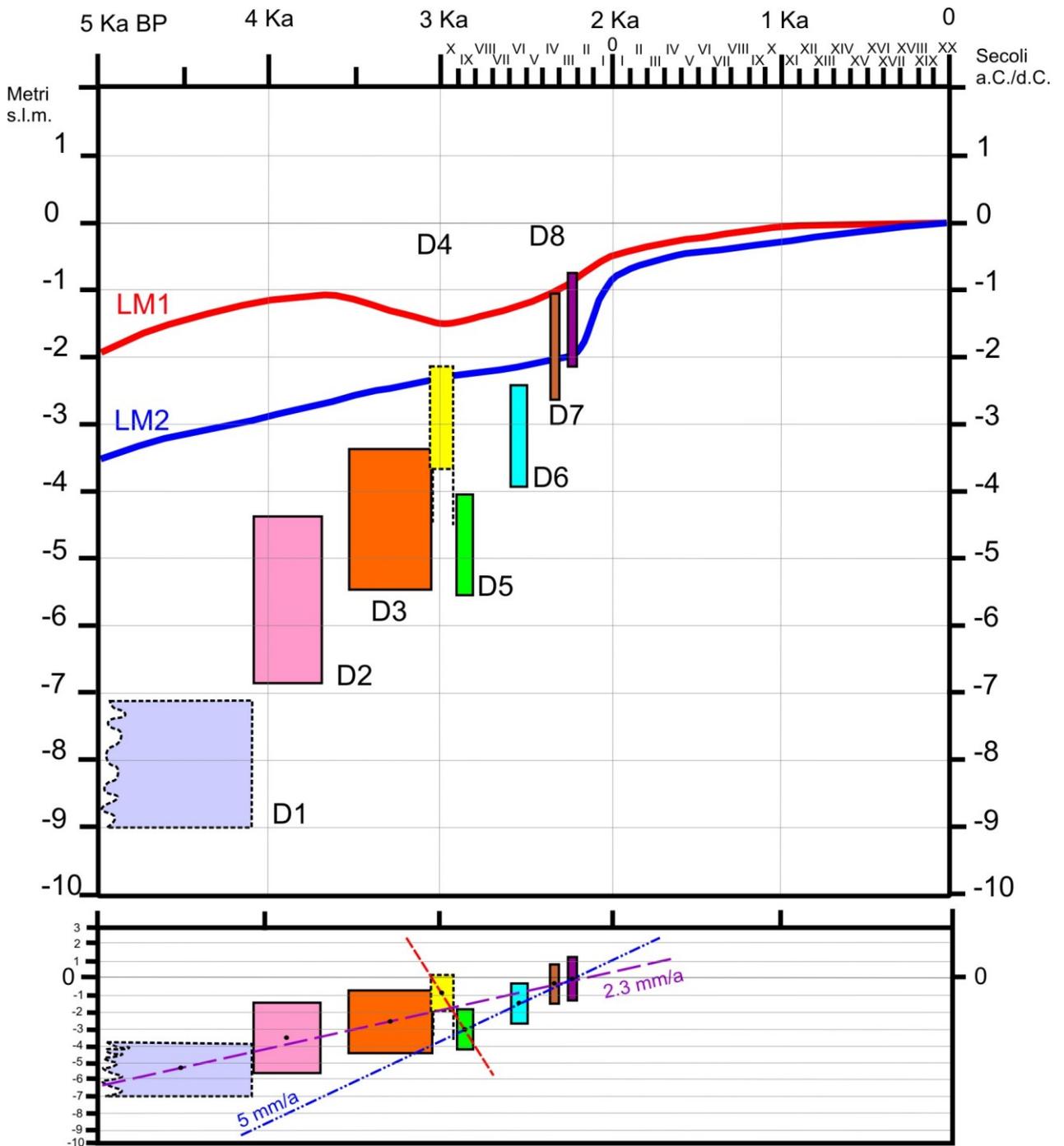


Figura 66. Ricostruzione dei movimenti verticali del suolo nel pds “Duomo”.

Grafico superiore: dati sul livello marino relativo.

LM1/LM2: limiti, superiore ed inferiore delle quote eustatiche riportate in letteratura (vedi testo per le fonti consultate).

Rettangoli e sigle: markers del livello del mare e relativa incertezza cronologica ed altimetrica (cfr. tabella 1).

Grafico inferiore: ricostruzione dei movimenti verticali del suolo (vedi testo per la spiegazione).

Seguendo il criterio esposto in precedenza (fig. 63), da una prima analisi dei grafici costruiti per le stazioni “Municipio”, “Università” e “Duomo” (fig. 64, 65 e 66) si evince un generale predominio della subsidenza con l’accentuarsi dei ritmi di abbassamento del suolo in determinati periodi. Più in dettaglio si osserva quanto segue:

a) nella parte inferiore del grafico relativo al sito di “Municipio” (fig. 64) è stata tracciata una retta congiungente i baricentri dei rettangoli di dislocazione relativi ai *markers* M1 ed M7. Si può notare un abbassamento medio di 2.40 metri diluito in un intervallo temporale di 2400 anni, da 3.9 Ka B.P. alla fine del V – principi del VI secolo d.C., ed un rateo medio di dislocazione pari a circa 1 mm/anno. Nel periodo compreso tra 3.9 Ka B.P. e la prima metà del I secolo d.C. (da M1 ad M3) si ha un abbassamento minimo pari a 0.88 mm/anno in 1950 anni, che permette di calcolare un rateo medio di 0.45 mm/anno.

La dislocazione avvenuta nel periodo greco-romano, nell’intervallo che va dalla fine del III secolo a.C. a fine V – inizi VI secolo d.C. (da M2 ad M7), è pari a 1.65 metri distribuiti in circa 720 anni con un ritmo medio di 2.3 mm/anno.

All’interno di quest’ultimo e ampio intervallo si può notare che nei secoli compresi tra la seconda metà del I secolo d.C. e la fine del III secolo d.C. (da M3 ad M5) si registra una accelerazione del moto verticale del suolo con una dislocazione di circa 1.30 metri in poco meno di 150 anni, ad un ritmo medio di 8.5 mm/anno.

Infine, nel Tardo antico, tra i principi del III secolo d.C. ed il V – VI secolo d.C., la dislocazione diventa minima (0.25 metri da M5 ad M7) ed i baricentri dei rettangoli d’errore si allineano con la retta indicante il rateo medio di dislocazione (0.96 mm/anno) calcolato sull’intero intervallo temporale compreso tra 3.9 Ka B.P. ed i principi del VI secolo d.C.

b) ad “Università” i *markers* rappresentati in figura 65 permettono di calcolare una dislocazione totale di circa 5.90 metri (da U1 ad U7) nell’intervallo temporale compreso tra 3.9 Ka B.P. e la metà del VI secolo d.C., ed un rateo medio di poco più di 2 mm/anno.

Per l’ampia forchetta cronologica che, da 3.9 Ka B.P. alla metà del III secolo a.C., include il periodo greco-romano, non è stata tracciata una retta poiché mancano i relativi *markers*. Ciò nonostante, il valore medio della dislocazione verticale del marker U2,

datato tra fine IV e II secolo a.C., si allinea alla retta tracciata per il più ampio periodo temporale preso in esame (U1-U7).

Tra la metà del III secolo a.C. ed il primo decennio del I secolo d.C. il passaggio dal rettangolo di errore U2 a quello successivo segna un cambiamento nel trend del moto del suolo. Congiungendo i baricentri di questi rettangoli si nota che la retta ha inclinazione opposta alla precedente indicando un sollevamento del suolo pari a circa 2 metri. Questa inversione di tendenza è registrata nella stratigrafia del sito “Università” dal repentino passaggio da un ambiente di *shoreface* inferiore ad uno di *beachface*.

In età Romana, tra il I secolo d.C. e la metà del V secolo d.C. (da U3 ad U6) riprende la subsidenza con una dislocazione di 2.10 metri in circa 350 anni, ad un ritmo medio di 6 mm/anno.

c) i *markers* a “Duomo” (fig. 66) consentono di calcolare una dislocazione totale di 5.30 nel periodo compreso tra 4.5 Ka B.P. ed il III secolo a.C., nonché un rateo medio di abbassamento (tra D1 e D8) pari a 2.3 mm/anno.

I baricentri dei rettangoli di dislocazione corrispondenti ai markers del Bronzo antico (D2) e al Bronzo recente (D3) ben si allineano alla precedente retta calcolata per l'intero intervallo cronologico (da D1 a D8).

Una anomalia è evidenziata dal passaggio tra il rettangolo di dislocazione D4 al D5, tra il Bronzo finale e l'età del Ferro. Anche in questo caso, come per il sito di “Università” la netta variazione di tendenza indica un moto positivo del suolo quantificabile in circa 2 metri di sollevamento in meno di un secolo. Nella stratigrafia di Duomo questo evento è segnato da un rapido passaggio dalla spiaggia sommersa a quella emersa.

Successivamente, tra l'età del Ferro ed il III secolo a.C. (600 anni da D5 a D8) la subsidenza riprende con ritmi stimati in 5 mm/anno.

Per l'area “Garibaldi” non è stato costruito un grafico a causa dell'esiguo numero di *markers* disponibili, tuttavia si possono ugualmente fare delle considerazioni. Valutando la quota del paleosuolo sviluppato su un ambiente umido tra -0.90 e -1.20 m, datato al Bronzo medio – finale, si può indicare un coevo *l.m.r.* variabile tra -1.20 e -2 m, che entra pienamente nel campo definito dalla banda di errore (LM1-LM2) del livello del mare in quel periodo. Da quell'epoca l'area è stata stabile o ha subito al massimo circa 1.10 metri di sollevamento ad 1 metro di abbassamento del suolo. Un

secondo *sea level marker* è rappresentato ancora da un paleosuolo idromorfo. Questo è compreso tra le quote di +0.35 e -0.37 m s.l.m. ed è datato tra la fine del I secolo a.C. ed il I secolo d.C. In considerazione del contesto ambientale in cui si è formato questo orizzonte pedologico (cfr. 6.2.4) si desume che esso si formò ad una quota di 1 o al massimo 2 metri al di sopra del livello marino dell'epoca compreso tra -0.60 e -0.90 m s.l.m. (cfr. banda LM1-LM2) il che permette di calcolare una dislocazione negativa massima di 0.75 metri o una sostanziale stabilità. Tali dati consentono di indicare che il sito di Piazza Garibaldi risulta stabile o leggermente sollevato fin dall'età del Bronzo. Per questa età non vi sono ritrovamenti archeologici che possano datare i depositi di tutti i siti, tuttavia i dati elaborati per "Duomo" e "Garibaldi" dimostrano che il settore posto ad occidente di Piazza Garibaldi fin da questo intervallo temporale ha mostrato un differente comportamento tettonico.

Il raffronto tra i tre grafici inferiori costruiti nelle figure 64, 65 e 66 evidenzia, per periodi temporali comparabili, e principalmente a partire dall'età Greca, movimenti del suolo con ritmi simili o a volte molto differenti da sito a sito, anche per aree contigue.

Negli ultimi 4 Ka circa i ritmi medi della subsidenza del suolo risultano comparabili per i siti "Università" e "Duomo" aggirandosi intorno al valore di circa 2 mm/anno che si dimezza, invece, per l'area di "Municipio". Nel periodo incluso tra il III secolo a.C. ed il I secolo d.C. mentre a "Municipio" il rateo di abbassamento è minimo a "Duomo" è di circa 2.3 mm/anno, ed il sito "Università" registra un sollevamento. In età Romana a "Municipio", ed in particolare dalla metà del I alla metà III secolo d.C., si ha il massimo di subsidenza stimata che da un valore minimo di 0.45 mm/anno passa a 8.5 mm/anno. Similmente ad "Università" riprende il ritmo di abbassamento, dopo il sollevamento del periodo precedente, che si porta intorno ai 6 mm/anno a partire dal I secolo d.C., conservandosi fino al Tardo antico ed oltre. Per questo stesso intervallo temporale il settore "Duomo" risulta stabile o poco subsidente.

Le differenze dei moti verticali del suolo individuano, quindi, due aree: una occidentale, includente "Municipio" ed "Università"; ed una orientale con "Duomo" e "Garibaldi". La prima è infatti caratterizzata da una subsidenza marcata con picchi concentrati nel periodo romano ed allo stesso tempo si differenzia al suo interno risultando maggiore ad "Università". L'area orientale è invece contraddistinta da una distribuzione della subsidenza su tempi più lunghi che diminuisce notevolmente al debutto dell'età Imperiale e da modesti sollevamenti.

In aggiunta a quanto esposto in precedenza occorre ricordare che, in considerazione dei criteri usati, le diacronie che caratterizzano i passaggi da fasi a moto più lento a rapido, e viceversa, mostrate nei diversi settori della fascia costiera possono anche essere apparenti, ossia legate ad errori e/o ad imprecisioni dei vincoli cronologici e/o paleoaltimetrici.

Tuttavia, questi comportamenti tettonici (o vulcano-tettonici) differenziali si potrebbero spiegare anche con basculamenti o inarcamenti, o dislocazioni che portano ad ipotizzare l'esistenza di faglie attive in epoca storica. Circa l'ubicazione ed orientamento di questi lineamenti tettonici, oltre alla faglia che ribassa a SE l'area del Pendino ove sorgeva la città di *Neapolis* e quella riconosciuta lungo la direttrice di via Mezzocannone che ribassa a SO il settore occidentale, è possibile fare un'ipotesi sulla presenza di altre faglie di svincolo al suo interno che spiegherebbero le differenze nel moto verticale del suolo registrate dal sito "Università" rispetto a quello di "Municipio", delle quali è al momento possibile fornire solo una approssimativa ubicazione e caratterizzazione. Alcune evidenze a supporto di tale ipotesi potrebbero essere rappresentate dai depositi litorali datati all'età Imperiale emersi con una serie di sondaggi realizzati lungo l'allineamento di via A. De Pretis, ad O e ad E dell'incrocio con via Rua Catalana. Lungo questa strada che collega i due siti "Municipio" ed "Università" i citati depositi litorali risultano dislocati di un paio di metri verso Ovest. Occorrerebbero, in ogni caso, punti di verifica più fittamente distribuiti per poter definire meglio e con più sicurezza questo aspetto.

8. CONCLUSIONI

Con questo lavoro di tesi si è voluto contribuire alla conoscenza dell'evoluzione tardo pleistocenica ed olocenica del paesaggio della città di Napoli che si estende tra il limite orientale dei Campi Flegrei, la parte meridionale della Piana Campana, la piana del Fiume Sebeto, ed il Golfo di Napoli. La presenza di ottimi record geomorfologici e stratigrafici ha consentito di tracciare le dinamiche, le tappe, e le tendenze evolutive dell'area su cui si sviluppa il territorio urbano di Napoli soprattutto in merito alla sua fascia costiera orientale, a partire dal Tardiglaciale, con particolare attenzione al medio e tardo Olocene.

In particolare, la ricostruzione dettagliata della morfologia e delle modificazioni del paesaggio è risultata difficile in special modo per una città come Napoli che attualmente risulta intensamente urbanizzata, conservando nel sottosuolo del Centro Storico una stratificazione edilizia continua, che lascia affiorare poche evidenze di superficie. Per questo

motivo, dopo aver delineato le principali caratteristiche geomorfologiche del paesaggio collinare la ricerca si è concentrata su specifici settori della fascia costiera, ove erano disponibili nuovi dati archeo-stratigrafici, o in zone considerate come chiave di lettura, risolutive per sciogliere dubbi interpretativi ereditati con le precedenti conoscenze.

Gli esiti principali conseguiti con questa ricerca si possono riassumere di seguito.

In primo luogo, sono state ricostruite le fasi fondamentali del modellamento del paesaggio scandite da eventi tardo quaternari, anteriori all'instaurarsi di ambienti transizionali e litorali durante la trasgressione marina post-glaciale. A supporto dell'analisi geomorfologica e per la gestione georeferenziata di tutti i dati di sottosuolo, è stato elaborato un DEM a scala di dettaglio il cui *data input* proviene dai dati topografici della cartografia tecnica in scala 1:1000 del Comune di Napoli. Su questa nuova base topografica è stata impostata l'analisi geomorfologica, che insieme alle pregresse conoscenze e a nuovi dati geostratigrafici ed archeologici ha consentito di delineare le tappe principali della genesi del rilievo napoletano. Nelle linee generali, le colline tufacee di Napoli hanno assunto il loro assetto morfostrutturale con le eruzioni flegree del tardo Pleistocene e con l'attività della articolata *fault zone* che decorre lungo il margine NE della Piana del Fiume Sebeto e lungo la costa settentrionale del Golfo di Napoli, a cui si aggiungono i rimodellamenti fluvio-denudazionali del rilievo strutturale, nonché l'intaglio di falesie e la crescita di piane costiere durante la trasgressione post-glaciale.

L'analisi geomorfologica effettuata ha permesso di proporre una classificazione cronologica e genetica del paesaggio fisico napoletano, individuando tre unità morfologiche. La più antica, rappresentata dai rilievi collinari maggiori della città, si è costituita con le eruzioni flegree più antiche ed ampiamente tettonizzata nel tardo Pleistocene, risulta coperta dai depositi del Tufo Giallo Napoletano (TGN, 15 Ka B.P.). La seconda unità, sebbene rimodellata, deve la sua genesi agli eventi vulcano tettonici occorsi tra 15 e 5 Ka B.P., intervallo nel quale si determina una rete di incisioni torrentizie che caratterizzerà il paesaggio fino ai tempi storici. Infine, nella seconda parte dell'Olocene si definisce quella parte del paesaggio occidentale costituito da nuovi centri vulcanici che articolano i bordi della piana progradante di Fuorigrotta-Bagnoli, caratterizzata da una vivace vulcano-tettonica, mentre ad oriente la Piana Sebeto riceve input piroclastici e vulcano-clastici che controbilanciano la subsidenza, ed iniziano a crearsi le sottili piane costiere di Chiaia e della zona a valle della

paleofalesia strutturale che delimita a meridione il Pendino, su cui sorgerà in seguito la città greca di *Neapolis*.

Nell'area dell'attuale Centro Storico di Napoli è stata ricostruita la paleorete idrografica drenante, attiva fino al Medioevo, composta da corsi d'acqua che drenavano le aree collinari occidentali e settentrionali, il cui assetto ha costituito un aspetto peculiare del paesaggio condizionante la scelta degli insediamenti. Quest'area doveva presentare già in tempi protostorici un assetto geomorfologico ed ambientale favorevole agli insediamenti umani: le prime colline flegree offrivano risorse forestali e proteggevano l'area dai freddi venti settentrionali, mentre la costa mostrava, ad occidente, insenature atte agli approdi e, verso oriente, il passaggio alla fertile piana alluvionale del Sebeto. I ripiani orografici retrostanti le spiagge e le baie risultavano, inoltre, favorevoli all'urbanizzazione e facili da difendere perché delimitati da falesie e valloni.

Questa particolare morfologia del territorio tardolocenico e la paleoidrografia determinarono, infatti, la scelta dell'avamposto greco di *Parthenope* sul promontorio di Monte Echia, difeso su tre lati dal mare, e la successiva fondazione di *Neapolis* sul falsopiano del Pendino, confinato ed al contempo difeso da tre alvei. Quest'ultimo, costituito nella sua ossatura dai depositi del Tufo Giallo Napoletano, ricoperto da spessori variabili di cineriti delle eruzioni flegree e vesuviane, risulta separato dai versanti delle colline che lo circondano ad occidente ed a settentrione tramite faglie a direzione NNE-SSO e circa E-O, lungo le quali è condizionato lo sviluppo dell'idrografia. Questi lineamenti tettonici ribassano questo pianoro e lo basculano leggermente verso SE, dove una paleofalesia modellatasi lungo un versante di faglia che lo tronca a meridione durante il massimo ingressivo della trasgressione lo separa dall'antistante stretta fascia costiera.

Su quest'ultima area litorale si è concentrato lo studio geoarcheologico del territorio dell'antica *Neapolis*, che ha previsto l'uso integrato di conoscenze pregresse, fonti storiche e nuovi dati archeologici e geologici. Alle precedenti conoscenze ed all'attenta disamina dei dati storico-archeologici si è affiancato l'esame dei dati archeo-stratigrafici provenienti dalle indagini preliminari ed in corso d'opera per la realizzazione della nuova Metropolitana costiera di Napoli.

Con l'analisi dei dati complessivamente raccolti è stato inizialmente possibile definire i paleoambienti e la loro evoluzione per le aree di cantiere della nuova Linea 1 della Metropolitana di Napoli nei settori interessati dalle operazioni di scavo per la realizzazione

delle stazioni denominate “Municipio”, “Università” (Piazza G. Bovio), “Duomo” (Piazza N. Amore) e “Garibaldi”, cui corrispondono i rispettivi “pozzi di stazione” (*pdsM*, *pdsU*, *pdsD*, *pdsG*). Successivamente è stata eseguita la correlazione dei dati archeostratigrafici provenienti dai singoli siti che ha consentito di identificare la paleomorfologia e l’evoluzione della fascia costiera, scandendo l’andamento della linea di riva dal medio Olocene ad oggi.

A partire dal quest’ultimo periodo sono state proposte ricostruzioni paleogeografiche della fisiografia costiera, con dettaglio crescente per il periodo storico grazie all’analisi di stratigrafia ricca di testimonianze archeologiche che costituiscono un elemento datante di precisione, il cui contributo ha permesso la definizione dell’ubicazione, la morfologia e l’evoluzione del bacino portuale dell’antica *Neapolis*.

In particolare, le principali tappe della evoluzione olocenica dell’area costiera orientale di Napoli sono riassumibili come segue.

Dopo l’eruzione del Tufo Giallo Napoletano, con un livello marino ancora vicino al minimo glacio-eustatico würmiano, i versanti costieri vengono modellati dalla tettonica e dall’erosione che agisce linearmente tagliandoli con incisioni torrentizie che si approfondiscono ben oltre il limite segnato dall’attuale linea di costa e lo zero altimetrico. Anche laddove oggi insiste la regolare piana costiera, la ricostruzione della superficie del substrato in TGN, fagliato ed eroso, evidenzia una paleomorfologia sepolta molto articolata, e costituita da rilievi residuali.

La stratigrafia messa in luce con lo scavo del *pdsG*, rileva che l’area di Piazza Garibaldi è raggiunta dal mare precocemente rispetto alla rimanente parte del litorale; la trasgressione è collocabile probabilmente intorno a 8 Ka B.P. in base al confronto tra la quota delle prime unità trasgressive e le curve eustatiche. Inoltre, il settore “Garibaldi” è stato considerato tettonicamente stabile o affetto da lieve subsidenza poiché risulta posto a confine dell’area della depressione del Sebeto e del noto sistema di faglie che la ribassano verso SE.

Con l’apice della trasgressione marina Versiliana, probabilmente intorno a 5 Ka B.P., si delinea un profondo seno nell’area depressa e pianeggiante del Fiume Sebeto, mentre al piede delle colline del Centro Storico di Napoli s’instaura uno scenario di costa alta che vede il formarsi di una baia nella zona di Piazza Municipio. L’erosione di una piattaforma d’abrasione marina su TGN e sui depositi delle eruzioni post-TGN, riconosciuta nell’area del *pdsU*, facilmente erodibili, si arresta localmente sotto la pre-esistente scarpata di faglia che si sviluppa da S. Maria La Nova a S. Agostino alla Zecca definendo il margine SE del Pendino,

e modellando una falesia. I depositi litorali associati a questo evento risultano, almeno nell'area di Piazza N. Amore (*pdsD*), poco anteriori all'eruzione di Agnano-Monte Spina (4.1 Ka B.P.) e probabilmente non superano i 5 Ka B.P. circa nelle altre località indagate.

Il fronte della Piana del Sebeto giunge all'altezza di Piazza Garibaldi segnandone l'emersione definitiva, registrata dalla formazione di una spiaggia emersa in un arco temporale compreso tra circa 4 Ka B.P. e la formazione di un cordone sabbioso ed un paleosuolo che reca tracce di frequentazione datate al Bronzo medio – finale, in condizioni ambientali favorevoli all'uso antropico dell'area, protrattosi fino al V secolo d.C., ma intervallato da momenti di abbandono legati ad eventi alluvionali che raggiungono l'area costiera.

Anche l'area di Piazza N. Amore sviluppa una spiaggia emersa successivamente all'eruzione di Agnano-Monte Spina, coperta da depositi legati ad un episodio ingressivo con tracce di frequentazione documentate al Bronzo antico, seguito da una nuova emersione recante tracce di frequentazione umana al di sopra di un livello di cineriti dell'eruzione di Avellino (3.7 Ka B.P.). Il mare sommergerà nuovamente quest'area nel Bronzo medio – finale che emergerà definitivamente nell'età del Ferro.

Nell'area di Piazza Municipio durante l'età greco - romana si definisce maggiormente la baia originatasi in precedenza, che risulta articolata da piccole *rias* nate dalla sommersione dei tratti terminali di alcuni torrenti. Essa era caratterizzata da un ambiente di *shoreface*, protetto da un promontorio in TGN che la chiudeva a SSE in corrispondenza del limite meridionale di Piazza Municipio, ed era stata scelta come area portuale della città, verosimilmente per la sua forma semichiusa e protetta dalle tempeste di Libeccio e Ponente, che nel Golfo di Napoli agiscono con l'energia maggiore.

La funzionalità del bacino portuale, protrattasi fino al V secolo d.C., fu garantita anche da interventi di dragaggio del fondale ripetutisi più volte in un arco temporale compreso tra il IV ed il II secolo a.C., che modificarono la morfologia del fondale e la linea di riva dell'area più interna della baia, ricadente all'interno del *pdsM*.

Nell'area di Piazza G. Bovio è stata accertata l'esistenza di una insenatura, caratterizzata da una spiaggia sommersa di età compresa tra la formazione della piattaforma di abrasione marina ed il III secolo a.C. Questa doveva funzionare come bacino minore, per le sue ridotte proporzioni, meno protetto rispetto a quello della baia più occidentale che ospitava il porto di *Neapolis*.

A piazza N. Amore sono state riconosciute tracce di frequentazione della spiaggia emersa databili al VI secolo a.C., ed evidenze archeologiche consistenti in un tratto delle mura difensive della città, datate nel loro primo impianto al V – IV secolo a.C. Successivamente un Tempio costruito nel II secolo a.C., sorto su una precedente struttura di IV secolo a.C., sarà monumentalizzato ai principi del I secolo d.C.

Sul paleocordone individuato a meridione del *pdsG* viene realizzata una strada litoranea protetta ai margini da fossati, frequentemente rialzata a causa di episodi alluvionali legati all'erosione dell'Arenaccia e/o al Lavinario orientale che trasportano a valle le piroclastiti che mantellano il paesaggio collinare di Napoli. La strada, realizzata nel II secolo a.C., dopo vari interventi di ripristino verrà abbandonata nel corso del II secolo d.C.

Durante il periodo Romano Imperiale, la baia di Piazza Municipio è frequentata ed utilizzata come scalo marittimo, così come documentato da vari ritrovamenti archeologici, consistenti nei resti della struttura di un molo di fine I secolo d.C. e dei pontili realizzati e dismessi nel II secolo d.C., e nel singolare recupero di tre relitti di imbarcazioni di piccolo cabotaggio in buono stato di conservazione. La condizione di baia protetta perdurerà nel periodo Tardo Antico fino alla metà del V secolo d.C. quando la crescita di barre all'ingresso del settore SO del bacino determina l'impostarsi di un ambiente lagunare. Tra la fine V e gli inizi del VI secolo d.C. la linea di costa avanzerà ulteriormente oltre il limite meridionale di Piazza Municipio, come testimoniato dal sovrapporsi di *facies* pelitiche transizionali sulle sabbie dei cordoni costieri che avevano precedentemente chiuso la citata laguna.

Nel *pdsU* a partire dalla fine del I secolo a.C. - I secolo d.C. si assiste ad una serie di oscillazioni della linea di costa. L'analisi stratigrafica attesta variazioni all'interno dell'ambiente litorale con il passaggio da sedimenti tipici di un bacino poco profondo alla spiaggia emersa, che viene interessata da forme d'erosione fluviale tra la fine del I ed il II secolo d.C. L'impostarsi di un ambiente lagunare tra la fine del II ed il III secolo d.C., confinato all'area d'alveo del sopracitato corso d'acqua, che solcava la parte settentrionale di Piazza G. Bovio, è seguito, nel Tardo Antico, al ritorno a condizioni di spiaggia sommersa che dureranno fino al V secolo d.C. quando, dopo rapide variazioni della linea di costa, sul finire del secolo ed i principi del VI d.C. la spiaggia emersa di neoformazione riceverà alluvioni trasformandosi in un ambiente acquitrinoso. Il succedersi di questi eventi giustificerebbe la particolare destinazione dell'area che risulta discontinua per cronologia e modalità d'uso.

Nell'area di Piazza N. Amore il quartiere legato alle attività agonistiche, al quale il tempio di I secolo d.C. era dedicato, conoscerà una serie di ristrutturazioni consistenti nel sollevamento dei piani pavimentali e di quelli di calpestio posti intorno all'edificio sacro in risposta ad episodi di impaludamento, legati al cattivo drenaggio dell'area o a fenomeni di risalita della falda acquifera, che si presentano precocemente a partire dalla metà del IV - V secolo d.C. Nonostante alcuni interventi di bonifica, l'area sarà abbandonata ed occupata da una necropoli nel VI secolo d.C.

L'area di "Garibaldi" viene nuovamente raggiunta da eventi alluvionali, testimoniati da depositi da *overbank* e *debris flow*, nell'intervallo compreso tra il III ed il V secolo d.C. che determinano una aggradazione del piano campagna ed il definitivo abbandono delle attività agricole e della via di comunicazione con l'area orientale. Le condizioni di ambiente palustre, o le manifestazioni di cattivo drenaggio e risorgenza della falda, registrate nei settori occidentali nel Tardo Antico e nei primi secoli del Medioevo, nell'area di Piazza Garibaldi risultano obliterate dai lavori di sterro e riporto connessi alla realizzazione della stazione ferroviaria ottocentesca.

Il trend progradazionale instauratosi alla fine del Tardo Antico sembra seguire nel corso del periodo Medioevale. L'insieme dei dati raccolti denotano, infatti, un modesto avanzamento della linea di costa nell'Alto Medioevo, ed il persistere delle condizioni di cattivo drenaggio impostesi sulla piana costiera sul finire del precedente intervallo cronologico. Tali condizioni ambientali si registrano in quel che resta dell'insenatura di Piazza Municipio, passando ad un ambiente francamente palustre a Piazza G. Bovio (dall'XI al XII secolo) e a Piazza N. Amore (tra il X e l'XI secolo) che risulta più volte bonificata mediante la realizzazione di terrapieni, volta a sollevare il piano urbano.

La progradazione porta all'avanzamento della linea di costa ed alla definitiva scomparsa di quella insenatura che ospitò il porto dell'antica *Neapolis* ridotto, così come risulta dall'esame dell'iconografia e della cartografia storica che ritraggono Napoli nel XV e XVI secolo, ad un'area portuale denominata "Molo Piccolo". L'andamento della linea di costa resterà complessivamente inalterato fino al XIX secolo, a meno di un leggero avanzamento avvenuto nel '700, e l'ulteriore riduzione e migrazione verso SE del bacino del Molo Piccolo che acquisirà il nome di "Mandracchio". Le modifiche di questo assetto sono relative alle gettate che ampliano le banchine portuali ed ai riporti durante gli interventi del

“Risanamento” edilizio di Napoli, realizzato alla fine del XIX secolo, che aggrada artificialmente i piani stradali dei quartieri bassi.

Circa gli eventi geologici che hanno condizionato l’evoluzione del paesaggio costiero di Napoli, il confronto degli antichi paleolivelli relativi del mare con i dati eustatici degli ultimi tremila anni evidenzia un forte contributo dei moti verticali del suolo. L’analisi dell’insieme dei dati altimetrici attinenti a depositi e resti archeologici datati che costituiscono *marker* del livello marino relativo (*l.m.r.*), ritrovati nei pozzi di stazione della Linea 1 della Metropolitana di Napoli, rappresentano elementi di confronto tra i vari siti posti lungo il litorale del Centro Storico di Napoli e si riferiscono ad intervalli cronologici di ampiezza variabile. Non tutti i depositi e gli ambienti, presenti e riconosciuti dall’analisi archeo-stratigrafica delle sezioni messe in luce con lo scavo dei vari pozzi di stazione o attraverso la lettura dei sondaggi geoarcheologici, sono, infatti, caratterizzati da una datazione analoga. Per questo motivo, nei casi in cui non è stato possibile determinare in modo univoco la datazione dell’ambiente o la posizione della linea di riva per uno dei settori della fascia costiera analizzata ne sono stati valutati i *trend*, accomunandoli a quelli di certa collocazione temporale e paleogeografica.

Le quote dei *marker* di *l.m.r.*, confrontate con le curve ed i dati eustatici disponibili per il periodo storico (fra cui Schmiedt, 1972; Pirazzoli, 1976; Alessio et al., 1994; Morhange et al., 2001; Lambeck et al., 2004 - a/b) evidenziano una subsidenza post-greca di entità variabile tra 2.50 e 5.50 m nel *pdsU*, tra 2 e 4 m nel *pdsM*, tra 0.5 e 2.50 m nel *pdsD* ed ancora minore nel *pdsG* (il ricorso a tali *range* è dovuto ad imprecisioni nella comparazione tra i *sea level marker* e le curve eustatiche di riferimento). Nella zona orientale (*pdsD* incluso) tale moto sembra concentrato nei secoli compresi tra il VI ed il IV secolo a.C., mentre nella zona occidentale esso si diluisce su tempi più lunghi: fino al III secolo d.C. nel *pdsM* e fino al V secolo d.C. nel *pdsU*. I dati relativi ad epoche successive, ancora in corso di studio, suggeriscono una subsidenza da moderata (≤ 1 m circa) ad assente a partire dal Medioevo.

In sintesi, confrontando le quote dei *marker* di *l.m.r.* disponibili con le curve eustatico-isostatiche da aree tirreniche tettonicamente stabili si ottengono per Napoli stime della subsidenza totale tardo-olocenica che, a causa delle barre d’errore, variano tra 4 e 7 m circa. Ciò consente di estendere anche per il settore orientale di Napoli l’intensa e disomogenea mobilità del suolo già nota per l’area flegrea.

PARTE TERZA

IL TERRITORIO DELL'ANTICA ELEA – VELIA

9. FINALITA' DELLO STUDIO E METODOLOGIA

L'area oggetto di studio, ubicata nel Cilento meridionale (Campania), è rappresentata dal promontorio di Castellammare di Stabia, dove nel VI secolo a.C. sorse e si sviluppò la città greca di *Hyele*, o *Elea*, una delle più importanti città della Magna Grecia, che nel periodo Romano fu denominata Velia.

L'area del "Parco archeologico di *Elea - Velia*" è stata riconosciuta come uno dei più importanti siti archeologici del Mediterraneo per l'importanza dei ritrovamenti archeologici e la bellezza del contesto naturale e paesaggistico in cui si colloca la città. Essa ricopre un ruolo importante anche dal punto di vista geoarcheologico in quanto il naturale susseguirsi delle dinamiche geomorfiche, a volte con eventi di tipo disastroso, è stato cadenzato dalla attività antropica. Quest'ultima è a sua volta annoverabile tra i fattori di un probabile aumento della instabilità dei versanti, come dimostrano gli effetti di questi eventi sulle strutture urbane, e le fasi di ricostruzione delle stesse. Lo sviluppo urbanistico della città nel corso dei secoli, sin dalla sua fondazione, ha dovuto adeguarsi alle mutevoli condizioni ambientali che nel tempo ne hanno determinato una progressiva decadenza.

L'obiettivo della ricerca geoarcheologica a Velia è quello di ricostruire l'evoluzione paleomorfologica del sito attraverso l'analisi geomorfologica ed interpretando parte dei contesti geologici in cui si trovano le numerose testimonianze archeologiche presenti sul territorio, mediante l'esame delle archeostratigrafie esposte in trincee archeologiche e attraverso dati di sondaggio.

L'area del Quartiere meridionale della città che espone strutture edilizie datate tra il III secolo a.C. e l'età Romana mostra in più punti una sequenza, spesso fino a quattro metri, di depositi del conoide alluvionale del Frittolo, un torrente che incide il versante meridionale della dorsale di Castellammare di Stabia, che ha aggradato l'area urbana fin dall'età Arcaica. Lungo le aree di versante e all'interno della stretta valle del Frittolo è possibile individuare aree interessate da movimenti di trasporto di massa e/o ricoperte da spesse coltri di depositi colluviali.

In questo lavoro di tesi verranno descritti i depositi alluvionali ed alluvio-colluviali di epoca Greco - Romana esposti con scavi recenti (campagne di scavo: "Via di Porta V", 1990; "Necropoli romana di Porta Marina Sud", 2004-2006).

Sulle stratigrafie esposte sono stati realizzati dei rilievi topografici, ed è stata effettuata un'analisi sedimentologica macroscopica per caratterizzare il tipo di sedimento, la

distribuzione spaziale e le geometrie di sedimentazione. Queste operazioni sono state volte a determinare l'ambiente di formazione dei depositi ed hanno permesso di formulare delle ipotesi sulle cause dell'erosione a monte, fonte del materiale detritico, e sui meccanismi di innesco, trasporto e sedimentazione delle colluvioni e delle alluvioni.

I dati cronologici relativi agli antichi reperti rinvenuti all'interno di questi depositi e le fasi edilizie realizzate in momenti di stabilità, che l'Archeologia ha ben datato, forniscono dei vincoli temporali per questi fenomeni.

Inoltre, l'obiettivo a cui mira quest'analisi sugli eventi alluvionali che fin dalla fondazione della città hanno interessato sia le aree di versante che il Quartiere meridionale della città stessa, non è limitato a proporre solo delle ipotesi sulle cause e sui meccanismi di questi fenomeni, ma è volto anche ad analizzarne le possibili corrispondenze con fluttuazioni climatiche o cambiamenti ambientali legati a crisi socio-economiche.

Oltre che allo specifico interesse dedicato alla ricostruzione degli eventi alluvionali su citati, è stato in generale ricostruito l'assetto e l'evoluzione geomorfologica della città in base a tutti i dati acquisiti in campagna o noti da letteratura, ed in particolare, per l'area costiera sono state ricostruite e collocate le paleolinee di riva riferibili all'età Arcaica e Romana.

Articolazione della ricerca

L'elaborazione del presente lavoro di tesi ha previsto indagini che sono state programmate attraverso una serie di fasi che di seguito saranno sintetizzate.

Come in tutte le ricerche, la prima fase di lavoro è consistita nella ricerca bibliografica che ha consentito l'acquisizione delle pregresse conoscenze in vari settori disciplinari; allo scopo sono state dettagliatamente analizzate e rivisitate in chiave critica le pubblicazioni concernenti sia tematiche geologiche che storico-archeologiche.

L'ampia bibliografia geologica esistente per il Cilento, settore geografico in cui ricade l'area di studio, fornisce un ampio quadro circa l'assetto geologico delle Unità e Formazioni meso-cenozoiche che costituiscono il substrato dell'area di *Elea – Velia*, mentre risulta meno ricca, e per certi versi ancora aperta a dubbi interpretativi, per le conoscenze sui terreni di copertura quaternari. Come detto, in ragione della multidisciplinarietà dello studio geoarcheologico intrapreso, che vede una stretta relazione tra la Geologia e l'Archeologia, la ricerca bibliografica ha previsto anche l'acquisizione di conoscenze sullo sviluppo storico, socio-economico ed urbanistico della città. Sono stati, inoltre, presi in considerazione i

precedenti lavori di natura geoarcheologica, contenenti dati ed interpretazioni sull'evoluzione della città in rapporto ai diversi contesti geologici.

Alla fase di acquisizione delle pregresse conoscenze è seguita una prima interpretazione delle forme ed ubicazione dei dati geologici su una carta topografica di base. Questa è rappresentata dalle carte topografiche in formato digitale prodotte nel 1996 dalla Comunità Montana Lambro e Mingardo di Futani (SA), derivanti dalla restituzione aerofotogrammetrica di riprese aeree del 08/05/1995, in scala 1:2000 e 1:5000, che sono state entrambe utilizzate a seconda delle esigenze di dettaglio richieste in campagna e in sede di elaborazione dei dati acquisiti. In queste carte non sono, ovviamente, riportate le modificazioni topografiche introdotte dagli scavi archeologici eseguiti successivamente all'anno della loro realizzazione, per cui si è reso necessario un aggiornamento.

Sulla base topografica di maggior dettaglio per l'area archeologica (base in scala 1: 2000) sono state apportate tali modifiche realizzate ricalcando con un software CAD le immagini delle piante delle nuove aree di scavo acquisite come immagini raster. Tali disegni, vettorializzati, sono stati successivamente integrati alla carta topografica digitale.

Nella terza fase di lavoro si è reso necessario il rilevamento di campagna volto a controllare i limiti geologici tra le unità di substrato e di ricoprimento, e per verificare la corrispondenza tra l'analisi geomorfologica preliminare effettuata sulla sola lettura della carta topografica.

Secondariamente e con una tempistica discontinua legata alle diverse fasi delle campagne di scavo archeologico realizzate in differenti siti della città, si è proceduto al rilevamento dei depositi alluvionali e di versante nell'area del Quartiere meridionale della città e lungo il versante meridionale della dorsale di Castellamare di Velia.

Nell'area del Quartiere meridionale sono state condotte delle indagini rappresentate da analisi sedimentologiche di campo (tessitura, struttura sedimentaria, geometrie dei depositi etc.). Queste sono state realizzate lungo una sezione che si sviluppa parallelamente alla cosiddetta Via di Porta V, nella zona occidentale del quartiere prossima alle mura di fortificazione. Tali indagini sono state estese anche all'area posta immediatamente a ridosso della suddetta cortina muraria durante le fasi di scavo della "Necropoli romana di Porta Marina Sud". L'acquisizione di nuovi dati sulla geologia di questa parte della città consente di capire meglio le relazioni tra le alluvioni identificate all'interno della città e quelle riconosciute al di fuori della cinta muraria greco-romana. Inoltre, i risultati di questo scavo

geoarcheologico forniscono importanti elementi utili a chiarire la complessa e contraddittoria questione riguardante la posizione della linea di costa in epoca romana che la maggioranza degli Studiosi di Velia pongono immediatamente a ridosso delle mura.

A tal fine, è occorsa l'acquisizione di dati topografici precisi forniti dal Dott. Arch. Iovino Gennaro (tra i responsabili dello scavo archeologico della "Necropoli romana di Porta Marina Sud") mediante l'uso di una livella ottica, utili a definire la topografia delle superfici dei depositi legati agli eventi alluvionali susseguitisi nel tempo ed il loro rapporto con quelle individuate e caratterizzate all'esterno delle mura di cinta della città, nell'area della necropoli.

Lungo il versante meridionale della dorsale di Velia nel settembre del 2007 si è concluso lo scavo della "Casa degli affreschi" di cui ho seguito alcune fasi. Questo scavo, che è situato lungo il versante, immediatamente ai piedi della parte sua parte più acclive ed in un contesto geomorfologico differente dalle aree del Quartiere meridionale, ha fornito interessanti indicazioni sulle dinamiche geomorfiche che hanno interessato quest'area, in cui le strutture edilizie risultano pienamente coinvolte.

Infine, nell'ultima fase di elaborazione e restituzione è stata realizzata una stratigrafia di sintesi dell'area del Quartiere meridionale di *Elea* – *Velia* che integra i dati di superficie relativi ai depositi alluvionali del conoide del Torrente Frittolo con i dati di sottosuolo (noti da letteratura) provenienti da trincee archeologiche realizzate in scavi precedenti, e quelli di sondaggio. Lo scopo è quello di fornire un modello dell'evoluzione geomorfologica dell'area e di posizionare con precisione le paleolinee di riva ricostruite.

10. PRECEDENTI CONOSCENZE

La prima fase della ricerca geoarcheologica a Velia è consistita nella acquisizione delle pregresse conoscenze in campo geologico, storico – archeologico e geoarcheologico.

10.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE DELL' AREA DI STUDIO

Esiste una vasta letteratura sulla geologia del territorio del Cilento nel quale è ubicato il sito archeologico di *Elea* – *Velia*. Esso ricade, infatti, in una parte dell'Appennino meridionale la cui complessa geologia ha sempre costituito motivo di interesse per numerosi Studiosi interessati a ricostruire l'evoluzione del settore peritirrenico. Allo scopo di fornire un quadro d'insieme sulle caratteristiche geologiche dell'area di studio prescelta verranno sintetizzate, di seguito, le interpretazioni proposte da vari Autori. In tale ambito i terreni

affioranti nella regione cilentana hanno, infatti, rappresentato un ruolo fondamentale nella conoscenza della evoluzione tettonica, sedimentaria e paleogeografica di questa parte della catena appenninica.

Il Cilento, settore geografico in cui ricade l'area di studio, è una estesa area del Sud della Campania compresa tra il Mar Tirreno e il Vallo di Diano. La regione cilentana è un alto strutturale che separa la Piana del Fiume Sele ed il Golfo di Policastro, il cui rilievo è molto articolato poiché costituito da un insieme di dorsali e colline sulle quali si sviluppa una fitta rete idrografica.

Fatta eccezione per le formazioni calcaree e calcareo dolomitiche presenti a Sud Est (Massiccio del Monte Bulgheria) e a Nord Est, con una serie di rilievi calcarei sviluppati in direzione prevalentemente appenninica (Unità Alburno - Cervati e Monte Soprano - Chianello), i rilievi minori del Cilento sono rappresentati dalle formazioni rocciose di tipo *flyschioide*.

I primi studi geologici sul Cilento risalgono alla fine del XIX secolo ed interessarono soprattutto i terreni in *facies* di *flysch*, descritti come una serie arenaceo-conglomeratica, con intercalati livelli diasprigni, affioranti nei circondari di Vallo della Lucania e lungo il lato tirrenico, attribuita all'Eocene (De Lorenzo, 1896).

Ippolito & Lucini (1957) in base ad uno studio di dettaglio, che approfondiva e riordinava le descrizioni e la classificazione dei terreni flyschiodi emersi da precedenti studi (Principi, 1940), li inquadrano su scala regionale secondo il modello di geosinclinale. Gli Autori differenziano un *Flysch* argilloso filladico (fitta alternanza di argilloscisti bruni e nerastri con calcari talvolta marnosi e di colore per lo più grigio verdognolo), ed uno marnoso arenaceo costituito da arenarie micacee a grana media e/o fine, grigie o verdognole intercalate ad argille brune o rossicce, passanti gradualmente a marne grigie fissili (fogliarine) ed arenarie grossolane e conglomerati.

Successivamente il Selli (1962) individua diversi tipi di terreni caotici posti alla base delle coltri del territorio cilentano, costituiti da argille ed argilliti grigie o tendenti al nero, raramente varicolorate, con diffusi frammenti di calcari marnosi, calcareniti, calcari microcristallini arenarie e siltiti. Nelle aree sud occidentali del Cilento l'Autore indica la prevalenza di un "*flysch* argillitico - quarzoso - calcareo" di color grigio piombo e nerastro finemente stratificato, pieghettato, mostrante cenni di epimetamorfismo, e di uno "caoticizzato" (corrispondente al *flysch* argilloso filladico di Ippolito & Lucini, 1957). Egli

individua le formazioni: di Monte Doglia e Bellosguardo, che considera tele alloctone per il loro intenso grado di tettonizzazione; di Albanella, caratterizzata da traslazioni modeste e ritenuta alloctona; e di Monte Sacro, neoautoctona. Inoltre, l'Autore riconosce lembi di coltri alloctone di Unità nord-calabresi, nelle Formazioni delle Crete Nere e del Saraceno. La prima di quest'ultime Formazioni risulterebbe costituita da argille, argille marnose, e rare alternanze calcaree ed arenacee di colore nero o violaceo, senza attribuzione cronologica poiché paleontologicamente sterili; la seconda, sarebbe composta da: un *flysch* marnoso calcarenitico tipicamente gradato; calcareniti compatte, completamente cementate di colore grigiastro con frequenti letti di selce nera; marne grigio plumbee, verdastre, talora rosso-vinate. Nella parte superiore della serie le calcareniti sono sostituite da arenarie d'età Turoniano - Eocene inferiore. Inoltre, Selli (1962), descrive la presenza su queste coltri nord-calabresi e su quelle lagonegresi, con contatto stratigrafico, di un *flysch* marnoso arenaceo con intercalazioni di marne grigio-biancastre in banchi spessi fino a 50 m, di età Langhiano superiore-Elveziano inferiore, ritenuto mesautoctono, denominato come Formazione di Albidona.

In base ad una ricerca stratigrafica Ietto et alii (1965) istituiscono il *Flysch* del Cilento distinguendo, dal basso verso l'alto, i terreni flyschiodi affioranti nella parte occidentale della regione cilentana, secondo le Formazioni di: Santa Venere, Pollica e San Mauro.

Intorno agli anni '70 l'intera area del Cilento fu oggetto di diversi studi (Pescatore, 1966; Cocco & Pescatore, 1968; Cocco & Di Girolamo, 1970; Guzzetta & Ietto, 1971; Cocco, 1971) a carattere sedimentologico, stratigrafico e strutturale i cui risultati confermarono la suddivisione proposta da Ietto et alii (1965). In particolare, vi è una parziale coincidenza tra la Formazione di Santa Venere e quella del Monte Doglia individuata da Selli nel 1962, ed in parte col *Flysch* argilloso filladico di Ippoliti & Lucini (1957). La Formazione di Santa Venere verrà rinominata come Formazione di Ascea (Cretacico inf. - sup.) con la realizzazione del Foglio 209 - Vallo della Lucania della Carta Geologica d'Italia.



Figura 67. Stralcio della Carta Geologica d'Italia F. 209 Vallo della Lucania.

Cs – C1: Formazione di Ascea. Cretacico Superiore p.p.- Inferiore

P?: Formazione dei Conglomerati di Centola. Pliocene?

Sw: argille e sabbie, Pleistocene

a 2: alluvioni recenti ed attuali. Olocene

sd : spiagge e dune costiere, recenti ed attuali. Olocene

La formazione di Pollica (Cretacico sup.-Paleocene) viene definita come costituita in prevalenza da arenarie a cemento prevalentemente siliceo alternate a siltiti argillose e datata, in base biostratigrafia, tra il Cenomaniano ed il Paleocene. Nella zona a S ed E di Monte Sacro essa è caratterizzata dalla presenza di conglomerati a matrice prevalentemente arenacea con ciottoli di rocce ignee, metamorfiche e sedimentarie. Gli Autori suddetti distinguono in questa formazione, nell'area di Monte della Stella: un membro inferiore A (spessore di circa 200 metri), o di Cannicchio, costituito da arenarie a grana media e fine in straterelli; ed un membro superiore B, in cui le arenarie a grana più grossolana si presentano in strati e banchi, associati a fenomeni di frane intraformazionali, scivolamenti plastici, correnti di sabbia e conglomerati a matrice prevalente. Il membro inferiore risulta molto tettonizzato, con pieghe ad orientazione degli assi NE-SO prevalente e costituisce una unica unità strutturale con la sottostante Formazione di Ascea (Guzzetta & Ietto, 1971).

Nella legenda del Foglio 209 della Carta Geologica d'Italia la Formazione di San Mauro

(Paleocene-Oligocene) viene descritta come costituita da conglomerati a matrice arenacea, prevalente ben stratificati, alternati ad arenarie e siltiti ed alternanze di arenarie grigie e giallastre con marne siltose biancastre (fogliarina), della potenza di circa 1700 metri. Per essa risulta, inoltre, una considerevole variazione di *facies* che, dal basso verso l'alto, passano da temine marnosi ed arenacei (Membro A), a termini arenaceo conglomeratici nella parte superiore (Membro B).

Cocco & Pescatore (1968) nell'area di Monte Sacro definiscono una serie di depositi costituiti da calcilutiti silicifere, diaspri, marne e marne siltose con intercalazioni di calcareniti, e conglomerati non stratificati, come materiali esterni a quelli di sedimentazione del bacino, messi in posto da scivolamenti gravitativi (olistostromi).

Nella Formazione di Monte Sacro (zona di Monte Centaurino) sono presenti a varie altezze della successione, notevoli masse di rocce vulcaniche a composizione basica di dubbia interpretazione, il cui magmatismo è stato definito *hawaiano* (Cocco & Di Girolamo, 1970) e la messa in posto locale, o interpretate come olistoliti (pietre verdi), riferibili ad una unità ofiolitica dell'arco calabro-peloritano (Dietrich & Scandone (1972).

Nel 1969 Ogniben, seguendo il modello delle Unità dell'Appennino settentrionale definisce come "Complesso Liguride" la potente serie terrigena di eugeosinclinale (argilliti, arenarie, marne e conglomerati), affiorante dal confine calabro-lucano al Cilento, ritenendo, quindi, che le successioni silentine fossero assimilabili a quelle calabro-lucane. Questi terreni affioranti in Cilento, ed in precedenza denominati come *Flysch* del Cilento (Ietto et alii, 1965), costituiscono secondo Ogniben (1969) la parte più alta del Complesso Liguride, sedimentosi nella parte più interna della "geosinclinale appenninica" tra il massiccio calabride e la zona di deposizione delle successioni del Complesso Sicilide ("Argille Varicolori" Auct.). Tale complesso sarebbe stato descritto dall'Autore e con lavori molto dettagliati da Vezzani (1968a; 1968b; 1968c; 1970) come una successione continua di comprendente terreni metamorfici e sedimentari. Questa, dal basso verso l'alto, sarebbe costituita da una serie ofiolitifera (calcarei di Mezzana, pillows lavas, diaspri e calcari marnosi di Timpa delle Murge, calcari a calpionelle di Titonico) coperta dalla Formazione del Frido e delle Crete Nere, con litotipi considerati affini a quelli della formazione basale esposta in Cilento, di età Neocomaniano – Albiano. Quest'ultima sarebbe seguita dalla Formazione del Saraceno (età Albiano-Daniano) e dal *Flysch* di Albidona che secondo Ogniben (1969) corrisponderebbe alla Formazione di San Mauro definita da Ietto et alii (1965).

La ricostruzione di Ogniben viene messa in discussione nei lavori di Haccard et alii (1972) nel quale il *Flysch* del Cilento, viene inquadrato nel modello della tettonica a zolle, come prodotto del sistema Europa-Tetide-Africa. La regione cilentana corrisponderebbe ad un settore dell'Appennino meridionale (un segmento NW-SE dell'orogene neogenico Africa vergente), composto da coltri di ricoprimento con attuale vergenza verso NE, avente per avampaese la zona Apula.

Scandone (1972), critica Ogniben per aver messo in sequenza continua i terreni metamorfici e sedimentari, evidenziando tra loro un contatto netto e di certa origine tettonica.

D'Argenio et alii (1973) ed Amodio Morelli et alii (1976), suddividono il Complesso Liguride di Ogniben (1969) in due differenti unità tettoniche. La prima, denominata Unità del Frido, è formata da rocce metamorfiche e meta ofioliti del Cretacico superiore, su cui l'Unità del Cilento risulta tettonicamente sovrapposta, corrispondente alla parte rimanente della successione ed al suo analogo in Cilento (Formazione delle Crete Nere, di Pollica e del Saraceno, di San Mauro e Albidona).

Le diversità nella ricostruzione stratigrafico-strutturale di questi terreni emersa dai numerosi studi effettuati dai ricercatori nel periodo a cavallo tra la metà degli anni sessanta e settanta si hanno anche nella definizione della loro posizione paleogeografia. Da un lato gli Studiosi hanno considerato il *Flysch* del Cilento come facente parte di una successione miocenica legata ai massicci carbonatici appenninici (Mostradini et alii, 1966; Cestari, 1967), tra gli altri vi è un generale consenso nel considerarlo come l'elemento tettonico completamente alloctono e più elevato dell'intero Appennino meridionale messo in posto nel Miocene inferiore.

Nei successivi anni la ricerca proseguì con analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche effettuate sulle successioni silentine e calabro-lucane al fine di ricostruire la paleogeografia e l'evoluzione del bacino dell'Unità del Cilento.

Studi micro paleontologici su foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo contenuti in campioni della formazione del Saraceno attribuiscono a questa una età non più antica dell'Eocene medio-superiore, comportando un ringiovanimento delle sovrastanti Formazioni (De Blasio et alii, 1978). Altre ricerche paleontologiche fornirono per la Formazione di San Mauro l'età, dubbia, Oligocene superiore-Aquitano.

Secondo Bonardi et alii (1988), in base a nuovi dati biostratigrafici ed il riesame delle situazioni di campagna, è possibile ridefinire la composizione del Complesso Liguride Auct.,

già da tempo suddiviso nell'Unità del Frido ed in quella del Cilento. Il Complesso sarebbe costituito dall'Unità, basale, del Frido (età Cretacico?) sulla quale è presente il *mélange* di Episcopia – San Severino. Su quest'ultimo sarebbe sovrascorsa l'Unità Nord-calabrese comprendente, dal basso verso l'alto: le ofioliti e la Formazione di Timpa delle Murge (Malm); la Formazione delle Crete Nere (Malm-Eocene medio); la Formazione del Saraceno (Eocene sup.-Oligocene sup.). Inoltre, nel Complesso liguride sono inclusi anche i terreni ad affinità sicilide che si differenziano per *facies* e minore intensità di deformazione (Maastrichtiano-Eocene medio-?). L'età della parte alta della successione nord-calabrese porta gli Autori a collocare tra l'Oligocene superiore ed il Burdigagliano superiore il primo evento deformativo che ha interessato il top della successione avanzando l'ipotesi che l'Unità Nord-calabrese corrisponda ad un relitto della Tetide oceanica, indeformato fino all'Oligocene superiore e successivamente svincolato cinematicamente. Al di sopra dell'Unità Nord-calabrese gli Autori collocano i terreni fino ad allora appartenenti alla successione dell'Unità del Cilento, in passato considerata continua, e datata tra il Cretacico e l'Oligocene. Essi reinterpretano i dati e sostengono che la parte alta dell'Unità del Cilento corrisponderebbe ad un ciclo sinorogeno di età non più antica del Burdigagliano superiore-Langhiano, poggiante in discordanza angolare su almeno due unità liguridi s.s., che ne formano la parte bassa (Formazione di Ascea *Auct.*), e quasi certamente anche su alcune unità esterne appenniniche. Inoltre, tale ciclo sedimentario viene ridefinito come Gruppo del Cilento, comprendente le Formazioni di: Albanella, Pollica, San Mauro, Torrente la Bruca e Albidona. La successione Liguride, quindi, per gli Autori citati ed altri ancora era il risultato di una evoluzione dei depositi all'interno del bacino che da caratteri di *pre-flysch* passavano ad un effettivo *flysch* arenaceo-calcareo-marnoso espressione del suo colmamento pre-orogeno.

Per questi Autori citati e per molti altri, l'Unità Liguride veniva riconosciuta come continua ed evolvente da depositi bacinali con caratteri di “pre-flysch” ad una che avrebbe rappresentato il colmamento pre-orogeno del bacino.

Successivi studi (Critelli & Le Pera, 1990) analizzano dal punto di vista petrografico la Formazione di Pollica distinguono un membro inferiore (Cannicchio) ed uno superiore (Pollica) con passaggi di *petrofacies* avvenuti in corrispondenza di *angular unconformity* che suggeriscono una tettonica attiva sia nel bacino deposizionale che nelle aree sorgenti. Critelli (1993) individua quattro *petrofacies* all'interno del Complesso Liguride che gli permettono di

ipotizzare che vi fossero più fonti di detrito rappresentate da aree di avampaese, da volumi inglobati nei fenomeni di subduzione, dall'arco vulcanico e dalla catena in rapida erosione. Infine, Critelli et alii (1994) analizzando le Arenarie di Albanella (depositi stratigraficamente più elevati dei terreni ad affinità sicilide, e poggianti sui depositi dell'Alburno – Cervati) evidenziano che la frazione arenitica di questa successione ha una composizione quarzoso-feldspatica con litici di natura metamorfica e granitoide, con basse percentuali di vulcaniti e rocce carbonatiche. Essi escludono che le Arenarie di Albanella possano rientrare nel Gruppo del Cilento, come precedentemente ipotizzato.

La successione continentale del Cilento comincia con la Formazione dei Conglomerati di Centola con dubbi ascritti al Pliocene nella Carta Geologica d'Italia F. 209 e al Pliocene medio da Lipmann-Provansal (1987), ed attribuiti in letteratura dalla maggior parte degli Autori al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (Sgrosso & Ciampo, 1966; Antonioli et al., 1994) la cui formazione rimane incerta, probabilmente dovuta a più eventi climatici e tettono-sedimentari. Questa Unità detritica, potente fino ad alcune decine di metri, è costituita da conglomerati e sabbie di tipo fluvio – torrentizio, affioranti lungo il litorale e nell'entroterra poggianti in discordanza angolare con contatto erosionale su tutti i terreni marini pre-pliocenici, e nell'area in oggetto sulle unità Nord-calabresi. Essi sono costituiti da estesi lembi di depositi conglomeratici per lo più massivi, talora grossolanamente stratificati, con clasti ben arrotondati o sub-arrotondati, fortemente eterometrici ed eterogenei. In prevalenza sono costituiti da ciottoli di arenarie, aventi dimensioni variabili, da pochi cm³ fino ad alcuni metri cubi, immersi in una matrice arenacea e siltosa con intercalati livelli sabbiosi giallo-rossastri. Essi affiorano generalmente nelle parti medio-alte dei versanti e lungo tutto il top collinare della dorsale velina. Inoltre, il deposito presenta un alto grado di alterazione che gli conferisce una caratteristica colorazione rossastra o tendente al color giallo ocra.

Tra gli altri terreni affioranti nell'area e posti al di sopra delle Unità marine del substrato vi sono quelli indicati (sigla **sw**) nella Carta geologica d'Italia, F. 209 – Vallo della Lucania, come: “argille ed argille siltose grigie con rari piccoli gasteropodi ed ostracodi (bassa valle dell'Alento) e sabbie rosse sciolte, prive di stratificazione e ricche in noduli ferruginosi, e, subordinatamente argille siltose; ciottolami e puddinghe a matrice arenacea, clinostratificate”, attribuite in modo generico al Pleistocene. Queste vanno a formare superfici terrazzate ai piedi del versante posto a Sud Ovest della dorsale di Castellamare di Velia e lungo il corso del Fiume Alento e del Torrente La Fiumarella di Ascea.

Tra i depositi quaternari sono da annoverare le alluvioni oloceniche recenti ed attuali rappresentate da depositi eterometrici ed eterogenei in cui la frazione grossolana è costituita da ciottoli con strutture spesso embriciate, raggiungenti la dimensione di blocchi immersi in una matrice sabbioso-limosa, o da sabbie grossolane e sabbie limose. Lungo il corso dell'Alento e della Fiumarella di Ascea sono state riconosciute alluvioni terrazzate in diversi ordini.

I depositi di versante sono rappresentati da: detriti di versante, costituiti da accumuli di sabbie e limi argillosi con clasti o blocchi del substrato non arrotondati, o arrotondati nel caso della falda detritica dei Conglomerati di Centola; depositi di frana, formati da detriti eterogenei ed eterometrici a struttura caotica che non presentano evidenze di mobilitazione recente; colluvioni. Quest'ultime sono presenti in coltri di spessore variabile ed hanno una prevalente componente limoso-argillosa e sabbiosa contenente detriti eterometrici ed eterogenei, con struttura massiva, debolmente coesi e raramente cementati, mostrandoti tracce di pedogenesi.

Tra i depositi di origine marina presenti lungo la costa, tra la Piana dell'Alento e Marina di Ascea, vanno annoverati i depositi di spiaggia: recente, costituiti da sabbie medio-fini, ghiaiose e ghiaie sabbiose di epoca storica che formano anche dune inattive, ampiamente antropizzate, ed attuale, rappresentati da sabbie e sabbie ghiaiose medio-fini e grossolane, ghiaie sabbiose con ciottoli eterometrici ed eterogenei, la cui natura è molto variabile a seconda delle litologie affioranti lungo le aree sorgenti e a causa del trasporto litoraneo lungo costa. Tra i depositi eolici è inoltre distinguibile una duna costiera attuale lungo il litorale di Marina di Ascea, ed occorre ricordare quelli identificati a Nord del promontorio di Castellammare di Velia (Ortolani et al., 1993) datati tra l'XI ed il XIV secolo d.C.

10.2 CONOSCENZE STORICO-ARCHEOLOGICHE PREGRESSE

La ricerca storico-archeologica di Velia risale al periodo compreso tra il 1800 e il 1900, con l'esplorazione dell'Acropoli posta sul crinale di Castellammare di Velia. In seguito essa si estese ad altri ambiti portando alla luce il Quartiere meridionale della città, le mura urbane, l'Agorà e le Terme suscitando l'interesse di molti Studiosi.

La storia di questa parte di costa tirrenica compresa tra Punta Licosa ed il Promontorio di Palinuro inizia attraverso le fonti classiche (Erodoto di Alicarnasso) che raccontano della fondazione della città di *Elea* ad opera dei *Focei*, un popolo che compì lunghi viaggi

nell'Adriatico e nel Tirreno spingendosi fino alle coste iberiche. Questo popolo proveniva dalle coste della attuale Turchia da una città chiamata *Foceia* tra l'antica Cuma e Smirne.

L'odierno promontorio di Castellamare di Stabia proteso verso il mare fu sede del primo insediamento, un ricco quartiere che agli inizi del V secolo a.C. fu trasformato in area sacra sede delle funzioni pubbliche e religiose. *Elea*, inizialmente chiamata *Hyele* dal nome di una sorgente che scaturisce nella parte alta della collina, fu fondata intorno al 540-535 a.C. dai *Focei* sfuggiti all'occupazione della città d'origine da parte dei Persiani. Ma prima della fondazione di *Elea*, i Focei tentarono invano di rifugiarsi in vicine isole e fecero rotta per la Corsica in direzione di una loro colonia fondata in precedenza e denominata *Alalia*, dove vissero per circa un lustro. Le capacità commerciali dei Focei suscitarono problemi politici con i Cartaginesi e gli Etruschi, al tempo alleati, determinando un conflitto che, nonostante l'inferiorità numerica della loro potenza navale, vinsero. Da allora la rimanente parte della popolazione focea riprese il mare in direzione delle coste della Calabria avendo come meta Reggio, colonia greca alleata. Da qui, seguendo il consiglio di un abitante di *Poseidonia* (attuale *Paestum*), si spostarono verso l'*Enotria* acquistando un territorio e fondando la città di *Hyele*.

L'attuale profilo della costa ed i versanti sono oggi molto mutati rispetto a quello che doveva essere l'aspetto del territorio all'arrivo dei Focei. Senza entrare nei dettagli, oggetto di questa ricerca e delle conseguenti ricostruzioni, il territorio prescelto doveva presentare una morfologia ideale e corrispondente alle necessità ricercate dai Greci nei territori per impiantare una colonia. Queste corrispondono, e sono tutte rispettate dal territorio velino: ad un promontorio a picco sul mare, provvisto di insenature o isolotti, atti ad ospitare in modo sicuro le navi, costituenti un approdo protetto; aree sub-pianeggianti su cui impiantare coltivazioni; un entroterra ricco di vegetazione, fonte primaria di legname per la costruzione di imbarcazioni, fondamentali per il commercio; e la presenza di risorse idriche disponibili quali fiumi o sorgenti.

Nel V secolo a.C. lo sviluppo economico della città era florido grazie ad una radicata ed efficiente economia basata sul commercio marittimo e alla produzione di beni (olio, conserve di pesce, e cantieri navali). Tali condizioni socio-economiche furono accompagnate da una situazione politica stabile indicata in letteratura come "città delle buone leggi" volute da *Parmenide* a cui è attribuita, insieme a *Zenone*, la fondazione di una scuola filosofica. I culti e la monetazione testimoniano che nel corso del V secolo a.C. la città di *Elea* fu oggetto

d'interesse per Atene che le diede appoggio politico e culturale.

Esistono ancora dei disaccordi tra gli Studiosi sulla presenza di una scuola medica ad *Elea*, nonostante la documentazione delle fonti antiche che attestano la salubrità della zona, ideale come luogo di soggiorno, grazie all'idroterapia delle sue terme e la presenza di erbe medicamentose. È inoltre, di recente documentato il culto di *Asclepio* dio della medicina e, noti dagli scavi archeologici degli anni '60, una serie di statue marmoree dedicate ad illustri medici tra i quali Parmenide che portò gli Archeologi ad identificare in *Elea* la Scuola Medica Eleate.

Nel corso del IV secolo a.C. la città si trovò in conflitto con i vicini abitanti di *Poseidonia* ed i Lucani, ai quali resisté vittoriosamente. Inoltre, *Elea* venne coinvolta in una alleanza della *Magna Grecia* contro le minacce dei Siracusani.

Come per *Neapolis* durante il III secolo a.C. la città risulta essere in ottimi rapporti con Roma, alla quale, nel patto di alleanza, forniva imbarcazioni da guerra. Ben presto la presenza di ottimi cantieri navali, un florido commercio e la fama di luogo di cura, soggiorno e villeggiatura, si estese in tutto il Mediterraneo.

Stretta l'alleanza con Roma nel I secolo a.C. il nome greco della città divenne, in forma latina, *Velia*.

Insieme ad altre città *Velia* divenne nell'88 a.C. *Municipium* romano conservando, come *Neapolis*, l'uso della lingua greca ed un proprio conio.

Grazie alla sua nota cultura, bellezza del paesaggio e alla presenza della Scuola Medica diventò una meta di eccellenza per l'aristocrazia romana, Bruto possedeva, infatti, una sontuosa villa a *Velia*. Nel 44 a.C. Bruto, e successivamente (38 a.C.) Ottaviano, stabilirono nel golfo di *Velia* una loro base navale, così come risulta dalle fonti. Di fatto, Cicerone nello scrivere una lettera racconta che Bruto era giunto a *Velia* con le sue navi presso il Fiume *Alento*, a tre miglia a Nord di *Velia*. La fonte, riportata ed interpretata da Schmiedt (1970), sembrerebbe indicare che Cicerone sbarcò in un porto efficiente situato presso il promontorio e che Bruto lo raggiunse celermente spostandosi dal bacino naturale presso l'*Alento* percorrendo una strada. Un'altra fonte (Appiano) scrive, invece, di Ottaviano che si era rifugiato nel golfo velino capace di ospitare la sua flotta ad eccezione di una sola nave, la più grande, ormeggiata presso il promontorio di *Velia*. Subentrato un vento contrario al golfo (da SO) Ottaviano non riuscì ad allontanarsi da *Velia* e la sua flotta fu distrutta contro le rocce.

In età Augustea, a cavallo tra la fine del I secolo a.C. ed il I secolo d.C., la situazione

socio-economica e politica della città è ancora prospera. In questi anni si assiste a Velia ad un rinnovamento urbanistico del Quartiere meridionale con la costruzione di un vero e proprio complesso monumentale, ed al sorgere di numerose ville rustiche in torno alle quali si svilupparono dei piccoli insediamenti rurali.

È solo al principio del II secolo d.C. che il progressivo impoverimento causato, secondo gli Archeologi, dall'interrimento dei porti della città e la modificazione del sistema commerciale romano orientatosi verso il trasporto su terra ferma in luogo di quello marittimo, in seguito alla costruzione di importanti vie di comunicazione, determinò la lenta ma progressiva decadenza della città.

Tra il IV ed il V secolo, nella tarda età Imperiale l'assenza di una adeguata struttura portuale e lo svilupparsi di aree paludose nella zona prospiciente il Quartiere meridionale segnano l'abbandono di quest'ultimo. I cittadini dell'antica *Elea* – *Velia* risultano costretti ad abitare sulle alture. Risulta, infatti, che durante il Medioevo la vita della città si svolgeva intorno all'acropoli e che il nome di *Velia* fu tramutato in *Castellamare della Bruca*. Nonostante ciò, la cittadina conserva ancora una certa importanza poiché nominata Sede Vescovile.

Tra l'XI ed il XII secolo fu edificato un grande castello sul promontorio dell'acropoli che ancora oggi domina dall'alto le Piane dell'Alento e della Fiumarella. Nel XII secolo *Castellamare della Bruca* mutò denominazione in *Castellum Maris* (*Castellamare*), così come appare da antichi documenti.

L'ultimo segno di vita documentato nell'area dell'antica *Elea* - *Velia* corrisponde alla assunzione di quella che ormai era diventata una borgata a feudo dei nobili Sanseverino, nel 1420.

Nei censimenti realizzati alla fine del 1600 la borgata risulta abbandonata e sepolta da alluvioni, colluvioni e depositi palustri, che obliterano la città meridionale e con essa la memoria storica della sua esistenza.

10.3 CONOSCENZE GEOARCHEOLOGICHE PREGRESSE

In questo capitolo saranno condensati dati ed interpretazioni proposti da vari Autori in anteriori studi a carattere geoarcheologico.

Nello specifico, i capitoli dedicati alle ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali ed alla evoluzione paleomorfologica del territorio in esame conterranno pregresse conoscenze in

ambito archeologico e storico non inserite in questo capitolo. Tali conoscenze saranno, inevitabilmente, inserite nel corso della discussione sull'evoluzione di singole parti o dell'intero ambiente di formazione del sito archeologico stesso poiché fonti di dati archeo-stratigrafici ed ambientali.

A partire dagli anni '70 vari Autori, con diversi scopi, si sono interessati della definizione terreni di copertura quaternari, continentali e marini, e dell'evoluzione geomorfologica della Piana del Fiume Alento e del rimanente territorio sud orientale, sede dell'area archeologica di *Elea-Velia*, riconoscendo la stretta relazione reciproca tra la scelta degli insediamenti, l'utilizzo e le modificazioni naturali ed antropiche della morfologia del territorio.

Sono da segnalare i lavori di M. Napoli (1966, 1970) in cui, sulla base di scavi archeologici, vengono definiti i confini della città e l'organizzazione urbana. L'Autore distingue due quartieri di cui uno posto a settentrione, verso la Piana del Fiume Alento, e l'altro a meridione, in direzione del Torrente Fiumarella di Ascea, difesi da cortine murarie fortificate e collegate alle mura che si sviluppavano lungo la cresta del promontorio di Castellamare di Velia. Egli, oltre alla definizione del circuito murario, nel quale distingue due distinte fasi costruttive, individua due principali porte della città: Porta Marina Nord e Sud, molto prossime al mare. In base a questi ritrovamenti archeologici e sulla base di fonti letterarie classiche lo Studioso propone una ricostruzione, purtroppo priva di una immagine di restituzione, della paleogeografia dell'area in epoca greca. Tale ricostruzione vede l'area dell'attuale Piana Alento sede di un golfo marino dal margine interno articolato in due ampie falcate, separate dal contrafforte di Timpa del Malconsiglio, ove sfociavano separatamente il Fiume Alento ed il tributario sinistro Torrente Palistro. L'Autore sostiene, inoltre, la tesi che il promontorio di Velia fosse proteso in mare e che nella Piana dell'Alento, non lontano da Porta Marina Nord, vi fosse un seno di mare ed il porto settentrionale della città. A meridione, doveva trovarsi una seconda insenatura, posta ai piedi del versante ed in diretto collegamento con il Quartiere meridionale e Porta Marina Sud.

Successivamente Schmiedt (1966, 1970) oltre ad occuparsi di problemi archeologici nell'area dell'antica città greca e romana, riporta dati archeo-stratigrafici emersi durante le fasi di scavo e solleva dubbi sulle ipotesi del Napoli, riguardanti la ricostruzione paleogeografica della Piana del Fiume Alento, le variazioni della linea di costa in epoca storica, e l'ubicazione degli approdi portuali. Egli riesamina le fonti classiche e per primo si occupa della

evoluzione geomorfologica della pianura del Fiume Alento e dell'area ove sorge il Quartiere meridionale di *Elea - Velia*, mediante lo studio della carta geologica e di foto aeree, applicando il metodo del micro-rilievo. Da questa disamina l'Autore indica le tappe dell'evoluzione paleogeografica del sito, individuando una ampia rientranza marina nella quale la Timpa del Malconsiglio ha ancora una funzione di promontorio, ma meno pronunciata ed articolata rispetto a quella proposta dal Napoli. Anche per lo Schmiedt i fiumi Alento e Palistro sfociavano in due separate rientranze e, inoltre, suggerisce che i loro depositi potessero aver creato dei micro rilievi emergenti dal mare come isolette. Egli identifica tali isole con le Enotridi (chiamate da Plinio come *Pontia et Isacia*) tentando di trovare una corrispondenza con l'indicazione fornita dalle fonti classiche (Strabone e Plinio). In una seconda fase dell'evoluzione paleogeografica, ricostruita solo in base all'esame delle foto aeree, l'Autore indica una progradazione con la migrazione della linea di costa verso meridione, alle spalle della quale si andarono determinando degli ambienti lagunari. Infine, l'Autore individua una terza fase evolutiva nella naturale migrazione laterale dell'alveo del Torrente Palistro che determinerà l'incisione di terrazzi fluviali lungo il versante occidentale del promontorio di Velia, testimoniata dalle evidenze morfologiche e da meandri abbandonati riconosciuti in foto aerea. Alle dinamiche fluviali viene correlato il naturale interrimento del bacino portuale Nord della città che, come in precedenza ipotizzato da M. Napoli, anch'Egli ubica a settentrione del promontorio di Castellamare di Velia. Inoltre, l'Autore enuncia l'ipotesi che all'atto della fondazione della città greca la situazione geografica della Piana del Fiume Alento fosse quella corrispondente alla seconda fase d'evoluzione riconosciuta e che il porto settentrionale della città dovesse essere ubicato in località La Foce, in posizione avanzata verso Sud rispetto all'ipotesi del Napoli, molto prossimo alla estremità di una strada che da Porta Marina Nord si dirigeva a Nord-Ovest. Per il porto meridionale della città, invece, l'Autore sostiene l'ipotesi del Napoli.

Riassumendo, sia M. Napoli che G. Schmiedt sostengono che la linea di costa nel I secolo d.C. (tempo a cui risalgono le fonti classiche) si situava all'interno della Piana dell'Alento in posizione arretrata, di oltre 3 Km più interna della attuale, descrivendo un ampio golfo. Quest'ultimo sarebbe stato il luogo ideale per impiantare un approdo portuale a settentrione della città, così come indicato dalle fonti classiche. È infatti dagli scritti di Strabone e Cicerone che provengono indicazioni storico-geografiche che descrivono la collina di Velia come protesa sul mare e limitata a Nord e a Sud da due ampie insenature che

ospitavano i porti antichi della città.

Nel 1982 M. Baggioni-Lipmann compie uno studio geomorfologico del sito di *Elea – Velia*. In grandi linee la stessa Autrice in Lippmann-Provansal (1987) riprende i concetti esposti nella anteriore pubblicazione e traccia le tappe dell'evoluzione del paesaggio indicando che la città fu fondata sulla cresta di un versante particolarmente suscettibile all'erosione, lungo un promontorio che separa le pianure dell'Alento con i suoi affluenti e della Fiumarella, all'interno di ampie valli profondamente incise nei rilievi nel corso del Quaternario. La trasgressione post-glaciale invase queste valli descrivendo due golfi a Nord e a Sud del suddetto promontorio. Ma, tuttavia, secondo l'Autrice l'arrivo dei coloni greci fu preceduto da fenomeni colluviali che generarono una falda terrazzata alla base dei versanti, archeologicamente sterile, sulla cui sommità, o ai suoi piedi, su un terrazzo più basso, fu impiantata la città. Ciò permette alla Stessa di supporre un episodio di crescita lineare all'interno dei depositi terrazzati in un momento di stabilità dei versanti. Inoltre, in base alla disamina dei dati storico-archeologici di M. Napoli (1966, 1970) e G. Schmiedt (1970) e sulla cronologia di danni, abbandoni e ricostruzioni delle strutture, l'Autrice solleva il problema dell'instabilità dei versanti in epoca storica e quello dell'insabbiamento delle insenature portuali. Viene sostenuto che tali fenomeni si sarebbero innescati durante tutto il periodo di esistenza della città dando origine a tre crisi importanti: nel IV e III secolo a.C., nel I secolo d.C., e a partire dal VII – VIII secolo d.C., determinandone l'abbandono. In questa ricostruzione la prima crisi ambientale interesserebbe i quartieri del versante settentrionale ed una parte del versante meridionale coinvolti e ricoperti da una frana ed i suoi depositi. Tale fenomeno avrebbe determinato l'abbandono del Quartiere e del porto Nord, ed una migrazione verso SO dell'insenatura ospitante il porto meridionale. Sempre in Lippmann-Provansal (1987) è sostenuto che nel I secolo d.C. nuovi movimenti di terreno interessarono i versanti di Velia inondando la parte meridionale della città che si sviluppò successivamente (a partire dal II secolo d.C.) sul nuovo terrazzamento, avanzato di circa 150 metri rispetto al primo insediamento. A partire dall'epoca Bizantina si assiste alla terza fase di crisi con un nuovo movimento di terreno che rompe le canalizzazioni ed insabbia definitivamente il porto. La Studiosa cerca, poi, di analizzare le cause di questi tre periodi di crisi ambientale, sottolineando la sincronia tra l'avanzamento della linea di costa e l'erosione e ricordando che la posizione della linea di costa è funzione: del valore assoluto del livello del mare, dell'apporto detritico fluviale, e della dinamica litorale. Per la Stessa resta oscuro il peso di

ognuno di questi fattori, e soprattutto incerto il valore del livello del mare per l'epoca greco-romana. Viene riportato solo un dato sul livello del mare risultante di circa 1 metro più basso dell'attuale, ricavato da Schmiedt (1970), e l'indicazione di una piccola trasgressione che interessa le coste del Mediterraneo occidentale da più di due millenni (Pirazzoli, 1976). Per l'Autrice la risalita del livello del mare giustificerebbe la persistenza tardiva di aree lagunari, ma al contempo rappresenterebbe un fattore sfavorevole alla progradazione registrata a Velia, indice dell'enorme quantità di materiale detritico apportato dai fiumi in un contesto d'erosione accelerata da un clima più umido che nell'attuale. Tuttavia Ella sottolinea che questo tipo di clima favorisce lo sviluppo della copertura vegetale, fattore che limita l'erosione e permette ai versanti di evolvere per reptazione senza fornire un grande carico detritico ai corsi d'acqua. In conclusione, vengono considerate come determinanti sia l'impatto antropico sul territorio, esplicito attraverso deforestazioni, che una diminuita manutenzione della stabilità dei versanti in seguito a condizioni politiche e socio economiche disagiate, che hanno permesso all'erosione di agire su un territorio potenzialmente fragile.

Tornando all'ipotesi sull'esistenza di due bacini portuali, formulata in passato da Napoli (1966, 1970) e Schmiedt (1970,), e ripresa da Baggioni-Lipmann (1982) e Lippmann-Provansal (1987), questa è contestata da De Magistris (1991) che sulla scorta di nuovi dati archeologici pone la stessa linea di costa non più di 1.5 Km oltre l'attuale foce del Fiume Alento, ridimensionando l'ampio golfo marino indicato dai precedenti Autori. Inoltre, lo stesso De Magistris critica il modello morfoevolutivo proposto da Lippmann-Provansal (1987) che sopravvaluta sia la portata liquida dei fiumi nell'antichità che l'impatto antropico violento su un territorio in equilibrio precario, sottolineando che sono difficili da quantificare sia il valore delle precipitazioni che la pressione umana sulle risorse territoriali in tempi storici così lontani. De Magistris (1991) segnala, poi, un periodo di impantanamento ed abbandono di ampie aree della bassa piana dell'Alento a partire dall'XI secolo d.C., che versavano in condizioni ambientali di palustrinità protrattesi sino alle bonifiche dei primi del '900.

Gli studi effettuati da Ortolani et alii (1991, 1993), Ortolani & Pagliuca (1994) ed Ortolani (1999) evidenziano fasi di aggradazione e di progradazione della linea di costa verificatesi a partire dal VI secolo a.C. legate ad eventi alluvionali che raggiungono il Quartiere meridionale della città e messi in relazione con crisi ambientali riconosciute anche in altre zone del Mediterraneo. Essi ritengono che negli intervalli compresi tra il V ed il IV

secolo a.C. ed il V-VIII secolo d.C. vi sia stato un accumulo di sedimenti coincidente con le fasi freddo-umide caratterizzate nelle regioni settentrionali della penisola italiana anche da una espansione generale dei ghiacciai alpini. Inoltre, gli Stessi segnalano una crisi caldo-arida che sarebbe testimoniata da sabbie eoliche ricoprenti manufatti bizantini, avvenuta in coincidenza di una fase climatica calda del XI-XIV secolo. Tra l'altro, Ortolani et alii (1990) segnalano eventi sismici testimoniati da paleosismiti del V - IV secolo a.C. rinvenute durante uno scavo archeologico realizzato nel Quartiere meridionale di Velia a Nord dell'Insula II.

In un lavoro di Cinque et alii (1995) il rilevamento dei depositi della bassa valle dell'Alento, insieme all'analisi stratigrafica e geomorfologica di dettaglio, analisi paleontologiche e datazioni radiometriche, oltre che dati storici ed archeologici, hanno consentito di ricostruire e datare alcune delle principali tappe morfoevolutive che hanno caratterizzato la aggradazione e la progradazione di questa Piana, posta a confine dell'area archeologica di Velia, durante il Pleistocene superiore e soprattutto nell'Olocene. Da questo studio è emersa la presenza di una successione di riempimento vallivo, con spessore massimo di 50 metri, costituita da depositi epiclastici di ambiente litorale, transizionale e fluviale. Tale successione rappresenta il frutto di almeno due fasi distinte di aggradazione della valle, separate da una fase di re-incisione legata alla regressione würmiana. La parte terminale del fondovalle è impostata in prevalenza su depositi litorali, eolici e transizionali riferibili alla trasgressione versiliana. La linea di costa più interna, legata al picco della trasgressione trasformò la parte inferiore della valle in una sorta di ria, penetrante per circa 2,5 Km più all'interno della odierna linea di costa. Per gli ultimi millenni gli Autori indicano il graduale riempimento del golfo. Risultano, infatti, in progradazione le linee di riva tardo-oloceniche in risposta al forte apporto fluviale e alla sostanziale stabilità del livello del mare dopo la fine della risalita post glaciale (fig. 68).

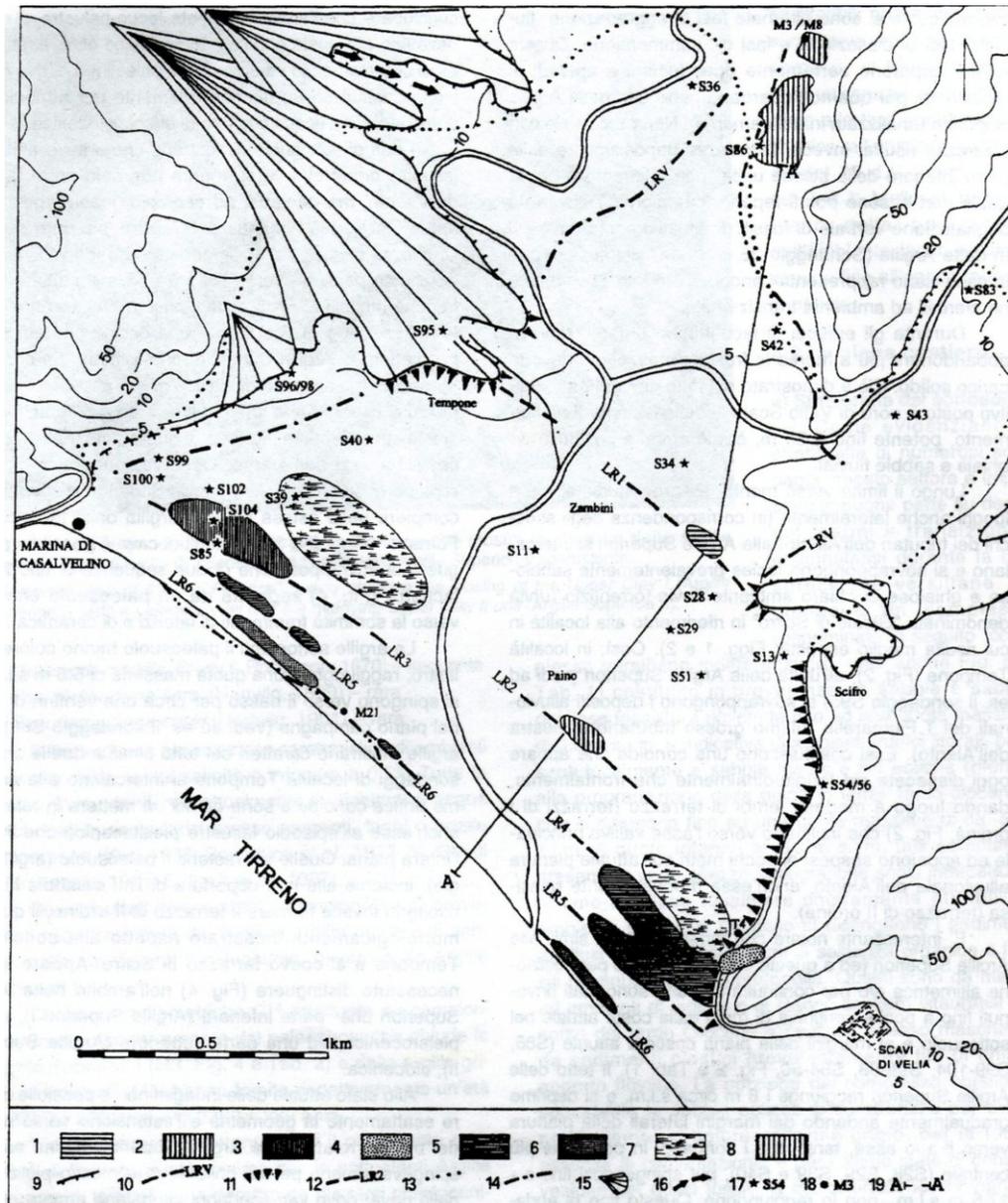


Fig. 2 - Schema geomorfologico della Piana dell'Alento. 1), 2) e 3) Cordoni dunari di Zambini, di Paino e di Marina di Casalvelino; 4) Unità eolica IV; 5) Cordone polifasico di Pantano; 6) Cordone dunare subattuale; 7) Bassi morfologici ritenuti probabili sedi di antichi specchi palustri; 8) Area di escavazione della cava "La Fornace"; 9) Orlo di terrazzo fluvio-lacustre (terrazzi di I ordine); 10) Ipotetico limite della massima trasgressione versiliana (LRV); 11) Paleo-falesia erosa durante la massima trasgressione versiliana; 12) Linee di riva tardo-oloceniche e relative sigle 13) Andamento della linea di costa in epoca classica sec. Schmiiedt (1970); 14) Linea di costa formatasi in seguito a processi locali di erosione e di accumulo ancora attivi; 15) Conoide alluvionale; 16) Alveo abbandonato; 17) Ubicazione dei più significativi sondaggi citati e relativa sigla; 18) Punto di prelievo di campione sottoposto a datazione C¹⁴ e relativa sigla; 19) Traccia di sezione geologica.

Figura 68. Schema geomorfologico della Piana dell'Alento. Estratto da Cinque et alii (1995)

Per l'epoca storica emerge che all'atto della fondazione della città di *Elea* la coeva linea di costa penetrava l'interno della valle del Fiume Alento in modo meno accentuato di quanto ipotizzato in precedenti studi da altri Autori. Durante l'epoca classica, infatti, fasi di progradazione condussero ad una modificazione dell'ampiezza delle insenature poste ad Est ed Ovest del promontorio di Velia in grado di ospitare strutture portuali, che gradualmente si

chiusero. Per quel che riguarda le modificazioni paleogeografiche di epoca successiva gli Autori sottolineano che solo con gli eventi di XII-XIII secolo (associati alla linea di riva LR5 in fig. 68) la punta della dorsale di Castellammare di Stabia perse definitivamente la sua funzione di promontorio. Una simile evoluzione è stata registrata nella parte terminale del Torrente La Fiumarella che sfocia pochi Km più a Sud dell'Alento, in un'altra piana costiera più piccola e separata dalla precedente dal promontorio di Velia.

Significativi sono, poi, i risultati di circa venti anni di ricerca della cosiddetta "missione austriaca" iniziati negli anni '80, che erano volti ad interpretare meglio le fasi edilizie di un complesso edificio pubblico di età Imperiale che occupa la cosiddetta Insula II del Quartiere meridionale della città. In Krinzinger (1987, 1994), in Krinzinger et alii (1999) e Sauer (1999), sono concentrati i risultati di queste indagini archeologiche e geologiche, e di quelle effettuate in tutta l'area velina. In particolare, nel Quartiere meridionale di Velia al disotto dell'area del Triportico sono venuti alla luce i resti di case arcaiche. Questi scavi hanno evidenziato che nel VI secolo a.C. esisteva, quindi, un insediamento arcaico organizzato e la città non era limitata alla sola zona dell'acropoli e alle sue pendici, la cui estensione, datazione e tecnica di costruzione sono state ampiamente ridefinite, ma si accresceva anche nella parte bassa e prossima al mare. Inoltre, l'esplorazione del Quartiere Vignale posto nella zona orientale della città ha documentato l'organizzazione urbanistica e la funzione delle strutture di V secolo a.C. In particolare, i risultati di 19 carotaggi realizzati nel Quartiere meridionale ed i dati ricavati dallo scavo geoarcheologico realizzato sotto un incrocio stradale, sito a monte dell'Insula II, e all'interno dell'Insula stessa, consentono a Sauer (1999) di presentare un modello di evoluzione geomorfologica che vede il primo impianto della città arcaica nell'area dell'acropoli tra il VI ed il V secolo a.C. sul top collinare, seguito dall'occupazione dell'area meridionale con la costruzione di strutture in mattoni crudi su un terrazzo alluvionale. A questa seconda fase succedrebbe una distruzione delle case in mattoni crudi a causa di fenomeni alluvionali che dalle alture raggiunsero la parte bassa della città seppellendone i resti e nel contempo una progradazione della linea di costa. Sulla nuova topografia determinata dall'accumulo di sedimenti marini ed alluvionali sarebbero state ricostruite delle case in mattoni. Queste ultime dopo una serie di ristrutturazioni ed ampliamenti, oltre che la costruzione di un muro in tecnica poligonale con funzione di delimitazione e protezione, sarebbero state abbandonate a causa di ulteriori eventi naturali distruttivi. Per la tipologia e cronologia di questi eventi successivi l'Autore propone due

versioni, includenti due scenari paleogeografici diversi. Nella prima versione è ipotizzata la distruzione dell'impianto arcaico a causa di una violenta mareggiata e di eventi alluvio-colluviali seguenti, intorno alla metà del V secolo a.C., accompagnata da un contemporaneo sollevamento del livello del mare che erode la spiaggia facendo arretrare la linea di costa. La seconda versione prevede che la distruzione sia avvenuta ancora a causa di una violenta tempesta marina ed in minor grado seguita da eventi alluvio-colluviali, con un sollevamento del livello marino accompagnato, però, da una progradazione della linea di costa.

Krinzinger (1994) riguardo la distruzione del quartiere arcaico meridionale precisa che al di sotto del Triportico l'ultima fase arcaica di ricostruzione è ricoperta da sabbia marina di tempesta. Poco più ad Est, lo strato di distruzione definitiva nell'area dell'incrocio stradale è ricoperto da sedimenti alluvionali contenenti materiali databili alla seconda metà del V secolo a.C., così come lo strato alluvionale sovrastante le sabbie di tempesta rinvenute sui manufatti nell'area del Triportico. In una nota questo Autore specifica di non essere in grado di definire come contemporanei i precedenti eventi, ma sottolinea che i fenomeni colluviali ed alluvionali osservati sotto l'incrocio stradale proseguirono per tutto il V secolo a.C. e nei successivi decenni, provocando un forte innalzamento di quota del terreno.

11. EVOLUZIONE GEOLOGICA ED ANALISI GEOMORFOLOGICA DEL TERRITORIO DELL'ANTICA ELEA - VELIA

In questo capitolo saranno affrontati gli aspetti geologici e geomorfologici e del territorio della antica *Elea* – *Velia*. Sarà di seguito presentata una sintesi su alcune delle tappe fondamentali dell'evoluzione geomorfologica e paleogeografica dell'area di studio, in base ai risultati di un'analisi basata sulla individuazione delle forme e della loro genesi, sul rilevamento di campagna e su stratigrafie da sondaggio. Questa sintesi, affrontata nell'intervallo cronologico compreso tra il Pleistocene superiore e l'attuale, consente di delineare il contesto geologico e paleomorfológico nel quale i colonizzatori *Focei* si insediarono fondando la città di *Elea*.

Su una base topografica rappresentata dalla dettagliata Carta topografica del Comune di Ascea in scala 1:2000 a curve di livello con equidistanza di 2 metri è stata effettuata una preliminare analisi superficiale delle forme, successivamente corrette e restituite, ed il controllo dell'estensione delle formazioni geologiche ed i terreni quaternari riconosciuti e verificati con il rilevamento di campagna. Inoltre, sono stati ubicati anche i dati stratigrafici

da sondaggio realizzati dalla Società Strago s.r.l. (Indagini di Geologia e Geofisica, sede in Pozzuoli, NA) nel 1994 su commissione della Soprintendenza delle Province di Avellino, Benevento e Salerno nell'area del sito archeologico e quelli ricavati dalla letteratura (Sauer, 1999).

Durante le prime fasi della ricerca geoarcheologica nel territorio dell'antica città di *Elea* – *Velia* si è proceduto al rilevamento di campagna che ha permesso di ridefinire alcuni dei limiti geologici tra gli affioramenti. Per fornire una interpretazione delle forme e della loro genesi occorre, infatti, tener conto della natura dei terreni che costituiscono il territorio in esame. Infatti, come esposto in precedenza (par. 10.1), esiste una ampia letteratura sulle Formazioni e le Unità dei terreni affioranti in Cilento che formano il substrato. Meno ricca è, invece, la letteratura riguardante i terreni di copertura plio-quadernari la cui formazione ed evoluzione geomorfologica interessa molto da vicino questa ricerca.

Successivamente si cercherà di fornire un quadro dettagliato della geologia e della geomorfologia in rapporto agli insediamenti antropici dell'area di studio. I principali lineamenti geomorfologici che caratterizzano l'area archeologica di *Elea* – *Velia* sono stati cartografati in figura 69.

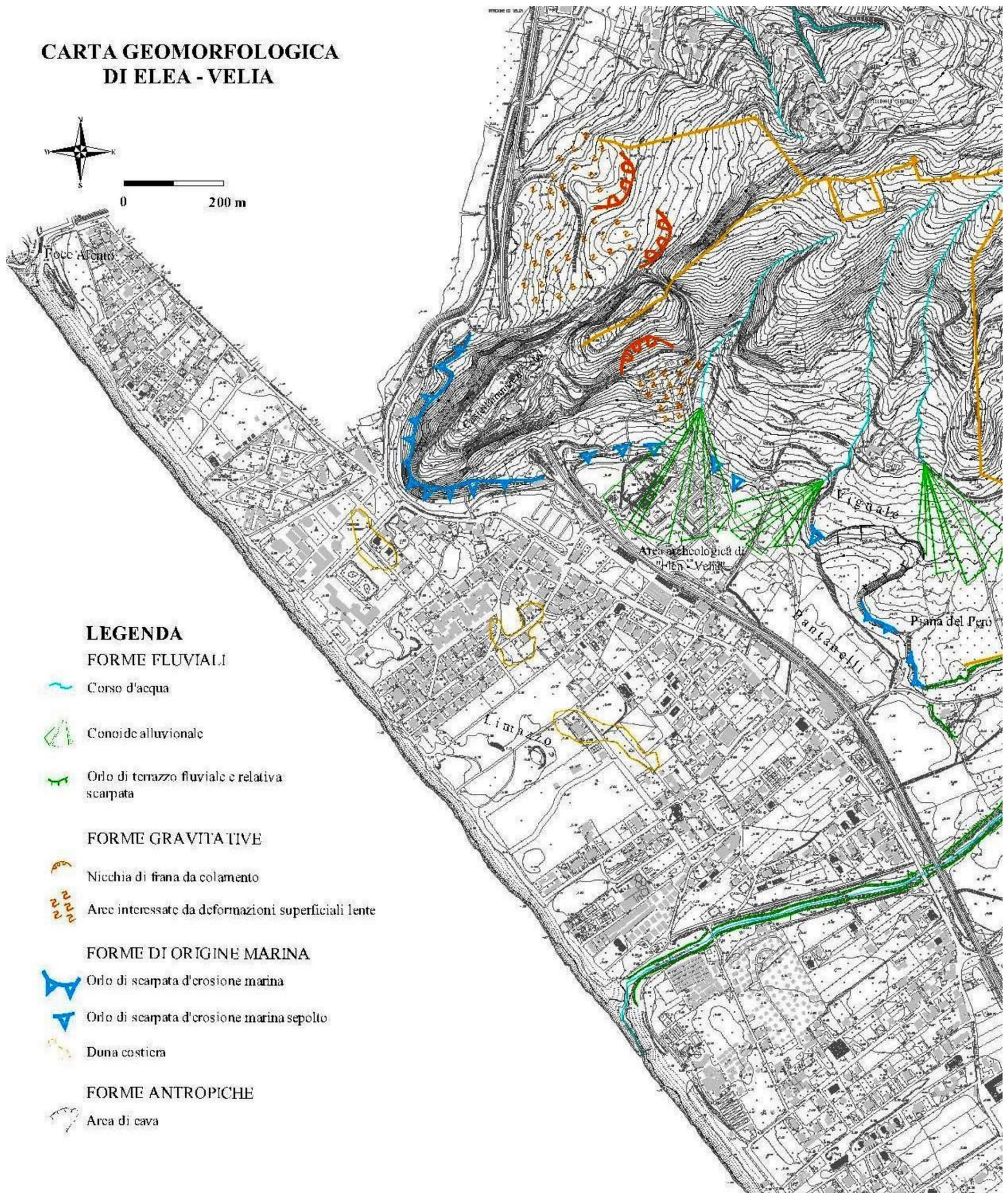


Figura 69. Carta dei lineamenti geomorfologici del sito archeologico di Elea – Velia.

Il substrato pre-quadernario

Il rilevamento geologico ha permesso di meglio definire l'andamento dei limiti geologici tra la Formazione dei Conglomerati di Centola (complesso alluvionale di età pliocenica) e la Formazione di Ascea o di S. Venere (un complesso *Flysch* dato da fitte alternanze di calcareniti, calcilutiti ed argilliti nerastre, con vene di calcite bianca, del Cretacico superiore-Eocene; Bonardi et al., 1988).

A Velia i Conglomerati di Centola si presentano organizzati in grossi banchi lenticolari, costituiti da clasti di dimensioni da centimetriche a megalitiche, dotati di abbondante matrice sabbioso-siltosa di colore giallastro e moderatamente cementati. In più punti della dorsalina di Castellammare di Velia si può osservare il loro appoggio discordante sulla Formazione di Ascea, molto tettonizzata e tagliata da una antica superficie di erosione fluviale che qui inclina verso Ovest, ma che –a più grande scala- disegna una paleovalle diretta mediamente da NE verso SO, nella quale si accumularono le alluvioni della Formazione di Centola. Se oggi tali conglomerati si trovano in culminazione (anziché in depressione) orografica è perché successivi fasi di dissezione erosiva del Cilento (perduranti su tutto il Quaternario) hanno prodotto una tipica “inversione del rilievo”.

Tra i punti ove passa il contatto tra i Conglomerati di Centola e la formazione di Ascea si citano la zona ove la strada verso l'Acropoli si stacca dalla Via di Porta Rosa e la zona della sorgente sul fondovalle del Frittolo, la quale trova spiegazione proprio con il salto di permeabilità (soglia idrogeologica del tipo sottoposto) tra i Conglomerati di Centola e la Formazione di Ascea (qui particolarmente argillosa).

Lo stesso contatto, lungo il versante nord-occidentale della dorsale di Castellammare di Velia trova espressione morfologica in una diffusa rottura di pendenza concava intorno ai 50 metri di quota. Oltre che per una minor pendenza, il tratto basso del versante (ove affiora l'unità di Ascea) si distingue da quello superiore (impostato sui conglomerati) per la presenza di articolazioni plano-altimetriche ascrivibili a fenomeni franosi del tipo *slump* ed indicativi del locale comportamento plastico della formazione di Ascea, indebolita dalla tettonizzazione e da un'alta frequenza degli intercalati argillosi. Alcuni dei citati dissesti sembrano coinvolgere marginalmente (per scalzamento al piede ad opera degli *slump*) anche i sovrapposti conglomerati di Centola (fig. 69).

Le formazioni pleistoceniche

Passando ai terreni di età quaternaria, va innanzitutto notato che sia precedenti indagini geologiche sulla piana del fiume Alento (Cinque et al., 1995) che il riesame fatto in questa occasione delle stratigrafie di sondaggio disponibili per la piana del Torrente La Fiumarella di Ascea, evidenziano come le valli che incidono il substrato pre-quaternario del Cilento siano del tipo sovra-escavato; ossia si approfondiscono molto al di sotto dell'odierno livello marino. Questa peculiarità è stata notata dallo scrivente anche nella bassa valle del Testene (Agropoli) e nell'area di Castellabate (piane della Zona Lago, di S. Marco e del Rio Arena). La spiegazione risiede nel semplice fatto che, durante il Quaternario, la dissezione fluviale delle colline costiere ha spesso funzionato avendo come livello di base un mare stazionante a livelli molto inferiori a quello odierno (fino a -120 m). Ciò avveniva durante i periodi freddi ("glaciali") a seguito dell'aumento del volume totale dei ghiacciai a discapito del volume di acqua liquida rimanente negli oceani.

La citata sovraescavazione dei tratti terminali delle valli in Cilento va imputata a fasi di ritiro del mare anteriori a quella che connotò la cosiddetta Ultima Glaciazione (Würm; 65-15 Ka B.P. circa), quando il mare scese fino a -120 metri e le valli subirono un'ultima fase di forte escavazione. Infatti, le valli in questione presentano al loro interno non solo il riempimento che si è avuto con la risalita post-würmiana (o Versiliana) del mare, ma anche dei brandelli relitti di un riempimento che si ebbe durante la risalita del mare collocata tra la penultima e l'ultima glaciazione. Si tratta di depositi alluvionali e transizionali (limi ed argille di laguna) risalenti al periodo caldo (interglaciale) Tirreniano, collocato tra 130 e 75 Ka B.P. e che ha lasciato anche depositi di spiaggia (fino a 6-8 m sopra l'attuale zero) in diversi punti del Cilento costiero.

In definitiva, tralasciando la possibile presenza di brani relitti di sedimenti ancora più antichi (per ora segnalati solo intorno a Castellabate), nelle basse valli dell'Alento e de La Fiumarella si hanno riempimenti tardo-quaternari che includono due distinti cicli sedimentari: quello tirreniano e quello versiliano, rispettivamente collocati prima e dopo l'ultima glaciazione ed entrambi includenti sedimenti sia di *facies* alluvionale che transizionali e marino-costiere. Mentre le *facies* costiere del ciclo versiliano non salgono che fino ad un metro circa sopra la quota zero, quelle del Tirreniano salgono sino a 6-8 metri per via delle più calde temperature medie globali che si ebbero in quella fase paleo-climatica e del conseguente maggior innalzamento del livello degli oceani.

Lo studio condotto ha permesso di riconoscere anche nella valle de La Fiumarella di Ascea delle tracce geomorfologiche e sedimentarie del Ciclo tirreniano. Esso si manifesta nella zona di Pantanelli - Piano del Pero con un ampio terrazzo sub-pianeggiante (con dolci ondulazioni da rimodellamento) a quote variabili tra 6,5 ed 8,5 m circa. Seguendolo verso NO fino alla zona del Vignale, esso si innalza progressivamente di quota (14-20 m s.l.m.) per via del passaggio verso settori di raccordo concavo tra terrazzo e versante collinare che sono gli unici qui conservati (fig. 69).

Al citato incremento locale di quota, cui si accompagna un passaggio da andamenti sub-orizzontali ad altri un poco acclivi (comunque inferiori al 10% circa), contribuisce il fatto che al terrazzo si sovrappone qui una coltre colluviale alimentata dai processi denudazionali che hanno colpito i fianchi delle colline dopo il Tirreniano (probabilmente con maggior vigore durante il Würm), nonché del materiale piroclastico (tufo brunastro) forse ascrivibile alla famosa eruzione dell'Ignimbrite Campana (o Tufo Grigio Campano) datata a circa 39 Ka B.P.

Dal riesame di alcuni sondaggio realizzati nel 1994 per conto della Soprintendenza ai Beni Archeologici al piede meridionale delle colline di Velia emerge che il suddetto terrazzo è impostato su una successione di sabbie, da medie a fini debolmente limose, di colore grigio scuro, con frammenti di gusci di gasteropodi e lamellibranchi che poggiano discordanti sulla formazione di Ascea (a tratti abrasa dal mare tirreniano) e raggiungono in media una quota di 6 m s.l.m. Questi depositi marini risultano eteropici di terreni di ambiente transizionale (antichi specchi d'acqua ed acquitrini costieri) costituiti da una sequenza di argille di colore dal marrone al grigio, con intercalazioni di torbe. Analoghi depositi argillosi si rinvennero ancora più ad Est tra la località Piana del Pero ed il corso del torrente La Fiumarella. Tentativi di datazioni C14 (Strago s.r.l., società incaricata dalla committenza) compiute sui campioni torbosi prelevati dalle carote realizzate nel settore orientale indicarono solo che trattasi di terreni anteriori a 40 Ka B.P., probabilmente a causa di una età che va oltre il limite di applicabilità del metodo. Come già accennato, sui terreni costituenti il terrazzo tirreniano poggiano coperture continentali successive che si ispessiscono avvicinandosi al piede delle colline e che includono livelli vulcanici.

Nel suo insieme, il complesso sedimentario tirreniano sin qui descritto era stato erroneamente attribuito al Pleistocene medio (con sigla *sw*) sul Foglio 209 "Vallo della Lucania" della Carta Geologica d'Italia in scala 1: 100000.

Lippmann-Provansal (1987) lo classificò invece come un terrazzo alluvionale costituito da

conglomerati fluviali e/o sabbie rosse, che l'autrice assegnò all'ampia forchetta temporale compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

Le formazioni oloceniche

Con la trasgressione marina Versiliana (iniziata con la fine del Würm, ma concentrata per lo più tra 15 e 5 Ka B.P.) la linea di costa venne velocemente spostata da chilometri oltre l'attuale (vedi l'isobata -120 m sulle moderne carte batimetriche) fino ad una posizione di massima ingressione che si spinse all'interno della linea di riva odierna. Nella piana dell'Alento l'ingressione si spinse fino ad almeno un chilometro più a monte della confluenza col fiume Palistro, mentre all'altezza della collina dell'Acropoli velina essa fu bloccata al piede di quel promontorio roccioso che ancora oggi mostra chiaramente i caratteri di falesia costiera da poco sottratta all'azione di scalzamento delle onde (fig. 69).

Sul fondovalle de La Fiumarella la posizione raggiunta dalla costa nel momento di massima ingressione versiliana è ben attestato morfologicamente da una falesia morta che ha modesta altezza (2.5 - 4 m circa) e poca ripidità (perché tagliata in terreni teneri), ma che si segue con buona continuità a valle (NO) della zona Pantanelli (fig. 69). In vicinanza del torrente questo gradino morfologico si perde perché coperto e regolarizzato da alluvioni degli ultimi millenni. Seguendo le tracce della falesia morta versiliana da Pantanelli verso il Quartiere meridionale di Velia (fig. 69), si scopre che esse sono su ampi tratti oscurate da successive coperture colluviali e alluvionali (ovvie per la vicinanza dei versanti collinari).

La falesia ed il retrostante terrazzo tirreniano sono inoltre interrotti da alcune depressioni che non sempre mostrano geometrie e contesti tali da farle ascrivere interamente all'azione disseccante di impluvi trasversali. In particolare, per quella posta quella tra Vignale e Piana del Pero, nell'area di Pantanelli, si affaccia l'ipotesi che si tratti di una vallecchia risagomata da antiche azioni estrattive; forse interessate all'argilla lagunare che si associa al terrazzo tirreniano (fig. 69).

La falesia morta versiliana trova ancora qualche evidenza morfologica nella zona degli Uffici della Soprintendenza entro gli Scavi, per poi perdersi di fronte al vallone del Frittolo. Torna, infine a leggersi lungo il fianco S della collina dell'Acropoli. Qui, tra circa 80 m a NE della galleria ferroviaria e circa 120 m a SO di essa, la falesia morta è alta solo 5 o 6 metri ed è sovrastata da un altro probabile lembo di terrazzo tirreniano a quote tra 11 e 15 m s.l.m. Più ad Ovest la paleofalesia acquisisce maggior pendenza ed altezze decametriche girando intorno

al capo della collina e proseguendo, oltre questo, lungo il fianco della Piana dell'Alento (fig. 69).

Appare quindi chiaro che la trasgressione versiliana portò al formarsi di due distinti golfi di sommersione (*rias*) in corrispondenza delle valli dell'Alento e de La Fiumarella. Il primo molto più marcato del secondo, e con la collina dell'Acropoli velina a formare un promontorio di separazione tra i due golfi. Vista la storia del livello dei mari dopo l'ultima glaciazione (Antonioli et al, 2007; Lambeck et al., 2004) si può affermare con sicurezza che i golfi divennero via via più pronunciati nel corso dell'Olocene inferiore e che il fenomeno ingressivo andò rallentando sensibilmente quando, nel medio Olocene (sesto-quinto millennio dal presente), i ritmi di risalita del livello marino subirono un progressivo decremento (fino ad un decimo circa degli iniziali 10-20 mm/anno).

È nell'Olocene medio che, su coste alimentate da apporti detritici fluviali, si assiste di norma alla sostituzione della tendenza ingressiva del periodo versiliano con una tendenza progradazionale (avanzamento della costa per il prevalere della deposizione sulla erosione). Ma detta inversione di tendenza non risulta sincrona a livello globale, poiché di fronte a fiumi che portano molto carico solido grossolano (da sabbie in su) l'inversione può essere precoce, mentre di fronte a fiumi con minor trasporto solido essa può tardare o addirittura non verificarsi. In relazione a questa variabilità, non si può dire a priori quando la sopra descritta falesia versiliana di Velia smise di arretrare e divenne una falesia morta per il crescere – davanti ad essa - di una piana costiera via via più ampia (quella sulla quale si svilupperanno i quartieri bassi della città).

Per redimere la questione occorrono dati cronologici locali (datazioni degli ultimi depositi di spiaggia arretrante e/o dei primi progradanti). In alternativa può usarsi anche solo la quota massima raggiunta dal mare al piede della falesia (desunta da solchi di battigia o altri indicatori; tutti da ricercarsi, però, sotto le coperture di piede di falesia) e confrontarla con la curva di risalita del mare nell'Olocene per vedere a quale periodo (e quota del livello marino) si correlano meglio.

Prima di esaminare i dati in tal senso disponibili per l'area di Velia, va comunque precisato che la morte della falesia è certamente avvenuto in modo diacrono; prima nelle zone più prossime alle foci fluviali e più interne (nell'ambito dei golfi) e poi, via via, nelle zone più avanzate (per ultimo sulla punta dell'antico promontorio a mare dell'Acropoli, determinando anche la perdita della protezione contro i marosi di cui avevano in precedenza goduto i vicini

tratti di litorale).

Con il riesame delle stratigrafie di sondaggio del 1994 unite a dati di scavi archeologici noti da letteratura è stato possibile ricostruire l'andamento della superficie a tetto del substrato roccioso (Formazione di Ascea) nel sottosuolo del Quartiere meridionale di Velia, rappresentato in una carta a curve di livello con equidistanza 5 m (fig. 70).

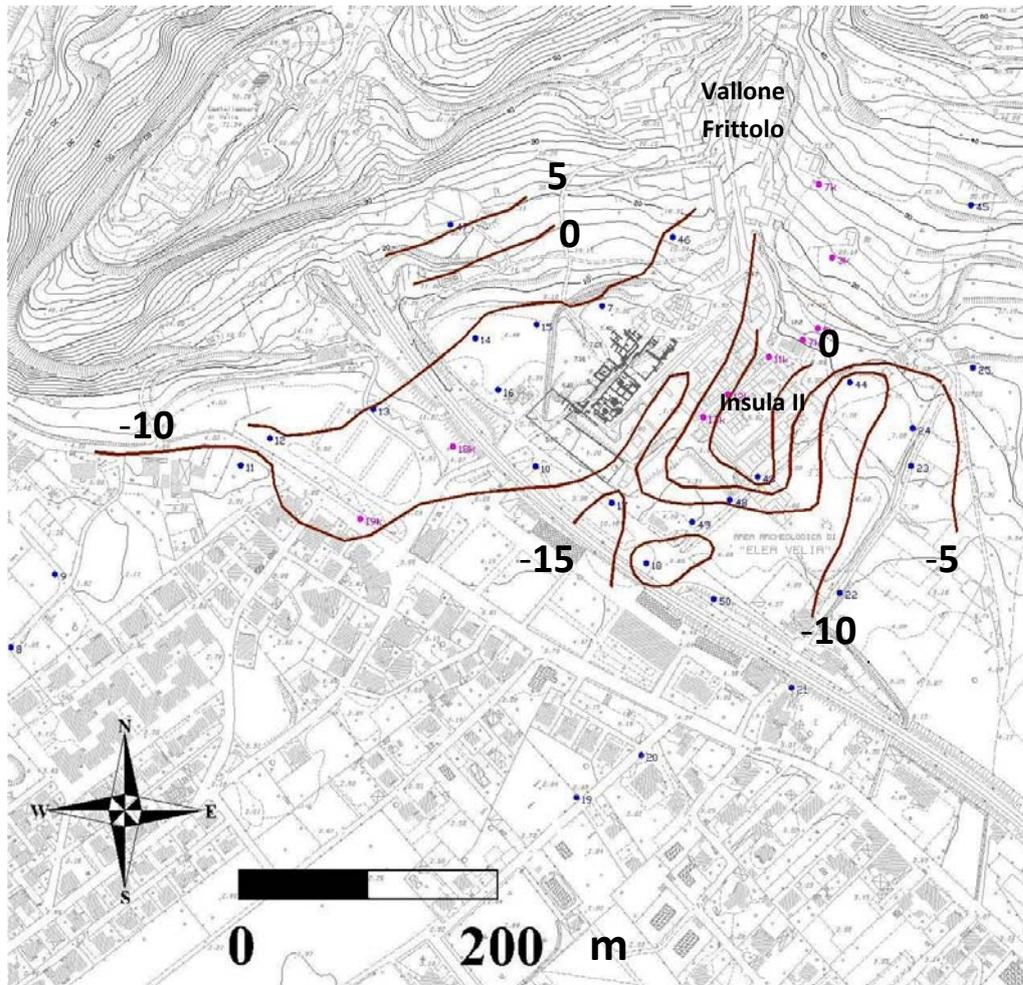


Figura 70. Ricostruzione della superficie del substrato costituito dalla Formazione di Ascea nel Quartiere meridionale di *Elea-Velia*.

Come si può osservare da questa ricostruzione delle isoipse, il substrato flyschioide risulta profondamente inciso in corrispondenza della prosecuzione del Vallone Frittolo e della valle di un torrente minore posto ad oriente dell'Insula II. Tali valli nel tempo sono state riempite da alluvioni e sedimenti marini.

In base a questi dati tutta l'Insula II sembra svilupparsi su di un ripiano roccioso posto tra i -5 e quasi 0 metri di quota s.l.m, delimitato da una scarpata tra 0 e -10 m. D'altra parte, in

sondaggi stratigrafici e trincee archeologiche realizzati a N dell'Insula II i sedimenti di spiaggia dell'apice ingressivo versiliano si trovano pochi decimetri al di sotto dell'attuale livello del mare, coperti da sabbie supralitorali interdigitate a sottili letti di alluvioni e colluvioni provenienti dai vicini versanti, fino ad una quota pari a circa 1 metro sul livello del mare.

Nell'insieme, le quote del citato ripiano roccioso sepolto (probabile piattaforma di abrasione marina coetanea della falesia di massima ingressione versiliana) e dei citati sedimenti di spiaggia, raffrontate con la curva di sollevamento del Mar Tirreno nell'Olocene (Alessio et al., 1994), inducono a ritenere che l'abbandono della falesia (ovvero l'inizio della formazione di una piana costiera avanti ad essa) sia avvenuto relativamente tardi; probabilmente nel corso secondo millennio a.C.

Fermo restando la necessità di meglio verificare tale ipotesi con futuri carotaggi, analisi di *facies* sedimentaria e datazioni, se ne dedurrebbe che la piana costiera presente ad Est del promontorio dell'Acropoli quando fu fondata *Hyele* fosse di ampiezza molto ridotta così da risultare meglio comprensibile la presenza di depositi di ambito costiero nella successione di strati che furono rinvenuti sopra strutture arcaiche in un saggio geoarcheologico realizzato nell'area del Triportico e dell'altare di età Augustea (Krinzinger, 1987). Ci si riferisce, in particolare alle sabbie eoliche che coprono l'area dopo la fase arcaica IIb (470 a.C.) ed alle sabbie marine che ricoprono la III fase edilizia (circa 450 a.C.) e che furono interpretate come "tempestate" da Ortolani et al. (1991).

Nei sondaggi effettuati a SE di Porta Marina Sud è da segnalare la presenza di sedimenti marini a tessitura sabbioso-limosa (con resti di gasteropodi e lamellibranchi, oltre che di frammenti ceramici) fino a quote di poco inferiore allo zero attuale. L'esistenza, nell'area del parcheggio ad Ovest della linea ferroviaria, di analoghi strati sabbioso-limosi tra -5 e -7 m s.l.m., potrebbero essere interpretati come indizi di un antica area di approdo in quest'angolo di costa riparato dal promontorio ove sorgerà l'Acropoli.

I depositi alluvionali di epoca storica

Il seppellimento dei ruderi di Velia è dovuto ad una articolata coltre di depositi colluviali ed alluvionali discesi dalle retrostanti colline durante e dopo il periodo di vita dell'abitato. Morfologicamente tali accumuli danno luogo a falde, lobi e, nel caso delle alluvioni, a piccoli conoidi di deiezione o conoidi alluvionali. Quello più ampio e di particolare

interesse geoarcheologico, poiché responsabile del seppellimento di buona parte del Quartiere meridionale della città, è rappresentato dal conoide del Torrente Frittolo, il principale corso d'acqua il cui bacino ricade interamente entro il perimetro delle mura urbane.

L'apice del conoide è collocabile poche decine di metri più a Nord delle Terme Romane, punto dal quale si apriva per invadere con i suoi depositi buona parte del Quartiere meridionale fino ad annullarsi poco oltre il limite meridionale delle mura (fig. 71).

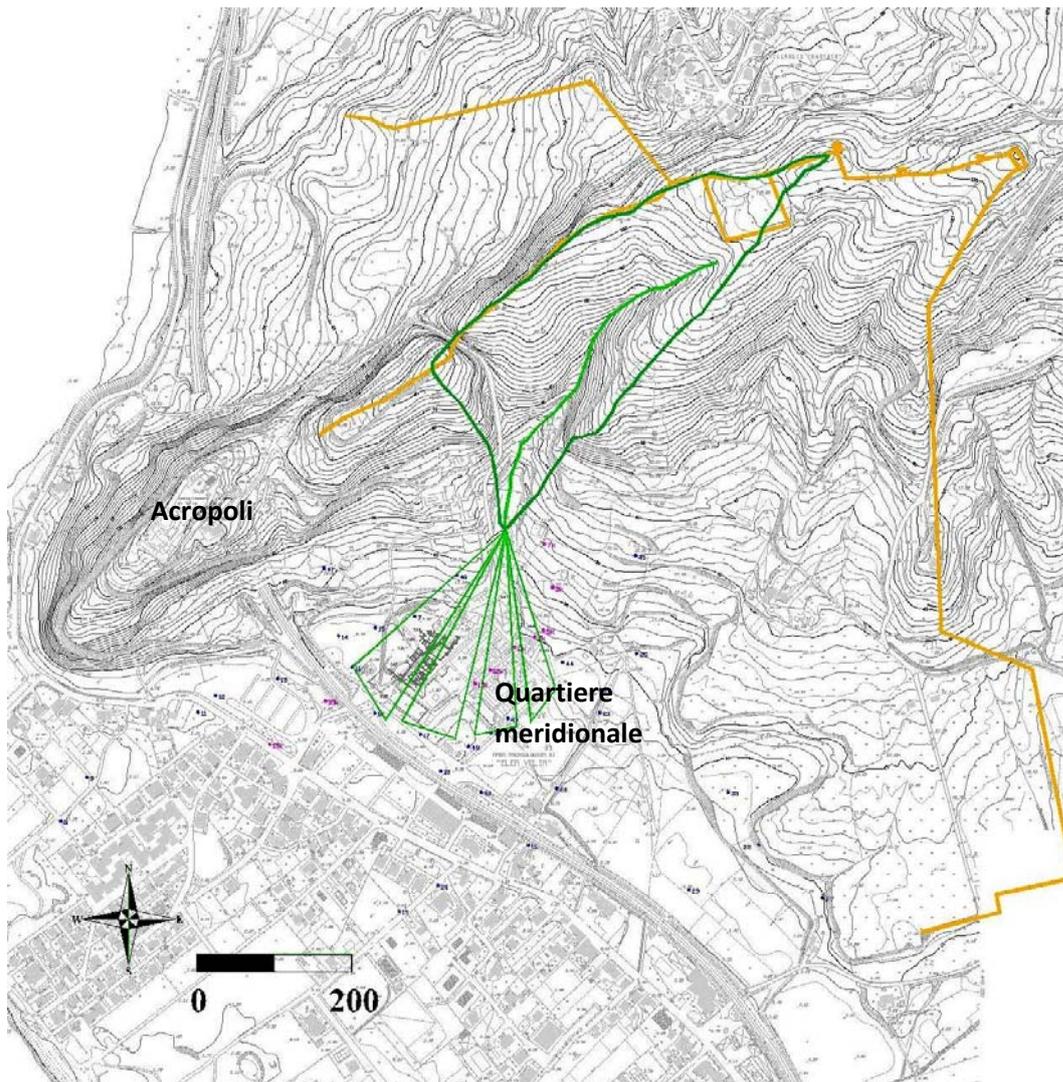


Figura 71. Aree del bacino e della conoide del Torrente Frittolo.

Il bacino alimentatore del conoide ha una estensione di circa 8 ettari, di cui circa cinque sono caratterizzati da pendenze tali da rendere possibili fenomeni franosi superficiali (interessanti il manto pedo-alteritico) e crisi di erosione accelerata a seguito di eventi

meteorologici particolari e/o di cattiva gestione dei pendii ad opera dell'uomo. L'asta principale si estende per circa 400 m ed il dislivello tra apice del conoide ed il punto più alto dello spartiacque è di circa 110 metri. Il rapporto Area Conoide/Area bacino è stimato intorno a 0,4.

Gli antichi depositi alluvionali del conoide del Frittolo sono stati in massima parte sgombrati con gli scavi archeologici. Tuttavia, piccoli lembi residui si osservano ancora nella originaria zona di apice (intorno alle Terme Romane) e più a valle. A luoghi è possibile desumere quale fosse la quota raggiunta in più fasi dai depositi alluvionali notando il progressivo elevarsi dei bulbi di fondazione (fig. 72), piani pavimentali e simili di antichi edifici.

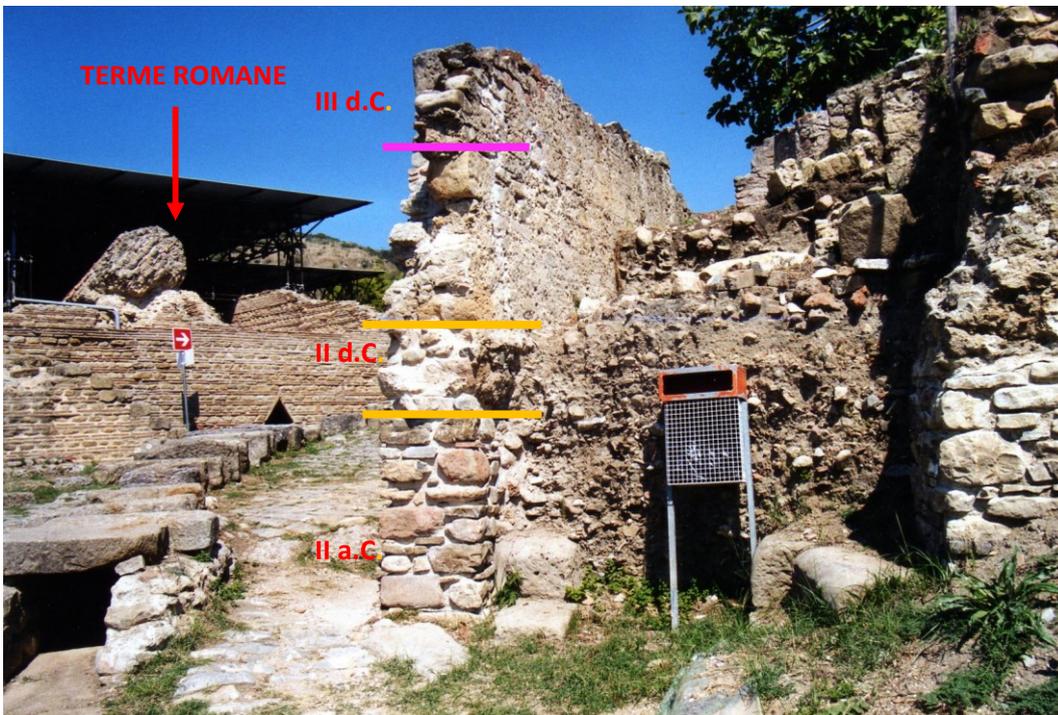


Figura 72. Bulbi di fondazione del muro di confine posto lungo via di Porta Rosa, in corrispondenza delle terme romane prossime all'apice del conoide del Vallone Frittolo.

Verso valle il conoide si apriva a ventaglio coprendo, in concorso con quello minore che usciva dal fosso a oriente dell'*Insula II*, l'intero Quartiere Meridionale e debordando con spessori ridotti sull'area *extra-moenia*. Accosto al fianco della collina dell'Acropoli e sotto il pendio del Vignale, il conoide faceva passaggio a falde colluviali in buona parte ancora preservate.

Il profilo longitudinale solo parzialmente ricostruibile per il conoide in direzione N-S

presenta un gradiente topografico medio del 10% nella parte superiore e del 5% in quella media, tendendo allo zero pochi metri oltre il limite segnato dal rilevato della linea ferroviaria. Lo spessore massimo dei depositi di conoide lo si ha in zona prossimale di fronte allo sbocco in piana del vallone. Per tale zona, che si presentava in origine avvallata, si stima una deposizione alluvionale totale (dall'inizio delle deiezioni) di circa 10 m.

Oltre il limite meridionale dell'area del Parco archeologico di *Elea – Velia* si estende la piana del Torrente La Fiumarella di Ascea che negli ultimi 5000 anni è progradata per apporti fluviali e marini. In prossimità dell'attuale linea di costa sono stati ritrovati depositi sabbiosi di spiaggia e di duna costiera olocenici e storici riconoscibili poiché elevati anche solo di pochi metri (tetto a 4 m s.l.m) rispetto alle aree circostanti, che presentano un orientamento longitudinale in direzione N-S. Alle spalle di questi cordoni dunari sono presenti argille e limi palustri la cui deposizione è legata alle dinamiche fluviali de La Fiumarella che trovano ancora espressione nella toponomastica attuale (Limo, Limazzo, Pantano, Pantanelli). Questo corso d'acqua con i suoi apporti detritici, insieme ai fenomeni alluvionali ed i corrispondenti depositi di conoide del Frittolo, è responsabile dell'avanzamento della linea di costa.

12. LA RICERCA GEOARCHEOLOGICA NELL'ANTICA CITTA' DI ELEA – VELIA

Le numerose indagini geologiche realizzate nell'area del sito archeologico di *Elea – Velia* con modalità ed intenti diversi nel corso dell'ultimo decennio risultano fondamentali per chiarire alcuni degli aspetti evolutivi della morfologia del territorio velino. Tempi e modi di occupazione che hanno lasciato testimonianza nella stratigrafia sono necessariamente influenzati dalla situazione geomorfologica pregressa, nella quale il sito viene impiantato, e dalle trasformazioni delle condizioni ambientali in seguito ad eventi naturali, a volte distruttivi, alle quali l'uomo si è adattato.

Nuovi scavi compiuti negli ultimi anni o ancora in corso di realizzazione, anche se volti al fine archeologico, portano alla luce situazioni differenti ed interessanti sui molteplici aspetti che caratterizzano l'evoluzione urbanistica ed ambientale della città.

Le esplorazioni realizzate in diversi punti della città si presentano come una sorta di archivio naturale che conserva nella stratigrafia gli effetti dei processi naturali che caratterizzano l'evoluzione del territorio nel contesto dell'occupazione umana. Questi archivi letti in chiave geoarcheologica sono in grado di fornire dati cronologici di estrema precisione

degli eventi naturali riconosciuti e caratterizzati.

La molteplicità dei contesti morfologici in cui si trovano consistenti tracce archeologiche e delle dinamiche geomorfiche ha orientato questa ricerca a concentrare l'attenzione su diverse aree del Quartiere meridionale investite da fenomeni alluvionali che fin dalla fondazione ne hanno condizionato lo sviluppo, sull'area di bacino del Torrente Frittolo sorgente del materiale detritico e le possibili cause di tali eventi e, infine, sulla controversa tematica riguardante la posizione della linea di costa in epoca classica.

12.1 LE ALLUVIONI DI VIA DI PORTA V NELL'INSULA AI DEL QUARTIERE MERIDIONALE

Grazie all'ampio saggio archeologico condotto alla fine degli anni '90 dalla Soprintendenza ai Beni Culturali ed Ambientali della Provincia di Salerno, con la direzione della Prof. ssa G. Greco, è stata riconosciuta una sequenza di fasi insediative, intervallate da una serie di eventi naturali che hanno caratterizzato la vita del Quartiere meridionale. Tale saggio di scavo è stato impostato nell'area compresa tra le *Insulae AI* e *AII*, occupata da un asse stradale che si innesta perpendicolarmente con via di Porta V (fig. 73). Di seguito si proporrà una sintesi dei risultati di questa campagna di scavo tema di una approfondita pubblicazione della Prof. ssa G. Greco (Greco, 2003).

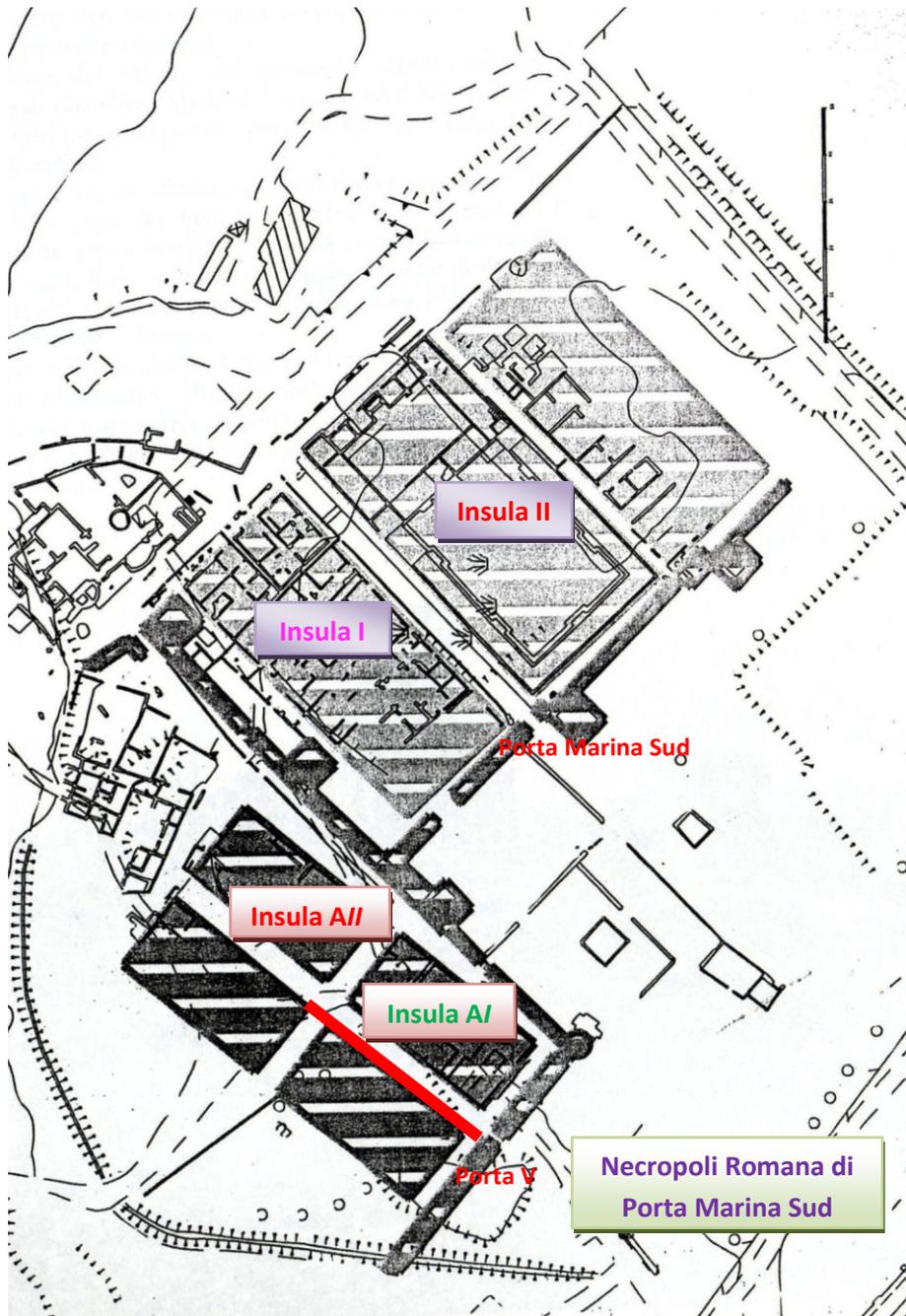


Figura 73. Sviluppo delle *Insulae* abitative del Quartiere meridionale ed ubicazione della sezione di scavo lungo Via di Porta V.

Il primo periodo documentato dalle indagini archeologiche consiste in un battuto di scisto verde pertinente all'asse viario, realizzato come preparazione del piano stradale, risalente all'età Ellenistica e collocabile tra la fine del IV ed i primi del III secolo a.C., quando furono impiantate le unità abitative (Greco, 2003).

Dalla fine del I secolo d.C. e nel corso della prima metà del II secolo d.C. quest'area

perderà la sua funzione di asse viario di raccordo con via di Porta V a causa di una serie di eventi alluvionali (spessore massimo unitario pari a 0.70 metri) databili entro la prima metà del I secolo d.C. Essa sarà utilizzata come nuovo spazio edificabile ed annessa ad una abitazione (edificio I) mediante la realizzazione di due ambienti, definiti in fase di scavo con i numeri identificativi 32 e 33 (Greco, 2003). Inoltre, l'antico incrocio verrà risistemato con un intervento di controllo e di drenaggio delle acque (canalizzazioni) e via di Porta V ripavimentata con un sottile battuto in calce e con l'imposta di un nuovo marciapiede ad una quota più alta (Greco, 2003).

Tra la seconda metà del II e la prima metà del III secolo d.C. uno spesso strato alluvionale che mostra una leggera pendenza verso Ovest ricopre ed oblitera completamente le strutture degli ambienti (32 e 33) per uno spessore che varia dai 50 ai 70 centimetri. Nel corso della prima metà del III secolo d.C. vengono realizzati dei restauri e ripristinato unicamente l'ambiente 33 (Greco, 2003).

Ma il problema del deflusso delle acque si ripresenta con un insieme di eventi alluvionali che, con uno spessore di oltre 1 metro di depositi e pendenza verso Sud, obliterano l'ambiente 33 e il muro perimetrale dell'Insula AII. Tali eventi si collocano alla fine del III secolo d.C. e determinano l'abbandono dell'edificio. Su tale livello alluvionale, lungo la stessa sezione, viene impiantato un nuovo edificio (II) datato alla fine del III secolo d.C.

Nelle aree circostanti la sezione documentata si registrano impianti di nuovi edifici (ne sono stati individuati quattro) nel IV secolo d.C. con segni di ristrutturazione, innalzamenti del piano di calpestio e seppellimento di alcuni ambienti tra la fine del IV e la prima metà del V secolo d.C. a causa di continui fenomeni alluvionali.

Dopo la risistemazione di alcuni edifici (prima metà del V secolo d.C.), nei decenni finali del V secolo d.C. si assiste all'ultimo fenomeno alluvionale ed il definitivo abbandono dell'area che verrà sfruttata in età moderna dall'agricoltura (Greco, 2003).

Una volta acquisite le conoscenze sullo sviluppo edilizio di questa parte del Quartiere meridionale, ben documentato dallo scavo archeologico in tutte le sue fasi e cronologicamente definito tra il IV - III secolo a.C. ed i decenni finali del V secolo d.C., si è proceduto nel rilevamento della sezione archeologica esposta lungo via di Porta V. Questo ha permesso la caratterizzazione dei sedimenti costituenti i depositi alluvionali distali del conoide del Torrente Frittolo e la loro distinzione in livelli correlabili a singoli eventi.

La stratigrafia esaminabile lungo la trincea di via di Porta V consiste in una sequenza di depositi alluvionali e resti di strutture murarie osservabile per una lunghezza di circa 46 metri. La sezione di via di Porta V ha direzione NE-SO sviluppandosi dall'incrocio con la strada ad essa perpendicolare che fungeva da collegamento con via del Porto, dove si registra il massimo spessore, al limite segnato dal tratto sud-occidentale delle mura di cinta della città e dall'omonima porta.

La caratterizzazione delle unità alluvionali distinte come “eventi” e siglate come E1, E2, ..., En, è stata fatta lungo tutta la sezione a causa della discontinuità laterale e verticale delle superfici di taglio archeologico, laddove i depositi risultavano meglio esposti e stratificati in livelli riconoscibili e correlabili.

Con il rilevamento sono stati riconosciuti 13 depositi i cui caratteri saranno descritti di seguito:

- **E1-** Deposito costituito da sabbie con matrice limosa, di colore marrone molto chiaro, contenente pochi clasti centimetrici (dimensioni comprese tra 0.5 e 4 cm) di natura poligenica (frammenti dei Conglomerati di Centola e della frazione argillitica dell'Unità flyschioide) ben arrotondati. La struttura è generalmente piano parallela con lenti a maggiore concentrazione di frazione ghiaiosa o sabbiosa, talora con sottili laminazioni piano parallele basali.
- **E2-** Deposito di spessore limitato su tutta la sezione costituito da sabbie e limo di colore grigiastro, assenza della frazione ghiaiosa e di resti archeologici. Al suo interno è possibile osservare una sottile laminazione. Al suo top esso contiene in alcuni tratti della sua estensione un sottile strato di pomice millimetriche di colore bianco o grigio chiaro.
- **Pomice** – Livello dello spessore di circa 3 cm, ove non erose e rimaneggiate, costituito da pomice delle dimensioni variabili tra 1 e 3 mm, arrotondate, attribuite ai prodotti da caduta dell'eruzione vesuviana del 79 d.C., in giacitura primaria e rimaneggiate (fig. 74).



Figura 74 . Livello delle pomici dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. rinvenuto all'interno del deposito E2 lungo la parte centrale e SO della sezione di via di Porta V.

- **E3**-Deposito costituito in prevalenza da sabbie di colore giallognolo, rari clasti centimetrici e pochi frammenti di laterizi e di tegole, anche di grosse dimensioni (max 14 cm). Il deposito presenta laminazioni molto sottili.
- **E4**-Deposito sabbioso, con scarsa matrice argillosa, poco coesivo, di colore grigio chiaro. I pochi clasti di dimensioni maggiori rinvenuti (fino a 4 cm) sono poligenici, i frammenti di laterizi sono scarsi e di dimensioni minori rispetto a quelli presenti nel deposito precedente.
- **E5**-Deposito eterometrico di colore giallo ocre in cui la componente più grossolana è composta da clasti poligenici (argilliti, marne, e conglomerati prodotti dall'erosione della Formazione di Centola) con dimensioni maggiori rispetto alle altre unità (diametro massimo 8 cm), tutti ben arrotondati. La componente ghiaiosa grossolana è sostenuta da una matrice più fine composta da sabbie medie. Sporadicamente vi si rinvergono frammenti di laterizi. Il deposito è caotico, non si rileva gradazione nè strutture

sedimentarie laminari.

- **E6**-Deposito con matrice limo-sabbiosa, di colore marrone chiaro tendente al grigio con scarsi clasti, eterometrici (max 4 cm) di natura poligenica, ben arrotondati. Non si rilevano strutture sedimentarie evidenti. Il limite inferiore del deposito è segnato da un sottile strato (circa 3 cm) di natura antropica rappresentato da calce bianca (fig. 75) che gli Archeologi attribuiscono ad un battuto di preparazione su cui si impiantava un piano di calpestio rappresentato da un marciapiede (databile tra la fine del I e la metà del II secolo d.C.), ma non vi sono resti di questa pavimentazione stradale. Anche il limite superiore è caratterizzato dalla presenza di un livello di calce che risulta discontinuo nella sua estensione laterale.



Figura 75 . Immagine del settore SO della sezione archeologica di via di Porta V in prossimità delle mura di cinta e dell'omonima porta. È indicata la superficie inferiore del livello E6 costituita da un battuto in calce.

- **E7**-Deposito eterometrico di colore marrone chiaro, con la componente più grossolana composta da clasti poligenici ben arrotondati (conglomerati, argilliti scistose e calcilutiti) di varie dimensioni; quelli di dimensione e frequenza maggiore sono rappresentati da conglomerati di natura arenacea (dimensioni >18 cm) di colore giallastro, molto probabilmente prodotti dall'erosione della Formazione di Centola. Sono frequenti resti di

combusti, laterizi, ossa animali, frammenti di vetro. La componente più grossolana presenta una struttura caotica, immersa in una matrice più fine composta da limo e sabbia. A luoghi si notano lenti di forma complessa nelle quali si addensano in maggior misura i detriti grossolani.

- **E7.1**-Deposito eterometrico, con matrice sabbioso-limosa, simile al precedente deposito E7 ma con una maggiore percentuale della componente grossolana e di colore leggermente più scuro per la possibile presenza di materiale humificato.
- **E8**-Deposito a componente prevalente limo-argillosa, di colore grigio, molto coesivo e quasi del tutto privo di ghiaia e frammenti di laterizi. Resti di combustibili di piccola dimensione, frequenti.
- **E8.1**-Deposito costituito da limo-argilloso di colore grigio, molto simile ad E8, dal quale risulta separato tramite un sottile strato di sabbia che supporta detriti con dimensioni massime di 1-2 cm.
- **E9**-Deposito eterometrico ed eterogeneo, di colore grigio. La componente grossolana è rappresentata da clasti di natura poligenica che presentano diversi gradi di arrotondamento. Tra questi ultimi le argilliti sono frequenti e di dimensioni maggiori che variano da pochi centimetri fino a 25 cm (pietrame edilizio). La struttura del deposito è caotica e la componente grossolana risulta sostenuta da una matrice limo-sabbiosa. Sono frequenti anche i resti di natura antropica rappresentati da frammenti ceramici e laterizi. Anche qui come nel deposito precedente (E8) si trovano resti di ossa, di dimensioni decimetriche. Lungo la sezione la frazione grossolana all'interno dello strato diminuisce sia lateralmente che nella percentuale spostandosi verso SO.
- **E10**-Deposito sabbioso con matrice limosa di colore marrone chiaro, che presenta anche una subordinata componente di clasti grossolani (dimensioni massime 4 cm), eterogenei ben arrotondati. Quest'ultimi diminuiscono nella frequenza spostandosi verso il margine SO della sezione; nella parte più orientale della stessa sono presenti frammenti di laterizi di dimensioni massime di 7 cm e combustibili.
- **E11**-Deposito eterometrico di colore grigio molto scuro, la cui componente più grossolana è composta da piccoli clasti ben arrotondati, poligenici (argilliti e arenarie) di dimensioni massime di 6 cm. La componente più fine è costituita da limo e sabbie. Il deposito presenta una stratificazione piano parallela osservabile soprattutto in corrispondenza delle concentrazioni della frazione grossolana in strati sottili e di poco inclinati verso SO.

- **E12**-Deposito sabbioso, di colore giallognolo tendente al marrone, presentante laminazioni sottili e, in alcuni tratti, piccole lenti ghiaiose isolate, contenenti clasti (dimensioni ≤ 3 cm) ben arrotondati poligenici, sia naturali che antropici.
- **E13**-Deposito eterometrico di colore marrone, con la componente più grossolana rappresentata da clasti poligenici ben arrotondati, di dimensioni massime di 7 cm e frammenti di laterizi delle medesime dimensioni. La componente più fine è in prevalenza costituita da sabbia, molte volte organizzata in piccole lenti.

La sequenza stratigrafica di eventi alluvionali posteriori ad E13 non è esposta lungo la trincea di via di Porta V poiché in quest'area l'originaria topografia, costituitasi dal sovrapporsi dei depositi legati agli ultimi eventi alluvionali che interessarono il Quartiere meridionale di *Elea* – *Velia*, è stata sconvolta dalle operazioni di scavo archeologico degli anni '70.

Tuttavia è possibile osservare un lembo residuo (spesso circa 1.30 m) della stratigrafia del conoide del Frittolo conservato a NO di Via di Porta V (fig. 76) , dove sono stati riconosciuti gli eventi post-E13 che di seguito saranno descritti:

- **E14**- Deposito limo-sabbioso di colore grigio scuro, pochi clasti di natura poligenica. Presenti inoltre frammenti di laterizi di dimensioni decimetriche. Assenza di strutture sedimentarie evidenti.
- **E15**- Deposito a componente prevalentemente sabbiosa di colore bruno, con presenza di piccoli clasti poligenici (dimensioni ≤ 3 cm). Presenza di laterizi di dimensioni centimetriche. Struttura caotica.
- **E16**- Deposito limo-sabbioso di colore grigio, con presenza di piccoli clasti poligenici. Frammenti di laterizi scarsi ed assenza di strutture sedimentarie evidenti. Gli ultimi 0.30 m dello strato presentano un colore grigio-bruno ed evidenti tracce di pedogenesi.

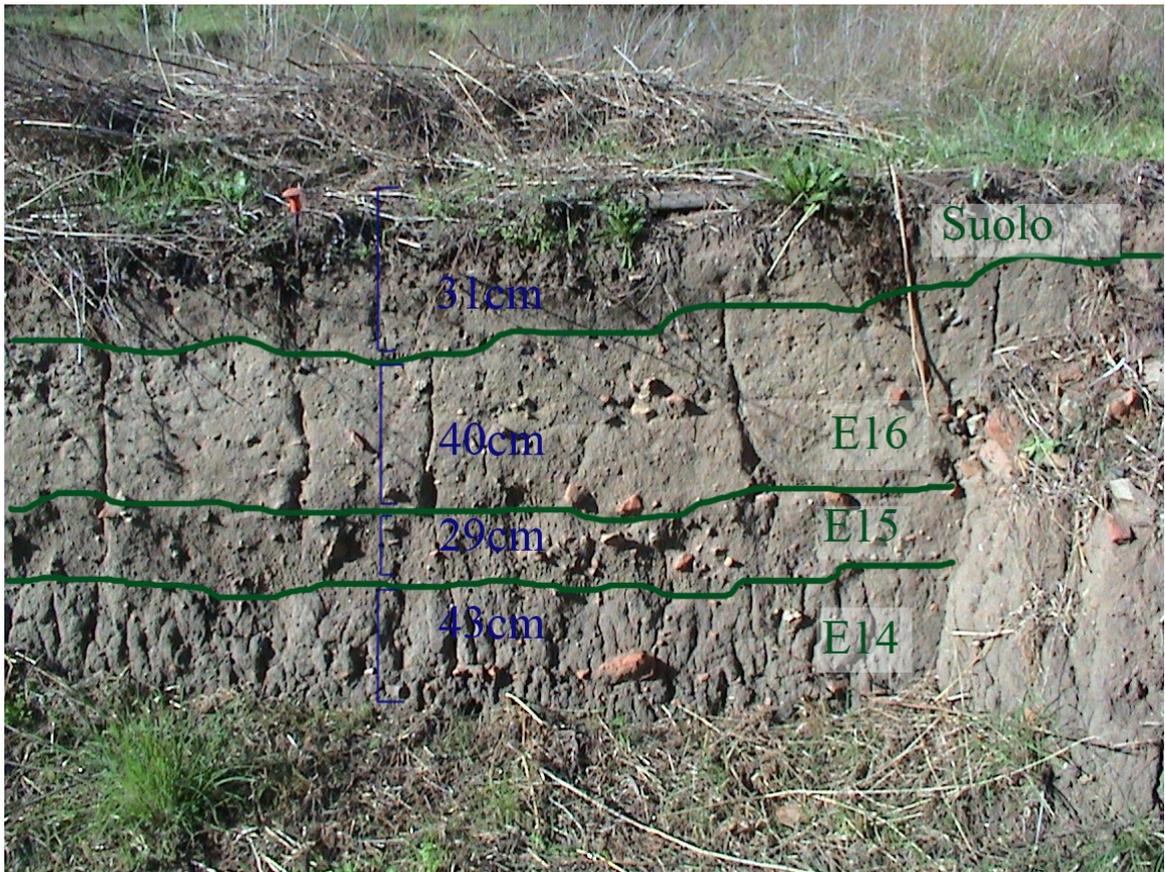


Figura 76. Sezione posta a NO di via di Porta V in cui sono evidenziati gli ultimi eventi che aggradarono quest'area del Quartiere meridionale seppellendo strutture della prima metà del V secolo d.C.

Con l'analisi sedimentologica di campo sono stati identificati 13 eventi alluvionali lungo la sezione di via di Porta V che datano dalla prima metà del I secolo d.C. al III secolo d.C., e 3 eventi successivi (post IV secolo d.C.) in un piccolo taglio posto a NO e ad una quota più alta della stessa. Unendo le superfici di strato dei singoli eventi identificati lungo tutta la sezione se ne può osservare ed analizzare l'andamento spaziale cercando di trarre delle informazioni sulle dinamiche che li hanno caratterizzati.

Come accennato in precedenza non tutta la sezione, che si sviluppa in direzione NE-SO per oltre 40 metri, espone l'intera successione di eventi poiché caratterizzata da una discontinuità laterale e verticale dei tagli archeologici e da una debole inclinazione verso SO dell'attuale piano basale di scavo. Per cui, la descrizione dell'andamento degli strati lungo la sezione farà richiamo a tre pareti di scavo della stessa che possiamo distinguere nei settori: settentrionale (eventi da E6 ad E13), in prossimità dell'incrocio stradale tra via di Porta V e la perpendicolare a via di Porto; centrale (eventi da E6 ad E12), posta a pochi metri dal precedente; meridionale (eventi da E1 ad E9), in prossimità delle mura di cinta e di Porta V.

misurate lungo tutta la sezione e le distanze indica una pendenza delle stesse verso SO con gradienti del 10-15%. I relativi flussi alluvionali ebbero modo di fluire e depositarsi lungo Via di Porta V, diramarsi negli ambienti costruiti che vi si affacciavano e, in parte, di fuoriuscire dalle mura attraverso la porta urbana.

L'evento E6 che è caratterizzato nel suo limite inferiore dal battuto in calce ed è sicuramente posteriore all'opera di risistemazione della via e dei marciapiedi datata tra la fine del I e la prima metà del II secolo d.C., periodo che vide la costruzione degli ambienti 32 e 33. Gli spessori osservati per il livello E6 sono uniformi sia nel settore settentrionale che in quello centrale (26 cm) mentre si assottiglia, (14 cm) in prossimità della murazione greca, nel settore meridionale. In quest'ultima zona lo strato E6 sembra, infatti, eroso al top.

Anche i livelli sovrastanti E7 ed E8 sembrano mostrare tracce d'erosione da acque incanalate non sovraccariche (vedi superfici d'erosione a-b e c-d, in fig. 77) rappresentate da superfici di discontinuità dalla forma concava. Ancora più a SO, in prossimità delle mura, i depositi alluvionali E7 ed E8 mostrano altre concavità che danno l'impressione di scavalcare le mura e che sono certamente da attribuire a fasi d'erosione occorse nelle fasi calanti delle piene o durante periodi a piovosità tale da non generare flussi iperconcentrati e colate (*debris flow*). Il livello E8 ed il successivo E9 mostrano continuità su tutta la sezione di Via di Porta V.

Tra tutti gli eventi alluvionali rilevati nell'area l'evento che depositò l'unità E9 (con tetto tra 5.25 e 4.22 m s.l.m.) sembrerebbe essere stato quello a maggior energia. Lo suggeriscono sia la sua composizione, ricca di materiale detritico grossolano trasportato, che gli spessori assunti variabili da circa 45 a 48 cm lungo l'intera sezione.

L'evento alluvionale E10 è presente solo lungo la parete di scavo del settore centrale (fig. 78), perché in quello meridionale è stato asportato con le operazioni di scavo archeologico, ed in direzione di quello settentrionale si rastema fino a scomparire.



Figura 78. Stratigrafia del settore centrale della sezione di via di Porta V. Sono delimitati gli eventi alluvionali E6 – E12 ed indicati i corrispondenti spessori.

Tra gli eventi alluvionali successivi ad E10 quelli identificati come E11, E12 ed E13 si possono seguire nel settore settentrionale (fig. 79) e solo parzialmente (E11 ed E12 in fig. 78) in quello centrale.

Inoltre, la sezione esposta nel settore settentrionale, che come già accennato in precedenza, espone la stratigrafia degli eventi compresi tra E6 ed E13 e mostra i resti archeologici degli ambienti abitativi di un edificio realizzato lungo la strada d'incrocio tra Via del Porto e Via di Porta V, oggetto di studio dello scavo archeologico.

Qui si possono distinguere essenzialmente tre fasi di edificazione che si intervallano agli eventi alluvionali (fig. 79).

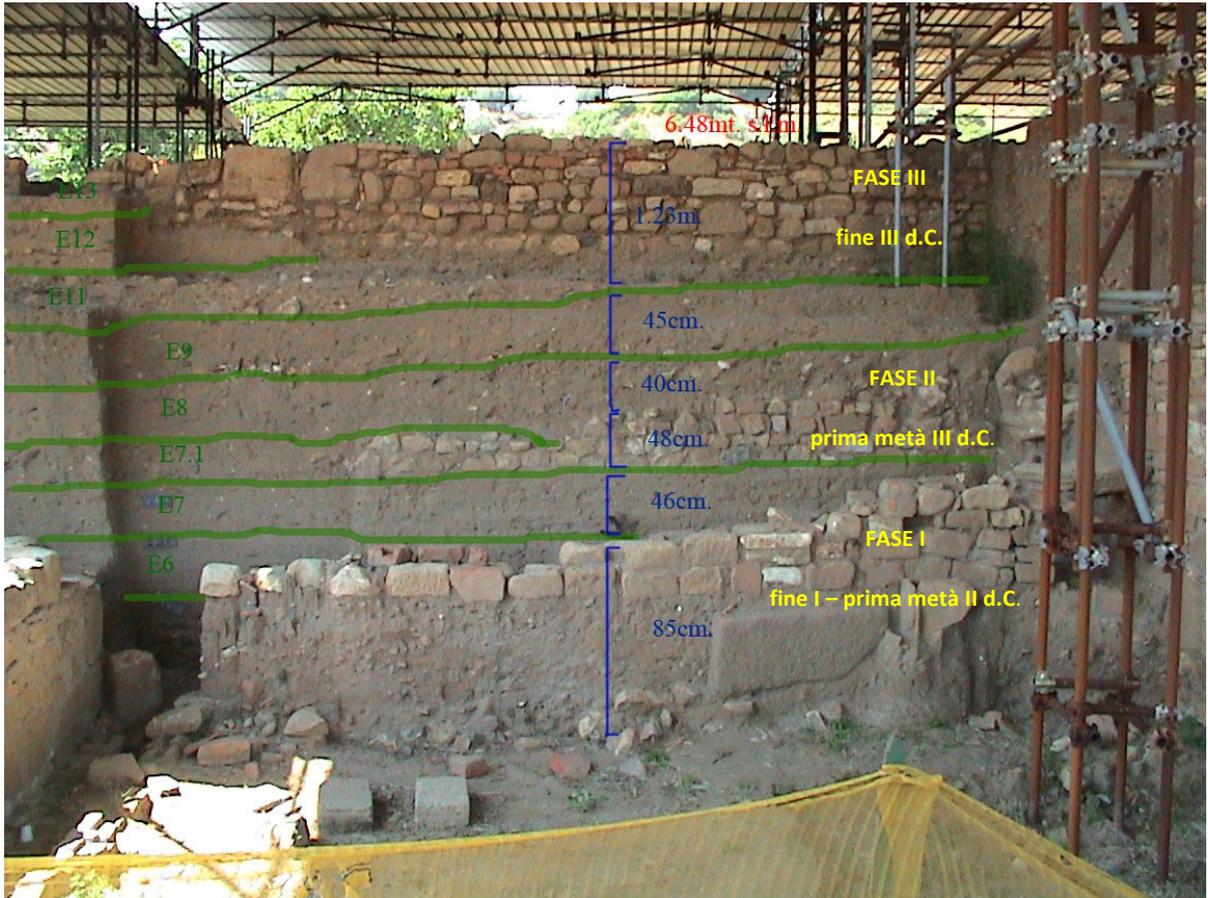


Figura 79. Stratigrafia del settore settentrionale della sezione di via di Porta V e fasi edilizie. Sono delimitati gli eventi alluvionali E6 – E13 ed indicati i corrispondenti spessori.

I depositi alluvionali E11, E12 ed E13 hanno particolare significato poiché ritrovati oltre le mura urbane lungo il margine NO della Necropoli romana di Porta Marina Sud (fig. 80 e 81). Tale area fu ricoperta dai citati flussi alluvionali perché questi poterono superarle passando attraverso una breccia presente pochi metri più a Nord di Porta V. Questi depositi alluvionali (E11, E12 ed E13) sono stati a loro volta ricoperti da quelli relativi agli eventi alluvionali (E14, E15 ed E16) rilevati a NO della sezione di via di Porta V (fig. 76).



Figura 81. Particolare dell'angolo NO della necropoli romana in cui sono stati riconosciuti gli eventi alluvionali: E11, E12 ed E13.

Con le considerazioni effettuate sulla distribuzione spaziale delle alluvioni e con l'aiuto della archeologia è possibile definire l'età di alcuni degli eventi alluvionali succedutisi nell'area di Via di Porta V.

Si ricorda che la sequenza archeostratigrafica dell'Insula AI, esposta nei vari settori della sezione di Via di Porta V, e a NO di questa, è stata studiata da G. Greco (Greco, 2003). La successione stratigrafica risulta contrassegnata, come evidenziato dallo scavo archeologico, da fasi costruttive o di risistemazioni che si registrano in momenti di pausa dei fenomeni alluvionali o poco dopo gli eventi. Questi ultimi saranno inevitabilmente costretti in forchette cronologiche i cui limiti temporali sono dettati dalla archeologia e distinti nelle seguenti fasi edilizie e risistemazioni:

fase I) battuto stradale, datato tra il III secolo a.C. ed il I secolo d.C.;

fase II) costruzione degli ambienti 32 e 33 dell'edificio I, e risistemazione di via di Porta V con battuto in calce, datati tra la fine del I secolo d.C. e la metà del II secolo d.C.;

fase III) ripristino ambiente 33, datato alla prima metà del III secolo d.C.;

fase IV) costruzione edificio II, datata alla fine del III secolo d.C.;

fase V) impianti di 4 edifici (area NO), datati al IV secolo d.C.

fase VI) risistemazione di alcuni edifici, datata alla prima metà del V secolo d.C.

Lo studio della stratigrafia esposta lungo la sezione chiarisce e colloca gli eventi riuscendo a fissare anche alcuni momenti all'interno di un ampio intervallo. Utilizzando tali vincoli cronologici insieme a quello offerto dalla presenza nella successione (qui segnalata per la prima volta) del livello piroclastico legato all'eruzione vesuviana del 79 d.C., è possibile precisare quanto segue circa i periodi in cui cadono le varie unità alluvionali prima descritte:

- a) Le unità E1 ed E2 si inquadrano tra il periodo ellenistico e il 79 d.C., in quanto posteriori alla fase I e sottoposte ad un livello discontinuo di pomice della eruzione vesuviana di quella data. Probabilmente l'evento si colloca molto più vicino al secondo che al primo termine della suddetta forchetta cronologica.
- b) Le unità E3, E4 ed E5 sono collocabili tra gli ultimi due decenni del I secolo ed il secondo secolo d.C. perché comprese tra le pomice del 79 d.C. ed il livello con lenti di

calce della fase II.

- c) Le unità E6 ed E7/E7.1 sono comprese tra le fasi II e III, ovvero tra la fine del I secolo d.C. e la prima metà del III secolo d.C.
- d) Le unità da E8 ad E13 ricoprono i resti della fase III e sono sottoposte a resti della fase IV, risultando perciò comprese nell'ambito del III secolo d.C. Nell'area della Necropoli Romana, l'unità E13 (ivi corrispondente alla US 1010) post-data le ultime sepolture, che si inquadrano nella prima metà del III secolo d.C.
- e) Le unità E14, E15 ed E16 appaiono tutte successive alla fase costruttiva IV (quindi posteriori al III secolo d.C.). Probabilmente E14 ed E15 appartengono ad eventi occorsi durante la articolata fase V (ricadendo nel periodo IV secolo - prima parte del V secolo d.C.), mentre E16 post-data la fase V e, quindi, il V secolo d.C.

Considerazioni circa la frequenza delle alluvioni e la reazione umana ad esse

Come si è visto, la sequenza delle unità alluvionali presenta intercalate diverse fasi costruttive o di risistemazioni degli edifici e dei piani stradali.

A prima vista questa coesistenza sembra indicare una certa stoltezza, o imprevidenza, degli abitanti, ma va considerato che quella dozzina di eventi alluvionali si verificò nell'arco di alcuni secoli e che si trattò di eventi che, per quantità di deposito volta per volta portato a valle ed in relazione alla dimensione del bacino del torrente, sono da riguardarsi come eventi eccezionali legati a brevi piogge di straordinaria intensità (nell'ordine di alcuni millimetri di pioggia al minuto per almeno un quarto d'ora).

A livello generale, è ben noto che eventi piovosi di tale tipo affliggono areali geografici di poca estensione ed hanno tempi di ritorno (sullo stesso areale) che sono di ordine decennale o pluridecennale. Pertanto le fasi di riedificazione che si intercalano agli strati alluvionali possono collocarsi durante periodi con assenza di alluvioni preoccupanti e, probabilmente, a notevole distanza temporale dall'ultima precedente alluvione, quando si era persa memoria dei disastri passati o, ottimisticamente, convinti che appartenessero ad un passato irripetibile. Fasi di ricostruzione più a ridosso di un precedente evento alluvionale non sono però da escludere ed andrebbero collegate (come ipotesi di lavoro futuro) ad interventi di sistemazione idraulica e di stabilizzazione dei versanti che i velini considerarono risolutori del rischio (evidentemente ingannandosi).

Origine del carico solido, modalità di trasporto ed energia dei flussi alluvionali

Le osservazioni sedimentologiche condotte sugli affioramenti dei depositi alluvionali accumulatisi sul Quartiere meridionale di Velia tra il II secolo a.C ed il V secolo d.C. portano a concludere che trattasi in prevalenza di depositi eterometrici organizzati in corpi tabulari spessi da due a cinque decimetri e continui su distanze di diverse decine di metri.

Tranne che per pochi e sottili intervalli selezionati e laminati, trattasi di corpi massivi con una tessitura a supporto di matrice, non selezionati, con contatti basali non erosivi. La matrice dei depositi è rappresentata in prevalenza da sabbia giallastra e subordinata frazione limosa di simile colore.

La frazione grossolana immersa nella matrice è costituita da ciottoli centimetrici (raramente fino due decimetri cubi), in prevalenza derivanti dalle Formazioni di Centola e di Ascea, ma anche con numerosi frammenti di ceramica e mattoni, sia spigolosi che smussati, legno carbonizzato e reperti osteologici di animali (quasi certamente resti di pasti umani provenienti dall'erosione di antichi cumuli di rifiuti, da cui forse provengono anche i carboni).

I clasti lapidei e la matrice sabbioso-limosa deve provenire dalla erosione (durante le piene) del manto pedologico-alteritico che rivestiva i versanti del bacino del Frittolo; ma non si esclude che fossero coinvolti anche riporti antropici (probabilmente associati a terrazzamento dei pendii e del fondovalle) e relativi muri di contenimento "a secco".

Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie suggeriscono come modalità prevalenti di trasporto quelle dei *debris flow* e dei flussi iperconcentrati, spesso in intima associazione tra loro (rispettivamente "testa" densa e "coda" diluita che talora scavalca il *debris flow*). Il flusso di maggior energia, come in precedenza anticipato, appare essere quello dell'unità E9, che è quello a maggiore componente grossolana e ricco anche di clasti decimetrici.

Circa l'energia dei flussi alluvionali, occorre specificare che il diffuso troncamento di muri che si nota lungo la sezione di Via di Porta V non può essere legato alla potenza distruttiva dei flussi (che appare modesta in questa parte distale del conoide), ma a smantellamenti operati dall'uomo per il riciclo dei materiali da costruzione allorquando si ebbero fasi di abbandono e decadimento degli edifici pregressi.

Nulla di certo si può dire sulla breccia presente lungo il lato NO delle mura di cinta, a cui si è accennato in precedenza. Che tale breccia si debba a fenomeni naturali o, invece, ad azioni umane è ancora da chiarire. Certo appare molto improbabile che la possente murazione

cedette sotto la spinta di una delle alluvioni dimostrate dai depositi prima descritti (tutte di modesta entità ed inefficaci a distruggere delle ben più deboli costruzioni incontrate più a monte). Che sia stato un cedimento legato a scalzamenti dovuti al moto ondoso è ugualmente da escludere per via del fatto che, all'epoca, la linea di riva si era già portata parecchio più avanti. Nel quadro delle ipotesi riguardanti un abbattimento intenzionale da parte dell'uomo, fermo restando la plausibilità di altre motivazioni, si affaccia quella che invoca la decisione (presa dopo l'ennesima crisi alluvionale in città ?) di scavare un profondo canale di deflusso parallelo e a NO di Via di Porta V e di farlo uscire dalla città aprendo quella breccia nelle mura.

Per quanto concerne i rapporti tra le alluvioni registrate all'interno delle mura e quelle presenti nell'area dell'antistante necropoli si è già accennato alla identificazione e collocazione temporale degli ultimi tre eventi (E11, E12, E13) che ricoprono Via di Porta V oltrepassando le mura e depositandosi anche nell'angolo NO della necropoli. Nel prossimo paragrafo si tratterà della stratigrafia emersa durante le recenti fasi di scavo di quest'ultima e del rapporto tra gli eventi *intra* ed *extra moenia* indicando le possibili vie di deflusso preferenziale, od obbligato, degli eventi alluvionali.

12.2 LA NECROPOLI ROMANA DI PORTA MARINA SUD ANTISTANTE LE MURA OCCIDENTALI DEL QUARTIERE MERIDIONALE

In collaborazione con la Soprintendenza Archeologica di Salerno, sotto il coordinamento del Prof. re Geologo A. Cinque e della purtroppo prematuramente scomparsa Dott.ssa Archeologa C.A. Fiammenghi, a cui va un affettuoso ricordo e riconoscimento della sua professionalità e disponibilità alla ricerca multidisciplinare, la ricerca geoarcheologica nell'area velina è continuata.

Durante gli scavi che, iniziati nel Marzo dell'anno 2004 e conclusisi nello stesso mese del 2006, hanno interessato l'area esterna al tratto NO delle mura di cinta del Quartiere meridionale sono stati acquisiti nuovi ed interessanti elementi.

I nuovi scavi eseguiti a SO del tratto d-e delle mura urbane che proteggevano l'Insula AI hanno messo in luce parte di una necropoli di età Romana. L'indagine archeologica ha interessato un'area di 1400 mq debolmente inclinata verso Sud Est che corrisponde a parte della "Necropoli romana" di Elea – Velia, cosiddetta "di Porta Marina Sud", posta all'esterno delle mura di cinta (fig. 82).

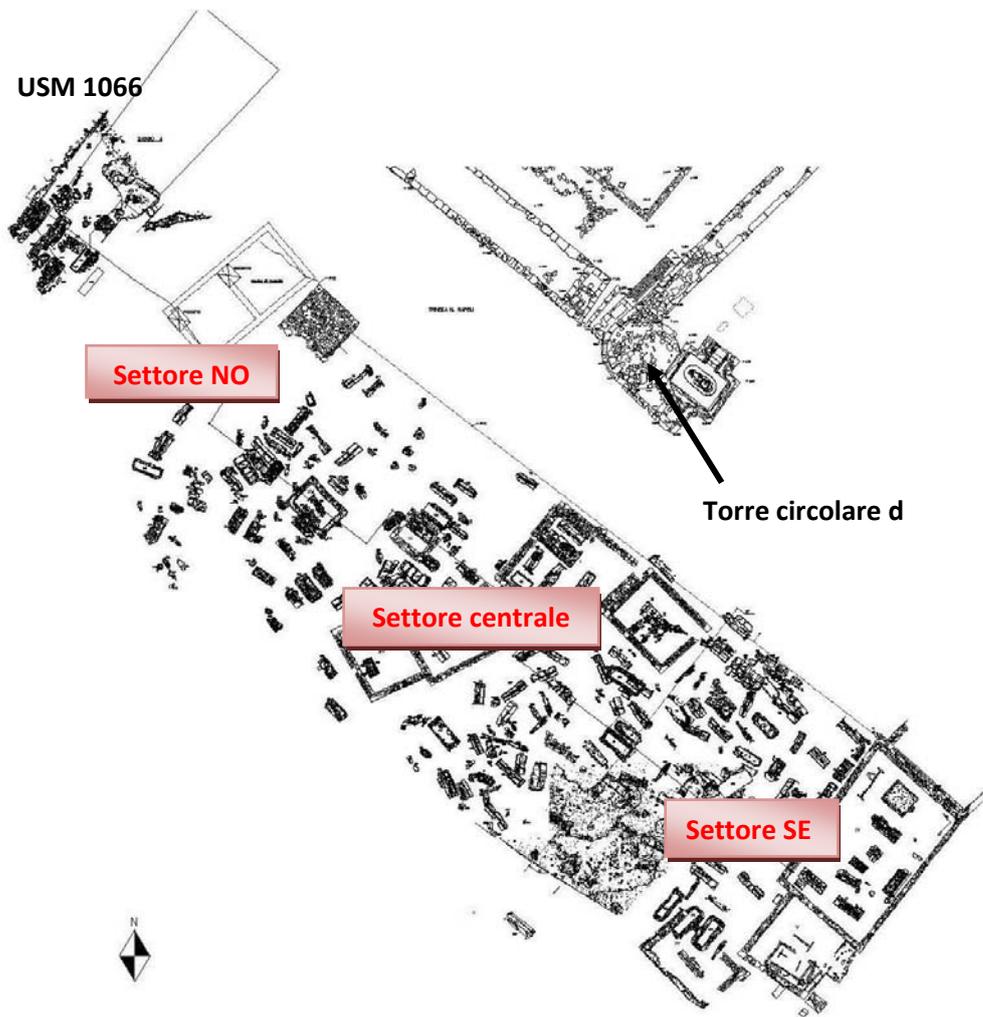


Figura 82. Area della Necropoli romana di Porta Marina Sud, suddivisa nei settori NO, centrale, e SE.

I limiti di quest'area (fig. 82), di forma approssimativamente rettangolare, sono i seguenti: a NO, il muro in *opus incertum* (USM 1066) che si snoda verso NE addossandosi ortogonalmente alla cinta muraria, a NE, le mura in opera quadrata che corrono dalla torre semi circolare (d), a SE, i recinti funerari IV e V, ed infine a SO, il limite di scavo è determinato dalla stradina che corre lungo la recinzione del parco archeologico.

Per quanto riguarda i limiti originari della necropoli questi sono attualmente individuabili solo in direzione della città, il cui muro di cinta costituiva di fatto il limite fisico a ridosso del quale essa si estendeva, ma ritrovamenti di tombe più tarde nell'area a ridosso della linea ferroviaria (pochi metri più a Sud) lasciano ipotizzare una più ampia area sepolcrale.

La necropoli si sviluppa, quindi, in una zona extra muranea esterna al tratto d-e delle

In generale, gli antichi piani di calpestio riesumati con detti scavi evidenziano che le superfici dell'area mostrano una prevalente debole inclinazione verso Sud Est, e nel corso del tempo essa è stata interessata da progressive sopraelevazioni rispetto alle quote attestate in città. Tali modificazioni sono risultate di volta in volta determinate da agenti di natura antropica (scarichi di materiali), naturale (depositi di sabbia marina), e naturale/antropica (depositi alluvionali e delocalizzazione di detriti e alluvioni contenenti materiali archeologici). Inoltre, la morfologia di dette superfici è articolata in modo caratteristico da una serie di gobbe legate a sversamenti cumuliformi di detriti (alcuni dei quali potrebbero derivare dalla ripulitura di spazi urbani dalle alluvioni di cui al capitolo precedente) e, nel settore più accosto alle mura urbiche, da un modesto avvallamento allungato parallelamente alle mura stesse che tende a sparire per seppellimento alluvionale a partire dalla seconda metà del II secolo d.C. La successione degli eventi e della stratigrafia non è sempre di agevole lettura.

La stratigrafia della necropoli nel complesso è stata osservata per uno spessore di circa 4.40 metri, dal momento che la quota assoluta di partenza del piano di calpestio all'inizio dello scavo era di 5.62 m s.l.m. e la quota più bassa raggiunta al suo termine nel settore SE è di 1.20 m s.l.m.

L'indagine ha permesso di precisare alcuni aspetti legati alla formazione del deposito geoarcheologico e quindi alla definizione dell'area sepolcrale nel suo complesso e di ancorare questi ad alcuni caposaldi cronologici.

In vari punti dello scavo della Necropoli Romana è stato rinvenuto un livello di minute pomice bianche (di 1-2 mm di diametro) spesso circa 4 cm ed ascrivibile alla eruzione vesuviana del 79 d.C sia per i suoi caratteri petrologici che per posizione archeostratigrafica nelle sezioni della necropoli stessa (ove si sovrappone a piani di calpestio e tombe della prima metà del I secolo), di Via di Porta V (vedi paragrafo precedente) e del cantiere di scavo della Casa degli Affreschi lungo il pendio meridionale della dorsale di Castellammare di Stabia (ove analogo straterello di pomice è stato osservato sul piano della strada posta immediatamente a monte dell'edificio).

Di grande rilievo, al fine di ricostruire la storia della necropoli di Velia è, poi, l'evidenza costituita da un cospicuo strato di sabbia marina massiva (**US 1282**) rinvenuto nel settore SE dell'area di scavo che si sovrappone al livello pomiceo del 79 d.C. (fig. 84).



Figura 84. Sezione NO-SE, fronte occidentale dello scavo della necropoli. Si possono osservare le unità stratigrafiche US 1282 e US 2227. Tra le due unità stratigrafiche si interpone il livello di pomici dell'eruzione vesuviana del 79 d.C.

Tale deposito, spesso mediamente 0.60 m, ha tessitura grossolana e risulta privo di strutture sedimentarie. Esso è costituito da sabbia grossolana di colore grigiastro contenente piccoli ciottoli. L'unità tende ad assottigliarsi fino a sparire andando verso Nord e verso le mura, dove il piano di campagna sul quale venne a deporsi risale di alcuni decimetri. Più in dettaglio, si è notato anche che dette sabbie grigie mostrano (oltre al *trend* generale appena delineato) anche inspessimenti ed assottigliamenti locali dovuti alla topografia gibbosa precedentemente creatasi nell'area a seguito degli accumuli di riporti antropico.

Lo scavo dell'US 1282, interessata da sepolture, ha restituito numerosi frammenti di anfore vinarie. Secondo gli Archeologi queste attestano una prevalente provenienza greco-orientale e sono tutte riferibili a tipi della seconda metà del I secolo d.C., costituendo un elemento determinante per stabilire la cronologia della necropoli stessa. Essa si colloca, infatti, a cerniera dei due momenti principali della formazione del bacino archeologico costitutivo della necropoli, in cui si distinguono chiaramente due fasi principali.

Circa la genesi dell'US 1282 è stato interessante notare che le sabbie includono anche (dispersi caoticamente nella massa sabbiosa) frammenti del sottostante livello pomiceo, grossi fino ad un paio di centimetri, unitamente alla mancanza di laminazioni ed alle geometrie di accumulo. Ciò induce ad interpretare la US 1282 come il frutto di una deposizione istantanea ad opera di una tempesta eccezionale che fu in grado di spingere i suoi flutti fino ad un'area (quella della Necropoli) certamente sottratta da molti decenni almeno a simili dinamiche, per via del progradare della linea di riva.

La sabbia marina (US 1282), che è stata quindi identificata come una tempestate (fig. 84), oltre che nella sua massa, ingloba in alcuni settori alla base uno strato, conservato per pochi centimetri, di cinerite compatta con pomici di dimensioni millimetriche, la cui superficie presenta una serie fitta di piccole depressioni circolari e segni di pedogenesi. Questo strato cineritico con piccole pomici, rinvenuto anche in altri punti della città, testimonia un evento eruttivo freato – pliniano, accompagnato da piogge e da violente mareggiate con trasporto aereo dei prodotti dell'eruzione, che difficilmente, considerato il vincolo cronologico rappresentato dalle anfore, potrebbe essere spiegato se non con l'eruzione vesuviana del 79 d.C.

A dar conto della eccezionale portata dell'evento si ricorda che l'onda, per giungere ove oggi si rinvencono le sabbie da essa portate, dovette anche risalire un dislivello valutabile intorno a 3.5 metri (stimato in base al paleolivello del mare nel I secolo d.C. e le quote di affioramento delle sabbie di tempesta).

In accordo coi vincoli offerti dall'archeologia e tenuto presente il fatto che l'unità si depose quando le pomici del 79 d.C. avevano già subito una certa alterazione pedogenetica, la US 1282 viene assegnata alla parte finale del I secolo.

Alla medesima tempesta eccezionale (forse uno *tsunami* ?) sono da ascrivere le chiare evidenze del naufragio di una imbarcazione dal cui carico provengono le molte anfore (talora intatte) rinvenute nello strato di sabbie grigie. Tra l'altro il lavoro congiunto con l'Archeologo G. Iovino ha consentito di individuare in una vicina tomba molto danneggiata il punto ove impattò la barca, sfasciandosi e rilasciando nei pressi le stoviglie della sua cambusa.

Utile ai fini della definizione dell'orizzonte cronologico del suddetto contesto è stata, ovviamente, l'analisi archeologica dei rinvenimenti anforici che, come precedentemente accennato sono datati alla seconda metà del I secolo d.C. Essi, per la quantità, tipologia e disposizione dovrebbero riferirsi, come suddetto, al carico dalla cambusa di una nave oneraria

nafragata verosimilmente a causa delle onde marine anomale, che dovettero spingersi fino a lambire la necropoli (fig. 85).

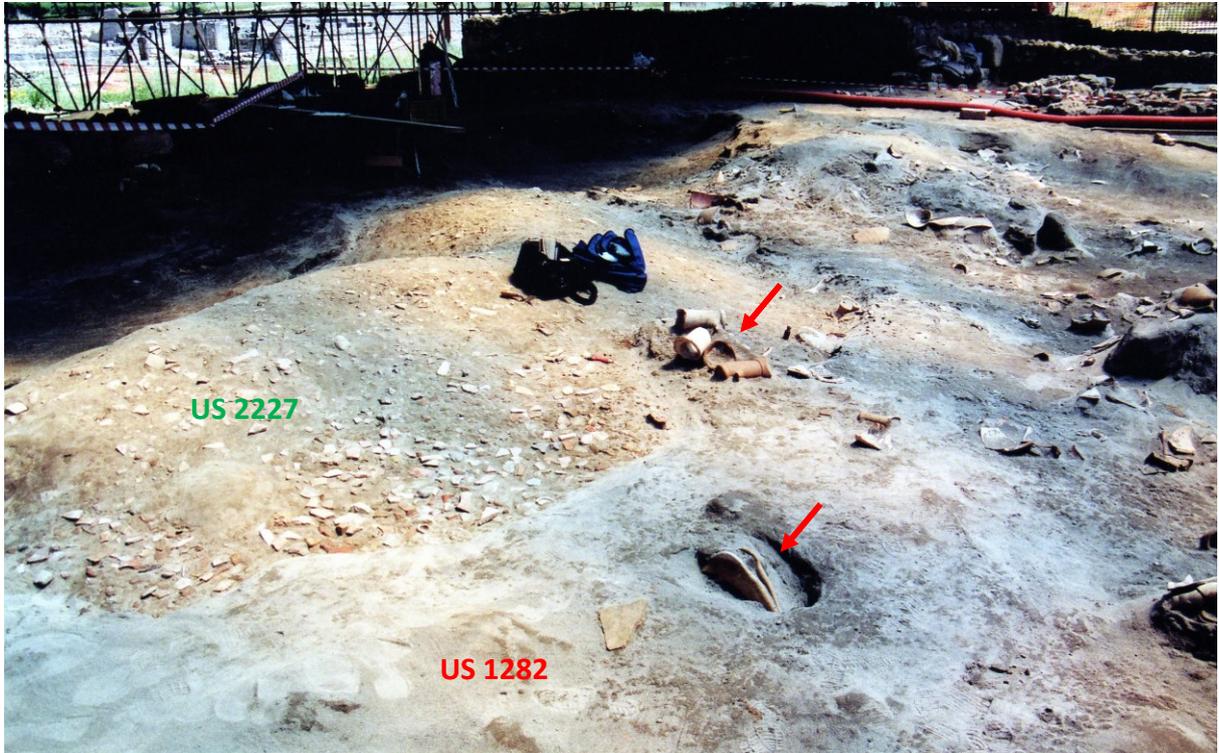


Figura 85. Area SE della necropoli, particolare di un'anfora vinaria e delle stoviglie di bordo ritrovate nell'US 1282. A sinistra dell'immagine è visibile anche la sottostante US 2227.

Alla mareggiata dovette seguire un secondo evento alluvionale (US 1246) databile agli inizi del II secolo d.C. attestato nell'area centrale e SE della necropoli, che determinò insieme alla deposizione della tempestite il piano di calpestio finale e la successiva superficie delle sepolture di II fase.

Nel settore SE dell'area di scavo, laddove era emerso il deposito sabbioso (US 1282) ed erano presenti meno sepolture, è stata scavata una trincea (**saggio c**) larga 2.50 metri, trasversale all'area stessa in direzione NE-SO, al fine di indagare la natura dei terreni anteriori all'impianto della necropoli, in condizioni meno disturbate (fig. 86).

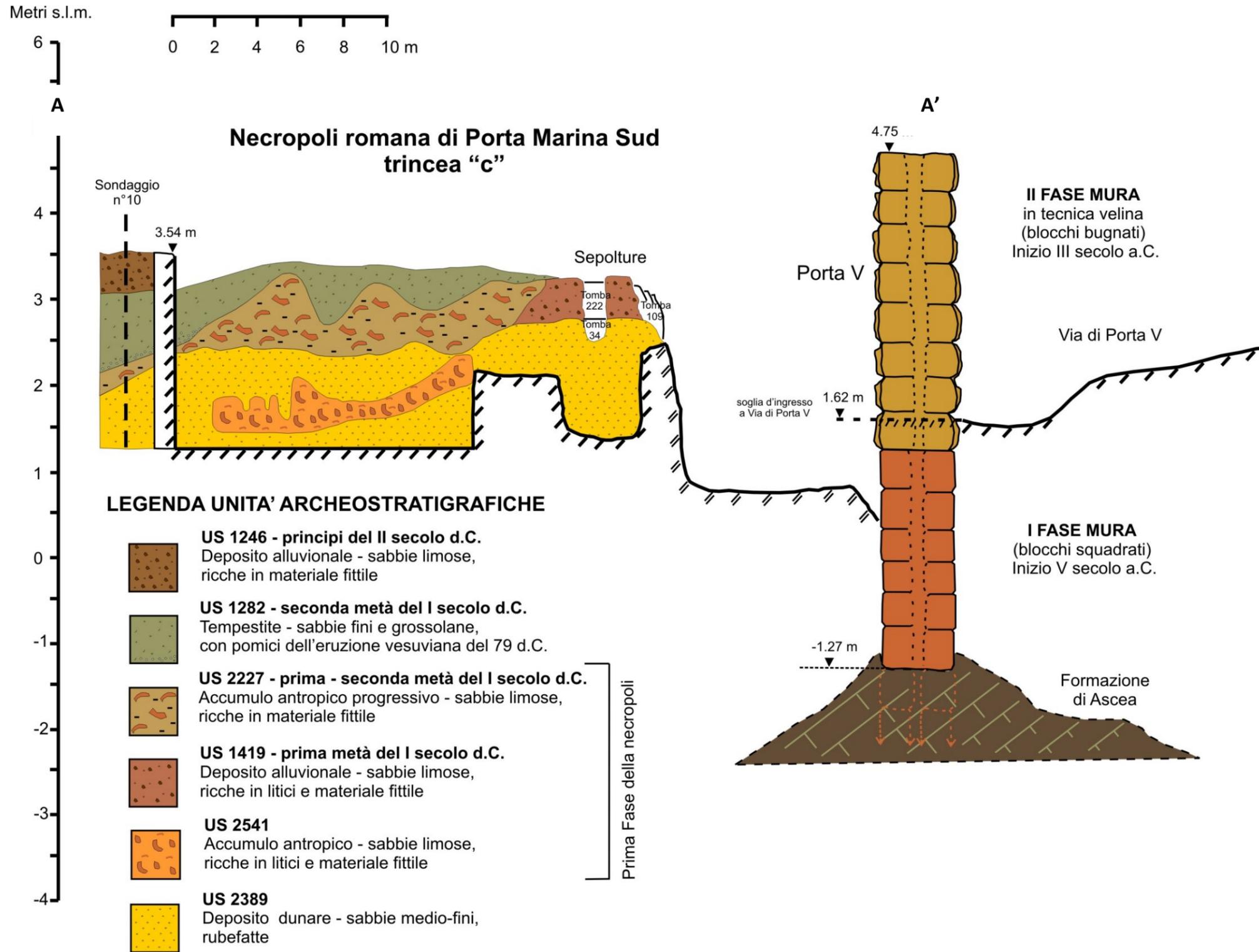


Figura 86. Sezione geoarcheologica A – A' realizzata lungo la trincea c e nel settore SE della Necropoli romana di Porta Marina Sud. La traccia di sezione è ubicata in fig. 83

Lungo la trincea del saggio **c** lo strato di sabbia di tempesta (US 1282) copriva uno strato di terreno con matrice limo-sabbiosa di colore marrone chiaro, con numerosi frammenti ceramici e litici (US 2227). Lo strato largamente attestato in questo settore SE ha inoltre restituito molti frammenti di anfore e laterizi, gran parte dei quali di grandi dimensioni che non mostravano fratture particolarmente arrotondate, presentando uno spessore nella sua parte centrale pari a circa 0.80 metri, che tendeva ad assottigliarsi verso il limite di scavo SO, dove il suo tetto si trova ad una quota assoluta di 2.40 m.

Tale deposito per i suoi caratteri è risultato pertinente ad un accumulo artificiale progressivo, dovuto a scarichi intenzionali da parte dell'uomo, la cui superficie presenta un andamento visibilmente ondulato dovuto sia all'erosione che alla geometria stessa dei cumuli di scarico (fig. 85 e 86).

Lo scarico antropico US 2227 è rapportabile ad un deposito della stessa natura, denominato **US 1420**, registrato nel settore NO della necropoli la cui superficie determinava il particolare andamento ondulato del muro **USM 1066** ortogonale alla cinta muraria e da ascrivere, probabilmente, ad un grande recinto funerario.

Da un punto di vista cronologico gli scarichi antropici (US 2227 e 1420) sono immediatamente posteriori ad un evento alluvionale (**US 1419**) a cui si sovrappongono. Tale evento ha interessato l'area centrale e SE della necropoli ed è da ascrivere alla prima metà del I secolo d.C. L'US 1419 è costituita da sabbie limose ricche in litici e materiale fittile, con depositi spessi mediamente 0.40 metri, in cui sono tagliate le tombe della I fase della necropoli (fig. 86), alcune delle quali sigillate dal deposito tempestivo.

Asportato lo strato di riporto antropico (US 2227) all'interno della trincea, ad una quota di 2.00 m s.l.m., si è rinvenuto uno strato di sabbia marina a tessitura medio-fine e dal colore giallognolo identificato come **US 2389**, dello spessore di 0.20 metri. Tale deposito, per la parte osservabile, presenta accenni di stratificazione incrociata e rubefazione, ed è ascrivibile ad un apporto eolico costiero.

La trincea **c** (fig. 86) consente quindi di definire dall'alto la seguente sequenza: deposito sabbioso grigio di tempesta (US 1282); scarico artificiale (US 2227), sovrapposto nel settore SE al deposito alluvionale; deposito alluvionale (US 1419); strato basale di sabbia eolica giallognola (US 2389).

Continuando con lo scavo, rimossi i primi 20 centimetri di sabbia giallognola (US

2389), sono emersi elementi relativi ad una fase d'uso e frequentazione del sito definita da uno strato sottile di terreno a matrice sabbiosa mista a frammenti litici e ceramici identificato come **US 2541**. Questo strato nella parte centrale della trincea si presenta attraversato da buche di palo di varie forme e dimensioni (alcune con ancora resti lignei all'interno). Gli Archeologi sostengono che potrebbe trattarsi, in via del tutto ipotetica, delle tracce di un pontile in legno o una costruzione legata alle attività marinare. Tale superficie di frequentazione insieme a resti di focolai e di due setti murari ritrovati nell'area a ridosso della cinta muraria, sono senza dubbio pertinenti ad attività antropiche antecedenti all'impianto della necropoli. Se è giusta tale ipotesi si sarebbe di fronte ad una prova indiretta del fatto che, poco prima dell'impianto della necropoli, la linea di riva corresse poco a valle dell'area in questione.

Lo scavo all'interno della trincea è continuato, poi, asportando le evidenze archeologiche e verificando al di sotto dell'US 2541, fino ad una quota di 1.20 m s.l.m., la presenza uniforme della sabbia giallognola (US 2389), che nella parte più bassa ha restituito frammenti di ceramica comune di età non più alta del II secolo a.C. Questo deposito è stato ritrovato anche in altre zone dell'area di scavo al di sotto del riporto antropico e dello strato alluvionale ad una quota media dell'interfaccia di 1.40 m s.l.m.

Spostandoci nel settore NO della necropoli vediamo che nel riporto antropico (US 1420) è scavata la fossa di una tomba di prima fase e, all'interno dello stesso strato, la fondazione del muro (USM 1066) ortogonale alle mura di cinta, con quota della soglia pari a 2.60 m s.l.m. Risulta che il muro sia in fase con le tombe più antiche della necropoli che, come si è visto, sono collocabili nella prima metà del I secolo d.C.

Passando a tappe evolutive più recenti di quelle sin qui trattate, si nota che le tombe della II e III fase di vita della necropoli sono scavate in un articolato complesso di materiale sabbioso-limoso ricco di materiale fittile; probabilmente si tratta di materiale alluvionale sgomberato dall'interno della città e scaricato fuori le mura per pareggiare irregolarità del piano di campagna.

Alla fase più tarda della necropoli, la III fase, appartiene anche un viottolo di accesso a questa parte dell'area sepolcrale, posto alla quota media di 4.90 m s.l.m. ed esplorato per circa 4 metri nella parte della necropoli più prossima alla Porta V. Realizzato con frammenti litici di varia origine, legati con calce e terra, esso inclina verso oriente e dimostra come fosse ancora presente il già citato avvallamento tra il dosso della necropoli e le mura urbane.

Tale viottolo, come del resto tutte le tombe di II e III fase, risulta obliterato da uno strato alluvionale denominato **US 1010**, databile tra la seconda metà del II e la prima metà del III secolo d.C. Quest'ultimo evento alluvionale (spessore massimo di 0.60 metri) sigilla la sequenza dell'area NO della necropoli. Questo deposito alluvionale è l'ultimo tra quelli che la campagna di scavo 2004-2006 ha consentito di osservare, ma ad essa dovevano originariamente seguirne altre, visto che si ha notizia da precedenti scavi (G. Iovino, comunicazione orale) che alcune tombe della stessa necropoli furono rinvenute tagliate in strati alluvionali a quota maggiore, tanto da sovrapporsi al colmo dei resti di cinta muraria.

La complessa archeostratigrafia che emerge dallo scavo della necropoli e dal saggio c chiarisce parte delle relazioni esistenti tra gli eventi alluvionali che fin dal tempo dell'insediamento foceo interessarono questa parte del Quartiere meridionale e lo sviluppo della fascia costiera prospiciente le mura, in un arco temporale compreso tra il I ed il III secolo d.C. Essa, inoltre, permette di porre dei vincoli cronologici e geografici sulla posizione e andamento della linea di costa nel I secolo d.C.

Abbiamo visto, infatti, che su un ambiente di spiaggia emersa, rappresentato dalle sabbie giallastre ritrovate lungo tutta la necropoli ad una quota variabile tra i 2.00 e 1.40 m s.l.m., sono stati depositati alcuni decimetri di alluvioni provenienti dal Torrente Frittolo e dalle alture vicine. Tale superficie è stata poi luogo della prima fase delle sepolture della necropoli, datata alla metà del I secolo d.C., ed interessata dalla deposizione di sabbie di tempesta nella seconda metà dello stesso secolo.

Ciò lascia ipotizzare la immediata vicinanza della linea di costa che è possibile ubicare parallelamente alle mura in prossimità della linea ferroviaria che corre poco più a Sud.

Quanto agli eventi alluvionali registrati nella stratigrafia della necropoli alcuni di essi sono rapportabili a quelli testimoniati all'interno della città lungo la sezione ubicata su via di Porta V (cfr. *I.2.I*), una strada che attraversava l'Insula *AI* uscendo dall'omonima porta.

Vista la presente mancanza di continuità fisica tra gli affioramenti presenti dentro le mura (sezioni lungo Via di Porta V) e quelli messi in luce con lo scavo della Necropoli (iato dovuto a scavi archeologici del passato), non risulta semplice stabilire correlazioni tra gli eventi alluvionali che si riconoscono in questi due diversi settori.

Tuttavia, si può sostenere che esiste una analogia tra gli eventi della prima metà del I secolo d.C. registrati all'interno delle mura (E1 ed E2) e quello che nell'area della necropoli è

stato identificato con l'unità stratigrafica US 1419, per composizione e reperti archeologici. Inoltre, a tetto di tali depositi si riconosce un sottile strato di pomice dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. riscontrato, come già detto, anche nell'area della necropoli a tetto del riporto antropico (US 2227) immediatamente successivo alla alluvione (US 1419). Il relativo flusso alluvionale, dopo aver attraversato la città e depositato i suoi detriti lungo via di Porta V e nelle aree circostanti, sembra aver superato il varco della porta urbana ed essersi distribuito in quelle parti della necropoli che erano meno elevate (nell'area centrale e sud occidentale).

Come suggerisce l'andamento altimetrico del *marker* dato dalle pomice del 79 d.C. certi settori della Necropoli erano più elevati (di quasi 1 metro) rispetto alla quota alluvionabile. E' possibile, quindi, che lo strato di sabbie giallastre (US 2389) sottostante le alluvioni di I secolo d.C. (US 1419), e attestato lungo tutta l'area di sepoltura, rappresentasse una duna costiera. A rafforzare tale ipotesi vi è il fatto che una strada romana uscente da Porta Marina Sud risulta in leggera salita verso SO, passando da 0.96 m a 2.50 m s.l.m. in prossimità del limite sud-orientale della necropoli, mentre tutto il muro di età romana che la fiancheggia ha fondamenta ed alzato che assecondano questa morfologia concavo – convessa.

Un'altra correlazione stratigrafica è possibile tracciarla tra gli eventi alluvionali della seconda metà del II – prima metà del III secolo d.C. che all'interno delle mura, lungo Via di Porta V, obliterano gli ambienti 32 e 33, e le unità alluvionali tra cui l'US 1010 che sigilla l'area NO della necropoli (E13 in 12.2.2). I primi eventi di questo gruppo dovettero facilmente pareggiare l'avvallamento tra le mura urbane e l'antico cordone dunare ove era stata impostata la necropoli, mentre i successivi riuscirono anche a seppellire del tutto ciò che restava della cinta muraria ed a dare a tutta l'area la topografia regolare (a conoide alluvionale ben raccordato alla piana costiera) che si aveva prima che a Velia iniziassero gli scavi archeologici. L'evento E13 deve essere avvenuto quando ormai le mura erano quasi del tutto ricoperte per cui il flusso, che lungo via di Porta V presenta una direzione prevalente verso Ovest, deve aver raggiunto la necropoli superando la cinta muraria, che ormai aveva perso la sua funzione difensiva, attraverso una breccia presente alla sua estremità nord- occidentale, formando un lobo che ha obliterato solo questa parte.

12.3 LE INSULAE I E II DEL QUARTIERE MERIDIONALE

Per questa parte del Quartiere meridionale non è stato possibile osservare direttamente le stratigrafie emerse ed asportate con gli scavi archeologici realizzati negli scorsi decenni, o i

saggi in profondità oramai ricoperti. Di seguito, quindi, sarà esposta una sintesi dei risultati di precedenti studi condotti nell'area che aiutano a capire la complessa evoluzione geoambientale di questa parte della città che fornisce utili indicazioni sull'andamento della linea di costa in età Arcaica.

Lo scavo archeologico del Quartiere meridionale posto tra la base del versante ed il rilevato della linea ferroviaria ebbe inizio nel 1953, sotto la direzione dell'archeologo Sestrieri. Gli indizi archeologici erano scarsi, infatti, l'area appariva uniforme ed intensamente sfruttata dall'agricoltura. Nulla poteva indicare l'esistenza di una struttura urbanistica così importante per la città di Velia, a meno di qualche scarso resto di mura in blocchi riscontrato dai contadini durante le normali operazioni di aratura. Durante gli scavi che durarono circa sette anni, si portarono in luce il tratto meridionale delle mura urbane e parte del quartiere che risultava diviso in *Insulae* abitative, oltre che ai resti di alcuni edifici pubblici, constatando che lo strato archeologico era sottoposto al piano campagna di circa quattro metri. Tale profondità consentì il rinvenimento di strutture ben conservate e databili tra la fine del IV ed i principi del III secolo a.C. , nonché strutture di epoca romana.

I livelli urbani delle fasi ellenistica e romana sepolti dai sedimenti alluvio- colluviali sono oggi ben osservabili e costituiscono uno dei punti più interessanti della visita al Parco Archeologico di Velia.

L'ingresso a questa parte della città avviene attraverso Porta Marina Sud, che risulta fiancheggiata dalle mura di fortificazione e, sul lato Est, da una imponente torre quadrata a difesa dell'ingresso. L'età di costruzione delle mura e della porta risale all'epoca della fondazione della città, ma ciò che oggi si osserva è il frutto di rifacimenti e trasformazioni avvenute nel III secolo a.C.

Attraversando la porta si accede al Quartiere meridionale della città percorrendo Via di Porta Marina Sud, una larga strada con marciapiedi laterali.

Sul lato occidentale della strada si trovano un insieme di abitazioni che costituiscono l'Insula I. L'impianto di questa Insula risale alla prima metà del III secolo a.C. , ma le strutture messe in luce appartengono alla risistemazione della prima età Imperiale, nel I secolo d.C., ed opere più tarde.

A destra di via di Porta Marina Sud si sviluppa l'Insula II che ospita un complesso edificio di età Augustea (ultimi decenni del I sec. a.C). L'ingresso di questo edificio si trova su Via del Quartiere meridionale una strada ortogonale alla precedente, dove una ampia scalinata

monumentale consente l'accesso ad un cortile scoperto, circondato su tre lati da un colonnato che in passato doveva sorreggere un'area porticata; al centro di questa struttura denominata Triportico era collocato un altare. Sul lato meridionale il complesso era organizzato su due livelli di cui quello superiore consisteva in una ampia terrazza sistemata probabilmente a giardino. Il livello inferiore consisteva in un ambiente sotterraneo, un Criptoportico, coperto da una volta a botte, che si sviluppava intorno all'area scoperta formando una "U".

Il rinvenimento di ritratti scultorei di Parmenide e di altri medici ha fatto ipotizzare che l'area dell'Insula II fosse la sede di una scuola medica, anche se il ritrovamento di numerose sculture della famiglia imperiale attualmente induce gli Archeologi a ritenere che questo potesse essere un edificio legato al culto dell'Imperatore Augusto.

Le ricerche archeologiche degli ultimi anni e quelle svolte da M. Napoli negli anni '60 chiariscono che l'edificio è stato realizzato in due fasi che rivelano un cambiamento nella progettazione.

Il primo impianto datato al I secolo a.C. presenta nell'area del Triportico delle *"fondazioni eseguite a doppio strato: il primo più profondo completamente affogato nella sabbia per la profondità di 1 metro fa da platea di assestamento; il secondo, meno robusto, alzato a lieve scarpata, è in media di circa 125 cm. Di qui spicca l'elevato..."* (Napoli, 1966). Il livello di calpestio del Triportico doveva essere in fase con quello del Criptoportico poiché la quota di quest'ultimo coincide con la risega delle fondazioni del primo. Nella seconda fase del progetto il dislivello, tra il primitivo piano di calpestio del Triportico e quello realizzato, fu colmato da un enorme riempimento che creò un'area sopraelevata di 185 cm rispetto alla quota precedente. I materiali archeologici utilizzati nel riempimento sono vari: dalle macerie delle case ellenistiche demolite in quest'area, a reperti ceramici romani che datano il completamento della seconda fase del progetto nella tarda età Augustea.

Altri cambiamenti di progettazione si possono notare nelle aree di accesso al Criptoportico e nella sua illuminazione modificata realizzando delle finestre grandi e sistemate sulla volta in sostituzione di piccole finestre situate in basso. L'edificio, dopo l'assestamento in età Adrianea, subì un ulteriore rifacimento in età bizantina che trasformò il complesso in misere abitazioni.

Il cambiamento di progettazione con l'innalzamento della quota del Triportico e la modifica dei punti di illuminazione del Criptoportico potrebbero essere spiegati con un generale aumento della quota del piano campagna a causa delle alluvioni e colluvioni che

interessarono questa parte del quartiere.

Per quanto riguarda la complessa stratigrafia posta al di sotto dell'edificio dell'Insula II di età Romana, grazie a sondaggi stratigrafici realizzati nell'area posta a N è possibile posizionare il limite locale raggiunto dall'ingressione marina post glaciale. Il piede di paleofalesia si trova a pochi decimetri al di sotto dell'attuale livello del mare ed i correlati sedimenti risultano seguiti da sabbie marine sopralittorali interdigitate a sottili letti di alluvioni e colluvioni provenienti dai versanti e dai vicini corsi d'acqua, fino ad una quota pari a circa 1 metro sul livello del mare.

Scavi geoarcheologici realizzati nel cortile dell'Insula II, sotto le fondazioni del Triportico e dell'altare di età augustea (Krinzinger, 1987; Ortolani et alii, 1991) individuano l'esistenza di un sistema di *strutture arcaiche* ed una complessa successione stratigrafica di depositi alluvionali e marini. A partire da 0.80 m s.l.m. vennero individuate una serie di strutture in mattoni crudi e dei buchi di palo in legno che lasciarono ipotizzare agli Studiosi la presenza di semplici capanne in legno costruite dalle prime generazioni di coloni e, quindi, una *fase arcaica I* databile al tardo VI secolo a.C. I depositi che coprono questo primo insediamento di VI secolo a.C. sono costituiti da pochi decimetri di sedimenti alluvionali. Questo livello è seguito dai resti della seconda fase edilizia rappresentata da due case arcaiche in mattoni crudi che può essere suddivisa in almeno due periodi: *fase arcaica IIa e IIb*, costruita dalla seconda generazione di coloni (Krinzinger, 1994).

La *fase arcaica IIa*, databile al 480 - 470 a.C., è testimoniata sia nella casa 1 che nella casa 2. Quest'ultima si trova in un ottimo stato di conservazione e risulta costituita da muri in mattoni crudi poggianti su uno zoccolo di pietra e un pavimento in terra battuta, il cui piano di calpestio corrisponde per tecnica e quota a quello della casa 1.

Dopo una distruzione di origine non identificata (umana e/o naturale) il perimetro della casa 2 venne ridimensionato e ricostruito un nuovo pavimento in battuto sui resti spianati della distruzione (fase IIb). Al contrario della prima, questa seconda abitazione venne poi volutamente abbandonata.

L'abbandono delle strutture edilizie relative alla fase arcaica IIb avvenne intorno al 470 a.C..La deposizione di un sottile strato di sabbie litorali, di probabile trasporto eolico, seguita dal crollo dei muri e dal ricoprimento delle rovine da parte di depositi alluvionali, sigillano il piano di frequentazione della fase arcaica IIb. Gli strati superiori costituiti da un alternarsi di argilla, cenere e carbone, visibili in tutti i saggi, lasciano ipotizzare come causa della

distruzione un incendio ed una alluvione (Krinzinger, 1994).

La terza fase edilizia o *fase arcaica III*, venne costruita ad una quota più alta e con un diverso orientamento. L'espressione più monumentale di questa fase consiste in un massiccio muro in tecnica pseudo poligonale (lungo 7 metri) posto sotto le fondazioni del Triportico, che è stato interpretato per il suo spessore in funzione difensiva e/o di terrazzamento.

Intorno al 450 a.C. le strutture della III fase edilizia vennero coperte da uno spesso strato di sabbia marina sterile di una mareggiata, interpretato come una tempestate (Ortolani, 1991). Questo livello di obliterazione e distruzione sigilla il piano di frequentazione del periodo arcaico nell'area al disotto del Triportico.

Nel saggio realizzato davanti alla fronte NE dell'Insula II, sotto un incrocio stradale, fu messo in luce uno zoccolo in muratura solidamente costruito in tecnica poligonale, e scoperto per oltre 4 metri.

L'orientamento in pianta, e il contesto stratigrafico del muro in poligonale, induce gli archeologi a ritenerne l'appartenenza alla seconda fase edilizia arcaica. I resti in negativo della traccia di un secondo muro che correva in parallelo al precedente e di una pavimentazione stradale delimitata da un terzo muro ortogonale al primo, fanno ritenere che queste strutture facessero parte dell'abitato.

A ricoprire queste strutture murarie e stradali vi sono depositi mal stratificati, con strutture da erosione e riempimento, di sabbie e ciottoli per lo spessore di circa 2 metri. Questi depositi alluvionali presentano due sottili strati di sabbie laminate con alcune intercalazioni limose convolute, che Ortolani et alii (1991) interpretano come paleosismiti (fig. 87).

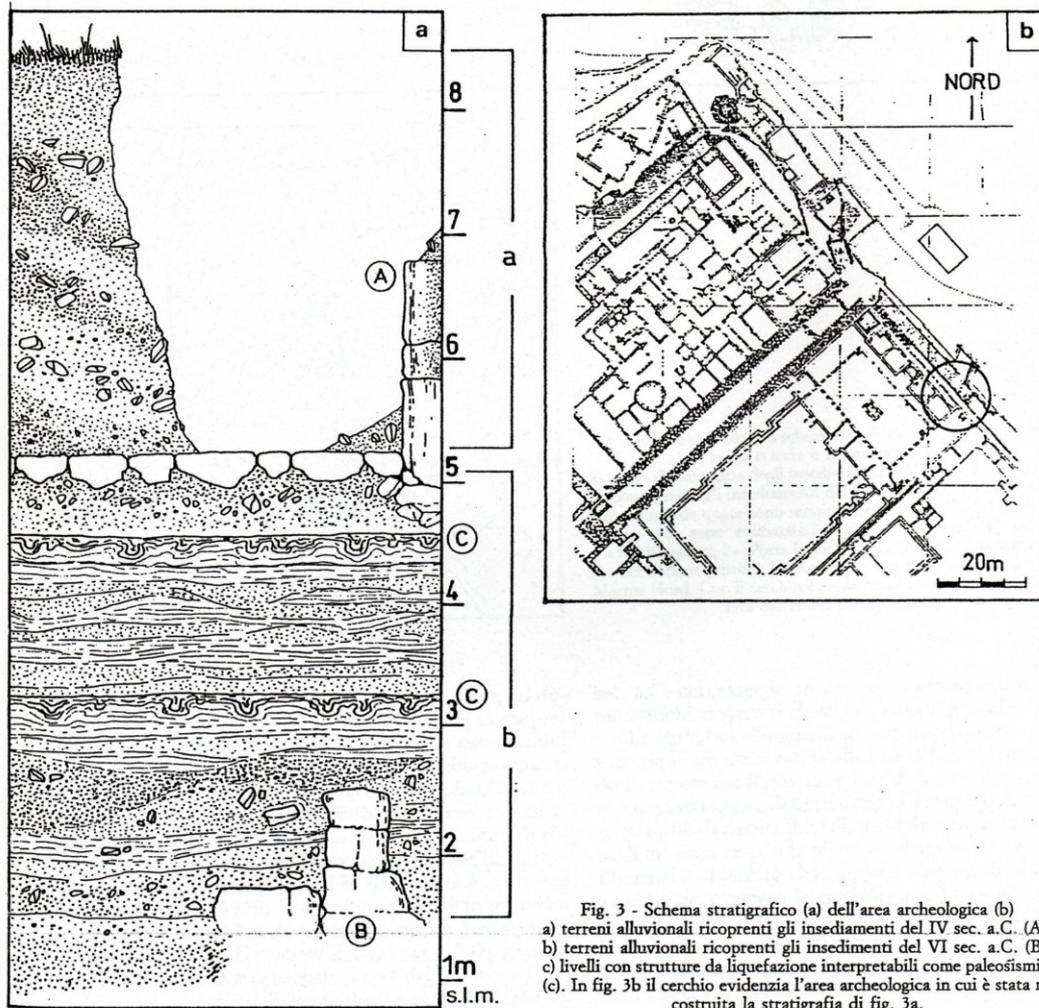


Figura 87. Stratigrafia del saggio realizzato al di sotto dell'incrocio stradale a NE dell'Insula II. Da Ortolani et al., 1991.

Il seppellimento delle strutture murarie scoperte sotto l'incrocio stradale è avvenuto in modo diverso rispetto alle case arcaiche: a coprire il livello di distruzione non sono le sabbie marine portate dalla mareggiata, bensì i detriti alluvionali provenienti dalla collina soprastante.

Ciò che emerge dall'analisi dei dati stratigrafici di queste due aree contigue è che la distruzione definitiva delle strutture arcaiche è stata causata da un lato dalla mareggiata che ha depositato la tempestate e dall'altro, per la parte più a monte, dall'alluvione portatrice di detriti erosi dalla vicina collina, e che i primi sedimenti alluvionali che chiudono gli strati di distruzione di entrambe i siti contengono materiale ceramico della seconda metà del V secolo a.C. Quindi, tra la seconda metà del V ed il tardo IV secolo a.C. tutto il quartiere meridionale di Elea venne probabilmente travolto da eventi alluvionali, ed in questo arco temporale

nessuna attività costruttiva è stata registrata.

Le mura di cinta del Quartiere meridionale

Conclusa la descrizione geoarcheologica dell'area posta al di sotto dell'Insula II passiamo alla discussione dei dati relativi al tratto di cortina muraria che delimitava a Sud questa parte della città poiché qui, come scrive M. Napoli nel 1966, "*è leggibile sia il fenomeno alluvionale che la dinamica litorale*".

I dati archeologici desunti dalle fonti letterarie e quelli ricavati dall'esame dei sondaggi contribuiscono a chiarire alcuni punti della complessa situazione geotopografica del Quartiere meridionale e permettono di formulare delle ipotesi sulla posizione della linea di costa in età arcaica e romana.

In generale la definizione del perimetro della città così come si intravede oggi nel percorso della fortificazione, può essere ascritta agli ultimi decenni del IV secolo a.C., in concomitanza alla fondazione della città. Ma l'elaborazione della fortificazione nella sua forma monumentale va datata alla prima metà del V secolo a.C. .

Riferendosi ad una pianta che riporta tutti i tratti della cinta muraria esplorata e quelli ipotetici (fig. 88), comunemente accettata ed utilizzata dagli studiosi di Velia, vediamo che il tratto di mura E, il quale inizia presso Porta Marina Sud, segna il limite meridionale dell'Insula II ed è fornito di due torri quadrate (torri E1 ed E2). La prosecuzione di questo tratto di mura verso Sud Est è per il momento solo ipotizzata, ulteriori scavi potrebbero chiarire il suo sviluppo.

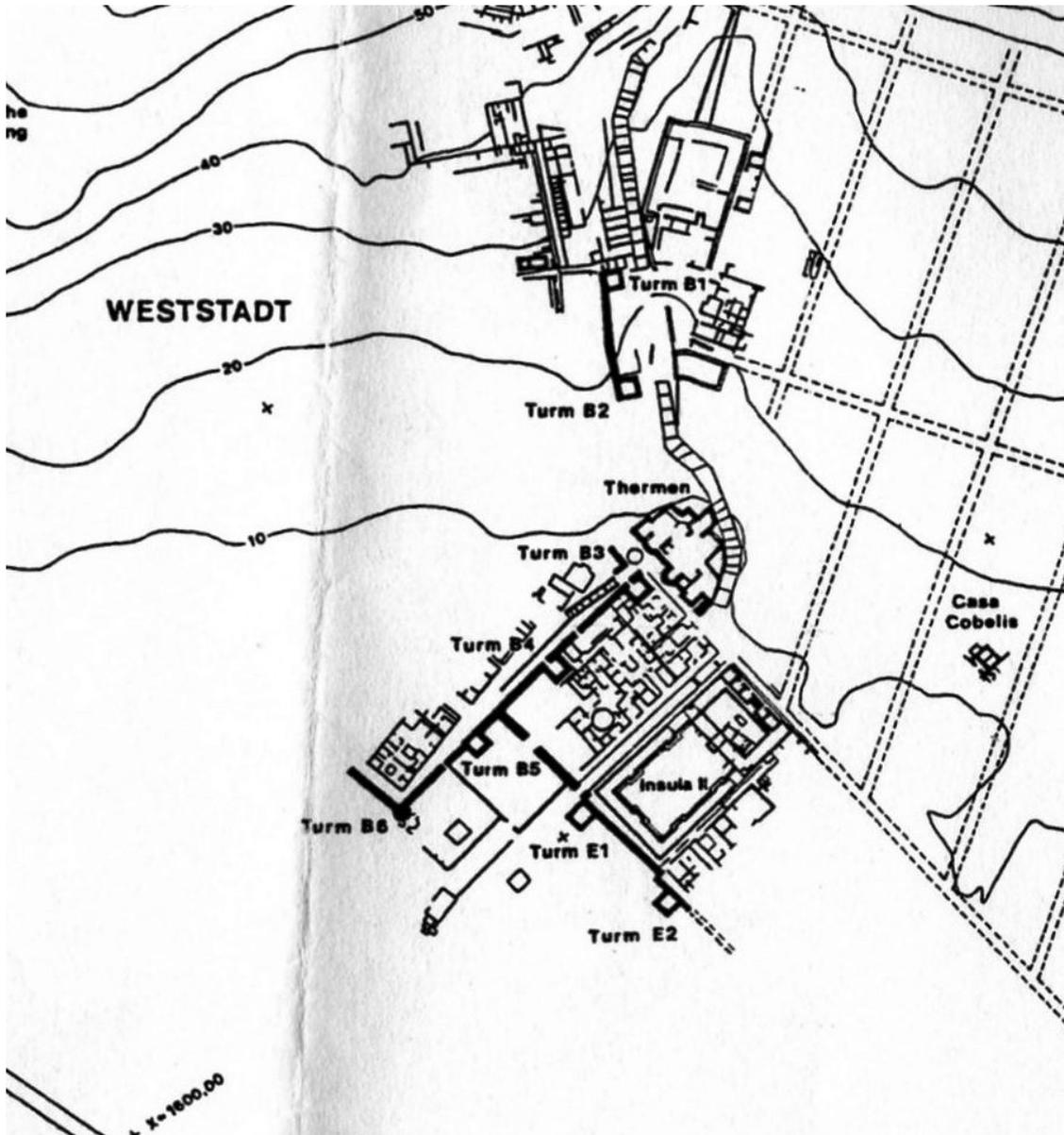


Figura 88. Stralcio della carta dei resti delle mura di cinta della città di *Elea* – *Velia*.

Il tratto di mura B ortogonale al precedente si sviluppa sulla parte più alta dell'Acropoli in corrispondenza del varco di Porta Rosa e prosegue verso il Quartiere meridionale, fino ad incrociare il braccio occidentale del tratto di cortina muraria E. Da quest'ultimo punto esso prosegue in direzione SO fino ad una torre rotonda (B6) dove il percorso ripiega verso NO in direzione dell'Acropoli, definendo il limite meridionale dell'Insula AI.

Dall'analisi delle fonti archeologiche emergono degli indizi e dei dati interessanti riguardanti la datazione, lo sviluppo ed i terreni di fondazione di queste parti della cinta

difensiva.

Lo scavo archeologico del tratto meridionale delle mura a Porta Marina Sud e del braccio occidentale (tratto B) ebbe inizio negli anni '50 (Sestrieri). Nel 1966 M. Napoli scriveva di un fenomeno alluvionale *“documentabile lungo le mura meridionali di Porta Marina sud, dove appare una torre – la torre E2 – impostata a quota più alta rispetto a tutto il sistema porta – mura, e la maggior quota è dovuta ad un alto scarico di riporto alluvionale che ha innalzato la quota all'esterno delle mura, le quali originariamente erano impostate direttamente su di uno strato sabbioso”*, inoltre, *“da Porta Marina sud esce una strada pavimentata, poggiante su più strati alluvionali...che ...risultano alterati per effetto delle correnti marine e delle risacche che hanno fortemente agito in questo punto, determinando una complessa serie di vicende per le strutture murarie”*.

In effetti, entrando nella città attraverso l'ingresso di Porta Marina Sud si possono vedere almeno due delle fasi costruttive a Sud Est della porta.

La prima fase costruttiva, rappresentata da mura in blocchi lisci e squadrate, è databile alla prima metà del V secolo a.C. Tali blocchi emergono veramente poco dal piano di escavazione ma le indagini archeologiche eseguite negli anni '60 hanno esplorato, per la profondità di 1.50 metri, un muro parallelo alla cortina muraria ed allineato con il filare in vista più basso della torre quadrata di Porta Marina Sud. Questo filare giace ad una quota di 0.96 m s.l.m. per cui il muro doveva essere fondato a circa 0.54 m sotto il livello del mare.

Le mura ad Est di Porta Marina Sud subirono un rifacimento tra la fine del V ed il IV secolo a.C. e furono poi ricostruite e fortificate durante l'ultimo quarto del IV secolo a.C. o ai principi del III, con blocchi bugnati e squadrate, sui quali vi era una alzata in mattoni velini.

L'innalzamento delle mura urbane è qui l'effetto di una generale aggradazione del piano di calpestio interno ed esterno alla città esplicitosi nell'intervallo tra le due fasi costruttive e legato a fenomeni alluvionali e all'insabbiamento marino.

Il fenomeno di aggradazione del piano campagna avvenuto tra il V secolo e la fine del IV – principi del III secolo a.C. che implicò il rifacimento della cinta difensiva del Quartiere meridionale si può leggere anche in altri punti della stessa.

Prendendo in considerazione la pianta riportata in figura 89 estratta da una pubblicazione di G. Schmiedt (1970) che riporta il rilievo topografico ottenuto con il metodo della livellazione geometrica, possiamo descrivere i rimanenti tratti delle cortine difensive meridionali, traendo utili indicazioni dai dati di scavo.

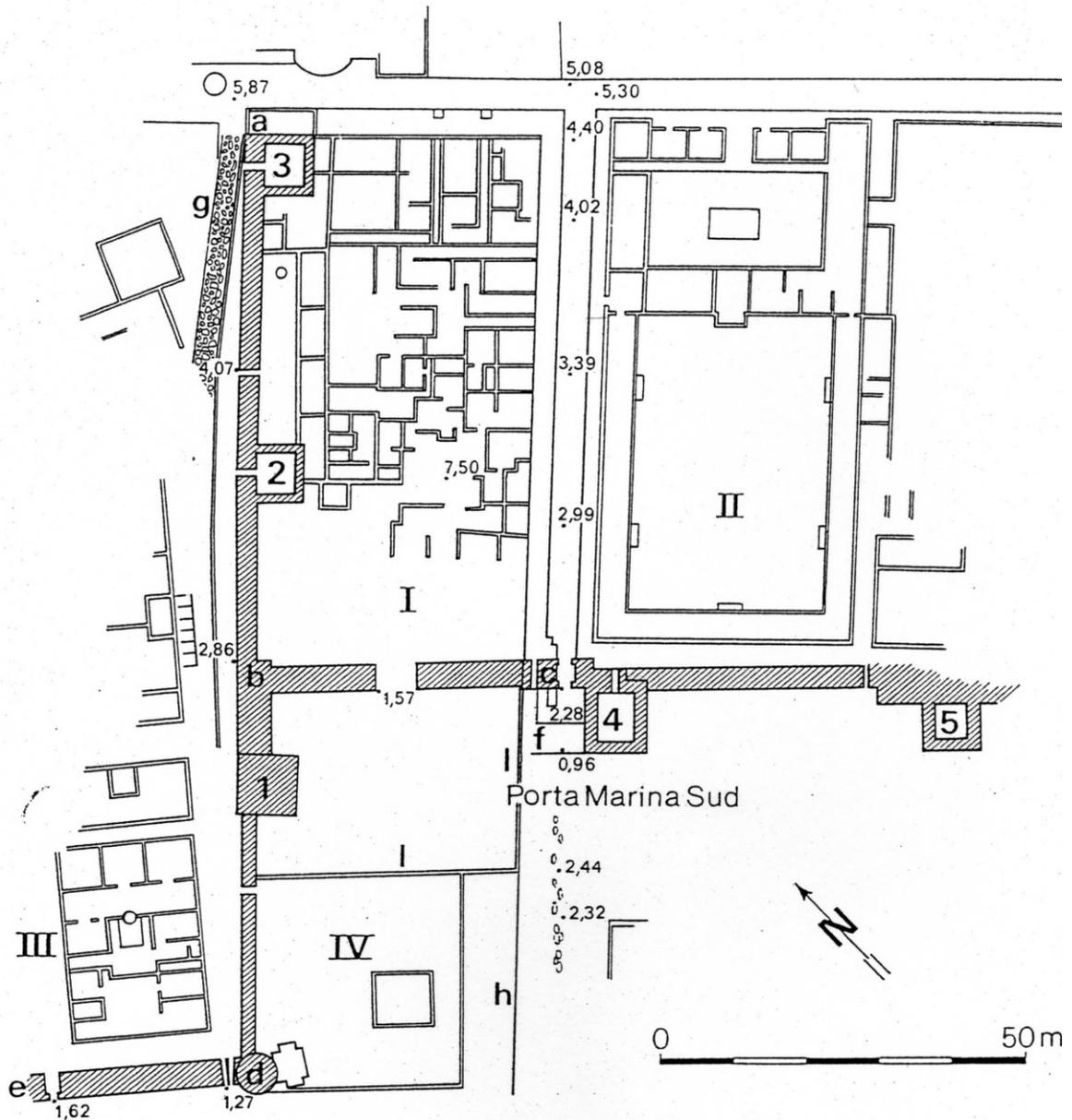


Figura 89. Pianta delle mura del Quartiere meridionale. Da Schmiedt, 1970.

- a-b-c = muri arcaici (a-b = fine VI – inizio V sec. a.C.; b-c = fine VI a.C.) insabbiati alla fine del IV sec. a.C. e rialzati nel III sec. a.C. con strutture in tecnica velina (nel muro b-c si apre un varco di 6.10 m)
- d = Torretta circolare (fine VI sec. a.C.) in origine isolata in mare
- b-d = Muro inizio III sec. a.C.
- d-e = Muro di fine IV-inizio III sec. a.C. con due aperture (ad ovest del varco doppio, ad est Porta Nuova II). E' innalzato su un muro dell'inizio del V sec. a.C., costituito da sette filari (altezza complessiva m 2.38)
- f = Gradone allineato col filare più basso della torre 4
- g = Strada pavimentata (inizio III sec. a.C.)
- h = muro in opera reticolata di mattoni
- i = Muro in tecnica velina (III sec. a.C.)
- 1 = Torre (inizio IV sec. a.C.) in origine isolata in mare?
- 2 - 3 = Torri con fondazioni unitarie col muro di fine VI – inizio V sec. a.C. ed elevazioni fine IV – inizio III sec. a.C.
- 4 -5- = Torri impostate alla fine del V secolo a.C. e rialzate alla fine del IV sec. a.C. od all'inizio del III sec. a.C.
- I = Insula con due edifici sovrapposti dal I sec. d.C all'età bizantina
- II = Insula con cripto-portico
- III = Abitazioni impiantate nel III sec. a.C.
- IV = Strutture del I sec. d.C. e più tarde

Del braccio occidentale delle mura di Porta Marina Sud, identificabile con nel tratto b-c della suddetta figura, M. Napoli nel 1966 scriveva: “...*alla fine del VI secolo deve risalire il tratto di mura scavato nel 1965 posto ad occidente di Porta Marina sud ... anche se in un secondo tempo, verso la metà del III a.C. questo muro fu trasformato in mura di cinta, originariamente la sua funzione dovette essere diversa ...*”. L’Autore ipotizza che il varco largo 6,10 metri che si apre al centro del muro rappresentasse l’ingresso ad un “*grande edificio da collegarsi alla vita portuale (una darsena), venendosi trovare sulla linea antica del mare ...*” che Egli considera molto prossima alle mura. Ma, come scrive G. Schmiedt nel 1970 “...*il varco ... presenta una quota di m 1.57 sul livello del mare attuale ... e le fondazioni del muro b-c sono formate da un solo filare costituito da grossi blocchi parallelepipedi di altezza uguale a quelli in vista (circa 0,60 m)*”. E’, quindi, da scartare l’ipotesi fatta da M. Napoli poiché si dovrebbe ammettere che il livello del mare alla fine del VI secolo a.C. fosse più alto di oltre due metri rispetto all’attuale o che il varco fosse ad una quota più bassa. L’ipotesi prospettata da M. Napoli, che vede la presenza di un bacino portuale per l’età classica posto a Nord Ovest di Porta Marina Sud, non può trovare, quindi, tutti gli elementi convincenti a suo favore.

Il muro che forma il lato settentrionale dell’Insula I (tratto a-b, fig. 89) presenta nella parte più alta la nuova tecnica costruttiva (osservabile anche nei restanti punti della cinta meridionale) detta “velina”. Si tratta di una tecnica introdotta agli inizi del III secolo a.C. e basata sul reimpiego di blocchi parallelepipedi posti di taglio, alternati a riquadri, corrispondenti ai blocchi di testa, in cui venivano sistemate delle pietre calcaree. Lungo il tratto a-b è possibile osservare l’impiego di tale tecnica nell’innalzamento delle mura di III secolo a.C. che poggiano, con fondazioni a sacco, sulle mura di V secolo a.C. del primo impianto allora interrate.

Ad una fase di fortificazione avvenuta a partire dal IV secolo a.C., che abbiamo già visto a proposito del braccio orientale delle mura di Porta Marina Sud, dovrebbe appartenere anche la costruzione di una torre quadrata (torre 1, fig. 89) che, in principio isolata, venne collegata al tratto di mura a-b solo nel III secolo a.C., la cui funzione è di dubbia interpretazione.

La doppia fase costruttiva si può osservare anche lungo il tratto di mura d-e, sul limite dell’Insula AII, il quale è costituito da una parte superiore alta dai due ai tre metri, formata sull’esterno da grossi blocchi in bugnato e all’interno in tecnica velina, databile agli inizi del

III secolo a.C., e da una parte inferiore in blocchi lisci e squadrate databile agli inizi del V secolo a.C. La parte interrata più antica è risultata dallo scavo archeologico alta almeno 2,38 metri e costituita da sette filari, il più alto dei quali è posto a 1.27 m s.l.m., per cui la parte più bassa giacerebbe ad almeno – 1.11 m s.l.m. Tale scavo fu condotto in presenza di idrovore a causa del livello della falda idrica ed il muro raggiunto a 1.11 m sotto il livello del mare proseguiva verso il basso per una profondità non definita.

La torre circolare (d) posta sul limite meridionale del suddetto muro (d-e), datata tra la fine del VI e gli inizi del V secolo a.C. venne identificata come faro da M. Napoli. Essa è risultata poggiare, insieme a parte del muro arcaico d-e, su di uno scoglio o piccolissimo isolotto del substrato. L'ipotesi avanzata da M. Napoli che questo tratto di mura del V secolo e la torretta circolare (d) potessero costituire la banchina ed il faro del porto greco è verosimile considerata la maggiore profondità delle mura, non raggiunta dallo scavo archeologico, e la posizione avanzata rispetto a tutto il sistema di fortificazione.

In effetti, M. Napoli riteneva che l'approdo greco fosse ubicato ad Ovest di Porta Marina Sud in un seno di mare compreso tra quest'ultima ed il faro, una rientranza immediatamente a meridione del promontorio di Castellammare di Stabia.

A partire dagli anni '60, infatti, gli Studiosi hanno proposto una serie di ricostruzioni dell'insediamento e del paleoambiente (Napoli, 1966, 1970; Schmiedt, 1970, 1971; Baggioni-Lippmann, 1982; Lippmann-Provansal, 1987; Ortolani et alii, 1991, 1994, 1999; Pescatore et alii, 2004), ponendo l'attenzione sui rapporti tra la città ed i suoi porti e sulla posizione della linea di riva in età classica. Dalla interpretazione delle fonti letterarie antiche emerge, infatti, una complessa questione riguardante l'esistenza e l'ubicazione dell'approdo o degli approdi Nord e Sud della città. Tale questione non è ancora risolta e va quindi valutata in base a più fattori.

Ortolani (1993) e Krinzinger (1994) ipotizzano la presenza di un bacino portuale artificiale nell'area a SE di Porta Marina Sud. Questo bacino risulterebbe protetto dal tratto di muro a Sud della torre 5 (vedi fig. 89), per altro mai esplorato e la cui continuazione è solo ipotizzata, e delimitato da un possente muro in opera quadrata ritrovato più a Sud nei pressi dell'Hotel Magna Grecia, il cui sviluppo verso Nord Ovest confermerebbe questa ipotesi. Senza, però, ulteriori indagini tali ipotesi debbono rimanere nell'incertezza.

Abbiamo visto lo sviluppo, la datazione ed in parte la conformazione del substrato su cui furono erette le fortificazioni del Quartiere meridionale della città.

Tali dati vanno integrati con quelli di sottosuolo provenienti dai carotaggi effettuati dalla Soprintendenza nell'area, nonché i nuovi dati geoarcheologici emersi con lo scavo della necropoli romana di Porta Marina Sud (cfr. 12.2) posta a ridosso del tratto d-e delle mura.

Come già esposto in precedenza (cfr. cap. 11, fig. 70) la ricostruzione, in base a dati di sondaggi e di letteratura, della superficie sepolta del substrato flyschioide ha evidenziato un'area terrazzata, posta intorno allo zero altimetrico, interrotta a SE da una scarpata, il cui modellamento è legato alla massima ingressione marina versiliana. Essa è risultata essere ricoperta da pochi decimetri di alluvioni eteropiche di sabbie sopralittorali su cui furono edificate alcune abitazioni di età arcaica. Queste strutture edilizie realizzate nel punto più interno dell'area dell'Insula II dai coloni focei furono in seguito abbandonate a causa di una violenta mareggiata che si abbatté sull'area intorno alla metà del V secolo a.C. La linea di costa di quest'epoca si può quindi ritenere molto prossima.

E' da considerare, inoltre, la presenza di sedimenti marini sabbioso limosi, con resti di gusci di gasteropodi e lamellibranchi, oltre che di resti ceramici, riscontrata dalla lettura dei sondaggi effettuati a SE di Porta Marina Sud, che da circa -16 m raggiungono la quota di -2/-3 m s.l.m, così come nell'area del parcheggio ad Ovest della linea ferroviaria dove compaiono strati sabbioso limosi a partire da -5 m s.l.m. fino a quote prossime allo zero, contenenti frammenti di ceramica, che potrebbero essere interpretati come indizio di un antico bacino portuale.

In base a tutti i dati disponibili si può solo tentativamente proporre una ipotesi sull'ubicazione della linee di costa ricostruite per l'età Arcaica e Romana e rappresentate in figura 90. Occorrerebbero, infatti, ulteriori indagini geologiche, rappresentate da sondaggi da realizzare in punti mirati del Quartiere meridionale, ad esempio nell'area della Necropoli romana e immediatamente al di fuori di Porta Marina Sud.

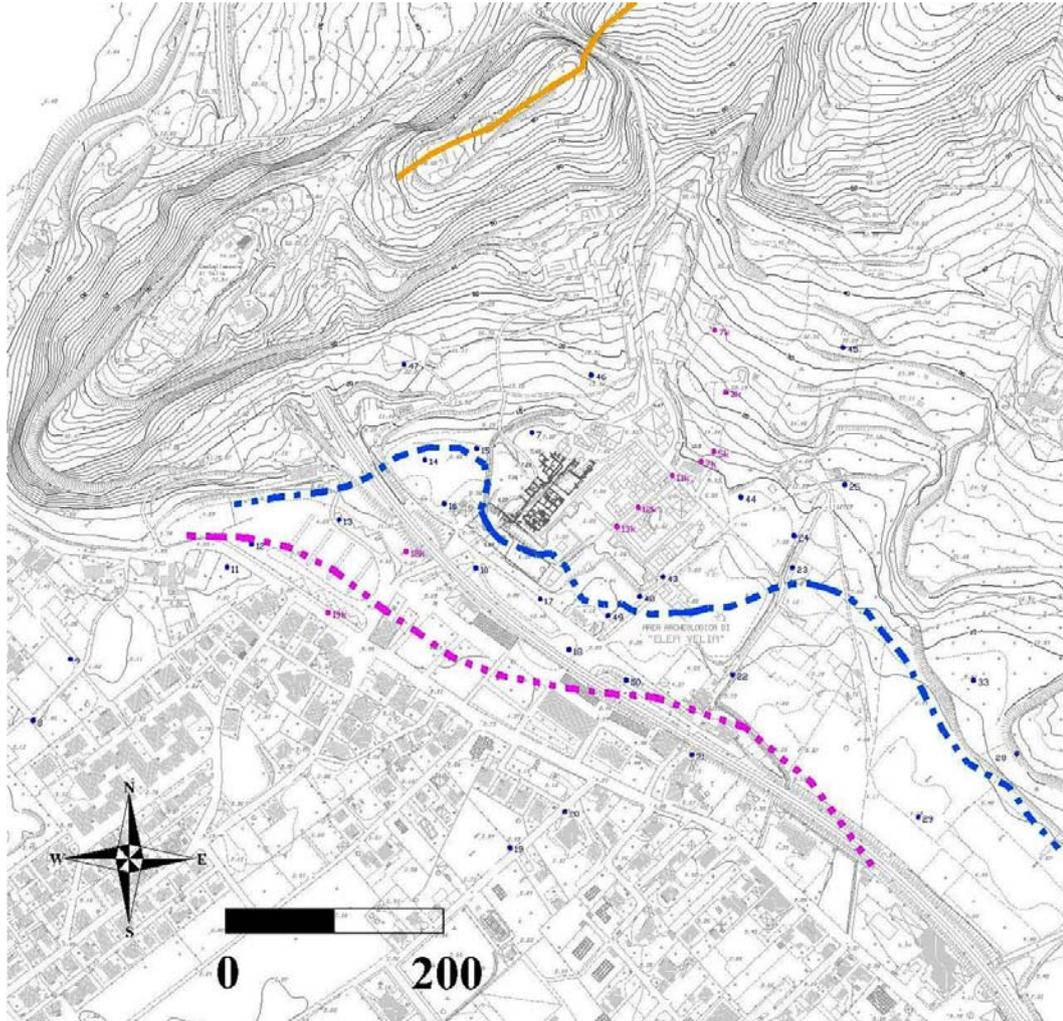


Figura 90. Ricostruzione delle paleolinee di riva in età Arcaica (linea blu) ed in quella Romana (linea magenta).

12.4 IL TORRENTE FRITTOLO

Il Quartiere meridionale della città di *Elea* – *Velia* si sviluppa su un'area ricadente lungo il margine settentrionale della piana alluvionale-costiera del Torrente La Fiumarella di Ascea, in corrispondenza dell'esito del conoide alluvionale del Torrente Frittolo, incastrato ai piedi del versante.

Per cui risulta fondamentale descrivere alcune delle caratteristiche del bacino di questo corso d'acqua in quanto area in cui l'alterazione e l'erosione dei versanti che lo costituiscono è stata sorgente dei sedimenti coinvolti nel trasporto e nella deposizione delle alluvioni. Questo corso d'acqua, seppur modesto, si è rivelato fondamentale nell'evoluzione geomorfologica e nello sviluppo storico-urbanistico della città.

Il corso del Torrente Frittolo, una profonda incisione torrentizia che converge verso il

Quartiere meridionale della città, separa il versante rivolto a SE della dorsale di Velia da quello che si sviluppa in direzione NO-SE, occupato dal Quartiere Vignale (fig. 69 e 71).

Il Frittolo raccoglie le acque di deflusso superficiale, diffuso e concentrato, lungo i versanti e quelle di una sorgente per soglia di permeabilità posta al contatto tra la Formazione dei Conglomerati di Centola ed il substrato argilloso della Formazione di Ascea, denominata *Hyele* dai coloni greci. Il corso d'acqua presenta una lunghezza dell'asta principale pari a circa 400 metri e la sua valle presenta un gradiente medio pari al 25% . Il dislivello tra il punto di massima elevazione dell'area di testata e quello dell'area occupata dai resti archeologici del cosiddetto tempio di *Asclepio* è pari a circa 100 metri.

Lungo il corso del Frittolo è possibile, infatti, osservare i resti di un monumento pubblico della città posto su un'area del fondo valle spianata artificialmente, tra i 30 ed i 20 m di quota. Esso doveva essere costituito da una ampia piazza circondata su tre lati da un porticato, riconoscibile attualmente solo grazie alla traccia di alcune basi di colonne. Il margine meridionale, da cui si accede all'area porticata, presenta i resti di una fontana monumentale coperta in passato da un piccolo portico del quale rimangono poche colonne (fig. 91).



Figura 91. Resti della fontana monumentale del tempio di *Asclepio*. Sullo sfondo si intravedono le alluvioni che coprono una serie di botteghe di età romana, oggi esposte parzialmente da saggi archeologici.

Gli Archeologi alla fine degli anni '50 indicarono l'intero complesso come l'*Agorà*, ossia il cuore politico ed economico della città greca, datandolo al III secolo a.C. , costruito su uno precedente del V secolo a.C.. Gli scavi condotti in quel periodo identificarono delle briglie che delimitano il lato settentrionale della piazza, a contenimento di una superficie terrazzata superiore, e delle opere di contenimento sul lato occidentale su cui sono evidenti i segni di varie manomissioni documentate da numerosi rifacimenti.

La presenza di un edificio termale posto a monte delle due terrazze identificate in precedenza, datato al III secolo a.C., e delle opere di canalizzazione delle acque sorgive, insieme ad un canale posto al di sotto del pavimento della piazza, testimoniano l'importanza dell'acqua nei suoi molteplici impieghi (Greco, 2002). Da recenti studi sembra, infatti, che questa complessa struttura fosse legata all'uso terapeutico dell'acqua e viene avanzata l'ipotesi che l'edificio, considerato in passato come *Agorà*, fosse invece legato al culto di *Asclepio* e che vi si praticassero terapie mediche, configurandosi quindi come *Asklepieion*.

In corrispondenza di questo monumento e delle altre strutture ad esso collegate è possibile osservare parte di una trincea di scavo archeologico la cui stratigrafia è costituita da una successione di depositi colluviali e alluvionali che nel tempo hanno seppellito i manufatti.

Gli Archeologi riescono a datare il primo evento alluvionale che ha interessato l'area tra il IV ed il III secolo a.C. in base al materiale restituito dallo scavo del canale di deflusso delle acque, posto a monte dell'*Asklepieion*, che risultava ostruito (Napoli, 1966). Inoltre, gli Stessi indicano nell'ostruzione di tale canale la ragione della deformazione dell'angolo nord-occidentale del complesso avvenuta quando, in età tarda, quando "*la stretta gola del Frittolo si trasformò in un torrente...*".

In realtà, osservando tale deformazione e quelle individuate lungo i muri di contenimento occidentali, sui quali corre via di Porta Rosa, si può pensare ad un fenomeno di tipo franoso. Tale movimento di massa interessa anche il margine e l'area ad occidente di via di Porta Rosa, il cui piano stradale risulta alquanto deformato (sia altimetricamente, con dossi e cunette, sia planimetricamente) coinvolgendo anche parte delle mura urbiche e due torri quadrate, anch'esse a pianta deformata. Anche l'analisi geomorfologica conferma la presenza di una nicchia di distacco e di un corpo di frana al contatto stratigrafico tra i conglomerati di Centola e la formazione arenaceo-argillosa di Ascea, e nicchie connesse al distacco, crollo e rotolio di massi lapidei fino a diversi metri cubiche che si intravedono tra i ruderi antichi.

Circa questa seconda tipologia di dissesto si precisa che, di norma, trattasi del distacco e rotolamento di singoli massi (megaclasti dei Conglomerati di Centola) che, originariamente stabili perché imballati nella matrice, finiscono con lo sporgere in superficie (e divenire instabili) man mano che procede il consumarsi del pendio per disgregazione ed erosione della matrice e dei ciottoli di normali dimensioni. Frane di maggiore entità la formazione le manifesta o quando cede la sottostante Formazione di Ascea o quando l'uomo crea nei conglomerati dei tagli di eccessiva altezza e pendenza. Quest'ultima è la causa del cedimento della trincea di Porta Rosa, tagliata nella formazione conglomeratica, poco dopo la sua realizzazione nel corso del IV secolo a.C. e, probabilmente, dei dissesti registrati nell'area della Casa degli Affreschi, lungo il versante meridionale della dorsale di Velia.

I sedimenti alluvionali descritti nei paragrafi precedenti pongono una serie di questioni circa i fenomeni di erosione, trasporto e accumulo che ne furono all'origine e circa il ruolo in essi giocato da fattori naturali ed antropici. Circa quest'ultimo aspetto, si ripropone a Velia la classica alternativa (che non esclude soluzioni intermedie) tra una spiegazione che collega gli eventi alluvionali a piogge particolarmente intense ed un'altra che li collega, invece, a periodi di cattiva gestione dei versanti e degli alvei, così da rendere possibili delle piene "disastrose" anche in presenza di andamenti meteorologici normali.

Prima di addentrarci nella discussione di questa non facile questione, è bene osservare qual è il particolare contesto geomorfologico nel quale si inseriscono i depositi alluvionali in questione.

Come già evidenziato, i depositi alluvionali che si intercalano e sovrappongono ai livelli archeologici di *Elea-Velia* hanno come area sorgente i versanti della collina immediatamente retrostante i quartieri bassi della città. Il loro trasporto sedimentario è, quindi, stato molto breve (ordine degli ettometri) ed indotto da dislivelli modesti (raramente eccedenti –e di poco– i cento metri).

In particolare, i depositi meglio esposti ed indagati (quelli del Quartiere meridionale) appartengono in massima parte ad un conoide alluvionale facente capo al Vallone del Frittolo.

In assenza di una analisi geomorfica quantitativa del reticolo fluviale atta a definire le caratteristiche morfometriche della rete drenante e lo stadio evolutivo del corso d'acqua si possono fare solo delle considerazioni sulle caratteristiche generali del bacino.

Come si evidenzia in figura 71, il bacino imbrifero ha almeno due caratteristiche di cui tener conto:

- a) è un bacino di basso ordine gerarchico e di modeste dimensioni (esteso per soli 8 ettari a monte della zona di apice del conoide storico);
- b) è un bacino che si sviluppa interamente entro il perimetro della mura urbane di *Elea-Velia*, il quale deve ritenersi impostato fin dal VI secolo a.C. (Krinzinger, 1994).

Dalla prima caratteristica del bacino (modestissima estensione) scaturisce una sua forte esposizione ai fenomeni di *flash flood* (piene improvvise). Risulta infatti, che quanto più piccola è l'estensione di un bacino idrografico, e conseguentemente brevi i tempi di corrivazione, tanto più alti sono i valori di deflusso unitario (ad esempio: litri/sec mq) che contribuiscono a formare le piene massime. E' inoltre noto che per la stima della portata massima di piena di un bacino va considerato il caso di precipitazioni il cui ritmo medio di pioggia sia il massimo che il locale contesto climatico consente di mantenere per una durata almeno pari al tempo di corrivazione del bacino.

Volendo stimare il tempo di corrivazione del bacino del Frittolo, si può far ricorso alla nota formula empirica del Giandotti, una delle più usate per calcoli di idraulica fluviale.

$$T_c = (4 \sqrt{S} + 1,5 L) / 0,8 \sqrt{(H_m - H_0)}$$

In cui:

S = superficie del bacino in km²

L = lunghezza dell'asta principale in km

H_m = Quota media del bacino in metri s.l.m.

H₀ = Quota minima del bacino in metri s.l.m.

Nel caso del bacino del Frittolo i parametri prendono i seguenti valori: S = 0,08 km²; L = 0,4 km; H_m = 80 m ed H₀ = 20 m (all'apice del conoide di deiezione). Pertanto il tempo di corrivazione del bacino a monte dell'apice del conoide è

$$T_c = (4 \sqrt{0,08} + 1,5 \cdot 0,4) / 0,8 \sqrt{(80 - 20)} = 0,27 \text{ ore} = \text{circa 16 minuti.}$$

Pur essendo noti i limiti di imprecisione che accompagnano calcoli del genere (il T_c di un bacino andrebbe, in realtà, misurato sul campo), il valore indicativo ottenuto consente di giungere ad una prima approssimativa valutazione delle portate che il Frittolo può aver registrato in occasione di piene improvvise eccezionali. A tal fine va considerato, oltre che

l'estensione e la permeabilità del bacino (vedi oltre), il ritmo massimo di pioggia che si può registrare nella zona su durate circa pari al tempo di corrivazione del bacino stesso.

Per quanto nella nostra zona climatica (clima mediterraneo marittimo, con incrementi di piovosità legati ad effetti orografici) siano ancora pochi e di recente installazione i pluviometri a fitta scansione temporale (una misura ogni 10 o 15 minuti), quelli disponibili suggeriscono che gli eventi più intensi giungano sino a circa 5 mm/min per scrosci che durano fino a circa 5 minuti e che in un quarto d'ora (il T_c che qui ci interessa) possono verificarsi anche due microeventi di siffatta intensità e durata, tipicamente intercalati a minuti di pioggia di intensità comunque alta (intorno a 1 mm/min).

In base a tali informazioni generali, si può stimare che -per il T_c di interesse- siano possibili ritmi di pioggia medi fino a circa 3,5 mm/min (pari a $6 \cdot 10^{-2}$ mm/sec o $6 \cdot 10^{-4}$ dm/sec).

Considerando, in prima approssimazione, il caso di un territorio totalmente impermeabile, il citato ritmo di pioggia crea deflussi di $6 \cdot 10^{-2}$ dm³/sec (ossia 0,06 litri/sec) da ogni metro quadro di terreno e di 600 litri al secondo per ettaro (ossia 0,6 m³/sec ha). Rapportato agli 8 ettari di estensione del bacino del Frittolo, si ha un valore limite per le portate delle piene eccezionali (Q_p) di circa 4,8 m³/sec.

Tale valore va diminuito alquanto per tener conto della frazione di pioggia che, anzichè ruscellare, si infiltra senza riemergere nell'ambito del bacino nel volgere della *flash flood*. In pratica si tratta di sottrarre al ritmo medio di pioggia ($6 \cdot 10^{-3}$ cm/sec) il coefficiente di permeabilità (anch'esso in cm/sec) dei suoli interessati, considerando i due casi estremi di suolo secco, a fine di un lungo periodo siccitoso (k_d) e di suolo già saturato da precedenti piogge (k_s). In assenza di misure sperimentali in loco, è molto difficile assegnare valori attendibili a tale parametro. Dato che gran parte dell'alto bacino del Frittolo insiste sui conglomerati ricchi in matrice della Formazione di Centola, per di più affetti da alterazione chimico-fisica che ne incrementa la frazione fine con argille neogeniche, si è indotti ad ipotizzare valori medio-bassi del coefficiente di permeabilità. Per raffronti con situazioni pedolitologiche simili si può solo ipotizzare per k_s un ampio range di valori possibili, tra 10^{-2} e 10^{-4} cm/sec, tanto ampio da lasciare possibili sia l'ipotesi di un assorbimento presso che totale della pioggia massima prima indicata, sia quella di un rateo di ruscellamento vicino al 90% e conseguenti portate di piena massima intorno ai 4 mc/sec.

Appare comunque molto probabile che ad abbassare i valori di permeabilità contribuissero elevati livelli di impatto antropico sul bacino che, come già detto, era tutto

compreso entro le mura urbane. Che il fondovalle fosse completamente urbanizzato lo dimostrano i resti delle Terme ellenistiche e del complesso monumentale dell'Askleipeion, mentre l'antropizzazione dei versanti che vi si affacciano non può essere ancora confermata e dettagliata per via del fatto che essi non sono stati ancora ben esplorati archeologicamente.

E' tuttavia probabile che i fianchi e la testata del bacino avessero perso fin dai primi decenni di *Elea* l'originaria copertura boschiva e che si presentassero occupati da case sparse e da orti terrazzati, le une e gli altri serviti da una viabilità minore fatta di stradine a "ortochino" e scalinate a "rittochino" (comunicazione orale della Dott.ssa Fiammenghi).

D'altra parte, a confermare che i fattori antropici ebbero un ruolo importante nel verificarsi degli eventi alluvionali accaduti tra il V secolo a.C ed il V secolo d.C., vi è il fatto che la stratigrafia geoarcheologica del conoide del Frittolo non mostra evidenze di simili eventi per il periodo posteriore alla crisi della città di Velia. Questo fa pensare che gli eventi alluvionali in grado di aggiungere nuovi depositi sul conoide del Frittolo terminarono quando, col ridursi dell'insediamento ad un piccolo nucleo ristretto alla sola area della Acropoli a partire dal V secolo d.C, il vicino vallone del Frittolo poté riconquistare una copertura boschiva abbastanza fitta e continua, mentre anche le geometrie dei versanti si regolarizzavano su profili di maggiore stabilità.

In precedenza, cioè nel periodo che vide il verificarsi di aggradazioni alluvionali sul Quartiere meridionale di Velia, i versanti del bacino del Frittolo dovevano presentarsi terrazzati artificialmente (forse in parte a "ciclioni" non rivestiti, ed in parte con muri a secco) e ciò favoriva probabilmente le seguenti dinamiche idro-geomorfologiche:

- presenza di locali ispessimenti del materiale alteritico (porzioni lato valle di ciascun terrazzo, realizzate tramite riporti da monte);
- più alti ratei di assorbimento delle acque piovane durante le precipitazioni a basso ritmo per via delle superfici sub orizzontali dei terrazzi;
- imbibirsi della coltre alteritica durante i periodi di piovosità prolungata; conseguente aumento del suo peso specifico e degli associati sforzi di taglio, insieme a riduzione della coesione da *suction*;
- fenomeni di "erosione a fossi" (*gulling*) accelerata sui pendii meno protetti e più acclivi in occasione di piogge molto intense (specie se posteriori a periodi piovosi che avevano saturato le coltri);
- cedimento dei cigli dei terrazzi (talora con ripercussioni "a domino" su quelli

- a valle) a seguito delle citati imbibizioni da piogge prolungate;
- il *gulling* accelerato e/o i crolli dei terrazzamenti fornivano abbondante carico solido eterometrico (ricco in matrice) alle concomitanti piene che il torrente manifestava in seguito a piogge di eccezionale intensità;
- conseguente formarsi di *debris flow* e flussi iperconcentrati che non potevano essere contenuti dal canale lasciato dall'uomo nel tessuto urbano e che, quindi, straripavano.

Come evidenziano gli antichi danni ai muraglioni che gradonavano l'alveo tra le Terme Ellenistiche e l'*Asklepieion* i flussi furono talora in grado di continuare ad erodere (e incrementare il proprio volume) anche nel tratto medio del Frittolo. Giunti sul conoide, tesero verosimilmente a spandersi ed a rallentare, diminuendo così la loro capacità distruttiva. Infatti, come già accennato in precedenza (cfr. 12.1) gli edifici del Quartiere meridionale non furono mai abbattuti dai flussi, ma in seguito a cambi di destinazione d'uso o problemi di vetustà. Tali aspetti si chiariranno solo con future indagini e campagne di scavo seguite congiuntamente da Archeologi e Geologi.

Circa la frequenza (tempi di ritorno) delle crisi alluvionali nella antica Elea-Velia, i dati per ora disponibili non consentono di dare indicazioni esaustive. Certo è che la stratigrafie esposte lungo Via di Porta V indicano, con le tracce di edificazione nei secoli compresi dal III a.C. al V secolo d.C., che ci sono stati periodi di quiescenza del fenomeno alluvionale di durata abbastanza lunga da convincere l'uomo, probabilmente anche a seguito di nuove opere di sistemazione sui versanti e in alveo, che l'area poteva essere di nuovo edificata.

D'altra parte è ben noto che la crescita dei conoidi (come l'aggradazione dei fondivalle fluviali) è un fenomeno tipicamente discontinuo e che la norma è quella di un predominio temporale dei periodi di stabilità o ri-dissezione, mentre i periodi di aggradazione (anche quando sono prevalenti in termini di effetti) sono dei brevi episodi.

Le scariche alluvionali che scesero dal Frittolo sul Quartiere Meridionale di *Elea-Velia* probabilmente non fecero eccezione a questa norma. Come si diceva pocanzi, appaiono legate a brevissimi episodi di pioggia particolarmente intensa (*flash flood*) che risucivano a generare brevi picchi di piena dell'ordine di alcuni metri cubi al secondo (fino a 4 m³ di acque, più un abbondante carico solido). Vista la piccola estensione del bacino, questo richiedeva intensità di pioggia dell'ordine di qualche millimetro al minuto, protratte anche solo per il Tc (16 minuti circa) del bacino. Rovesci di simile intensità e durata sono tipicamente delle *spot rain*

ossia delle piogge concentrate su piccole porzioni territoriali. Nell'ambito di una regione esse possono verificarsi ogni anno o quasi, ma sullo stesso areale tornano in media a colpire solo con frequenza pluridecennale.

In precedenti lavori, Ortolani et alii (1993) ed Ortolani (1999) sostengono che le fasi di alluvionamento messe in evidenza dallo studio geoarcheologico del sito di Velia non coincidessero con le fasi di più intensa occupazione della città ma concentrate in due fasi, strettamente correlabili a crisi ambientali riconosciute anche in altre zone del Mediterraneo, negli intervalli compresi tra il V ed il IV secolo a.C. e VII – VIII secolo d.C. Tali crisi sarebbero, secondo gli Stessi, legate a variazioni climatiche cicliche.

In realtà, studiando anche le nuove sezioni di scavo in Via di Porta V e altri piccoli affioramenti distribuiti nella parte Sud della città, questa ricerca di tesi ha messo in evidenza che esiste una continuità del fenomeno alluvionale che risulta intervallato da pause di durata decennale, in tutto il periodo di vita della città, dall'età arcaica al V secolo d.C.

13. CONCLUSIONI

Negli ultimi decenni del XX secolo, la Soprintendenza ai Beni Archeologici della Provincia di Salerno ha avviato una operazione sistematica e programmata di scavo per portare alla luce e rendere fruibile al pubblico il sito archeologico di *Elea – Velia* elevandolo al grado di “Parco archeologico”. Dagli scavi e da ulteriori indagini è emersa una complessa successione archeostratigrafica.

In vari punti dell'antica città è, infatti, possibile osservare varie fasi costruttive intervallate ad episodi deposizionali di varia natura. Questi ultimi sono legati sia ai fenomeni alluvionali e franosi, che fin dalla fondazione della città focea hanno interessato la sua area urbana, testimoniati dall'innalzamento della quota topografica delle strutture urbanistiche e dai rifacimenti delle canalizzazioni e delle opere di contenimento, che alle dinamiche della piana costiera responsabili della progradazione o retrogradazione della linea di riva.

L'insieme di queste evidenze e l'opportunità di avere degli ottimi *record* cronologici, datati dalla archeologia, hanno orientato la ricerca secondo un approccio di tipo geoarcheologico.

Lo studio geoarcheologico della città di *Elea – Velia* condotto fin ora evidenzia una complessa situazione geotopografica e paleoambientale. La reinterpretazione dei dati storici, urbanistici, archeostratigrafici e di sondaggio, unita al rilevamento di campagna ha permesso

di porre alcuni vincoli paleogeografici e di prospettare delle ipotesi sulla evoluzione del sito nel tempo.

Inoltre, i nuovi dati geoarcheologici derivanti dallo scavo della necropoli romana e dai saggi lungo via di Porta V permettono di rivedere l'evoluzione geoambientale proposta fino ad oggi da precedenti studi.

Gli eventi alluvionali che hanno interessato l'area urbana con la deposizione di vari metri di sedimenti fin dalla sua fondazione sono sempre stati riconosciuti in precedenti studi in due intervalli temporali collocabili tra il V – IV secolo a.C. e, alla fine dell'Impero Romano, nel V secolo d.C., separati da un periodo nel quale la città non sarebbe stata interessata da tali fenomeni, a parte un accenno a degli eventi avvenuti nel I secolo d. C., per altro non descritti da nessun Autore.

In realtà, abbiamo visto come già a partire dalla fine del IV - principi del III secolo a.C. il Quartiere meridionale e l'area a monte furono interessati da alluvioni e movimenti franosi, particolarmente intensi nel periodo posteriore alla seconda metà del I secolo d.C. e protrattisi fino al V secolo d.C., quasi senza soluzione di continuità. Appare evidente che tali fenomeni alluvionali siano legati ad eventi piovosi eccezionali avvenuti pressoché in tutti i secoli.

Viene riproposto, quindi, il problema della differenziazione tra le cause antropiche dell'erosione / alluvione da quelle climatiche.

Anche se l'insediamento dei primi coloni avvenne in un contesto d'erosione moderata, tali condizioni dovettero ben presto cambiare e gli abitanti di Velia si confrontarono con il problema dell'insabbiamento dei porti e l'instabilità dei versanti.

In ogni caso la suscettibilità all'erosione dei versanti è qui alta e sensibile al minimo cambiamento ambientale. E' quindi possibile che il fattore climatico, coincidente con fasi freddo umide e crisi ambientali avvenute tra il V e IV secolo a.C., segnalate in tutto il bacino del Mediterraneo, abbia giocato un ruolo di innesco del processo di erosione e alluvionamento.

D'altra parte, il bacino idrografico del Torrente Frittolo è interamente compreso all'interno delle mura urbane e la stessa valle è stata terrazzata, con la canalizzazione del corso d'acqua, ai principi del V secolo a.C. Sembra quindi difficile pensare che i *Focei* non avessero il controllo dell'erosione del suolo, dei dissesti dei pendii e delle canalizzazioni delle acque sorgive e di ruscellamento.

Allo stesso tempo, è possibile che una disorganizzazione nell'uso e nella manutenzione del

territorio, con la degradazione della copertura vegetale (sovrasfruttamento agricolo, deforestazione e/o incendi) dettata da condizioni socio economiche e politiche sfavorevoli, abbia potuto giocare un ruolo destabilizzante. Il fattore antropico potrebbe aver avuto un peso importante, se non decisivo, nell'equilibrio ambientale al pari di quello climatico.

Tra i propositi di questo lavoro di ricerca vi era anche quello di caratterizzare con precisione ogni deposito alluvionale affiorante nel territorio di *Elea- Velia*, valutando spessori, estensione, e cronologia. Delineando e collocando cronologicamente ogni deposito alluvionale avremmo potuto valutare le eventuali relazioni tra il verificarsi e ripetersi degli eventi occorsi e le fluttuazioni climatiche, indicate dalla letteratura, o le crisi socio-economiche e politiche. Purtroppo, i settori interessati dagli scavi archeologici rappresentano solo una minima percentuale del territorio della antica città di *Elea-Velia*, il quale è molto ampio e si spinge al di là dei confini dello stesso Parco archeologico e, di conseguenza, poco si può aggiungere agli scarsi dati sulla storia socio-economica e politica della città. Si auspica, quindi, che successivi studi su scavi archeologici, da realizzare in collaborazione tra Geologi ed Archeologi, chiariscano questo ed altri aspetti delle complesse tematiche emerse con questo studio geoarcheologico.

PARTE QUARTA

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

14. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Lo studio multidisciplinare affrontato con questo lavoro di tesi di dottorato ha interessato due aree costiere della Campania molto distanti tra loro sia da un punto di vista geografico che per i tipi di processi geomorfologici caratterizzanti la loro evoluzione.

Per il sito di *Neapolis* all'attenta disamina delle conoscenze pregresse di natura geologica, geomorfologica, archeologica e storico-urbanistica, è stata affiancata l'analisi di dati di sottosuolo inediti, emersi nell'ultimo decennio durante le fasi di indagine preliminari e di scavo per la realizzazione di nuove reti di trasporto pubblico sotterraneo, e reperiti con questa ricerca.

L'analisi geomorfologica, stratigrafica e geoarcheologica condotta per l'area napoletana ha permesso di delineare le tappe della genesi del suo paesaggio. Da tale esame è risultato che la attuale morfologia della città di Napoli è, principalmente, l'espressione dei complessi fenomeni di origine vulcanica e vulcano-tettonica che hanno luogo in quest'area da migliaia di anni, concentrati in maggior misura nella sua parte occidentale. La dinamica esogena ha nel tempo contribuito, con erosione e deposizione, al modellamento delle paleomorfologie generate dalla azione costruttrice endogena. Ottimi esempi di questa interazione sono rappresentati dalle depressioni vulcano-tettoniche dell'area occidentale della città che si presentano come pianure aggradatesi in ambiente continentale o continentale-marino, come la depressione di Fuorigrotta-Bagnoli-Coroglio la cui evoluzione è stata ampiamente trattata e dettagliata per l'ultima parte dell'Olocene.

Per quanto concerne l'area orientale della città di Napoli, ove si concentra la maggioranza dei nuovi dati di sottosuolo reperiti, sono analogamente emerse le interazioni attive fra dinamica endogena ed esogena nella scansione delle tappe evolutive attraverso cui si è realizzata la crescita della fascia costiera antistante il Centro Storico.

In quest'area è stato possibile definire nel dettaglio i paleoambienti delle aree di scavo sedi delle future stazioni della costruenda Linea 1 della metropolitana, dal Tardiglaciale all'attuale, ed analizzare il ruolo che i movimenti verticali del suolo hanno avuto nel determinarne i mutamenti olocenici. A quest'analisi si è affiancata una accurata ricostruzione paleomorfologica della conformazione del substrato in Tufo Giallo Napoletano e delle prime unità marine che vi trasgrediscono, atta a definire i confini dell'area dell'antico porto della città di *Neapolis*, la cui ubicazione e configurazione è stata oggetto di controverse tesi avanzate da parte di Storici ed Archeologi nel corso degli ultimi secoli.

Le complesse e dettagliate stratigrafie e gli ottimi record archeologici offerti da sondaggi geoarcheologici e dalle sezioni di scavo, hanno permesso di ricostruire le fluttuazioni della linea di costa avvenute lungo il tratto costiero compreso tra Piazza Municipio e Garibaldi. In tale ricostruzione, che spazia cronologicamente dal massimo ingressivo post-glaciale all'attuale, si è posta particolare attenzione alla definizione delle paleolinee di riva e alle loro modificazioni avvenute nel millennio compreso tra la fondazione della città greca di *Neapolis* e la fine dell'Impero Romano.

Inoltre, grazie alla presenza di buoni *marker* geoarcheologici per varie epoche sono stati calcolati i corrispondenti livelli marini relativi. Il raffronto tra questi ultimi e le curve eustatiche del livello del mare note da letteratura ha consentito di rilevare e caratterizzare i moti verticali del suolo, già noti per l'area flegrea, che risultano interessante anche questa parte orientale della città di Napoli.

La ricerca geoarcheologica nell'area del Parco archeologico di *Elea – Velia* è stata contraddistinta, per i caratteri geomorfologici e geolitologici del suo contesto, dalla tematica legata agli eventi alluvionali e franosi che in antico hanno interessato la città, a da quella riguardante le fluttuazioni storiche delle linee di riva. Sebbene già affrontate e parzialmente chiarite con studi precedenti, queste tematiche presentavano ancora molti aspetti meritevoli di essere risolti con maggior dettaglio ed affidabilità, approfittando dei vincoli cronostratigrafici e paleotopografici rivelati da scavi recenti ed in corso.

Le indagini geologiche e geomorfologiche condotte hanno consentito di definire le principali caratteristiche paleomorfologiche dell'area, scandendo le principali tappe della genesi e della evoluzione del paesaggio prima della colonizzazione focea. Nel periodo storico, fin dall'insediamento di età Arcaica, il succedersi di fenomeni di tipo alluvionale ha scandito le fasi di vita e sviluppo urbanistico di *Elea-Velia*.

Con questa ricerca sono state analizzate le archeostratigrafie emerse con i recenti scavi di Via di Porta V e della Necropoli romana di Porta Marina Sud, in cui i depositi alluvionali appartengono ad un conoide di deiezione facente capo al Torrente Frittolo, un breve corso d'acqua il cui bacino risulta compreso interamente all'interno del circuito delle mura che cingono il territorio cittadino.

Tali esposizioni sono entrambe poste a ridosso del tratto sud-occidentale delle mura di cinta, e testimoniano le antiche fasi alluvionali che hanno interessato tutta l'area del Quartiere meridionale della città. Lungo queste trincee di scavo sono state identificate le *facies* dei

depositi, il numero, la tipologia e la magnitudo degli eventi, la direzione dei paleoflussi e, con l'aiuto dell'Archeologia, i vincoli cronologici e gli interventi post-eventi alluvionali attuati dall'uomo.

Nel contempo sono state analizzate le caratteristiche dell'area sorgente del materiale alluvionale, identificata con il bacino del Torrente Frittolo, e fatte delle ipotesi circa i fenomeni di erosione, trasporto e accumulo che determinarono eventi alluvionali, nonché sul ruolo in essi giocato dai fattori naturali e/o antropici. Dall'esame di alcune caratteristiche morfometriche del bacino e in base ad alcune assunzioni, fatte in assenza di una misurazione sperimentale sul campo, è stato tuttavia possibile fornire delle indicazioni sulle cause delle alluvioni. L'area è risultata fortemente esposta a fenomeni di *flash flood* legati ad eventi meteorici concentrati in condizioni limite della permeabilità, che l'uomo contribuiva ad aumentare con una forte antropizzazione dei versanti e dell'alveo. Circa la ciclicità degli eventi alluvionali alle ipotesi sulle possibili relazioni esistenti con peggioramenti climatici avanzate da precedenti studi si contrappongono i dati emersi con questo lavoro di tesi, che evidenziano la continuità del fenomeno alluvionale, dalla fondazione della città al suo abbandono, ed enfatizzano il problema causa/effetto di periodi di disuso e/o di calo di manutenzione dei terrazzamenti dell'area di versante. Solo ulteriori scavi condotti in maniera interdisciplinare potranno chiarire il duplice aspetto di questa complessa tematica.

Infine, circa la tematica sulla ricostruzione dell'andamento delle antiche linee di riva con il riesame delle stratigrafie disponibili, note da letteratura, è stato possibile posizionare unicamente la linea di costa in età Arcaica. L'analisi condotta sui rapporti geometrici e cronologici tra le fasi di aggradazione alluvionale all'interno del tratto sud-occidentale delle mura e quelle di deposizione litorale nell'antistante area della necropoli romana, ove è emerso anche il *marker* dell'eruzione vesuviana del 79 d.C., ha consentito, unitamente al riesame delle pregresse stratigrafie di sondaggio, di posizionare la linea di costa di età Romana.

In conclusione, le caratteristiche geologiche e geomorfologiche delle aree costiere dei siti archeologici di *Neapolis* ed *Elea-Velia* offrono diversi e diversificati spunti alla ricerca geoarcheologica i cui tematismi sono vari. Occorre ricordare che essi sono rappresentati dai fenomeni vulcanici e vulcano-tettonici, dalle fluttuazioni della linea di costa in epoca storica, dalla caratterizzazione degli eventi alluvionali e le loro cause di innesco, e dalle interazioni tra l'aggradazione alluvionale e la deposizione litorale

BIBLIOGRAFIA

AA.VV., (1967), Il sottosuolo di Napoli, *Il sottosuolo dei grandi centri urbani e industriali nei riguardi dei problemi geotecnica*, Associazione Geotecnica Italiana, Atti del VIII Convegno di Geotecnica, Cagliari 6-7 febbraio, Edizioni scientifiche italiane, Napoli, 270 p.

AA. VV., (1985), Napoli antica, *Catalogo della Mostra*, Ed. Macchioroli, Napoli

AA.VV., (1992), Atlante di Napoli, *Soprintendenza generale agli interventi post-sismici in Campania e Basilicata, Comp. Gen. Riprese aeree Tecnic Consulting-Engineers*, Ed. Marsilio, Venezia

AA. VV., *Posillipo Romana*, Ed. Electa, Napoli

ALESSIO M., ALLEGRI L., ANTONIOLI F., BELLUOMINI G., IMPROTA S., MANFRA L. & PREITE MARTINEZ M., (1994), La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 Ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici, *Mem. Descr. Carta Geol. D'It.*, vol. LII, p. 261-276

ALESSIO M., ALLEGRI L., ANTONIOLI F., BELLUOMINI G., IMPROTA S., MANFRA L. & PREITE MARTINEZ 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*, vol. 52, p. 235-256

AMATO L., GUASTAFERRO C., (2002), Ricostruzione del modello del sottosuolo e delle variazioni altimetriche nell'area flegreo- napoletana desunte dall'analisi cronostratigrafica e dai dati delle fonti storiche, *Associazione Geotecnica Italiana, XXI Convegno Nazionale di Geotecnica, L'Aquila, 11 – 14 Settembre, 2002*

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A., (1976), L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide, *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, p. 1-60

ANTONIOLI F., CINQUE A., FERRANTI L., ROMANO P., (1994), Emerged and submerged marine terraces of Palinuro Cape (Southern Italy), *Memorie descrittive Carta Geologica d'Italia*, p. 237-260

ANTONIOLI F., BARD E., POTTER E. K., SILENZI S. & IMPROTA S., (2004), 215-Ka History of sea-level oscillations for marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy), *Global and Planetary Change*, vol. 43, p. 57-78

ANTONIOLI F., ANZIDEI M., LAMBECK K., AURIEMMA R., GADDI D., FURLANI S., ORRÙ P., SOLINAS E., GASPARI A., KARINJA S., KOVAČIĆ V. & SURACE L., (2007), Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data, *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, p. 2463-2486.

APRILE F., BRANCACCIO L., CARANNANTE G., CRAVERO E., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M., (1978), Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 172 (Caserta), 185 (Salerno), 196 (Sorrento) e 197 (Amalfi), *Prog. Fin Geodin.*, vol. 155

BAGGIONI-LIPPMANN M., (1982), Etude gèomorphologique du site de Velia, I Focei dall'Anatolia all'oceano, *La parola del passato-rivista di studi antichi*, p. 210-223

BARBERI F., CORRADO G., INNOCENTI F., LUONGO G., (1984), Phlegraean Fields 1982-1984: brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area, *Bull. Volcanol.*, vol. 47, 2, p. 175-185

BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & RUSSO F., (1989), Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del fiume Sarno (Campania), *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 42, p. 255-267

BARRA D., (1991), Studio del Pleistocene superiore-Olocene delle aree vulcaniche campane, Napoli.

BARRA D., CINQUE A., GEWELT M. & HURTGEN C., (1991), L'ospite caldo Silvestra Seminis (Bonaduce, Masoli e Pugliese, 1976) (Crustacea, Ostracoda): un possibile marker dell'ultimo interglaciale dell'area mediterranea, *Il Quaternario*, vol. 4 (2), p. 327-332

BARRA D., ROMANO P., SANTO A., CAMPAJOLA L., ROCA V. & TUNIZ C., (1996), The versilian transgression in the Volturno river plain: palaeoenvironmental history and chronological data, *Il Quaternario*, vol. 10 (2), p. 571-578

BELLUCCI F., (1994), Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 113, p. 395-420

BELLUCCI F., (1998), Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi effusivi ed esplosivi nel sottosuolo dell'area del Somma-Vesuvio, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 117, p. 385-405

BELOCH J., (1890), Campania. Storia e topografia della Napoli antica e dei suoi dintorni, Breslau, 1890, trad. it. Napoli, 1989

BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICCONET P. & PERRONE V., (1988), Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro, *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, p. 17-35

BOURILLON J., (2005), Etude paleoenvironnementale du port antique de Naples: le site de Piazza Municipio, *Mémoire de Master 2 Géographie Physique*, Institut de Géographie, Université de Provence, Francia

- BRAGANTINI I., CAVALIERI MANASSE G., FEBBRARO S., GIAMPAOLA D., RONCELLA B., (in c.s.), Lo scavo di piazza Nicola Amore: le fasi edilizie e decorative del complesso monumentale, *Actes du Colloqui international de l'Association Internationale pour la Peinture Murale antique*, I. Bragantini Ed., Napoli, 17-21 settembre 2007
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF 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.*, Suppl. Bd. vol.82, p. 47-58
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C. & SANTANGELO N., (1995), L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica, *Memorie della Società Geografica Italiana*, vol. 53, p. 313-336
- BROCCHINI D., PRINCIPE C., CASTRADORI D., LAURENZI M. A. & GORLA L., (2001), Quaternary evolution of southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from Trecase 1 well, *Mineralogy and Petrology*, vol. 73, p. 67-91
- BRUNO P.P.G., RAPOLLA A., DI FIORE V., (2003), Structural setting of the Bay of Naples (Italy) seismic reflection data: implications for Campanian volcanism, *Tectonophysics*, vol. 372, p.193-213
- CALDERONI G. & RUSSO F., (1998), The geomorphological evolution of the outskirts of Naples during the Holocene: a case study of the Bagnoli-Fuorigrotta depression, *The Holocene*, vol. 8, 5, p. 581-588
- CAPASSO B., (1895), Topografia della città di Napoli nell'XI secolo, Napoli
- CAPASSO B., (1905), Napoli Greco-Romana, Napoli, Ed. Berisio, 1987
- CARRARA E., IACOBUCCI F., PINNA E. & RAPOLLA A., (1973), Gravity and magnetic survey of the Campanian volcanic area, southern Italy, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. 15, 75
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA in scala 1:100000, *Foglio 209 – Vallo della Lucania*, con note illustrative (COCCO E., 1971)
- CARTA GEOLOGICO – TECNICA DELLA CITTA' DI NAPOLI, (1967), *tavola in AA. VV. (1967)*, redatta da Nicotera P. e Lucini P. con la collaborazione di Innocenti G.
- CARTA TOPOGRAFICA DI NAPOLI in SCALA 1: 1000, Comune di Napoli
- CESTARI G., (1967), Lineamenti strutturali del Cilento (Campania meridionale), *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, p. 9-20
- CILEK V., SUTTA V., WAGNER J., (1991), Under-sea tunnels in the vicinity of Castel dell'Ovo in Naples, *Atti del III International symposium on underground quarries*, Napoli 10-14 Luglio

CINQUE A., ROLANDI G., ZAMPARELLI V., (1985), L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 104, p. 327-348

CINQUE A.; HOSSEIN H., LAURETI L. & RUSSO F., (1987), Osservazioni preliminari sulla evoluzione geomorfologia della Piana del Sarno (Campania, Appennino Meridionale), *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, vol. 10, p. 161-174

CINQUE A. & ROMANO P., (1990), Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania), *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 13, 1, p. 23-36

CINQUE A., RUSSO F., PAGANO M., (1991), La successione dei terreni di età post romana nelle terme di Miseno (Napoli): nuovi dati per la storia e la stratigrafia del bradisisma puteolano, *Boll. Soc. Geol. It.*, 10, p. 231-244

CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M., (1993), Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures, *Annali di Geofisica*, vol. XXXVI, 2, p. 249-260

CINQUE A., ROSSKOPF 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), p. 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, *I.A.G. IV Int. Conf. On Geomorphology, Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. III (T 2), p. 123-141

CINQUE A. ASCIONE A. & CAIAZZO C., (2000), Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale, *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, (Galadini F., Meletti C. & Rebez A., a cura di), p. 203-216

CINQUE A., PERRIELLO ZAMPELLI S., ROMANO P., RUELLO M. R., AMATO L. & GUASTAFERRO C., (2004), Variazioni della linea di costa in epoca storica: ricostruzioni lungo il litorale della città di Napoli, *Convegno sul tema "La geologia del Quaternario in Italia: Temi emergenti e zone d'Ombra"*, Roma, 16-18 Febbraio

CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER R. V., HEIKEN G. & ORT M., (1997), Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional process – the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, *Italy - Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 75, p.183-219

COCCO E., (1971), Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:100000, Foglio 209, Vallo della Lucania, *Serv. Geol. D'It.*, Roma, p. 1-38

COCCO E. & PESCATORE T., (1968), Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania), *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, 77, p. 51-91

COCCO E. & DI GIROLAMO P., (1970), Magmatismo hawaiano nei paraconglomerati del Flysch del Cilento (Campania), *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, LXXIX

COLE P.D., PERROTTA A., SCARPATI C., (1994), The volcanic history of the southwestern part of the city of Naples, *Geol. Mag.*, vol. 131(6), p.785-799

CRITELLI S., (1993), Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride complex, accretionary wedge of the Southern Apennines (Italy), *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (3), May, p. 464-476

CRITELLI S. & LE PERA E., (1990), Litostratigrafia e composizione della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento, Appennino Campano), *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, p. 511-536

CRITELLI S., DE CAPOA P., LE PERA E. & PERRONE V., (1994), Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (Valle del Calore, Appennino Campano), *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, p. 451-463

D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P., (1973), Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania), *Atti Acc. dei Lincei*, quad. 183

DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M., (1978), Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area tipo (Calabria nord-orientale), *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia*, 84 (4), p. 947-972

DE LORENZO G., (1896), Studi di geologia nell'Appennino meridionale, *Atti Accad. Sc. Fis. Mat. In Napoli*, 8, p. 1-128

DE MAGISTRIS E., (1991), Problemi topografici del litorale Velino, Fra le coste di Amalfi e di Velia-Contributi di storia antica e archeologia, *Quaderni del Dipartimento di Scienze dell'Antichità Università di Salerno*, 8, p. 39-81

DEINO A.L., ORSI G., de VITA S., PIOCHI M., (2004), The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera – forming eruption (Campi Flegrei Caldera – Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 133, p. 157-170

DE LORENZO G., (1904), L'attività vulcanica nei Campi Flegrei, *Rend. Acc. Sc. Fis. Mat.*, Napoli, vol. 10, serie 3, p.203-211

DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., ALESSIO V., VECCHIONE C., (1998), Morphological and sedimentary evolution during the last 5000 years of the Bagnoli volcano tectonic coastal plain (Naples, Italy), *Geologica Romana*, vol. XXXIV, p.19-30

DE VIVO B, ROLANDI G, GANS P. B., CALVERT A., BOHORSON W. A., SPERA F. J. & H. E., (2001), New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy), *Mineral. Petrol.*, vol. 73, (1-3), p. 47-65

DE VITA S., ORSI G., CIVETTA L., CARADENTE 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*, vol. 91, p. 269-301

DIETRICH D. & SCANDONE P., (1972), The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Appennines, *Atti Accad. Pontaniana in Napoli*, 21, p. 1-15

DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO N., ROLANDI G., STANZIONE D., (1984), Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei, *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 103, p.349-413.

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 year at the Campi Flegrei caldera (Italy), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 91, p. 221-246

DI VITO M.A., LUONGO G., (2003), Bradyseism and sea level variations in the Neapolitan area over the last 12,000 years, in *Climatic-environmental variations and impact on man in the circum-Mediterranean area during the Holocene*, Centro Universitario Europeo per i Beni Culturali – Ravello, Ed. Edipuglia, Bari

FERRING R., (1994), Review of Principles of geoarcheology, by M.R. Waters, Ed. AGS, Padova

FINETTI I. & MORELLI C., (1974), Esplorazione sismica a riflessione dei golfi di Napoli e Pozzuoli, *Boll. di Geof. Teor. e Appl.*, vol. 16, n.62-63, p. 175-221

GABRICI E., (1913), Il porto di Napoli nell'antichità e nell'evo medio, *Atti Accademia Pontaniana*, vol. XLIII

GABRICI E., (1951), Contributo archeologico alla topografia di Napoli e della Campania, *Monumenti antichi dei Lincei*, vol. XLI, coll. 624-648

GIAMPAOLA D., (2004), Dagli studi di Bartolomeo Capasso agli scavi della Metropolitana: ricerche sulle mura di Napoli e sull'evoluzione del paesaggio costiero, *Napoli Nobilissima*, quinta serie, vol. V, fascicoli I-II

GIAMPAOLA D. et alii, (2006), La scoperta del porto di Neapolis: dalla ricostruzione topografica allo scavo e al recupero dei relitti, *Maritima Mediterranea, An International Journal on Under water Archaeology*, vol. 2, 2005, Pisa, Roma, p. 48-91

- GRECO E., (1985), Problemi urbanistici, in *Napoli antica* (AA. VV.(1985), *Catalogo della mostra*), Napoli
- GRECO E., (1986), L'impianto urbano di Neapolis greca: aspetti e problemi, in *Neapolis. Atti del XXV Convegno di studi sulla Magna Grecia (Taranto, Ottobre 1985)*, Napoli 1986
- GRECO E., (1994), L'urbanistica napoletana: continuità dell'antico in Neapolis, a cura di F. Zevi, Napoli
- GRECO G., (2002), Velia. La visita alla città, *Ministero per i Beni e le attività Culturali, Soprintendenza per i Beni Archeologici delle Province di Avellino, Benevento e Salerno, Parco Archeologico di Velia*, Ed. NAUS, Pozzuoli (NA)
- GRECO G., (2003), Le nuove ricerche nel Quartiere meridionale. *Velia, le nuove ricerche, atti del convegno di studi, Napoli 14-12-2001, Quaderni del centro studi Magna Grecia*, 1, Pozzuoli 2003
- GÜNTHER R. T., (1903), in: *Posillipo Romana*, Ed. Electa, Napoli
- GUZZETTA G. & IETTO A., (1971), Relazioni tra unità strutturali e unità litostratigrafiche nel Flysch del Cilento, *Atti Acc. Pontaniana*, 20, p. 1-7
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C., (1972), Essai sur l'évolution tectogenetique de la liaison Alpes-Appennins (de la Ligurie à la Calabrie), *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, p. 309-341
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E., (1965), Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale, *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, 74, p. 396-402
- IPPOLITO F. & LUCINI P., (1957), Il flysch nell'Appennino meridionale, *Boll. Soc. Geol. It.*, 85, p. 3-31.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M., (1973), Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazioni di dati di antiche ricerche di idrocarburi, *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 12, p. 227-250
- IROLLO G., (a.a 2004-2005), L'evoluzione olocenica della fascia costiera tra Neapolis e Stabiae (Campania) sulla base di dati geologici ed archeologici, *Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XVIII ciclo*, Università degli Studi di Napoli Federico II, Website www.fedoa.unina.it
- IROLLO G., ASCIONE A., CINQUE A., (2005), Segnalazione di attività olocenica lungo due fault zone dell'hinterland del Golfo di Napoli, *Atti GNGTS, XXIV Convegno Nazionale*, Roma 15-17 Novembre, p. 17-21.
- KRINZINGER F., (1987), Velia. Grabungsbericht 1987, *RHM*, 29, p. 19-43

KRINZINGER F., (1994), Intorno alla pianta di Velia, *Velia. Studi e ricerche*, G. Greco e F. Krinzinger Ed., Modena, 1994, p. 19-54

KRINZINGER F., GASSNER V., GRABNER J., SOKOLICEK A., (1999), Archäologische Forschungen in der Oststadt von Velia, *JÖAL*, 68, p. 53-116

LIPPMANN-PROVENSAL M., (1987), L'Appennin Campanien meridional (Italie) Etude Geomorphologique, *Thèse de Doctoract d'Etat en Geographie Physique*, Université d'Aix Marseille, vol. 1

LIPPMANN-PROVENSAL M., (1987), Variations recentes du trait de côte sur les sites de Velia ed Paestum, *Deplacementes des lignes de rivale en Méditerranée d'après les donnés de l'archeologie, Colloque International du CNRS, Aix en Provence, 1985*, Paris 1987, p. 113-124

LIRER L. & MUNNO R., (1975), Il Tufo Giallo Napoletano, *Periodico di Mineralogia*, vol. 44, p. 103-118

LABEYRIE J., LALOU G., MONACO A., THOMMERET J., (1976), Chronologie des niveaux eustatiques sur la cote de Rousillon de 33.000 ans b.p. a nous jours, *C. R. Acad. Sci., Ser. D*, 282 pp.

LAMBECK K., ANZIDEI M., ANTONIOLI F., BENINI A., ESPOSITO A., (2004), Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 224, p. 563-575

LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S., (2004, B), Sea level change along the Italian coast for the past 10.000 yr, *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p.1567-1598

MAINO A., SEGRE A. & TRIBALDO G., (1964), Rilevamento gravimetrico dei Campi Flegrei e dell'Isola d'Ischia, *Annali Osserv. Vesuv.*, vol. 5, s. 6, p. 2-27

MARRINER N., MORHANGE C., (2007), Geoscience of ancient Mediterranean harbours, *Earth – Science Reviewes*, 80, p.137 - 194

MILIA A., (1998), Le unità piroclastiche tardo-quadernarie nel Golfo di Napoli, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, vol. 21, p. 147-153.

MILIA A., TORRENTE M. M. & NARDI G., (1998/A), Recent tectonic and magmatic features off the coast of Naples, *Giornale di Geologia*, ser. 3, vol. 60, p. 27-39

MILIA A., TORRENTE M. M. & NARDI G., (1998/B), Stratigraphic and structural evolution of Naples Harbour over the last 12Ka, *Giornale di Geologia*, ser. 3, vol. 60, p. 41-52

MILIA A., MIRABILE L, TORRENTE M. M. & DVORAK J. J., (1998/C), Volcanism offshore of Vesuvius Volcano in Naples Bay, *Bull. Volcanol.*, vol. 59, p. 404-413.

MILIA A. & TORRENTE M. M., (1999), Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy), *Thectonophysics*, vol. 315, p. 301-318.

MILIA A. & TORRENTE M. M., (2003), Late Quaternary volcanism and transtensional tectonics in the Bay of Naples, Campanian continental margin, Italy, *Mineral. Petrol.*, vol. 79, p. 49-65

MILIA A., TORRENTE M. M., RUSSO M., ZUPPETTA A., (2003), Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism, *Mineralogy and Petrology*, vol. 79, p. 33-47

MILIA A., TORRENTE M. M., RUSSO M. & ZUPPETTA A., (2003/A), Tectonic and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism, *Mineral. Petrol.*, vol. 79, p. 33-47.

MORHANGE C., LABOREL J., HESNARD A., (2001), Changes of relative sea-level during the past 5000 years in the ancient harbour of Marseilles, Southern France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, vol. 166, p. 319-329

MORHANGE C., MARRINER N., LABOREL J., TODESCO M., OBERLIN C., (2006), Rapid sea-level movements and noneruptive crustal deformations in the Phlegrean Fields caldera, Italy, *Geology*, vol. 34, 2, p. 93-96

MOSTRADINI P., PIERI F. & PIRINI C., (1966), Stratigrafia del Foglio 212 Montalbano Ionico, *Boll. Serv. Geol. D'Italia*, 86, p.57-153

NAPOLI M., (1959), Napoli greco – romana, Napoli

NAPOLI M., (1966), La ricerca archeologica di Velia, *La parola del passato-rivista di studi antichi*, CVIII – CX, p. 191 -226

NAPOLI M., (1967), «Napoli Greco – Romana» topografia e archeologia, in *Storia di Napoli I*, Napoli

NAPOLI M., (1967), Il porto, in *Storia di Napoli II*, Napoli-Cava dei Tirreni

NAPOLI M., (1970), Intorno alla pianta di Velia, *La parola del passato-rivista di studi antichi*, CXXX – CXXXIII, p. 226-235

NICOTERA P., LUCINI P., (1967), La costituzione geologica del sottosuolo di Napoli nei riguardi dei problemi tecnici, *Il sottosuolo dei grandi centri urbani e industriali nei riguardi dei problemi geotecnica*, Associazione Geotecnica Italiana, Atti del VIII Convegno di Geotecnica, Cagliari 6-7 febbraio, Edizioni scientifiche italiane, Napoli, p. 45-84

OGNIBEN L., (1969), Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano, *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, p. 453-763

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*, vol. 74, p. 179-214

ORTOLANI F. & APRILE F., (1978), Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a Sud Est del Fiume Volturno, *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 97, p. 591-608

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. Dinam. Quat.*, 14, p. 163-169

ORTOLANI F., PAGLIUCA S., TOCCACELI R. M., GRASSO E., MELLUSO L., MORRA V., PICA A., VALENTE A., VECCHIONE C., (1993), Evidenze geoarcheologiche di variazioni climatiche cicliche nell'area di Velia (Cilento, Italia meridionale), *Abstract Seminario internazionale "L'evoluzione dell'ambiente fisico nel periodo storico nell'area circum - mediterranea" - Ravello, 5-8 Giugno 1993*

ORTOLANI F. & PAGLIUCA S., (1994), Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato, *Atti del Convegno "L'evoluzione dell'ambiente fisico nel periodo storico nell'area circum-mediterranea"*, CUEBC, Ravello 1993

ORTOLANI F., (1999), Evoluzione geologica dell'area archeologica di Velia (Cilento, Italia meridionale) in relazione alle variazioni climatiche avvenute nel periodo storico nel bacino Mediterraneo, *Velia-Studien I*, Vienna, p. 125-138

PANE G. & VALERIO V., (1988), *La città di Napoli tra vedutismo e cartografia. Piante e vedute dal XV al XIX secolo*, Grimaldi e C. Editori, Napoli, 443 p.

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-isotopic evolution of the Phlegraean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 91, p. 141-166

PESCATORE T., (1966), Strutture sedimentary del flysch del Cilento occidentale, *Geologica Romana*, 5, p. 99-176

PESCATORE T. S., CINQUE A., SENATORE M. R., ROSSKOPF C., (2004), Historical-Geological events and their impact on man, *32° International geological congress, Florence-Italy, August 20-28, 2004*

PIRAZZOLI P. A., (1987), Sea level variations in the NW Mediterranean during roman times, *Science*, vol. 194, p.519-521

PUTIGNANO M.L., CINQUE A., LOZEJ A., MOCCHEGGIANI CARPANO C., (2007), Movimenti verticali recenti nel distretto vulcanico dei Campi Flegrei: nuovi dati geoarcheologici dalle isole di Procida e Vivara, *Abstracts Volume of the International Congress*

People/environment relationship from the Mesolithic to the Middle Ages: recent geo – archeological findings in Southern Italy, Salerno 4-7 Settembre

PUTIGNANO M.L., CINQUE A., LOZEJ A., MOCCHEGGIANI CARPANO C., (in c.s. su Mediterranee), Late Holocene ground movements in the Phlegrean volcanic district (southern Italy): new geo – archeological evidence from the offshore of Vivara and Procida islands.

ROLANDI G., (1988), Le ignimbriti della Piana Campana, *Atti LXXIV Congr. Soc. Geol. It.*, Sorrento, p. 350-352

ROLANDI G., MASTROLORENZO G., BARRELLA A. M. & BORRELLI A., (1993, A), The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 y B.P.): the progressive evolution from magmatic to hidromagmatic style, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 58, p. 67-88

ROLANDI G., BELLUCCI F., HEIZLER M. T. & BELKIN H. E., (2003), Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy, *Mineralogy and Petrology*, vol. 79, p. 3-31

ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M., (1994), L'evoluzione geomorfologica della pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore – Olocene), *Il Quaternario*, vol. 7 (1), p. 41-56

ROSI M. & SBRANA A., (1987), Phlegraean Fields, *CNR Quaderni de «la ricerca scientifica»*, vol. 114, 9, 175 p.

ROSSI A. L., (1999), *Il Quartiere San Ferdinando*, Coll. Napoli Tascabile, Ed Newton, Roma, 66p.

RUELLO M. R., (a.a. 2001-2002), Geomorfologia, Stratigrafia e Geoarcheologica dell'area Urbana di Napoli, *Tesi di Laurea*, Università di Napoli Federico II

RUSSO F., CALDERONI G., LOMBARDO M., (1998), Evoluzione geomorfologica della depressione Bagnoli – Fuorigrotta: periferia urbana della città di Napoli, *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 117, p. 21-38

RITTMANN, (1950), Sintesi geologica dei Campi Flegrei, *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXIX

SAUER R., (1999), Sedimente und Sedimentationsgeschichte in der unterstadt von Velia, *Velia Studien I*, Vienna, p. 118-124

SCANDONE P., (1972), Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcare-silico-marnosa e note illustrative, *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, 81, p. 225-300

SCANDONE R., BELLUCCI F., LIRER L. & ROLANDI G., (1991), The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 48, p. 1-31

SCHERILLO A. & FRANCO E., (1960), Rilevamento stratigrafico del territorio comunale di Napoli, *Bollettino della Società dei Naturalisti*, 69, p. 255-62

SCHMIEDT G., (1966), Antichi porti d'Italia, *L'Universo*, 46, p. 315-321

SCHMIEDT G., (1970), Contributo alla ricostruzione della situazione geotopografica di Velia nell'antichità, *La parola del passato-rivista di studi antichi*

SCHMIEDT G., (1972), *Il livello antico del Mar Tirreno, Testimonianze da resti archeologici*, Ed. Olschki, Firenze, 323 p.

SELLI R., (1962), Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale, *Mem. Soc. Geol. It.*, III

SGROSSO I. & CIAMPO G., (1966), Sulla presenza di terreni calabresi nei dintorni di Camerota, *Boll. Soc. Geol. Nat. in Napoli*, 75, p. 561-587

STELLA STARRABBA F., (1910), Il cratere di S. Teresa nei Campi Flegrei, *Atti Accad. Sc. Fis. Mat. Napoli*, vol. 2 (7-14), p. 1-21

VEZZANI L., (1968a), Distribuzione, facies e stratigrafia della formazione del Saraceno nell'area compresa tra il mare Ionio ed il torrente Frido, *Geol. Romana*, 7, p. 228-276

VEZZANI L., (1968b), La formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania), *Geol. Romana*, 8, p. 129-176

VEZZANI L., (1968c), Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e San Lorenzo Bellizzi, *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. in Catania*, S9, 19, p. 104-144

VEZZANI L., (1970), Il flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania, *Geol. Romana*, 9, p. 101-126.

Università degli Studi di Napoli "Federico II"
Tesi di Dottorato in Scienze della Terra XX ciclo
"Geoarcheologia in aree costiere della Campania: i siti di Neapolis ed Elea - Vella"
Tutor: Prof. ssa Paola Romano
Cotutor: Prof. Sebastiano Perrella Zampelli
Dottoranda: Maria Rosaria Ruello
"CARTA TOPOGRAFICA DELLA CITTA' DI NAPOLI"
scala 1:12000
curve di livello equidistanza 1m

