

Il Quaternario della Toscana costiera

Giovanni Boschian ¹, Alessandro Bossio ², Barbara Dall'Antonia ², Renzo Mazzanti ³

1 -

2 -

3 -

Riassunto

Questo saggio presenta una rassegna delle conoscenze acquisite sul Quaternario della Toscana Costiera, a partire dal 1984, anno in cui fu pubblicata su questo tema la monografia di Mazzanti. Nello studio dell'Olocene ci siamo limitati alla situazione presente in Età Romana, non tanto perché considerata priva di interventi antropici, bensì in quanto la più vicina nel tempo ad uno stato del territorio non influenzato da questi ultimi.

Particolare attenzione è stata posta alla precisazione dei riferimenti cronologici dei livelli delle successioni stratigrafiche marine, datati secondo i moderni criteri di biozonazione basata principalmente sulle associazioni a Foraminiferi planctonici ed a Nannoplancton calcareo. D'altra parte non è stato trascurato il richiamo a fossili di altri gruppi sistematici e loro associazioni di particolare significato stratigrafico (cronologico e/o paleoambientale) sia per le successioni marine, sia per le continentali, né ovviamente sono state trascurate le informazioni offerte dalle determinazioni radiometriche di età.

Per agevolare la lettura di questo complesso riassunto, consigliamo di consultare i riferimenti offerti nella Figura 4.

Un primo ciclo sedimentario, presente solo nel Valdarno Inferiore e nel Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo, e datato al Santerniano-Emiliano è composto da sedimenti litoranei (Conglomerati di V.^{la} Magrini, trasgressivi), da sedimenti di ambiente più profondo (Sabbie e argille ad *Arctica islandica*, formazione qui ridefinita come Fm di Morrone), datati al Santerniano e all'Emiliano, da sedimenti di ambiente nuovamente poco profondo (Sabbie di Nugola Vecchia nel Valdarno Inferiore e Calcari di Montescudaio nel Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo), regressivi alla sommità e datati all'Emiliano; infine chiudono il ciclo i Conglomerati di Riparbella, conosciuti solo nei dintorni di questo centro abitato. Lo spessore dell'insieme di questi sedimenti, determinato in almeno 300 m in tre sondaggi dei dintorni di Rosignano Solvay, documenta l'origine da sprofondamento tettonico del bacino di deposizione.

Un secondo ciclo sedimentario, le Sabbie delle Fabbriche, con facies di mare sottile è trasgressivo sui Calcari di Montescudaio; affiora poco a SO di Rosignano M.^{mo} ed è stato rintracciato in sondaggi presso Vada e presso il porto di Livorno, qui in trasgressione al di sopra della Fm di Morrone. E' datato alla parte inferiore del Sottopiano Siciliano ed è conosciuto con spessori di non più di una ventina di metri per cui non se ne può escludere un'origine collegata con una variazione glacioeustatica del livello del mare.

Alla sommità dei Calcari di Montescudaio, presso Bibbona, e della Fm di Morrone in Val di Fine, presso Rosignano M.^{mo}, compaiono delle tasche d'erosione, corrispondenti alla chiusura del primo ciclo sedimentario (Fase erosiva di Post-Montescudaio), riempite da conglomerati e da argille marnose di ambiente fluviale e lacustre tendente al salmastro nei livelli superiori (Fm di S. Marco). Questa fase erosiva marca la fine della fase di sprofondamento tettonico alla quale è collegata la deposizione degli strati del primo ciclo sedimentario.

Un terzo ciclo sedimentario, di ampia estensione, è costituito dalla Fm di Bibbona, discordante sui Calcari di Montescudaio ma concordante sui minuti affioramenti della Fm di S. Marco, di ambiente marino strettamente litoraneo alla base e con facies di spiaggia sommersa ed emersa negli strati sommitali, tanto che,

presso Bibbona, vi sono state rinvenute industrie <su ciottolo> del Paleolitico Inferiore. A SO di Rosignano M.^{mo} e nelle vicinanze di Cecina questo ciclo stratigrafico è costituito da calcareniti eoliche (Fm di C.^{sa} Saracino) laterali alla Fm di Bibbona e sovrapposte alle altre del substrato quaternario e direttamente al substrato più antico. La base della Fm di Bibbona è stata datata ad un Siciliano inoltrato; il suo tetto è verosimile rientri nell'ambito del Pleistocene Medio per la presenza di industrie del Paleolitico Inferiore. Lo spessore, che non raggiunge i 30 m, e la facies estremamente costiera di entrambe queste formazioni sono argomenti in favore di una loro origine collegata a glacioeustatismo marino.

Al di sopra, in discordanza su tutte le formazioni precedenti (ovviamente ad eccezione dei minuti affioramenti degli strati della Fm di S. Marco sottostanti alla Fm di Bibbona), nel Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo giacciono i Conglomerati di Bolgheri di ambiente fluviale fino a deltizio sommerso dal mare. I Conglomerati di Bolgheri hanno spessori molto vari ma non superiori ad una ventina di metri. I loro strati più antichi, morfologicamente più elevati, sono interessati da profonde alterazioni in <Ultisuoli>, quelli più recenti e morfologicamente più bassi mostrano ciottoli calcarei forati dai litofagi e devono essere stati sommersi dal mare. L'insieme della formazione quindi è stata tiltata tettonicamente verso Occidente durante la sua stessa deposizione; la sua età è attribuibile ad una fase <antica> del Pleistocene Medio per la posizione stratigrafica soprastante alla Fm di Bibbona e sottostante ad altre formazioni interamente attribuibili al Pleistocene Medio come le Sabbie di Val di Gori.

Le Cineriti della Badia di Collesalveti costituivano un minuscolo affioramento all'interno di una valle fluviale scavata nelle Sabbie di Nugola Vecchia, chiaramente indipendenti da questa formazione dell'Emiliano. La loro importanza è che sono state datate a 0.62 ± 0.07 Ma e riconosciute provenienti dalle eruzioni del Vulcano di Vico, analogamente a quanto riconosciuto per le Cineriti di Montopoli che si trovano al di sotto e in alcuni degli strati superiori della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, secondo quanto vedremo in seguito. L'affioramento della Badia, venuto alla luce su un fronte di cava, oggi non esiste più.

I Conglomerati di Pod. S. Luigi costituiscono un'altra formazione di facies fluviale, di spessori modesti, nella quale finora non sono stati rinvenuti fossili. Vengono attribuiti al Pleistocene Medio per la loro posizione sottostante alle Sabbie di Val di Gori. Gli affioramenti sono diffusi dai dintorni di Follonica a quelli di Grosseto, comunque la loro deposizione sembra assai posteriore a quella dei Conglomerati di Bolgheri anche per la presenza di alterazioni pedologiche simili a quelle riscontrate nelle Sabbie di Val di Gori.

I qui definiti Conglomerati di V.^{la} Battaglia, precedentemente denominati Conglomerati di V.^{la} Umberto I e di V.^{la} Corridi, tutte località vicine del fianco occidentale dei M.^{ti} Livornesi, giacciono sopra spianate di abrasione marina a quote più alte di quelle considerate raggiungibili dal mare per oscillazioni di natura glacioeustatica. Presentano talora una matrice calcarenitica che arriva a prendere il sopravvento sulla frazione ciottolosa assumendo l'aspetto di una <Panchina>. Le spianate con questi sedimenti formano la base del T.^{zZOI}, detto anche del Pleistocene Medio, senza dubbio <poli-ciclico> in quanto rappresentato dall'insieme di più sedimenti anche di facies notevolmente diverse. I ciottoli calcarei di questo conglomerato, mostrando fori di litofagi, garantiscono la natura marina delle spianate sulle quali giacciono. Queste ultime si trovano tra quote oscillanti fra 60 m sulle pendici NO dei M.^{ti} Livornesi e 170 m dell'Argentario; giaciture che testimoniano un sollevamento tettonico, verosimilmente di natura epirogenetica.

Le Sabbie di Val di Gori corrispondono ad un deposito prevalentemente eolico ed in parte colluviale; hanno subito una profonda pedogenesi in <Alfisuoli palexeralfs> e contengono una presenza assai uniformemente distribuita di industrie Clactoniane ed Acheuleane per cui vengono riferite al Pleistocene Medio. Fanno parte del T.^{zZOI}, giacendo sopra i Conglomerati di V.^{la} Battaglia o direttamente sopra le spianate di abrasione marina sulle quali questi ultimi appoggiano. Tuttavia la loro deposizione non è avvenuta in continuità con i Conglomerati di V.^{la} Battaglia in quanto in più occasioni riempiono direttamente valli che li incidono profondamente per cui sono chiaramente di escavazione posteriore. Gli spessori della Fm delle Sabbie di Val di Gori non superano in genere la decina di metri; la loro distribuzione è molto diffusa dall'Argentario ai M.^{ti} Livornesi a Nord della parte settentrionale dei quali probabilmente le sabbie si trovano mescolate alla matrice delle ghiaie, molto presenti nella Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, per cui non è stato ritenuto possibile riconoscerle da quest'ultime.

La Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, di ambiente prevalentemente di piana fluviale, è costituita da conglomerati in gran parte di ciottoli provenienti, attraverso la Lucchesia, dalle formazioni del Dominio Toscano del M.^{te}

Pisano e delle Alpi Apuane, presenta una matrice sabbiosa spesso con alterazione in <Alfisuoli palexeralfs> e spessori generalmente non maggiori di 10 m. Essa fa parte del T.^{ZZOI} nelle C.^{line} Livornesi, nelle C.^{line} Pisane e nelle C.^{line} delle Cerbaie. Recentemente vi sono state riconosciute due Unità: l'Unità di C.^{va} Erta, la più antica e maggiormente elevata, è stata attribuita alla parte iniziale del Pleistocene Medio; l'Unità di S. Romano, considerata la presenza di mammalofaune del Galeriano Medio-Superiore e con al tetto il livello delle Cineriti di Montopoli è stata attribuita alla parte centro-avanzata del Pleistocene Medio. Rimangono ancora da definire con precisione le località di affioramento di queste due Unità al di fuori delle due <sezioni tipo>.

La Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci assume una grande importanza nell'interpretazione geomorfologica del Valdarno Inferiore perché rappresenta il più antico documento pervenutoci dell'impostazione del grande sistema fluviale del paleo-Serchio ad Est del M.^{te} Pisano lungo l'attuale P.^{nura} di Lucca, dalla quale i sedimenti corrispondenti devono essere stati asportati quasi completamente per opera delle successive profonde incisioni delle fasi würmiane. Inoltre è l'unica formazione del Pleistocene Medio della Toscana Costiera da considerarsi notevolmente tiltata verso NNO nel Valdarno Inferiore e quasi certamente interessata da faglie di distensione con rigetti fino a 30 m. Tuttavia il suo spessore sorpassa raramente la decina di metri per cui il suo areale di sedimentazione viene considerato più di passaggio che non di deposizione.

Per quanto riguarda i Conglomerati di Montecarlo (nelle Cerbaie), le Brecce dei versanti calcarei (tra l'Uccellina ed Ansedonia) e la Fm di B.^{tro} le Stiacciole (nel Grossetano), tutte unità che mostrano interessi strettamente locali pur rientrando nell'ambito cronologico del Pleistocene Medio, rimandiamo a quanto specificato nel testo.

La Fm di Corea, formata alla base da un deposito fluviale prevalentemente ghiaioso, seguito, in continuità, da sedimenti limoso-sabbiosi di piana alluvionale con numerosi fossili di molluschi continentali e di micro-mammiferi, è stata recentemente rinvenuta in scavi per fondazioni e sondaggi alla periferia settentrionale del Terrazzo di Livorno o T.^{ZZOII}. Anche di questi importanti ritrovamenti attualmente non esiste più alcun affioramento. Sulla base dei sondaggi stratigrafici e paleontologici questa unità è stata correlata con lo stadio isotopico marino MIS-6 (ultimo appartenente al Pleistocene Medio) e alla transizione con il successivo MIS-5 (primo appartenente al Pleistocene Superiore) e costituente la base del terrazzo glacio-eustatico di Livorno (T.^{ZZOII} o Tirreniano).

La scoperta (o riesumazione da un antico studio del 1939) del conglomerato alla base della neodefinita Fm di Corea ha riaperto un'infinità di ipotesi sulle formazioni che possono essere presenti al di sotto o al margine orientale del Terrazzo di Livorno (Fm di Salviano, Conglomerati di Rio Maggiore). A queste possibili ipotesi abbiamo dedicato l'intero capitolo <Morfologie e formazioni *Incertae sedis*> al quale rimandiamo *in toto* in quanto costretti a non oltrepassare troppo i ragionevoli limiti datici per questo <Riassunto>.

I sedimenti del Pleistocene Superiore si possono suddividere in un intervallo più antico, che comprende i cicli glacioeustatici del Tirreniano, caratterizzati dalle tre fasi con punte trasgressive riferite rispettivamente ai substadi OIS 5e di 125.000, OIS 5c di 110.000, OIS 5a di 90.000 anni fa, intercalati dalle due punte regressive OIS 5d e OIS 5b, e in un intervallo più recente, compreso tra il culmine glaciale di Würm I (OIS 4 di 75.000 anni fa) ed estendentesi attraverso i culmini di Würm II (di 50.000) e di Würm III (OIS 2 di 18.000 anni fa) fino al limite con l'Olocene (OIS 1 da circa 10.000 anni fa all'attuale). Si tratta di una suddivisione molto sofisticata che tiene conto delle variazioni del livello del mare conseguenti le variazioni degli spessori dei ghiacci polari e montani causate dai cambiamenti climatici. Inizialmente veniva ritenuto che, per quanto riguarda le faune marine, la presenza di quelle <calde o senegalesi>, note anche in Toscana al Bacino di Carenaggio di Livorno, alla Buca dei Corvi di Castiglioncello e alla Cala dei Turchi di Pianosa, fosse caratteristica del solo OIS 5e. Ma col progredire delle ricerche <faune senegalesi> lungo le zone costiere del Mediterraneo Occidentale sono state rinvenute anche in sedimenti pre-tirreniani e degli OIS 5c e 5a, venendo così a cadere il più importante caposaldo sul quale furono basate le datazioni dei sedimenti tirreniani. Le uniche datazioni nell'ambito del Pleistocene Superiore, ritenute ancora valide, sono rimaste quelle eseguite con sistemi radiometrici; ma anche in questo campo il progredire delle conoscenze ha chiarito che gran parte del materiale organico sul quale furono effettuate le vecchie datazioni, per non parlare delle metodologie, non potevano essere considerate attendibili per vari motivi. Il più significativo di questi ultimi è che gli organismi marini, sui quali i processi di datazioni sono maggiormente attendibili, risultano i coralli perché svolgono la vita di polipo in una colonia fissata al substrato nell'ambito della quale muoiono.

Ma nessuna delle determinazioni di età radiometriche, fra le note per sedimenti considerati tirreniani della Toscana, è stata eseguita su coralli fino a quelle del sondaggio ENEA, pubblicato nel 2000. Possiamo di conseguenza gettar via quasi tutto quello che è stato pubblicato finora sulle datazioni del Tirreniano di Toscana?

Lasciamo prendere ad altri questa drastica decisione e guardiamo che cosa ancora può avere un significato valido. Intanto una differenza netta è presente praticamente in tutta la Toscana Costiera tra il T.^{ZZO}I e il T.^{ZZO}II: quest'ultimo è conosciuto da 5 m sotto il mare di Livorno a 15 m di quota nell'entroterra, il primo è conosciuto tra le quote 60 e 130 m del fianco occidentale dei M.^{ti} Livornesi. Il riferimento al Pleistocene Medio di alcune formazioni presenti nel T.^{ZZO}I è stato richiamato anche in questo riassunto. Il T.^{ZZO}II è disposto base contro base nei confronti del T.^{ZZO}I; questa situazione ne mostra l'origine più recente: è di ieri la scoperta della Fm di Corea, datata al MIS-6 – passaggio al MIS-5 (in termini meno simbolici al Tirreniano, come abbiamo indicato poco sopra). La stessa identica situazione presente tra Livorno e il suo retroterra si ritrova tra Rosignano Solvay e Rosignano M.^{mo}, tra S. Vincenzo e il retroterra dei M.^{ti} di Campiglia M.^{ma}, tra Albinia e l'interno, all'Argentario e lungo la costa che fiancheggia il Lago di Burano rispetto al retroterra: le quote dei due terrazzi variano di poco nell'ambito di ciascuno e di almeno 55 m fra i due. Entrambi questi terrazzi sono stati detti policiclici e, se andiamo a valutare i sedimenti continentali delle fasi sedimentarie superiori, troviamo nel primo (specialmente nelle Sabbie di Val di Gori) industrie del Paleolitico Inferiore e nel secondo (specialmente nelle Sabbie di Donoratico) industrie del Paleolitico Medio e del Superiore, note per essere attribuite le prime al Pleistocene Medio e le seconde al Pleistocene Superiore. Se infine andiamo a valutare le migliaia di pozzi che sono stati perforati per ricerche idriche nelle pianure costiere in gran parte appartenenti in superficie al T.^{ZZO}II, vediamo il ripetersi di tre successioni di conglomerati, calcareniti, limi e argille in dimensioni che corrispondono a quelle osservabili in superficie e riferibili a formazioni del Pleistocene Superiore per i motivi generali sopra indicati.

Per quanto riguarda l'Olocene la successione sedimentaria in aree costiere è nota nel sottosuolo della Versilia con le Sabbie silicee a fauna marina, caratterizzata da *Thais haemastoma*. Altre perforazioni dei dintorni del Lago di Massaciuccoli hanno mostrato che la trasgressione versiliana ha raggiunto il piede occidentale dei M.^{ti} d'oltre Serchio in corrispondenza dell'*optimum climatico* della fase Atlantica del Querceto. L'impostazione del Lago di Massaciuccoli è seguita all'abbassamento di circa 2 m del livello del mare corrispondente alla fase climatica sub-Boreale ed è progredita durante l'ultima fase di risalita marina con la formazione del lido frequentato dall'uomo a partire dall'VIII secolo a.C., cioè al limite, in Toscana, tra il Bronzo finale e il Ferro arcaico. Un andamento simile è noto dalle perforazioni del sottosuolo tra Tirrenia e Livorno. Infatti queste hanno incontrato depositi di spiaggia e di mare sottile per i primi 10-13 m, che si assottigliano in corrispondenza del lido frequentato a partire dall'VIII secolo a.C., circa 4 km all'interno della spiaggia attuale di Tirrenia, mentre al di sotto hanno incontrato le <Torbe e limi olocenici del sottosuolo>. La deposizione di questi ultimi è avvenuta nell'area retrolitoranea in sovralluvionamento per la risalita del sistema litorale conseguente il veloce sollevamento del livello del mare durante l'*optimum climatico* della fase Atlantica del Querceto, documentata dagli spettri pollinici delle perforazioni tra le quote -30 e -20 m.

Abstract

This paper is an overview resulting from investigation accomplished on the Quaternary of the Coastal Tuscany after the publication of the monograph by Mazzanti (1984).

For the sake of brevity a systematic historical review of previous studies carried out on this topic has been disregarded. Furthermore, concerning the Holocene, we only focused on the Roman Epoch which, although previously modified by anthropic influences, represents the closest situation to a state of the coastal Tuscany devoid of human impact.

Particular attention has been given to marine succession chronology based on plankton stratigraphy (foraminifers and calcareous nannofossils) although significant marine and freshwater fossil species and assemblages of different systematic groups (e.g. molluscs, ostracods, pollens) and radiometric age data have been also discussed. Chiefly, Figure 4 is a morpho-stratigraphic representation of the study area.

*A first Santernian-Emilian sedimentary cycle, reordered in the Lower Valdarno and the Castiglioncello – S. Vincenzo basins consists of Santernian-Emilian littoral (transgressive V.^{la} Magrini Conglomerates) and shelf deposits (Sands and clays with *Arctica islandica*, renamed as Morrone Fm.) overlaid by the, regressive on top,*

Emilian shallow water deposits (Nugola Vecchia Sands in the Lower Valdarno e Montescudaio Limestones in the Castiglioncello – S. Vincenzo basin). The cycle ends with the Riparbella Conglomerates, known only from the surroundings of the type locality, where its thickness, resulted from subsurface investigation in the Rosignano Solvay area, is ca. 300 m, thus clearly showing tectonic subsidence.

A second marine cycle represented by the Fabbriche Sands outcrops transgressively on the Montescudaio Limestones SW of Rosignano M.^{mo}. This unit has been also recorded in boreholes near Vada and the harbour of Livorno, where it transgressively overlies the Morrone Fm. This cycle has been referred to the lower Sicilian (corresponding to the Upper Calabrian) and shows a total thickness of ca. 20 m, possibly compatible with a glacioeustatic origin.

The top of the Montescudaio Limestones, near Bibbona, and that of Morrone Fm., near Rosignano M.^{mo} (Fine Valley), shows erosive pockets as result of sub-aerial erosion. These pockets correspond to the closure of the first sedimentary cycle (Post-Montescudaio erosive phase) and are filled by conglomerates and marly clays referable to a fluvial environment which passes upwards to a brackish setting (S. Marco Fm.). This erosive phase marks the end of the tectonic subsidence responsible of the deposition of the first cycle.

A third cycle is represented by relatively wide outcrops of the Bibbona Fm. This unit, which is shallow marine, lies unconformably on the Montescudaio Limestones and conformably on the small outcrops of the S. Marco Fm. The upper layers are referable to a shoreface to backshore depositional environment as supported also by findings anthropic lithic industries of the “Pebble” culture (Lower Palaeolithic). In the SW area of Rosignano M.^{mo} and nearby Cecina this cycle consists of aeolian calcarenites (Saracino Fm.) directly overlaying the quaternary units and the pre-quaternary substrate. The base of the Bibbona Fm has been reasonably dated to the Sicilian whereas its uppermost part is likely to be Middle Pleistocene in age (Ionian) owing to the presence of Lower Palaeolithic industries. The feeble thickness (less than 30 m) together with the evident littoral facies of this cycle suggest a glacioeustatic origin.

In the Castiglioncello – S. Vincenzo basin all units (as above, with the exception of the S. Marco Fm.) are topped by the fluvial to marine-deltaic Bolgheri Conglomerates which show a maximum thickness of ca. 20 m. The oldest strata, located at highest elevation, are interested by extensive alteration in “Ultisuoli”, whereas the youngest ones, located at lowest elevation, were submerged by the sea as clearly confirmed by carbonate pebbles perforated by Lithodomus. On the whole, the formation tilted towards west during its deposition. This unit can be attributed to an “old” phase of the Middle Pleistocene on the basis of its stratigraphic position between the Bibbona Fm. and some other Middle Pleistocene formations, e.g., Val di Gori Sands.

The Cinerites of Badia di Collesalvetti represent a very small outcrop (unfortunately no longer observable) within a fluvial valley incised in the Nugola Vecchia Sands, but clearly independent from the latter. The Cinerites of Badia have been dated to 0.62 ± 0.07 Ma and attributed to the volcano Vico eruptions, alike the Montopoli Cinerites occurring below and within the upper layers of P^g^{io} ai Lecci Fm (see below).

The Pod. S. Luigi Conglomerates constitute a fluvial unit of small thickness and without fossil content, thus precluding age investigation. This formation crops out nearby Follonica and Grosseto and it is dated as Middle Pleistocene because of its position below the Val di Gori Sands Fm. Nonetheless, it seems considerably younger than the Bolgheri Conglomerates since it shows pedogenic alterations similar to those recognized in the Val di Gori Sands.

The V.^{la} Umberto I and V.^{la} Corridi Conglomerates outcropping in small villages west of the Livorno Mountains and herein renamed V.^{la} Battaglia Conglomerates, lie on flat benches located at elevations higher than those reachable by the sea during eustatic oscillations. They locally show a calcarenitic matrix which may dominate on the coarse fraction so that much of the deposits become similar to a “Panchina”. The flat benches with these sediments constitute the base of the T.^{ce} I, commonly known as the Middle Pleistocene T.^{ce}. Specifically, they are certainly “policyclic” showing sediments of very different facies, e.g., including that of marine origin due to evidence of Lithodomus in the calcareous pebbles of the conglomerates. The benches are at ca. 60 m a.s.l. on the NW flanks of the Livorno Mountains and ca. 170 m a.s.l. in the Argentario area. These elevations indicate a tectonic uplift most likely of epirogenetic nature.

The Val di Gori Sands represent a mainly aeolian and partly colluvial deposit. These sand experienced an intense pedogenic alteration in “Alfisuoli palexeralfs” and are characterized by uniformly diffused Clactonian and Acheulean industries indicating a Middle Pleistocene age. They belong to the T.^{ce} I laying on the V.^{la} Battaglia Conglomerates or directly on the flat marine benches. The existence of deep valleys incised in the conglomerates

and filled with the Val di Gori Sands clearly document the existence of an erosive phase occurred during the deposition of these two formations. The Val di Gori Sands show a maximum thickness of ca. 10 m and extensively outcrop from the Argentario area towards the Livorno Mountains where they are very likely mixed with the matrix of the gravel distributed in the P^{g10} ai Lecci Fm. The alluvial plane P^{g10} ai Lecci Fm consists of conglomerates with abundant pebbles from units of the Tuscan Domain, especially from those of the M.^{te} Pisano and the Apuane Alps. This unit belongs to the T.^{z20}I in the Livorno Hills, Pisa Hills and Cerbaie Hills. Its thickness is generally less than 10 m and it usually shows a sandy matrix often altered in "Alfisuoli palexeralfs". More recently, it has been subdivided in two units, i.e., the C.^{va} Erta and the S. Romano Unit. The former overlies the Montopoli Cinerites and corresponds to the lower part of the Middle Pleistocene whereas the latter is middle-upper Middle Pleistocene on the basis of evidence of Middle-Upper Galerian mammalofaunas and presence at the top of the Montopoli Cinerites. Outcrops of these units outside the type localities have yet to be defined.

The P^{g10} ai Lecci Fm plays a major role in the geomorphological interpretation of the Lower Valdarno because it represents the oldest sedimentary event related to the onset of the palaeo-Serchio fluvial system in the actual Lucca plane east of the Pisa Mountains. In this plane, great part of the alluvial sediments has been almost completely removed during the Würmian erosive phases. Furthermore, it is the only Middle Pleistocene formation of the Coastal Tuscany strongly tilted NNW (in the Lower Valdarno) and possibly interested by distensive faults with displacement up to 30 m. However, this unit rarely exceeds a thickness of 10 m, thus indicating an accumulation in the proximal part of an alluvial plain where sediment transport prevailed on deposition.

With regards to the following Middle Pleistocene units of a local interest, i.e., the Montecarlo Conglomerates Fm. (Cerbaie), the Breccias of Fm. (between Uccellina and Ansedonia) and the B.^{tro} le Stiacchiole Fm. (in the Grosseto area), readers need to refer to the text.

The Corea Fm. has been recently recognized in drill boreholes in the northern area of the Livorno Terrace (T.^{ce} II). At the base it consists of gravely fluvial deposits gradually passing upward to alluvial plane silty-sand sediments with abundant non-marine faunas dominated by land snail and well-preserved micromammals remains. No exposed evidences, however, are no longer observable.

On the basis of stratigraphical and palaeontological analyses this unit has been correlated to the marine isotopic stage MIS 6 (the youngest of the Middle Pleistocene) and the transition between the subsequent MIS 5 (the older of the Upper Pleistocene) thus representing the base of the glacioeustatic Livorno Terrace (T.^{ce} II or Tyrrhenian).

The discovery (or the re-examination of an old study carried out in 1939) of the conglomerate at the base of the newly defined Corea Fm. originate a high number of hypotheses on the units present below the Livorno Terrace and within its eastern margin (Salviano Fm., Rio Maggiore Conglomerates Fm.). Ergo, the entire chapter, "Morfologie e formazioni Incertae sedis", has been dedicated to this topic.

The upper Pleistocene sediments can be subdivided into two main intervals. The older comprises the Tyrrhenian glacioeustatic cycles characterized by three transgressive phases referable to the substages OIS 5e (126.000 y.b.p.), OIS 5c (110.000 y.b.p.), and OIS 5a (90.000 y.b.p.) intercalated with the regressive substages OIS 5d and OIS 5b. The younger interval includes the glacial maxima of the Würm I (OIS 4, 75.000 y.b.p.), Würm II (50.000 y.b.p.) and Würm III (OIS 2 18.000 y.b.p.) and extends up to the base of the Holocene (OIS 1 from about 10.000 y.b.p to Recent). This is a quite sophisticated subdivision which takes into account sea level oscillations due to global ice volume changes related to climate.

In terms of marine fossils, the occurrence of "warm or Senegal" faunas (known also from Tuscany, particularly from the dry-dock of Livorno, the Buca dei Corvi of Castiglioncello and Cala dei Turchi of Pianosa), originally referred to the OIS 5e, has now been recovered in pre-Tyrrhenian sediments and in OIS 5c and 5a the OIS 5e, thus making it a useful guide for Tyrrhenian recognition levels.

Currently, the most reliable age dating for the Upper Pleistocene is based on radiometric determinations. Nevertheless, it must be take into account that much of past radiometric dating is now considered unreliable because it was performed on unsuitable organic matter or using uncorrected procedures. Notably, it is now proved that the most suitable marine organisms for age dating are corals which are long-life colonial sessile fossils and represent useful autochthonous fauna. Actually, none of past age dating carried out on Tyrrhenian sediments of Tuscany has been performed on corals, except the two realized by the ENEA drilling in 2000.

Ergo, should we neglect much of the previous age dating on the Tuscan Tyrrhenian? Undoubtedly, it is an awkward question to answer. At the moment, however, the least we can do, it is to carefully endeavour the analysis of the most reliable data.

To begin with, a remarkable difference is present throughout the Coastal Tuscany, specifically between the $T.^{ce}I$ and the $T.^{ce}II$. The latter is known from 5 m below sea level in Livorno to 15 m a. s. l. in the interland. On the contrary, $T.^{ce}I$ ranges between 60 e 130 m a. s. l. in the western flanks of the Livorno Mountains. The Middle Pleistocene age of some formations belonging to $T.^{ce}I$ has been previously discussed.

The $T.^{ce}II$ is arranged "base contre base" with respect to $T.^{ce}I$; thus documenting the more recent origin. Also, it is very recent the recognition of the Corea Fm. attributed to the MIS 6 – transition to MIS 5 (i.e., to the Tyrrhenian). The relationships between the two terraces described for the Livorno area also occur between Rosignano Solvay and Rosignano M.^{mo}, as well as between S. Vincenzo and the interland of the Campiglia Mountains, Albinia and its interland, Argentario and the internal cost of the Burano Lake: elevation of each of the two terraces varies only slightly and it is usually not less than ca. 55 m. Both these terraces are polycyclic and notably the upper continental sediment of the $T.^{ce}I$ are characterized by Lower Palaeolithic industries (especially in the Val di Gori Sands) whereas those of the $T.^{ce}II$ yield Middle-Upper Palaeolithic industries (particularly in the Donoratico Sands). Finally, the thousands of boreholes drilled for water research in the coastal plains, mostly belonging to the $T.^{ce}II$, record the three-time occurrence of a succession comprising conglomerates, calcarenites, silts and clays comparable to those exposed and referable to the Upper Pleistocene, as previously discussed.

The Holocene succession of the coastal areas is known from the Versilian subsurface and comprises the siliceous sands containing a marine fauna with *Thais haemastoma*. Drillings performed near the Massaciuccoli Lake showed that the Versilian transgression reached the western base of the Oltre Serchio Mountains during the climatic optimum of the Querceto Atlantic phase. The formation of the Massaciuccoli is related to the sea level fall of about 2 m during the SubBoreal phase and it proceeded during the last sea level rising with the onset of the beach frequented by human groups since the VIII century b.C., i.e., at the boundary, in Tuscany, between the Upper Bronze Age and the Archaic Iron Age. A similar trend is known from the subsurface between Tirrenia and Livorno. Boreholes drilled in this area record beach and shallow water deposits in the uppermost 10-13 m thinning in correspondence of the beach levels frequented since the VIII century b.C., and now located inland about 4 km from the actual Tirrenia beach. Below the sedimentary succession is characterized by peat and Holocene silts accumulated in a backshore area alluviated during the rising of the littoral system related to the rapid sea level increase corresponding to the Querceto Atlantic phase, as documented by pollen analyses performed on sediments drilled at depth between -30 and -20 m.

Introduzione

Questo saggio si propone di aggiornare gli studi pubblicati sul Quaternario della Toscana Costiera tenendo conto principalmente dell'insieme di conoscenze note sull'argomento a partire dalla monografia di Mazzanti (1984) e facendo riferimento al quadro cronostratigrafico per il Cenozoico, recentemente presentato dalla *International Commission on Stratigraphy* (ICS) (Clague, 2005a) (Fig. 1), per il Pleistocene (Clague, 2005b) (Fig. 2) e, con maggiori dettagli, allo schema bio-cronostratigrafico presente in Catanzariti et al. (2002) (Fig. 3) per il Pliocene e Pleistocene.

Età (Ma)	ERA	Sub-ERA	PERIODO	EPOCA	PIANO	GSSP (Ma)			
1	CENOZOICO	QUATERNARIO	NEOGENE	Olocene	Superiore				
2				Pleistocene	Medio	1,8			
3				Pleistocene	Inferiore	2,6			
4		TERZIARIO		NEOGENE	Pliocene	Piacenziano	3,6		
10					Miocene	Zancleano	5,3		
20					PALEOGENE	NEOGENE	Miocene		23,0
30								Oligocene	
40		Eocene							
50				PALEOGENE	PALEOGENE	Eocene		55,80	
60		Paleocene						65,5	

Figura 1 - Suddivisioni cronologiche (Età e GSSP in Ma = milioni di anni) per il Cenozoico: secondo la Geological Time Scale, decisa dall'International Union of Geological Sciences (da Clague, 2005a).

Pleistocene Series						
base upper Pleistocene Subseries	0.126	0.00	Astronomical cycles in sediments	base of the Eemian interglacial stage (= base of marine isotope stage 5e) before final glacial episode of Pleistocene	Amsterdam-Terminal borehole (63.5 m below surface; 52°22'45"N; 4°54'52"E), Netherlands	GSSP anticipated in 2006
base middle Pleistocene Subseries	0.781	0.00	Astronomical cycles in sediments	Brunhes-Matuyama magnetic reversal	Candidate sections in Italy (Montalbano Jonica or Valle di Manche) and Japan (Chiba)	GSSP anticipated in 2007
base Pleistocene Series	1.806	0.00	Astronomical cycles in sediments	Just above top of magnetic polarity chronozone C2n (Olduvai) and the extinction level of calcareous nannofossil <i>Discoaster brouweri</i> (base Zone CN13). Above are lowest occurrence of calcareous nannofossil medium <i>Gephyrocapsa</i> spp. and extinction level of planktonic foraminifer <i>Globigerinoides extremus</i> .	Top of sapropel layer 'e', Vrica section, Calabria, Italy	Ratified 1985 Episodes 8 (2), p. 116-120

Figura 2 - Serie del Pleistocene (da J. Clague, 2005b).

La monografia di Mazzanti (1984) fu redatta sulla base del quadro cronostratigrafico, presentato da Ruggieri e Sprovieri (1975), secondo il quale l'inizio del Pleistocene era considerato coincidere con l'apparire delle faune ad *Arctica islandica* nelle successioni stratigrafiche marine del Mediterraneo. Questo evento era anche considerato come inizio del <piano Santerniano> mentre l'ingresso nel Mediterraneo, posteriore al precedente, della *Hyalinea baltica* veniva fatto coincidere con l'inizio del <piano Emiliano> e l'ingresso, ritenuto ancora posteriore, della *Globorotalia truncatulinoides excelsa* con l'inizio del <piano Siciliano>. Sempre nella monografia di Mazzanti "...al Pleistocene medio... vengono riferite le successioni stratigrafiche comprese fra il tetto regressivo, dei sedimenti siciliani (o supposti tali) e quelli (esclusi) della base della trasgressione del Tirreniano a *Strombus bubonius* [cioè a faune <senegalesi>], assai ben nota almeno lungo tutte le coste del Mediterraneo Occidentale... La prima trasgressione con faune a *Strombus* viene fatta coincidere con l'inizio del Pleistocene superiore. Questa trasgressione corrisponde a un fatto paleoclimatico interglaciale di notevole spicco che ha portato, almeno su tutto il Mediterraneo Occidentale il livello del mare a quote di circa 15 m più alte dell'attuale... L'inizio dell'Olocene viene generalmente indicato coincidere con la <varva zero>, datata a 8.800 anni a.C., che segna la fine dell'unitarietà della calotta glaciale nord-europea (De Geer, 1940)".

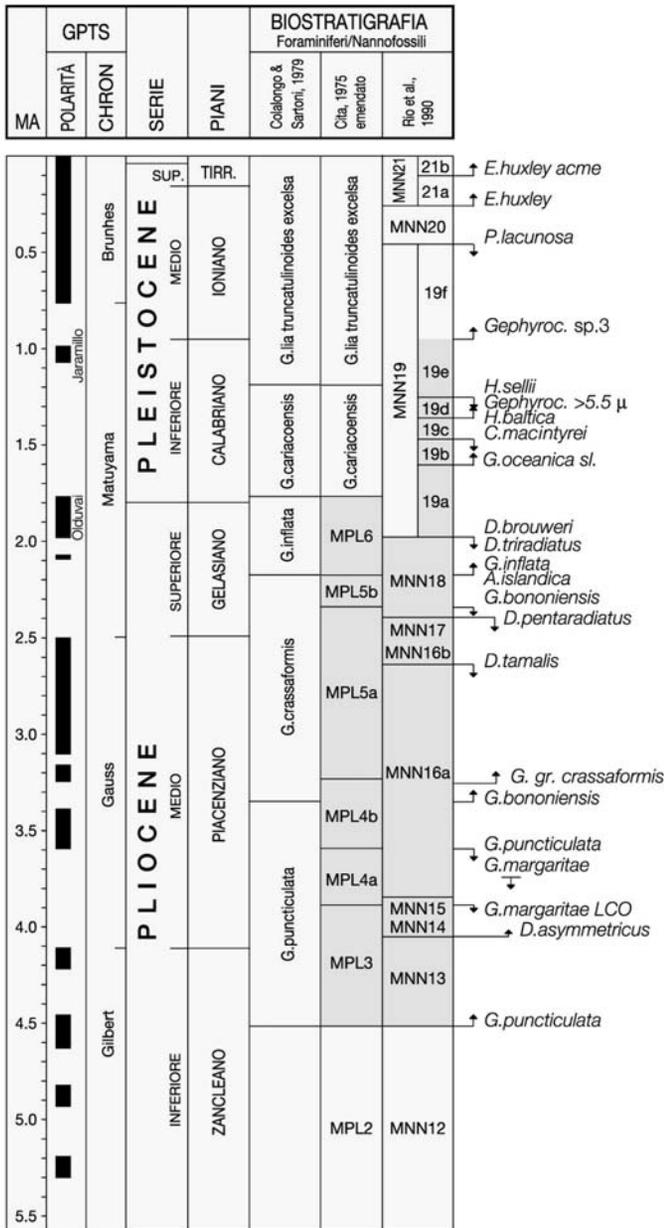


Figura 3 - Successioni cronologiche e biostratigrafiche delle Serie e Piani marini delle Epoche Pliocene e Pleistocene (da Catanzariti et al., 2002).

che raggiungono e talora sorpassano i 100 m; dal punto di vista cronologico è stato possibile riferirle all'Emiliano. Per il significato ambientale (mare sottile e spiaggia) e per la posizione nella successione stratigrafica, non ci sono dubbi che rappresentino le fasi di colmamento, ed in alcuni casi di emersione, dei bacini formati per gli sprofondamenti tettonici legati al movimento delle faglie cui è stato accennato in precedenza, apertesi o rimossi nel Santerniano e che con l'Emiliano sono andate diminuendo o cessando di attività.

Ad una successiva fase trasgressiva è stata riferita la sedimentazione dei <Conglomerati, calcareniti e sabbie di Bibbona>, di ambiente marino poco profondo e di spiaggia, potenti circa 30 m e caratterizzati dalla presenza di un complesso litico della <Pebble Culture> costituito soprattutto da ciottoli a distacchi unifacciali e bifacciali (Galiberti, 1980). Il riferimento cronologico di questi sedimenti inizialmente è stato considera-

Al tempo della pubblicazione della monografia di Mazzanti erano già noti i lineamenti stratigrafici generali del Pleistocene della Toscana Costiera, attraverso un gruppo di lavori precedenti e a quelli, di nuova generazione, dovuti a Barsotti et al. (1974) per il Bacino di carenaggio del Porto di Livorno, a Giannelli et al. (1982) per il Quaternario dei dintorni di Livorno, a Giannelli et al. (1981a) per il Quaternario delle Colline Pisane e della Val di Cecina, a Galiberti et al. (1982) per il Quaternario della zona compresa tra Castiglioncello e S.Vincenzo e a Giannelli et al. (1981b) per i dintorni di Riparbella e di Bibbona, nelle Province di Pisa e di Livorno.

Così erano note una prima fase costiera con i <Conglomerati di Riparbella> (vicino alle antiche coste alte e allo sbocco dei fiumi) e le <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> (vicino alle antiche spiagge e a maggiori profondità). Quest'ultima formazione ha rivelato macro e microfaune, nonché nannoflore significative, ovviamente secondo la cronostratigrafia di Ruggieri e Sprovieri (1975), del Santerniano non iniziale e dell'Emiliano. Il cospicuo spessore di questi sedimenti (maggiore di un centinaio di metri in alcune località), la loro giacitura in discordanza angolare anche su formazioni del Pliocene medio e la troncatura, attraverso faglie di notevole rigetto, di alcuni loro orli, verosimilmente corrispondenti ad antichi tratti di paleocoste, ne hanno documentato una deposizione collegata a sprofondamenti tettonici in bacini subsidenti.

Al di sopra e in continuità delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> erano note le <Sabbie di Nugola Vecchia>, nel Valdarno Inferiore ed i <Calcari sabbiosi di Montescudaio>, nella bassa Val di Cecina.

Entrambe queste formazioni hanno spessori

to incerto, per il mancato rinvenimento di indicazioni sicuramente significative, tuttavia posizionabile nell'ambito compreso tra la parte alta del Pleistocene inferiore e la più antica del medio, per la presenza della *Pebble Culture* e per la loro giacitura stratigrafica trasgressiva al di sopra dei <Calcari sabbiosi di Montescudaio>, datati all'Emiliano (Galiberti et al., 1982).

Nella Toscana Costiera una ulteriore fase (o gruppo di fasi?) trasgressiva con le sue morfologie e i suoi scarsi sedimenti è stata riconosciuta, su basi morfologiche e stratigrafiche, bordare verso mare i rilievi costieri fino a quote di 170 m. I terrazzi di questo gruppo di fasi sono stati considerati sicuramente attribuibili al Pleistocene medio e collegabili al sollevamento del livello del mare per glacioeustatismo con il modellamento di ampie spianate basali di abrasione, caratterizzate da fori di litofagi sui substrati calcarei e sui ciottoli calcarei di trasgressione. Sopra queste spianate i sedimenti di spiaggia sono sottili o mancano del tutto, verosimilmente per scarsa o nessuna subsidenza al momento della deposizione. Il riferimento al Pleistocene medio delle morfologie di questo gruppo è stato dedotto, prima di tutto, dal fatto che le loro spianate di abrasione sono state parzialmente demolite, per scalzamento al piede, durante la trasgressione corrispondente ad una o più fasi del Pleistocene superiore e quindi ne sono sicuramente più antiche. Nella rarità di fossili, o di altri elementi cronologicamente significativi, l'incertezza se queste morfologie siano appartenute ad una sola o a più fasi glacioeustatiche diverse, malgrado le notevoli somiglianze dei sedimenti loro associati, dipende dalla loro giacitura a quote non del tutto uguali anche in corrispondenza di posizioni <di spianata a ridosso di paleofalesia> (Bossio et al., 1993). Secondo quest'ultimo tipo di giacitura, in definitiva molto simile alla giacitura di due terrazzi in relazione <base contro base> ma nei quali la base dell'inferiore, ed ovviamente più recente, viene ritenuta corrispondere allo sviluppo massimo della sua fase trasgressiva che si modella con una paleofalesia marina contro la base del terrazzo superiore, ovviamente più antico. In una tale situazione tutte le spianate di abrasione di una medesima fase avrebbero dovuto trovarsi ad una stessa quota, salvo ammettere lo sviluppo di movimenti tettonici posteriori. Questi sono stati supposti per i dintorni di Livorno fin dal lavoro di Barsotti et al. (1974), come di tipo epirogenetico perché nessuna di queste spianate è tagliata da faglie e per l'estrema esilità dei sedimenti che sopportano, segno evidente di mancanza di subsidenza al momento della formazione. Queste ultime considerazioni sono state ritenute valide e ribadite anche da Mazzanti (1984) per tutta la Toscana Costiera, proprio perché mancano evidenze di faglie attive interessanti le spianate di origine marina che si trovino a quote maggiori di 50-60 m sul livello marino attuale, limite oltre il quale il livello del mare non salirebbe, secondo i calcoli eseguiti da Fairbridge (1966) e da Pattullo (1966), neanche nel caso di un completo scioglimento di tutti i ghiacciai della Terra. Infine depongono a favore dell'attribuzione di queste spianate al Pleistocene medio le presenze di reperti del Paleolitico Inferiore nei sedimenti eolici ad esse sovrapposti. Sulla base di questi elementi essenzialmente morfologici e parzialmente paleontologici è stato possibile riconoscere su tutta la Toscana Costiera la presenza di uno o più terrazzi del Pleistocene medio (Mazzanti, 1984), in seguito ritenuti <poli-ciclici> (Federici e Mazzanti, 1995) in quanto frequentemente strutturati da più di un ciclo stratigrafico e/o da più di un ciclo erosivo, tuttavia spesso di non esplicite individuazioni per cui sono stati indicati genericamente come appartenenti al <T.^{ZZOI}>, quando se ne è indicato il riconoscimento solo su base morfologica, come appartenenti al <Terrazzo del Pleistocene medio>, quando è stato possibile documentare il riconoscimento cronologico per la presenza anche di un solo altro elemento oltre quello della morfologia.

Un altro gruppo di fasi sedimentarie cicliche trasgressivo-regressive, distribuito su un terrazzo policiclico riferito al Pleistocene superiore (ed indicato come <T.^{ZZOII}> da Federici e Mazzanti (1995) per motivi analoghi a quelli indicati per il T.^{ZZOI}), era noto ed allora ritenuto molto ben caratterizzato cronologicamente dalle faune <senegalesi> a *Strombus bubonius* del Bacino di carenaggio della T.^{Ic} del Fanale di Livorno e da quelle della Baia dei Turchi dell'I. di Pianosa, oltre che da quella a *Conus testudinarius* della Buca dei Corvi di Castiglioncello. Nei sedimenti regressivi, in gran parte eolici, che chiudono la sedimentazione di questo gruppo di fasi, sono state rinvenute industrie del Paleolitico Medio che ne garantiscono, da un punto di vista generale, l'attribuzione al Pleistocene superiore.

Un'ultima fase (o gruppo di fasi?) trasgressiva, detta Versiliana da Blanc (1937), era ritenuta aver portato il livello del mare alla posizione attuale, da una di circa 110-120 m inferiore, a partire dal superamento dell'acme climatico dell'ultima fase di Würm. Quest'ultima ha avuto la massima espansione intorno 18.000 anni fa (d'ora in poi = 18 ka), mentre una marcata inversione climatica era conosciuta intorno a 11.000 anni a.C. (fase di Bölling), seguita da una seconda intorno a 9.000 anni a.C. (fase di Alleröd) e da una più mar-

cata tra gli 8.300 e i 7.000 anni a.C. (fase pre-Boreale, caratterizzata da un clima decisamente più caldo e meno umido dei precedenti per cui veniva fatta corrispondere all'inizio dell'Olocene).
 Con la monografia del 1984 di Mazzanti, nell'ambito dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Pisa, si chiudeva la fase delle ricerche speditive preliminari sul Pleistocene e l'Olocene della Toscana Costiera e si apriva quella dei rilievi a tutto campo con la pubblicazione di carte geologiche in scala 1:25.000. Fanno parte di questa fase di studi la <Carta geologica del Comune di Rosignano M.^{mo}> (in Bartoletti et al., 1986), la <Carta geologica della bassa Val di Cecina> (in Mazzanti e Sanesi, 1987), la <Carta geologica dei Comuni di Livorno e di Collesalveti> (in Lazzarotto et al., 1990), la <Carta geologica delle Colline Pisane> (in Marroni et al., 1990), e la <Carta geologica della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina> (in Costantini et al., 1995). Tutte queste carte geologiche sono state rilevate con gli stessi criteri a cura di Mazzanti e costituiscono un *unicum* di grande dettaglio che si estende da Livorno a Follonica per circa 80 km lungo costa e fino a circa 25 km verso l'interno. A questo insieme di monografie <uniformi> si aggiungono la <Carta geologica del Promontorio Argentario e del Promontorio del Franco (Isola del Giglio)> (in Lazzarotto et al., 1964) e la <Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini> (Carratori et al., 1991) in scala 1:50.000, inserita nel Vol. 50 della Società Geografica Italiana, a cura di Mazzanti (1994), quest'ultima, oltre alle indicazioni stratigrafiche, pedologiche, tettoniche, paleontologiche e paleontologiche, offre il quadro delle ricerche archeologiche e storiche nella Pianura di Pisa, cioè dà un contributo essenziale per la conoscenza geomorfologica in un'area in gran parte di sviluppo olocenico.

In questi lavori, protrattisi per più di vent'anni, lo studio delle microfane a Foraminiferi è stato svolto dai proff. Giannelli e Salvatorini, quello del Nannoplancton dal prof. Mazzei e quello degli Ostracodi dal prof. Bossio; frequente è stata la collaborazione dei proff. Galiberti, Renata Grifoni Cremonesi e Tozzi per lo studio dei reperti paleontologici; del prof. Sanesi per lo studio dei paleosuoli; dei proff. Marinella Pasquinucci, M. Luisa Ceccarelli Lemut e Anna M. Pult Quaglia e dei loro numerosissimi collaboratori per le indagini nei siti archeologici antichi, medievali e moderni; un ricordo particolare va alla compianta dott. M. Luisa Galletti Fancelli, studiosa dei pollini, prematuramente scomparsa; infine a tutti i rilievi di campagna ha partecipato il prof. Mazzanti, spesso con la collaborazione dei proff. Lazzarotto, Costantini e Sandrelli e di numerosi giovani studenti e laureandi. Il risultato finale di questi lavori è condensato nello schema morfostratigrafico di Figura 4, evoluzione di altri precedenti e più parziali e valido per il Pleistocene e l'Olocene di tutta la Toscana Costiera, intesa come la parte più occidentale di questa regione fino al limite (circa 30 km dalla costa attuale) nel quale si sono sviluppati i cunei sedimentari marini, o comunque collegati direttamente con il mare del Pleistocene.

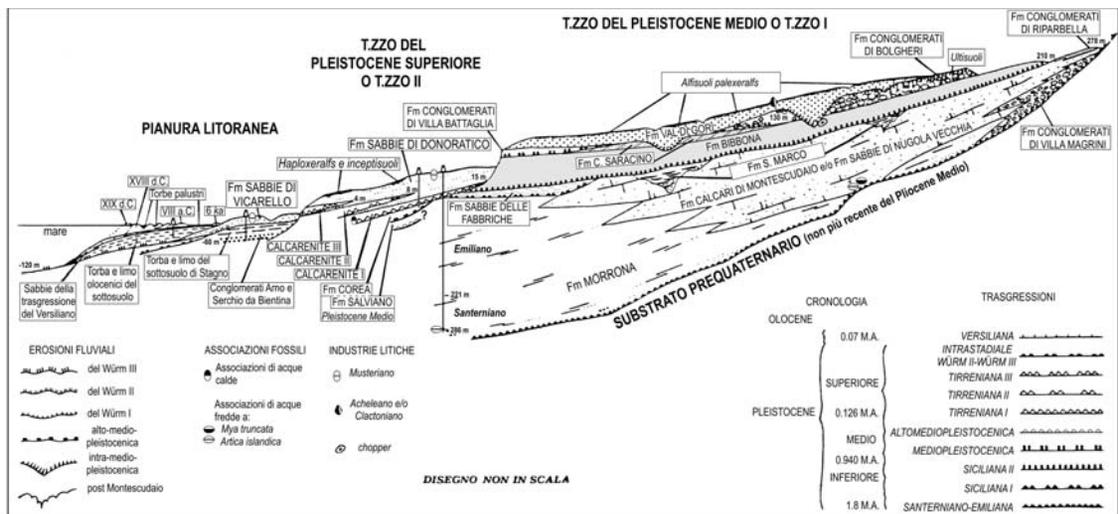


Figura 4 - Schema morfostratigrafico del Pleistocene della Toscana Costiera, ottenuto da tutte le formazioni marine e dalle continentali geograficamente più diffuse (altezze esagerate fortemente rispetto alle lunghezze date non in scala).

Secondo la definizione di cui sopra, alla Toscana Costiera appartengono geograficamente anche il Bacino di Aulla-Olivola e numerosi bacini della Provincia di Grosseto, che rimane finora la più sguarnita di studi di Geologia del Pleistocene ad eccezione delle recenti Carte geologiche in scala 1:50.000 di Massa M.^{ma} (Costantini et al., 2002a), dell'area del Medio Ombrone (Bossio et al., 1994) e del settore meridionale del F. Albegna (Bossio et al., 2004). In tutti questi bacini, malgrado la loro attuale e verosimilmente anche quaternaria vicinanza col mare, non sono stati rinvenuti sedimenti di facies marina riferibili al Pleistocene inferiore; assai scarsi sono i terrazzi marini del Pleistocene medio e del superiore conosciuti in Provincia di Grosseto e nessuno è noto nel bacino di Aulla-Olivola (Bossio et al., 1993). In entrambe queste aree abbondano invece i depositi terrazzati di origine in prevalenza fluviale e più raramente lacustre sia del Pleistocene medio sia del superiore.

I più recenti "Schema tempo" con riferimenti fino all'Attuale sono stati pubblicati dalla Regione Emilia Romagna e dal CNR (Catanzariti et al., 2002) allo scopo di servire di guida nella redazione dei Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000. Essi contengono diverse tavole stratigrafiche fra le quali la prima (Fig. 3) si riferisce alle Serie marine del Pliocene e del Pleistocene ed è corredata da diverse scale correlate fra di loro: Scala delle inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), Scala Cronostratigrafica Globale (SCG), Scala Cronometrica in milioni di anni (Ma), Scale Biostratigrafiche basate principalmente sui Foraminiferi planctonici (secondo Colalongo e Sartoni 1979 e secondo Cita, 1975 emendato) e sui nannofossili calcarei (secondo Rio et al., 1990). Le GPTS permettono di valutare l'età cronometrica dei diversi orizzonti cronostratigrafici e biostratigrafici, e, di conseguenza, di trattare le unità biostratigrafiche (Biozone) come unità di tempo (Cronozone). Dove possibile, per una maggiore risoluzione, è stato valutato il significato della presenza di forme fossili indicative, anche se non rappresentative, di limiti di Zona.

Nella Figura 3 il limite Pliocene-Pleistocene è posto a 1,8 Ma in corrispondenza della fine del tratto magnetico positivo di Olduvai e marca il passaggio tra la Zona a *Globorotalia inflata* del Piano Gelasiano del Pliocene Superiore e la Zona a *G. cariacensis* del Piano Calabriano del Pleistocene Inferiore; il limite tra Pleistocene Inferiore e Pleistocene Medio è stato posto a 940 ka al di sopra di 60 ka rispetto la fine del tratto magnetico normale di Jaramillo e corrisponde al passaggio tra la Zona MNN 19e del Piano Calabriano e la Zona MNN 19f del Piano Ioniano (bisogna tuttavia specificare che nella suddivisione secondo i Cicli Astronomici (Fig. 2) questo limite è stato posto nuovamente a 781 ka tornando in pratica alla posizione dell'inversione magnetica della fine dello Jaramillo); il limite tra Pleistocene Medio e Pleistocene Superiore è stato posto a 126 ka, cioè in corrispondenza dell'acme della trasgressione interglaciale del Tirreniano, iniziata dopo l'ultimo culmine della fase glaciale 6 delle Curve del $\delta^{18}\text{O}$ (più semplicemente OIS 6, secondo Shackleton, 1995). Va comunque precisato, anche in questo caso, che secondo la suddivisione basata sui Cicli Astronomici tale limite è posto a 126 ka, cioè in corrispondenza dell'acme interglaciale OIS 5, secondo Shackleton (1995) quando la glacioeustatica trasgressione del ciclo OIS 5e, per aver raggiunto l'acme, doveva essere attiva da tempo.

Considerate le più recenti indicazioni traibili dagli studi sulle serie plio-pleistoceniche di natura marina, passiamo all'esame del lavoro di Gliozzi et al. (1997), il più recente che riguardi la cronostratigrafia continentale italiana. Lo studio di questi Autori offre la correlazione per gli ultimi 3,3 Ma tra le Curve dell'OIS (Shackleton, 1995), le Età Assolute, la Magnetostatigrafia, la Geocronologia, le Età delle Mammalofaune, le Unità Faunistiche (F.U.). Inoltre le tavole integrali (non riprodotte nel presente lavoro) della nota di Gliozzi et al. (1997) mostrano la distribuzione cronologica delle faune a Mammiferi (macro e micro), di quelle a Molluschi e ad Ostracodi d'acqua dolce e salmastra prendendo in considerazione i più significativi giacimenti del Plio-Pleistocene continentale italiano.

In Figura 5, tratta dal lavoro di cui sopra, il limite Pliocene-Pleistocene è tracciato in corrispondenza dell'inizio del piccolo tratto magneticamente normale di Olduvai 2 (a 1,82 Ma in accordo con la Cronostratigrafia delle Serie marine e in corrispondenza dello stadio OIS 64). L'Olivola è la F.U. scelta come tipica di questo livello cronostratigrafico, caratterizzata dalla comparsa di *Leptobos etruscus*, *Procampoceras brivatense*, *Eucladoceras dicranios olivolanus*, *Pseudodama nestii nestii*, *Ursus etruscus*, *Pantera ex gr. gombaszoegensis*, *Pachycrocuta brevirostris*. Il limite Pleistocene Inferiore – Pleistocene Medio è tracciato in corrispondenza dell'inizio del piccolo tratto magneticamente normale di Jaramillo a 1,08 Ma, corrispondente allo stadio OIS 29 delle Serie marine e alla Colle Curti U.F., caratterizzata

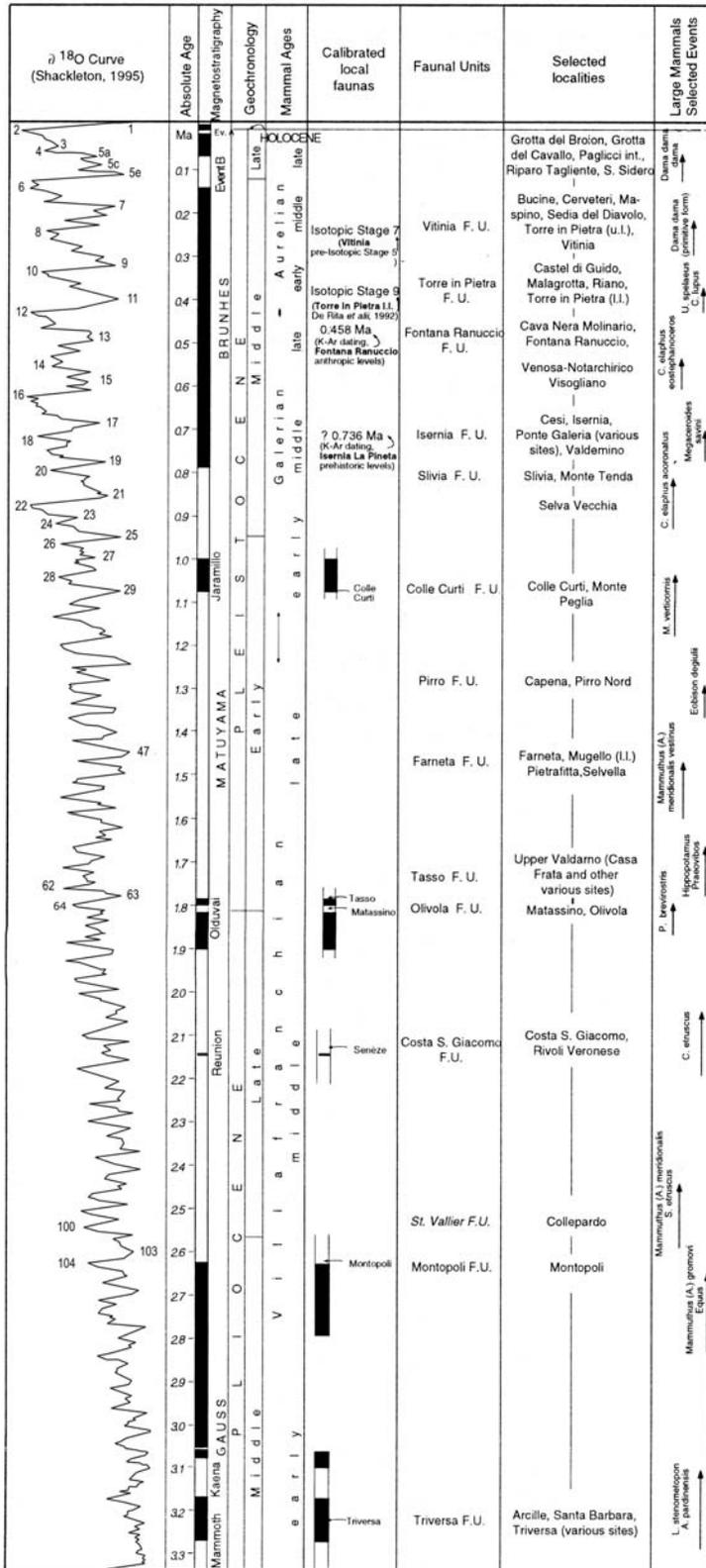


Figura 5 - Successioni cronologiche ed Unità Faunistiche delle Serie continentali del Villafranchiano, Galeriano ed Aureliano (da Gliozzi et al., 1997).

dalla presenza di *Bison* sp. (forma primitiva) – *B. schoetensacki*, *Capreolus capreolus*, *Stephanorhinus hundsheimensis*, *Cervus elaphus acoronatus*. Va tuttavia precisato che un netto cambiamento nelle Mammalofaune è stato registrato in corrispondenza dello stadio OIS 25 alla fine del terzo inferiore del tratto magneticamente inverso compreso tra i normali Jaramillo e Brunhes a 940 ka con la comparsa di *Crocota crocuta*, *Mammuthus trogontheri*, *Elephas antiquus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Stephanorhinus hemitoechus*, *Sus scrofa*, *Ursus deningeri*, *Meles meles*, *Macaca sylvana sylvana*, forme caratteristiche della Slivia F.U. Infine non va dimenticato che secondo la Stratigrafia dei Cicli Astronomici la base del Pleistocene Medio è posta a 781 ka, data corrispondente anche all'inversione magnetica Brunhes-Matuyama (Fig. 2). Il limite Pleistocene Medio – Pleistocene Superiore è tracciato in corrispondenza della parte iniziale del tratto magneticamente negativo Everit B a circa 140 ka con la comparsa di *Dama dama dama* e di *Coelodonta antiquitatis* (Fig. 5). Il limite Pleistocene Superiore – Olocene è posto alla fine del breve tratto magneticamente inverso Everit A.

Il quadro generale dato in questo capitolo è l'ultimo elaborato per la Cronostratigrafia plio-pleistocenica. Scendendo alla considerazione della Serie del Pleistocene Inferiore della Toscana Costiera è dunque ovvio farvi riferimento; tuttavia tenendo ancora presenti (per un rapido raffronto con quanto offerto dalla letteratura) i termini di Santerniano, Emiliano e Siciliano con il significato di sottopiani del Calabrian (unico Piano presente nella Cronostratigrafia attuale del Pleistocene Inferiore) sono possibili riferimenti con la cronostratigrafia usata per il Quaternario toscano nella monografia di Mazzanti (1984) e, nell'ambito delle ricerche dell'Istituto di Geologia e Paleontologia



Figura 6 - Carta geologica schematica della Toscana Costiera.

dell'Università di Pisa, seguita fino al presente saggio. Così il sottopiano Santerniano può essere “informalmente” riferito alla porzione più antica del Piano Calabriano emendato (cioè il Santerniano viene a corrispondere alla metà superiore della Zona MNN19a e alla Zona MNN19b e Zona MNN19c di Rio et al., 1990); il sottopiano Emiliano può essere riferito alla porzione centrale del Calabriano emendato (Zona MNN19d di Rio et al., 1990); il sottopiano Siciliano alla porzione superiore del Calabriano emendato (Zona MNN19a di Rio et al., 1990). Inoltre va evidenziato che la comparsa nel Mediterraneo di *Arctica islandica* nello schema di Figura 3 è posta a circa 2,2 Ma, ben quattrocentomila anni prima del limite attualmente scelto tra Pliocene e Pleistocene. Ovviamente questa scelta toglie a questo fossile il significato stratigrafico preciso che gli era stato attribuito in precedenza.

Da quanto esposto sopra, l'ultimo quadro cronostratigrafico è stato basato, tranne che per il limite Pleistocene Inferiore – Pleistocene Medio marino, sulla scala delle inversioni del Campo Magnetico Terrestre, secondo le raccomandazioni dei più recenti congressi scientifici sull'argomento. Meno strettamente considerate invece sono state le Curve di Insolazione di Milankovitch (elaborate tra il 1930 e il 1938) che un grande successo hanno ottenuto (in specie da glaciologi e climatologi) nel tentativo di spiegare le cause delle glaciazioni negli ultimi 600 ka, tanto che sono ben note tuttora fra le persone colte ma non specialiste e in genere a tutti coloro che non hanno l'occasione di frequentare i congressi internazionali. Va però precisato che le Curve di Insolazione, elaborate nei classici studi di Milankovitch (1938) per gli ultimi 600 ka, sono state ritenute valide anche per i tempi precedenti, almeno del Cenozoico, tanto che sono state reintrodotte, con riferimenti più moderni, alla base della scala cronologica del Pleistocene (Clague, 2005b).

In affioramento sedimenti marini del Pleistocene Inferiore nella Toscana Costiera (Fig. 6) si trovano nel Valdarno Inferiore da Livorno a Monte Castello ed alle Cerbaie, poco a NE di Pontedera, e nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo, recentemente definito da Federici e Mazzanti (1995). L'affioramento più meridionale di sedimenti marini del Pleistocene Inferiore nella Toscana Costiera risulta quello dei <Conglomerati, calcareniti e sabbie di Bibbona> nel B.^{tro} delle Macine, circa 1.500 m a Sud di Bolgheri (Mazzanti e Sanesi, 1987).

La successione stratigrafica del Pleistocene Inferiore, uniforme nella formazione basale delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*>, nel Valdarno Inferiore e nel Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo si diversifica al di sopra, essenzialmente per la presenza delle <Sabbie di Nugola Vecchia> nel primo e dei <Calcarei sabbiosi di Montescudaio> nel secondo (tuttavia un piccolo affioramento di questi ultimi compare a Luciana in Val Tora, confluyente in Valdarno); due formazioni che comunque hanno identico significato di ambiente: da infralitorale a litorale. I <Conglomerati di V.^{la} Magrini> affiorano solo nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo (Giannelli et al., 1981b; Bartoletti et al., 1986) dove marcano l'orlo della trasgressione. Questa formazione conglomeratica, sottostante e laterale alle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*>, corrisponde alla facies costiera e trasgressiva di queste ultime; i <Conglomerati di Riparbella>, soprastanti e laterali sia alle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> che ai <Calcarei sabbiosi di Montescudaio>, assumono il significato di facies regressiva, estremamente costiera, di entrambe. Affiorano solo nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo anche i <Conglomerati, calcareniti e sabbie di Bibbona>, di recente attribuiti, almeno nella frazione basale, al Siciliano per la comune presenza di *Aurila puncticrucciata* (Dall'Antonia et al., 2005), insieme alla laterale Formazione (più semplicemente Fm) di Casa Saracino (già <Fm di Grotti>, passata in sinonimia per non confonderla con l'omonima del Miocene Superiore) ed ai sottostanti <Conglomerati ed argille marnose di S.Marco>. Nelle C.^{line} Livornesi e nelle C.^{line} Pisane (Valdarno Inferiore) la successione pleistocenica inizia con un conglomerato di trasgressione a sviluppo diacronico, caratterizzante la base ma presente solo a tratti, mai più potente di pochissimi metri (tanto che non è stato possibile cartografarlo a scala 1:25.000). E' costituito da ciottoli di dimensioni piccole con abbondanza di matrice da sabbiosa ad argillosa (livello C di Morrona in Bossio et al., 1981) e giace in discordanza sopra i sedimenti fini del Pliocene (livello B di Morrona). Presso Morrona con l'associazione – riferita al Santerniano – di *Arctica islandica*, *Paphia rhomboides* e *Trachycardium multicosatum* (Bossio et al., 1981) e con la presenza nel nannoplankton di *Calcidiscus macintyreii*, considerata l'assenza di *Discoaster brouweri*, questo conglomerato basale può rientrare nella Zona MNN 19b e/o nella MNN19a, la metà superiore di quest'ultima spettando già (si veda in Fig. 3) al Calabriano emendato. Tanto più che questi strati basali (qui poten-

ti solo 2 m) passano verso l'alto e lateralmente alle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> (livello D di Morrona), in corrispondenza di aree a sedimentazione più distale, caratterizzate da facies della zona neritica interna e generalmente ricche in macrofossili (tra i quali gli <ospiti nordici> *Arctica islandica*, *Panomia arctica*, *Venerupis rhomboides*, *Niso terebellum*, *Naticarius tigrinus*, *Haustator incrassatus*, *Trophonopsis muricata*, *Modiolus modiolus*) e in microfossili. Tra questi l'associazione nel nannoplancton di *Gephyrocapsa oceanica* con *Calcidiscus macintyreii* è indicativa della Zona MNN19b di Rio et al. (1990).

Nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo, gli strati superiori della formazione delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*>, affioranti nel B.^{tro} Crocetta e in destra del F. Fine su sezioni della Variante Aurelia, per la presenza di *Hyalinea baltica* tra i Foraminiferi e di *Helicosphaera sellii* tra il nannoplancton, rientrano nella Zona MNN19d di Rio et al. (1990) e fanno passaggio laterale con i <Calcari sabbiosi di Montescudaio> e, in aree più prossimali alla paleocosta, con i <Conglomerati di V.^{la} Magrini>. Ulteriori conoscenze sono risultate dallo studio micropaleontologico dei numerosi pozzi eseguiti nella Piana di Rosignano-Vada. Tra questi in modo particolare il Pozzo Mondiglio ha evidenziato nelle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> la presenza di *Gephyrocapsa oceanica* e di *Calcidiscus macintyreii*, della Zona MNN19b, fin da fondo pozzo (-286 m), la scomparsa di *Calcidiscus macintyreii*, inizio della Zona MNN19c, a -271 m, la comparsa di *Hyalinea baltica* e la presenza di *Helicosphaera sellii*, a -221 m, della Zona MNN19d di Rio et al. (1990), fino al limite dei depositi tirreniani a -10 m (Bossio et al., 1986).

I <Calcari sabbiosi di Montescudaio> contengono comunemente associazioni a macrofossili poco differenziate; le microfaune a Foraminiferi sono povere e con prevalenza di bentonici; sporadica è la presenza di nanofossili. Per la datazione è stato essenziale il ritrovamento negli strati basali presso le Coste di Cigliano (Montescudaio) di *Arctica islandica* e di *Mya truncata* (quest'ultima specie viene considerata essere entrata nel Mediterraneo assai dopo l'*Arctica islandica*); al tempo stesso la presenza diffusa di *Turritella vermicularis*, specie che non sembra essere giunta al Siciliano, limita all'Emiliano l'età della formazione (Giannelli et al., 1981b) e anche quella dei <Conglomerati di Riparbella> ad essa verosimilmente eteropica ed in parte sovrapposta, sviluppata sotto la paleocosta pleistocenica.

Sedimenti di un secondo ciclo marino del Pleistocene Inferiore sono risultati dalle estese campionature per lo studio delle microfaune nel corso degli studi per l'estensione della Carta geologica del Comune di Rosignano M.^{mo}, sia ai piedi del colle di quest'ultima località sia nel Pozzo H (S. Rosa 3) della Piana di Rosignano-Vada. In affioramento sono costituiti dalle <Sabbie delle Fabbriche> (Bartoletti et al., 1986), localizzati nelle vicinanze del Pod. Grotti con uno spessore di circa 30 m. Esse si presentano molto fini, di colore arancio pallido, con fossili marini in prevalenza rappresentati da Pectinidae; alla loro base si trova un livello di circa 30 cm di spessore di argille sabbiose con piccoli ciottoli che riempiono tasche d'erosione incise nei <Calcari sabbiosi di Montescudaio>. Le associazioni microfaunistiche delle <Sabbie delle Fabbriche> si sono rivelate tipiche di un ambiente marino contenuto entro i limiti di profondità della zona neritica interna. Dal punto di vista biocronostratigrafico l'abbondanza fra i nanofossili di *Gephyrocapsa* spp. di piccole dimensioni, in assenza di *Helicosphaera sellii*, permette il riferimento alla Zona a <small> *Gephyrocapsa* (MNN19e di Rio et al., 1990), corrispondente alla porzione inferiore dello ex-stratotipo del Siciliano. Il riferimento a questo sotto-piano è del resto in ottimo accordo con la presenza di *Aurila puncticrucata*, *Mutilus evolutus* e *Callistocythere intricatoides* nelle ostracofaune (Bossio et al., 1986). Associazioni analoghe sono state rinvenute nei campioni prelevati nel Pozzo H della Piana di Rosignano-Vada (Bossio et al., 1986) e nei Pozzi del Nuovo Canale del Porto di Livorno (Dall'Antonia et al., 2004).

Nell'affioramento delle vicinanze del Pod. Grotti, la base di questa successione stratigrafica della Zona MNN19e (ex siciliana) appoggia (attraverso una superficie leggermente ondulata di trasgressione) sul livello marnoso sabbioso (a) del <Calcere sabbioso di Montescudaio> riferibile alla Zona MNN19d per l'elevata frequenza di *Helicosphaera sellii* associata a grandi individui di *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (Bossio et al., 1986) (Fig. 7).

E' quindi evidente l'esistenza di una lacuna stratigrafica tra i sedimenti della Zona MNN19d e quelli della Zona MNN19e sia nel bacino di sedimentazione di Castiglioncello-S.Vincenzo sia in quello del Valdarno Inferiore (Porto di Livorno).



Figura 7 - Affioramento delle Sabbie delle Fabbriche (*F*) e contatto di sovrapposizione (indicato dalla freccia) su delle marne sabbiose (*a*) del Calcare di Montescudaio (*M*). Rosignano M.^{mo}, strada per Le Fabbriche all'altezza del Pod. Grotti (da Bartoletti et al., 1986).

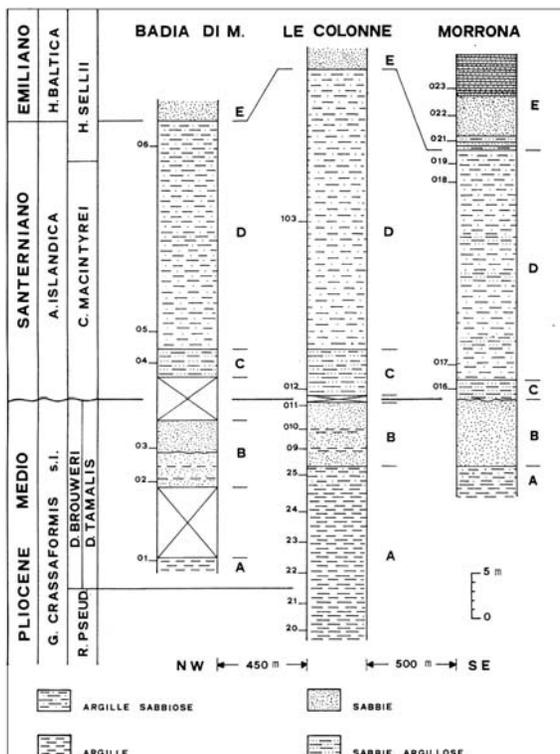
Riordino delle unità stratigrafiche nel Pleistocene Inferiore della Toscana Costiera

L'adozione per il Plio-Quaternario delle Tavole Stratigrafiche di Catanzariti et al. (2002) comporta alcuni aggiornamenti rispetto a quanto indicato nella letteratura sul Quaternario della Toscana Costiera dalla memoria di Mazzanti (1984). Inoltre l'adozione di nuove regole sulla nomenclatura della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 ha suggerito l'occasione per uniformarsi, secondo quanto eseguito per il Foglio 284 Rosignano M.^{mo} (accettato dalla speciale Commissione CNR dal 1999 e tuttora non stampato) nel quale compaiono ben diciassette di queste formazioni con i loro membri.

Già è stata precisata la perdita di significato stratigrafico dell'*Arctica islandica* per cui è opportuno cambiare denominazione alla formazione delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> non tanto perché in essa non sia presente questo fossile (spesso in abbondanza e ben visibile in campagna) ma, appunto, per la sua oggi riconosciuta entrata nel Mediterraneo fin dalla metà superiore del Piano Gelasiano e in corrispondenza della comparsa della *Globorotalia inflata* (Fig. 3). Quest'ultimo Foraminifero, come è noto (Dallan e Salvatorini, 1967), non è mai stato rinvenuto in Toscana, per cui la Zona a *G. inflata* delle biostratigrafie, sia di Colalongo e Sartoni (1979) sia di Cita (1975) emendata, è stata considerata corrispondere, in questa regione, a una fase di lacuna stratigrafica in buon accordo anche con la presenza, almeno a tratti, alla base della formazione delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> di un conglomerato di trasgressione (Fig. 8). Del resto la presenza in Toscana di questa lacuna stratigrafica è confermata anche dalla più recente zonazione basata sui nannofossili (Rio et al., 1990) perché, secondo quanto indicato in precedenza, i primi sedimenti sicuramente datati della trasgressione pleistocenica sono risultati attribuibili alla MNN 19b, in altri termini a un Calabriano non basale, senza poter escludere una minima presenza (2 m di potenza alla base della successione di Morrone) della porzione superiore della MNN19a, cioè del tetto della prima Zona MNN del Calabriano emendato. Comunque i sedimenti di quest'ultima Zona, sempre a Morrone (Fig. 9), sormontano direttamente e in leggera discordanza anche le Argille azzurre del Pliocene Medio (Zona a *Globorotalia crassaformis* s.l. della zonazione a Foraminiferi planctonici – sommità della Zona a *Reticulofenestra pseudoumbilica* della zonazione a nannoplancton) (Fig. 9) (Bossio et al., 1981).

In conseguenza di quanto sopra, proponiamo di cambiare il nome della formazione delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> in quello di Fm di Morrone. Tanto più che l'esame della successione stratigrafica di questa località delle C. linee Pisane è stato oggetto del IX Convegno della Società Paleontologica Italiana del 3-8/10/1981 con lo studio di dettaglio di Bossio et al. (1981) nel quale è stato chiarito il rapporto di sovrapposizione, con lacuna stratigrafica, del basale Livello C della ex formazione delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> (in Bossio et al., 1981) e della parte basale della Fm di Morrone (Livello D della ex formazione delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> in Bossio et al., 1981), ora riferita alla Zona MNN19b, sopra alle Argille azzurre e alle sabbie della Fm di Villamagna, entrambe appartenenti alla Zona MNN16a del Piano Piacenziano con presenza di *Discoaster tamalis* nelle associazioni del nannoplancton (Fig. 8).

Figura 8 - Sequenze sedimentarie di dettaglio al passaggio Plio-Pleistocene in tre sezioni della zona di Morrone (da Bossio et al., 1981).



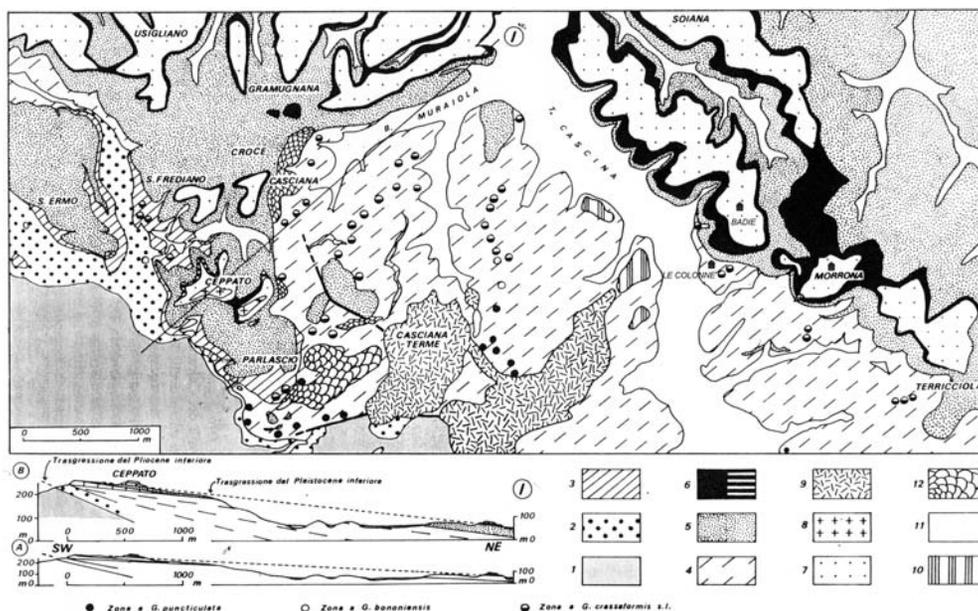


Figura 9 - Localizzazione delle tre sequenze sedimentarie di Figura 8 in Val di Cascina, affluente del F. Era (da Bossio et al., 1981): 1 - Substrato pre-neogenico. 2 - Formazione conglomeratica di base del ciclo pliocenico. 3 - Biocalcareni ad *Amphistegina* (Piacenziano). 4 - Argille azzurre (Zancleano e Piacenziano). 5 - Sabbie gialle (Piacenziano). 6 - Fm di Morrone (nero) e Calcari arenacei (a righe) (Pleistocene Inferiore). 7 - Sabbie di Nugola Vecchia (Pleistocene Inferiore). 8 - Conglomerati di Ceppato (Pleistocene). 9 - Travertini. 10 - Alluvioni terrazzate. 11 - Alluvioni. 12 - Detriti e frane.

Le formazioni di facies marina o salmastra datate al Pleistocene Inferiore, secondo le nuove vedute e le denominazioni e sigle conformi alle nuove regole, sono quindi nella Toscana Costiera, a partire da quelle affioranti nell'orlo interno ed orientale della trasgressione e secondo l'ordine di sovrapposizione (Fig. 4): i Conglomerati di V.^{la} Magrini (QVM); la Fm di Morrone (QAM); la Fm delle Argille e limi di Vignanova di Peccioli (VIP); le Sabbie di Nugola Vecchia (NUG); i Calcari di Montescudaio (QCM); i Conglomerati di Riparbella (QVR); le Sabbie delle Fabbriche (QSF); la Fm di S.Marco (QSM); almeno la parte inferiore della Fm di Bibbona (QFB) e della Fm di Casa Saracino (QCS). Queste formazioni sono distribuite in tre cunei sedimentari dei quali del primo fanno parte le prime sei, del secondo solo la settima e del terzo l'ottava, la nona e la decima.

Situazioni del tutto diverse invece si registrano nel Pleistocene Inferiore del Bacino di Aulla-Olivola, esteso tra Toscana e Liguria Meridionale, e nella Provincia di Grosseto. Infatti nel primo Federici et al. (1982) hanno precisato la presenza di tre fasi sedimentarie in uno spessore di circa 250 m:

- una fase lacustre a limi e argille cenerine di facies continentale, della quale non affiora la base e attribuita, con riserva, al Rusciniense piuttosto avanzato da Bertoldi (1988);
- una fase fluvio-lacustre ad alternanze di argille sabbiose e di ciottoli, priva di fossili;
- una fase di colmamento in prevalenza fluviale con sabbie argilloso-siltose gialle e con i Conglomerati di Olivola che contengono la famosa fauna a Vertebrati scelta a tipo per la F.U. Olivola (Azzaroli, 1977) indicante la prima Zona del Villafranchiano Superiore.

Per la Provincia di Grosseto le Note Illustrative del Foglio 306 della C.G.I. in scala 1:50.000 (a cura di Costantini et al., 2002) indicano come attribuibili al Pleistocene (probabilmente Inferiore) le Argille sabbiose di Pod. Bellavista a piccoli Gasteropodi, rari oogoni di *Characeae* ed Ostracodi (*Candona neglecta*, *Ibyocypris gibba*, *Parahymnocythere* sp. e *Potamocypris* sp.). Queste argille sabbiose di ambiente lacustre presentano circa 25 m di spessore e sono sormontate, in discordanza, dalle Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere, potenti circa 15 m, prive di fossili e sottostanti alle Sabbie argillose e ciottolami della Ghirlanda, potenti anch'esse non più di 15 m e caratterizzate da un'alterazione in <Alfisuoli> con caratteristiche pedogenetiche <spinte> che, in accordo con la giacitura nei confronti delle formazioni con le quali sono a contatto, sono state attribuite, ovviamente con riserva, al Pleistocene Inferiore-Medio in facies continentale fluvio-lacustre. Ancora di facies fluvio-lacustre sono risultati i Conglomerati di Pod. Menefrego con le argille sabbiose intercalate (Bossio et al., 1994). Questa formazione, ampiamente affiorante nel-

l'area del medio F.Ombrone, è ritenuta del Villafranchiano (probabilmente Superiore in quanto sovrapposta alle Sabbie di Tenuta della Sticcianese e ai Calcari e argille di P.^gio Cardoso, due formazioni datate al Villafranchiano Inferiore). Infine anche i Conglomerati di C.^{le} Lupo (Bossio et al., 2004), presenti nel bacino del F.Albegna con spessori fino a 30 m, vengono attribuiti, con riserva, al Villafranchiano Superiore in quanto giacciono in discordanza sulla Fm di P.^gio Sassineri, datata al Villafranchiano Inferiore, e sono a loro volta sormontati in discordanza dalla Fm di Botro le Stiacciole, datata al Pleistocene Medio.

Conglomerati di V.la Magrini

Questa formazione giace alla base e al limite orientale del primo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore; è costituita da un conglomerato eterogeneo, in prevalenza formato di clasti provenienti dalle sottostanti formazioni dell'Alloctono Ligure. I ciottoli, eterometrici, in prevalenza si mantengono tra 20 e 10 cm di diametro, ma spesso sono più minuti, tranne la presenza sporadica di grandi blocchi di crollo; la matrice è sabbiosa e sabbioso-marnosa.

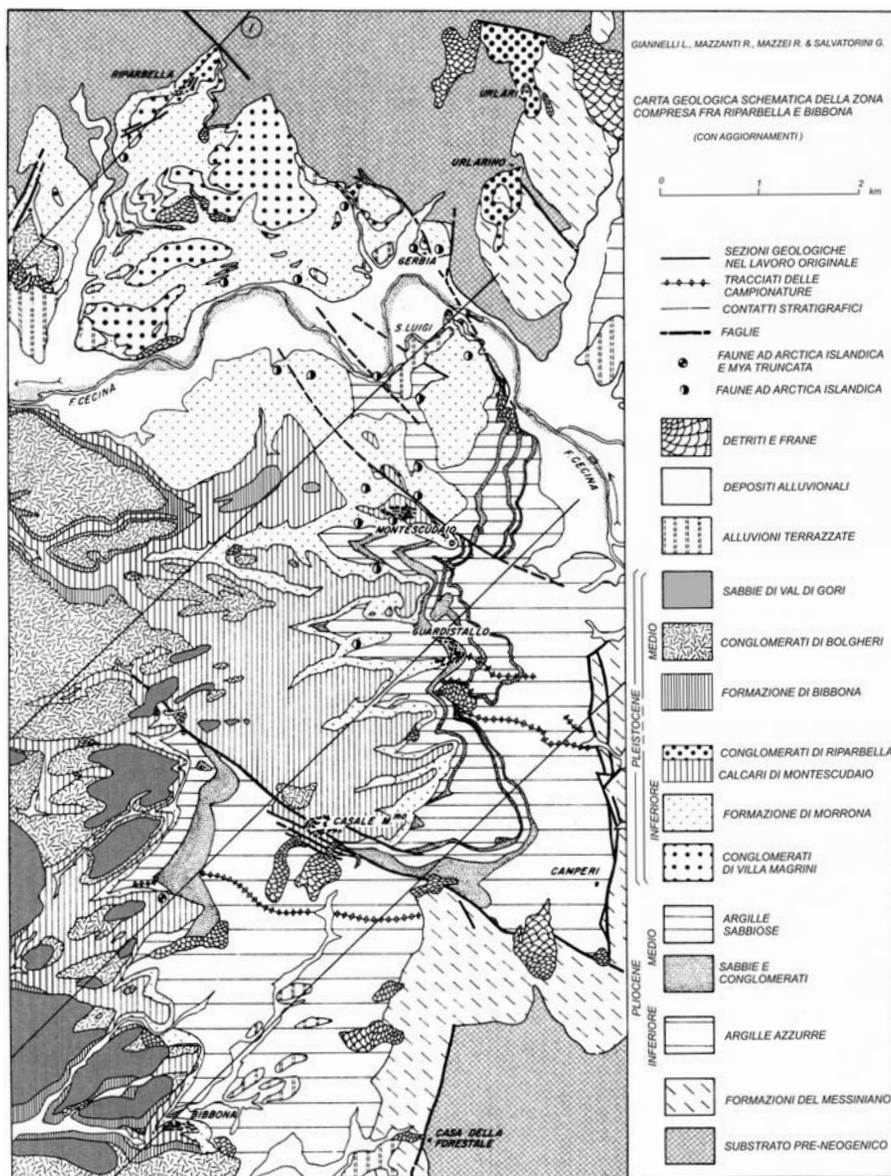


Figura 10 - Carta geologica schematica della zona compresa fra Riparbella e Bibbona (da Giannelli et al., 1981b, con aggiunte e lievi modifiche).

Lo spessore è molto variabile: nel Valdarno Inferiore, quando presente, non raggiunge i 5 m per cui la formazione è stata ritenuta incartografabile a scala 1:25.000; anche nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo la presenza di questa formazione non è costante: praticamente assente a Sud del F. Cecina, costituisce l'orlo della trasgressione a Nord di questo fiume fino a Riparbella, in un tratto nel quale corrisponde a un limite <a ridosso di paleofalesia> del primo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore, verosimilmente in corrispondenza della faglia Riparbella – Pod. Gerbia e ai Podd. Urlari e Urlarino, ancora a ridosso di due paleofalesie corrispondenti a due faglie a direzione appenninica come la precedente (Giannelli et al., 1981b) (Fig. 10); altri affioramenti (localizzati in Fig. 11) compaiono presso Castiglioncello a V.la Magrini (con lo stratoti-

po trasgressivo sopra gli Argilloscisti e calcari silicei <Palombini> del Cretaceo Inferiore), alle Case Trik-Troi e nel B.^{tro} Crocetta ancora con posizione a ridosso di paleofalesia, qui corrispondente allo specchio della faglia a NO di Rosignano M.^{mo} (Bartoletti et al., 1986). In questi ultimi affioramenti è ben visibile il passaggio di questi conglomerati sovrastanti ai Calcari di Montescudaio.

Non essendovi stati rinvenuti fossili, non è possibile una determinazione diretta dell'età di questa formazione, che tuttavia risulta con certezza dalla posizione stratigrafica delle formazioni, ben datate, di Morrona e di Montescudaio alle quali fa passaggio sottostante e laterale.

Per l'ambiente di sedimentazione il riferimento ad una facies marina a ridosso di falesia, raggiunta da torbide fluviali con presenza di ciottoli, viene indicato dal tipo litologico e dalla giacitura tutt'altro che continua di questa formazione.

Fm di Morrona

Il primo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore nella Toscana Costiera è costituito in maggioranza dalla Fm di Morrona (Fig. 4) che si estende cronologicamente attraverso le Zone MNN19b,c,d, con spessori aumentanti da circa 50 fino a circa 300 m verso le aree distali (sondaggio Solvay in Fig. 4); talora presenta alla base (livello C delle successioni di Badia di Morrona, di Le Colonne e di Morrona in Fig. 8) una facies sabbioso-argillosa con piccoli ciottoli, potente pochi metri e che può rientrare cronologicamente nella parte alta della Zona MNN19a; mentre tra S. Ruffino e Peccioli, nella bassa Valdera, è sostituita dalla Fm delle Argille e limi di Vignanova di Peccioli, caratterizzata da una fauna salmastra priva di *Arctica islandica* (Marroni et al., 1990; Tani e Gazzo, 1999).

La Fm di Morrona risulta generalmente ricca di macrofossili, maggiormente negli strati basali, in specie di Lamellibranchi e di Gasteropodi, ma anche di Brachiopodi, Echinidi, Coralli, Crostacei, Anellidi, ecc. e presenta discrete microfaune; è caratterizzata dalla frequenza degli <ospiti nordici>.

L'affioramento di questa formazione a Vallebiaia di Fauglia, molto noto fino dall'Ottocento e dopo lo studio sui Foraminiferi di Giannini (1948), è stato oggetto di due monografie di Menesini e Ughi (1982, 1983) dedicate rispettivamente ai Lamellibranchi ed ai Gasteropodi secondo una stratigrafia di dettaglio distinta in quattro livelli secondo l'ordine dall'alto in basso:

“d – sabbie giallastre completamente prive di fossili;

c – sabbie un po' meno argillose delle sottostanti, ricchissime di Ostreidae e Chamidae;

b – sabbie giallastre più o meno argillose, nelle quali i macrofossili erano abbondantissimi prima delle continue predazioni eseguite dai raccoglitori (antico livello fossilifero);

a – argille sabbiose estremamente povere di macrofossili e ricche invece di Foraminiferi” (livello studiato da Giannini, 1948).

Le conclusioni ambientali delle Autrici puntualizzano: “...che durante la deposizione della serie di Vallebiaia, in seguito alla graduale diminuzione di profondità del bacino, si sono succedute le seguenti biocenosi: VIC-DE-DC-SGCFPE-SFBC (*sensu* Peres e Picard, 1964) (livelli a, b). In seguito ad un'ulteriore diminuzione di profondità si è avuto il popolamento ad Ostreidae e Chamidae del livello c”.

Cauli (1981) ha esaminato una fauna a Molluschi e Brachiopodi prelevata da le Panzane di Collesalveti con queste considerazioni finali: “Sulla base delle diverse considerazioni ecologiche si può dire che siamo in presenza di un ambiente sabbioso, con una certa frazione pelitica e detritica, corrispondente alla parte più alta della zona neritica (infralitorale) caratterizzata da fondi instabili ad opera delle correnti di fondo”.

Menesini e Ragaini (1986) hanno esaminato una fauna a Molluschi reperita a P.^{gio} al Vento sul colle in destra dello sbocco della Val di Noci nella Val di Cascina. Uno sbanco per lavorazioni agricole ha qui temporaneamente messo in luce una sezione completa della Fm di Morrona con il suo substrato, formato dalle sabbie plioceniche della Fm di Villamagna, e il suo tetto, costituito dalle Sabbie di Nugola Vecchia. Nell'ambito della Fm di Morrona sono stati riconosciuti due livelli:

“c – argille leggermente sabbiose (superiore);

b – sabbie argillose, da cementate a incoerenti (inferiore)”.

Gli Autori così concludono sull'ambiente di sedimentazione: “Inizialmente, in zona infralitorale, esisteva un ambiente adatto alla vita di comunità riferibili alla biocenosi HP, probabilmente in alcuni punti sostituita da AP, in cui si dovevano trovare <enclaves> scavate dal moto ondoso, costituite da sabbie grossolane interessate da correnti di fondo (SGCF). Nella stessa area, o nelle immediate vicinanze, in piccoli spiazzi

privi di vegetazione dovevano essere presenti sabbie fini ben classate (SFBC).

Il progressivo approfondimento del bacino e un aumento della torbidità delle acque determinarono la scomparsa dei vegetali e il passaggio alla zona circalitorale: la presenza dei popolamenti eterogenei potrebbe documentare questa fase di transizione.

Nella fascia superiore della zona circalitorale si insediarono quindi popolamenti riferibili alle biocenosi DC e DE, probabilmente in funzione dell'apporto minore o maggiore di materiale terrigeno: i popolamenti eterogenei potrebbero quindi rappresentare anche questi periodi di transizione".

Dal punto di vista delle determinazioni cronologiche in queste sezioni esaminate in dettaglio la Fm di Morrona risulta attribuibile al Santerniano con abbondanza di datazioni. Già sono state esaminate le modalità di queste ultime per il loro livello di base nella sezione di Morrona. Questa presenta una fauna santerniana anche nel livello superiore, sottostante alle Sabbie di Nugola Vecchia, infatti contiene *Arctica islandica* e *Panomya arctica* (<ospiti nordici>) e *Barbatia mytiloides*, *Glycymeris inflata* e *Niso terebellum*, ritenuti taxa scomparsi prima del limite Santerniano-Emiliano (Bossio et al., 1981).

A Nugola il Santerniano deriva dalla presenza di *Arctica islandica* e di associazioni a nannoplancton calcareo della Zona a *Cyclococcolithus macintyreii* (Bossio et al., 1981).

A Vallebiaia (Menesini e Ughi, 1982, 1983) la presenza degli <ospiti nordici> *Haustator incrassatus*, *Trophonopsis muricata*, *Modiolus modiolus*, *Arctica islandica* e *Paphia rhomboides* conferiscono al giacimento

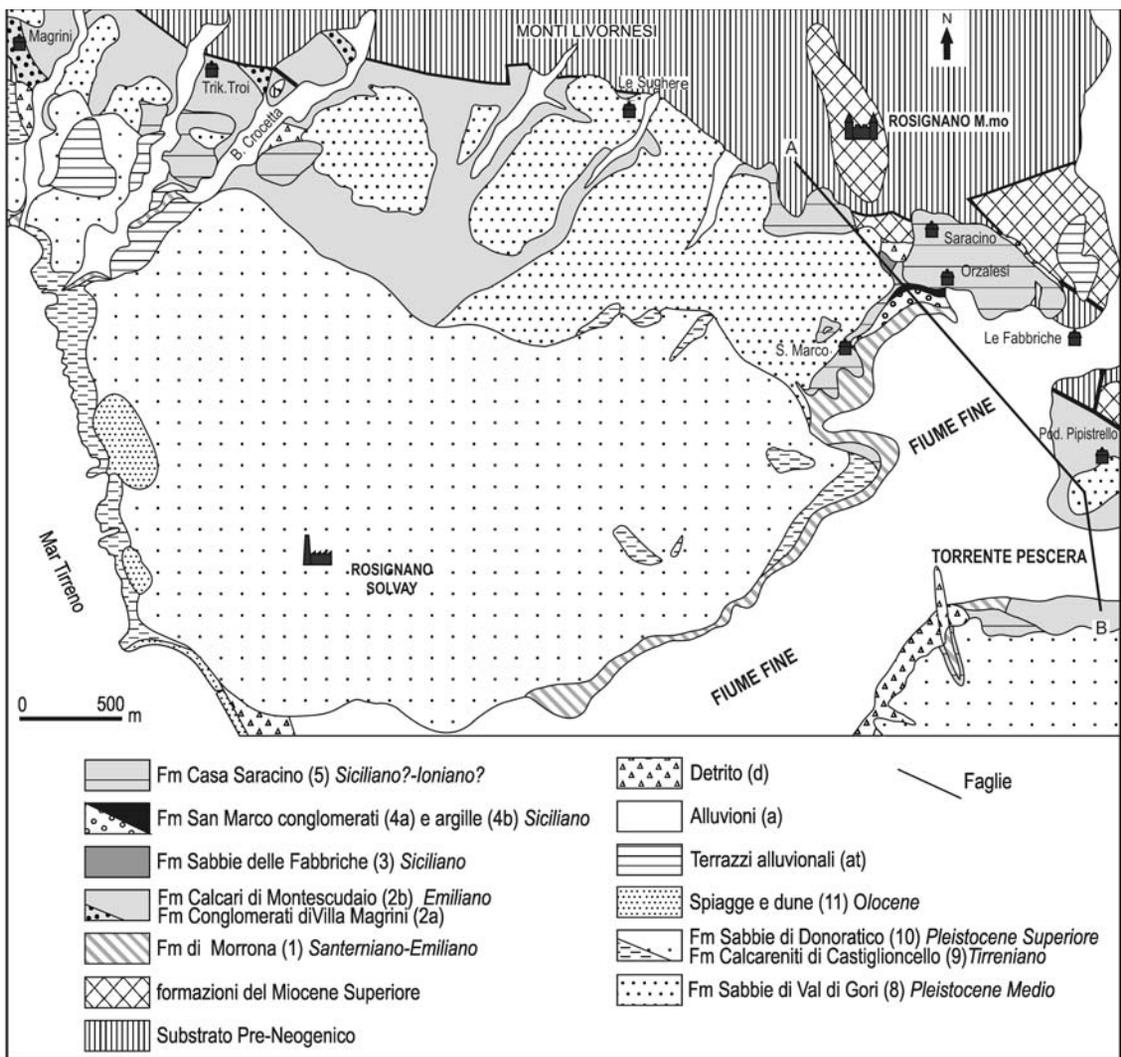


Figura 11 - Carta geologica schematica dell'area centrale del Comune di Rosignano M.^{mo} (da Dall'Antonia et al., 2005).

un'età pleistocenica; la presenza di *Niso terebellum* e di *Dentalium sexangulum* nei livelli a, b, di *Barbatia mytiloides* e di *Trachycardium multicostratum* nel livello b, assicurano l'appartenenza di questi livelli al piano Santerniano.

A Poggio al Vento i due livelli b, c in cui Menesini e Ragaini (1986) hanno suddiviso la Fm di Morrone sono riferibili al Santerniano per la presenza in entrambi di *Arctica islandica*, *Niso terebellum* e *Naticarius tigrinus* e per quella di *Venerupis rhomboides* nel livello b.

Nelle C. linee Pisane campioni prelevati nella Fm di Morrone sono stati interessati anche da determinazioni radiometriche che hanno dato valori sui 2 Ma sia per la zona di Ceppato (Ambrosetti et al. 1975), sia per quella di Collesalveti (Bedini et al., 1981).

Nella zona di Rosignano il piccolo affioramento di Fm di Morrone del B.^{tro} Crocetta (Fig. 11) è stato riferito all'Emiliano da Bossio et al. (1993), cioè alla Zona a *Hyalinea baltica* di Ruggieri e Sprovieri (1975, 1977) e a quella a *Helicospaera sellii* dei nannofossili.

Nella zona della bassa Val di Cecina, tra Riparbella e Bibbona già Giannelli et al. (1981b) individuarono ben diciotto località con faune ad *Arctica islandica* nell'ambito della Fm di Morrone e raccolsero campioni per l'esame delle microfaune (Fig. 10). Lo studio preliminare di queste raccolte ha prodotto queste prime considerazioni: "Le caratteristiche litologiche e paleontologiche testimoniano che la deposizione delle Sabbie ad *Arctica islandica* [oggi Fm di Morrone] si è realizzata, almeno in generale, nell'ambito della parte superiore della zona neritica interna. Episodi di deposizione in acque un po' più profonde sono chiaramente indicati dalle caratteristiche delle associazioni che si riscontrano nelle intercalazioni argillose della parte inferiore della formazione.

Dal punto di vista stratigrafico l'elemento caratterizzante di questa formazione rispetto a quelle sottostanti [riferite a non più recenti del Piacenziano] è certamente la presenza di <ospiti nordici> quali *Arctica islandica* e *Venerupis rhomboides*. . . Inoltre la presenza consistente di <sopravvissuti pliocenici>, e in particolare di *Turritella vermicularis*, permette di limitare l'estensione ad un Pleistocene inferiore non molto inoltrato. . . Purtroppo non disponiamo di dati per stabilire se la parte superiore della formazione appartenga ancora al Santerniano o rientri già nell'Emiliano". Comunque quest'ultimo dubbio, tuttora non completamente risolto, non è essenziale in quanto la presenza di *Mya truncata* alla base dei Calcari di Montescudaio, soprastanti nella zona alla Fm di Morrone, sembra sufficiente a garantirne un'età emiliana per cui il passaggio Santerniano-Emiliano, se non esattamente corrispondente al contatto tra le due formazioni, non deve trovarsi molto più profondo (Figg. 4 e 10).

Fm delle Argille e limi di Vignanova di Peccioli

La Fm delle Argille e limi di Vignanova di Peccioli, istituita nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000, F° 285 – Volterra (2002), inizialmente fu considerata un membro delle <Sabbie e argille ad *Arctica islandica*> da Marroni et al. (1990) sotto il titolo di <Argille talora torbose di facies salmastra>. Costituisce un passaggio laterale, di ambiente di acque salmastre, alla Fm di Morrone, di ambiente di acque marine, nell'area corrispondente alle colline comprese tra le basse valli di Cascina e d'Era.

La formazione si compone di strati millimetrici di argilla, di limo e sabbia molto fine che a più livelli presentano addensamenti torbosi, fino a lamine carboniose, che formano nel complesso banchi di 2-3 m di spessore. Talora questi livelli torbosi sono molto più sottili, con potenze decimetriche e piccola estensione. Le associazioni fossili sono costituite da un grandissimo numero di individui di *Cerastoderma edule*, *Anadara darwini*, *A. diluvii*, *Tapes aurea*; le associazioni microfaunistiche sono in prevalenza formate da *Elphidium* sp. e *Ammonia beccarii* indicanti un ambiente prettamente salmastro. Tani e Gazzero (1999) per la cava tra S.Ruffino e Il Quercione citano, al di sopra di un primo livello attribuibile a questa formazione ("livello E: sedimenti argillosi marino-salmastri caratterizzati dalla presenza di macrofossili"), l'esistenza di un secondo "livello F: sedimenti limoso-argillosi di facies continentale costituenti un paleosuolo con caratteri idromorfi, orizzonti di accumulo di sostanza organica, rizoconcrezioni carbonatiche, noduli calcarei e tracce di radici, banco lignitifero con abbondanti resti di sostanza organica e molluschi dulcicoli tra cui *Melanopsis*, *Bythinia* e *Valvata*; al tetto argille nere massive ricche di *Cerastoderma* e *Hydrobia* sp."

Queste facies in prevalenza salmastre, talora fino a dulcicole, è verosimile che passino lateralmente a quelle costiere, ma francamente marine, della Fm di Morrone che, negli affioramenti dei dintorni di Lari, S.Ruffino e Soiana, già mostrano intercalazioni di piccole lenti torbose. Il passaggio laterale tra gli strati di facies marina e quelli di facies salmastra-dulcicola sembra quindi essere piuttosto sfumato ed è probabile che sia avvenuto con oscillazioni degli areali interessati dalle due tipologie ambientali. Tanto più che i livel-

li con associazioni tipicamente salmastre sono spesso accompagnati da altri caratterizzati dalla presenza di *Ostrea edulis*, *O. lamellosa*, *Chlamys* sp., *Venus multilamella*, *Turritella tricarinata* e *Chladochora coespitosa*, taxa indicanti che i legami con le acque marine dovevano essere piuttosto stretti.

Lo spessore di questo membro, intorno a 50 m, è simile a quello della Fm di Morrone nelle località marginali.

La facies salmastra probabilmente è da mettersi in relazione con la foce di un fiume con scarso apporto di ghiaie, visto che queste ultime scarseggiano nell'unità. Un simile corso d'acqua avrebbe dovuto solcare in prevalenza sedimenti argillosi e sabbiosi che, d'altra parte, dovevano essere la grande maggioranza nel paesaggio della Valdera del Pleistocene Inferiore, quando ancora gli attuali rilievi <rocciosi> di Iano e del Cornocchio dovevano trovarsi sepolti da un notevole manto di sabbie plioceniche e anche i M.^{ti} di Castellina M.^{ma} rimanevano più <affogati> nei sedimenti pliocenici.

Sabbie di Nugola Vecchia

Abbiamo in precedenza visto che le Sabbie di Nugola Vecchia (località della Valtora, in Fig. 6) sormontano, in concordanza e continuità, gli strati della Fm di Morrone e che raggiungono spessori intorno ai 100 m; dal punto di vista litologico prevalgono le sabbie molto fini, di colore ocra-arancio, suddivise in banchi omogenei, di 5-10 m di spessore e poveri di strutture sedimentarie. Subordinatamente presentano strati arenacei e calcareo-arenacei, talora con lenti di conglomerati minuti a laminazione incrociata di cuspidi di spiaggia. I macrofossili non sono abbondanti: più comunemente si tratta di Ostreidae e Pectinidae che indicano un ambiente costiero ma nettamente marino.

L'*Arctica islandica*, in questi casi garante di attribuzione al Pleistocene Inferiore considerata la posizione stratigrafica, è stata rinvenuta nelle Sabbie di Nugola Vecchia nei pressi della Località tipo (Giannelli et al., 1982) e alla C.^{sa} Rossa di Collesalveti da Cauli (1984), che ha esaminato una malacofauna riferibile alla parte inferiore della formazione. L'associazione fossilifera è risultata composta di forme di diverso significato biocenotico, sia caratteristiche dell'infralitorale sia del circolitorale. A Vallebiaia (Menesini e Ughi, 1982, 1983) e a Morrone (Bossio et al., 1981) gli strati di tetto della immediatamente sottostante Fm di Morrone sono stati datati al Santerniano. Al Bacino di carenaggio della T.^{re} del Fanale di Livorno (Giannelli et al., 1982) strati considerati al passaggio tra la Fm di Morrone e le Sabbie di Nugola Vecchia sono stati datati all'Emiliano. L'inizio della deposizione delle Sabbie di Nugola Vecchia così non è mai stato documentato al Santerniano mentre lo è all'Emiliano. Più problematico resta precisare l'età del tetto di questa formazione sia per mancanza di associazioni faunistiche cronologicamente significative, sia perché ovviamente le parti superiori della stessa devono essere state erose. Tuttavia il recente rinvenimento nei sondaggi del Nuovo Canale del Porto di Livorno (Dall'Antonia et al., 2004) della Fm delle Fabbriche, datata alla Zona MNN19e, già rinvenuta trasgressiva e discordante sul Calcere di Montescudaio a Rosignano M.^{mo} (Bartoletti et al., 1986), è un documento sufficiente per indicare che anche a Livorno, sbocco del Valdarno Inferiore, (secondo Dall'Antonia et al., 2004) le sabbie di facies marina della subunità 1A, rinvenute nei sondaggi O, P, Q, e i limi di facies salmastra della subunità 1B, rinvenuti nei sondaggi G, H, I, L, appartengano alle Sabbie di Nugola Vecchia con il rango di subunità del tetto di questa formazione, giacendo sottostanti ai sedimenti della Fm delle Fabbriche.

D'altra parte presso la C.^{sa} Vallicelle di Collesalveti un ampio scavo mise in visione una sezione potente 16 m della parte alta delle Sabbie di Nugola Vecchia. La figura e la descrizione di dettaglio compaiono nel lavoro di Lazzarotto et al. (1990) dal quale riportiamo le considerazioni ambientali: "Nell'insieme la sezione di Casa Vallicelle, pur nella povertà di taxa che ha presentato, si è rivelata molto ben significativa di una sequenza sedimentaria che si è deposta durante un'alternanza di ambienti di spiaggia e di retrospiaggia, più o meno ancora in comunicazione con il mare, in buon accordo con il significato generale di sedimento regressivo delle Sabbie di Nugola Vecchia".

Calcari di Montescudaio

Come già riferito i Calcari di Montescudaio in maggioranza occupano nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo la medesima posizione stratigrafica delle Sabbie di Nugola Vecchia nel Valdarno Inferiore, cioè sormontano in continuità e concordanza gli strati della Fm di Morrone, secondo quanto è stato documentato nei dintorni di Rosignano (Bartoletti et al., 1986); ma lungo il bordo orientale del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo i Calcari di Montescudaio passano sopra e lateralmente ai Conglomerati di V.^{la} Magrini (Fig. 11),

corrispondenti all'estensione massima del primo cuneo sedimentario della trasgressione del Pleistocene Inferiore e, in alcune località presso Casale M.^{mo} e Le Fornacine (Fig. 10), sormontano direttamente in trasgressione formazioni pre-quadernarie (Mazzanti e Sanesi, 1987). Si tratta di calcari detritici più o meno ricchi di frazione sabbiosa e a varia cementazione; nella parte basale compaiono spesso delle marne siltose bianche e intercalazioni di sabbie grossolane. Gli strati, nettamente suddivisi in elementi di 30-50 cm di spessore nella parte inferiore, aumentano di potenza nella parte media per passare verso l'alto a grossi banchi. Nell'insieme questa formazione è piuttosto omogenea, come indicato anche da uno spessore molto costante di circa 100 m.

I macrofossili sono comuni, talora abbondantissimi ma quasi sempre estremamente frammentari; generalmente in associazioni poco differenziate nelle quali prevalgono *Ostrea*, *Chlamys* e *Pecten*. Giannelli *et al.* (1981b) nelle parti inferiori della formazione citano anche la frequenza di *Cardium*, *Venus*, *Spisula*, *Arcopagia*, *Clavagella*, oltre a vari modelli di Gasteropodi (fra cui frequenti esemplari di *Turritella vermicularis*), e infine la presenza di grosse Terebratule del gruppo della *T. ampulla* e di quella, meno frequente, di Balani. Già è stato riferito dell'importanza del ritrovamento, presso le Coste di Cigliano (in Comune di Casale M.^{mo}) (Fig. 10) di modelli interni di *Arctica islandica* e di *Mya truncata* che, insieme alla frequenza di *Turritella vermicularis*, hanno permesso un riferimento all'Emiliano. Le microfaune a Foraminiferi sono piuttosto povere e in prevalenza costituite da specie bentoniche anche se alcuni campioni hanno rivelato la presenza di planctonici e di nannoplancton calcareo. Già Giannelli *et al.* (1981b) così concludevano sull'esame dell'ambiente di deposizione di questa formazione: "Tutte le indicazioni, sia litologiche che paleontologiche, sono in favore di una sedimentazione avvenuta in un ambiente marino con acque poco profonde e, in generale, con scarsi apporti terrigeni".

Lungo la strada comunale Rosignano M.^{mo} - Le Fabbriche (Figg. 7, 11 e 12), Bossio *et al.* (1986) hanno eseguito campionature in intercalazioni a componente più o meno pelitica nei Calcari di Montescudaio, che hanno permesso esami dei Foraminiferi planctonici e bentonici, delle ostracofaune e del nannoplancton calcareo. Sulla base dello studio di queste campionature sono giunti alle seguenti conclusioni: "I dati micropaleontologici concordano nel far ritenere i Calcari sabbiosi di Montescudaio una unità depostasi in acque marine di modesta profondità, certamente contenuta nei limiti della zona neritica interna, in ottimo accordo con i risultati ottenuti da Tavani (1954) con lo studio delle macrofaune" e, per quanto riguarda l'attribuzione cronologica, così continuano: "Un riferimento ad un Emiliano inoltrato è stato accertato anche per i Calcari sabbiosi di Montescudaio che affiorano lungo la strada Rosignano M.^{mo} - Le Fabbriche, in quanto contenenti ancora <large>*Gephyrocapsa* e *H. sellii*".

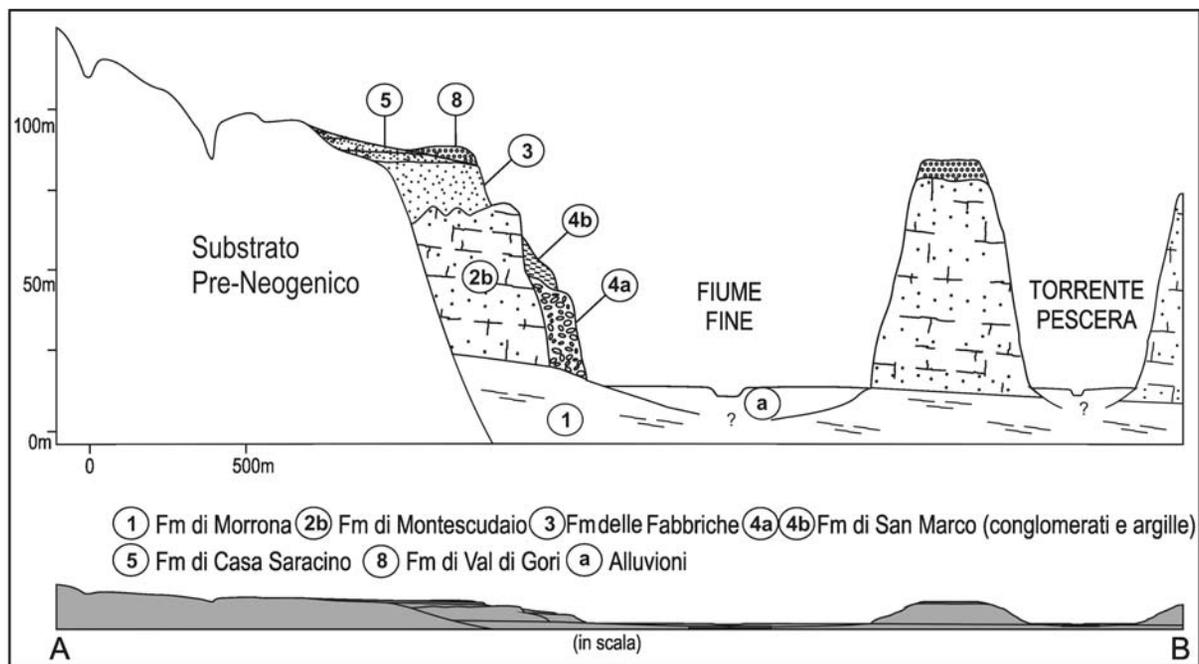


Figura 12 - Sezione geologica A-B di Figura 11 (da Dall'Antonia *et al.*, 2005).

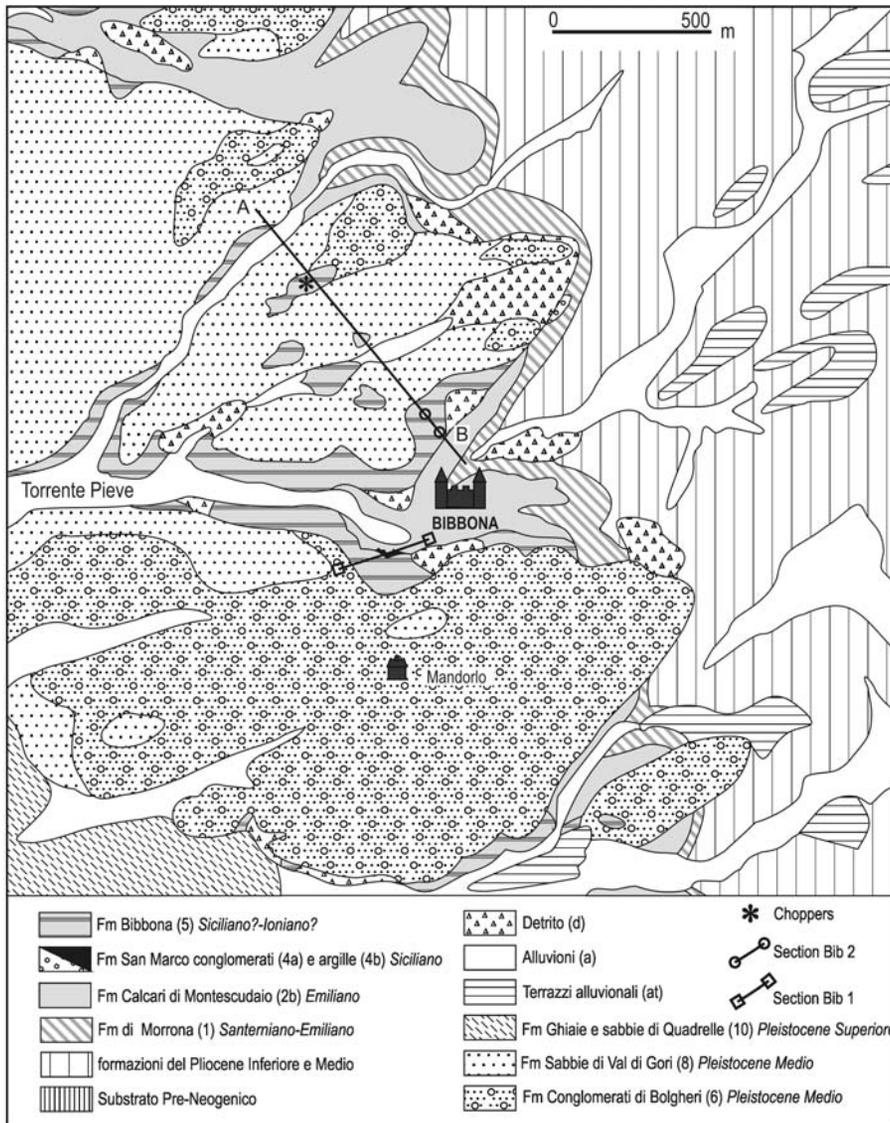


Figura 13 - Carta geologica schematica dei dintorni di Bibbona (da Dall'Antonia et al., 2005).

Dall'Antonia et al. (2005) hanno ripreso lo studio delle microfaune di campionature nei Calcari di Montescudaio affioranti lungo la strada Rosignano M.^{mo} - Le Fabbriche, con particolare riguardo alle ostracofaune caratterizzate da un numero significativo di taxa includenti:

- 1) - specie conosciute tra il Pliocene e il Pleistocene Inferiore (Siciliano, secondo Ruggieri, 1980) *Aurila bullapunctata extumefacta*, *A. cymbaeformis*, *A. lanciaeformis*, *A. pigadiana*, *Flexus triebeli*, 2) - *Propontocypris solida* specie sconosciuta prima del Pleistocene (Ciampo, 1998), 3) - *A. bullapunctata quadrata* citata da Ruggieri (Aruta e Ruggieri, 1983) solo nell'Emiliano-Siciliano,

4) - *A. puncticrucata* (presente in piccolissimo numero); specie che secondo Ruggieri (1980) è rara nell'Emiliano e diviene frequente solo nel Siciliano (cf. inoltre Bossio et al., 1986; Bossio et al., 1988a, 1988b; Dall'Antonia et al., 2004).

Il significato stratigrafico d'insieme dell'ostracofauna proveniente dai Calcari di Montescudaio è in accordo con i lavori recenti e indica cronologicamente l'Emiliano; tuttavia il recente lavoro di Dall'Antonia et al. (2005) negli affioramenti della strada Rosignano M.^{mo} - Le Fabbriche e a Nord di Bibbona ha messo in evidenza l'inaspettata presenza di specie di Ostracodi caratteristici di acque temperato-calde (p.e. *Cistacythereis* gr. *hellenica*, *Cytherelloidea beckmanni*, *Procytherideis faveolata*, *Propontocypris solida*, *Verrucocythereis bulbospinata*). Questa presenza, alla luce delle Curve del $\delta^{18}O$ di Shackleton (1995), potrebbe essere riferita ad un temporaneo riscaldamento delle acque mediterranee in corrispondenza di una delle fasi più calde (la OIS 47 ?) della parte centrale dell'attuale Piano Calabrian.

Con i Calcari di Montescudaio, già in fase regressiva nella loro parte medio-alta, si chiude il primo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore nel Bacino di Castiglioncello - S.Vincenzo. Questo giunge ad emergere come indicano i solchi di erosione rinvenuti in più località negli strati di tetto di questa formazione e conservati quando sono riempiti da sedimenti più recenti quali le Sabbie delle Fabbriche e i conglomerati e le argille marnose della Fm di S.Marco. La fase erosiva che ha prodotto questi solchi viene indicata di post-Montescudaio.

Conglomerati di Riparbella

Questa formazione fu istituita da Giannelli et al. (1981b) in un primo tentativo di riconoscere le diverse facies sedimentarie nel Pleistocene Inferiore del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo. Nella “Carta geologica schematica della zona compresa tra Riparbella e Bibbona” (Fig. 10), allegata a quella nota, tutti gli affioramenti di conglomerati sottostanti, intercalati e soprastanti alle <Sabbie ad *Arctica islandica*>, oggi Fm di Morrona, furono cartografati come Conglomerati di Riparbella. A parte l’affioramento conglomeratico in sinistra del Cecina sotto P.^g^{io} l’Aione, che successivamente è stato riconosciuto appartenere alla Fm di Bibbona da Mazzanti e Sanesi (1987), sulla base delle esperienze di rilevamento seguite a quel primo lavoro in tutti gli altri affioramenti del Pleistocene Inferiore della Toscana, riteniamo possibile ed utile separare cartograficamente i conglomerati, presenti alla base, da quelli con giacitura in lenti e soprastanti la Fm di Morrona. Questa separazione è stata eseguita in tutte le carte geologiche in scala 1:25.000, seguite alla stampa di questa prima <Carta geologica schematica della zona compresa fra Riparbella e Bibbona> (Giannelli et al., 1981b), inoltre è stata eseguita anche nella riproduzione presentata in Figura 10.

E’ ovvio che, da un punto di vista strettamente litologico, le differenze tra Conglomerati di V.^{la} Magrini e Conglomerati di Riparbella sono minime: entrambi corrispondendo ad un ambiente marino costiero con alle spalle lo stesso bacino idrografico rifornitore. I primi, specie tra Riparbella e il Pod. Gerbia, presentano le caratteristiche di una deposizione a ridosso di una paleofalesia da faglia attiva, cioè elementi anche molto grossolani di crollo misti a ghiaietto e sabbia di elaborazione marina; i secondi presentano ciottoli in genere ben selezionati di dimensioni medie e sono suddivisi in banchi con evidente clinostratificazione; probabilmente fanno parte di un apparato deltizio di un notevole corso d’acqua: forse il Cecina del Pleistocene Inferiore. Tanto più perché tra Riparbella e l’attuale corso di questo fiume i Calcari di Montescudaio non si sono sedimentati, probabilmente a causa della torbidità delle acque, visto anche che in queste località gli strati della Fm di Morrona sono costituiti solo da sabbie.

I macrofossili, che in questa formazione sono comuni e particolarmente abbondanti nelle lingue e nei letti sabbiosi, sono Pectinidae, Ostreidae e la *Chladochora coespitosa*. Faune ad ospiti nordici non sono state rinvenute direttamente nei Conglomerati di Riparbella anche se sono numerose in corrispondenza di strati sabbiosi laterali e sottostanti della Fm di Morrona, secondo quanto indicato nella Figura 10. Considerando che sia i Conglomerati di Riparbella sia i Calcari di Montescudaio sormontano in continuità stratigrafica la Fm di Morrona, riteniamo accettabile l’ipotesi che i primi si sostituiscano ai secondi nei dintorni di Riparbella ed abbiano la stessa età malgrado finora non vi siano stati rinvenuti fossili cronologicamente significativi.

Sabbie delle Fabbriche

Il secondo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore, discordante sul primo, è costituito dalle Sabbie delle Fabbriche, datate alla Zona MNN19e, note dai sondaggi sia nel bacino del Valdarno Inferiore sia in quello di Castiglioncello – S.Vincenzo. In affioramento, compaiono solo in quest’ultimo, lungo la strada Rosignano M.^{mo} – Fabbriche, in Val di Fine, secondo la descrizione data da Bartoletti et al. (1986): “Nell’unico punto dove è visibile il contatto con la Formazione di Montescudaio (in prossimità dell’ingresso al Pod. Grotti), alla base delle sabbie [ovviamente ... delle Fabbriche] è presente un livello di circa 30 cm di spessore, costituito da argille sabbiose e piccoli ciottoli sparsi, che si insinua in tasche d’erosione aperte nell’unità sottostante; la mancanza di una chiara stratificazione non permette purtroppo di precisare il tipo di giacitura rispetto a quest’ultima [a parte l’evidente sovrapposizione su una superficie erosiva, quella definita in precedenza come di post-Montescudaio]. Ciò nonostante le differenze litologiche e, come vedremo, quelle cronologiche suggeriscono di farne una formazione distinta da quella dei Calcari sabbiosi di Montescudaio... L’unità presenta contenuti microfaunistici nell’insieme assai simili, anche se in genere meno abbondanti, a quelli dei sottostanti Calcari sabbiosi di Montescudaio, per cui si può presumere anche per questa un significato di deposito in acque di modesta profondità. Altrettanto non si può invece affermare per l’età: la presenza di *Aurila puncticrucata*, *Mutilus evolutus* (ambidue alquanto frequenti) e *Callistocythere intricatoides* nelle ostracofaune, ma soprattutto l’abbondanza di *Gephyrocapsa* spp. con morfotipi di piccole dimensioni tra le nannoflore, assicurano l’attribuzione al Siciliano, anche se non è presente il marker di quest’ultimo (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*); il nannoplancton calcareo limita addirittura il riferimento alla parte inferiore di questo piano, in quanto l’elevata frequenza di piccole *Gephyrocapsa* in assenza, come nel caso specifico, di *Helicosphaera sellii* è indicativa della Zona a <small> *Gephyrocapsa* di

Gartner (1977), una unità biostratigrafica riconosciuta nella parte basale dello stratotipo del Siciliano”. Questo unico minuscolo affioramento di circa un ettaro delle Sabbie delle Fabbriche, con una potenza di circa 20 m (Figg. 7 e 11) e la loro sovrapposizione ai Calcari di Montescudaio sono visibili, con un minimo di chiarezza, lungo la scarpata e le fosse laterali alla strada Rosignano M.^{mo} – Le Fabbriche, per un centinaio di metri nei dintorni dell’ingresso al Pod. Grotti. Queste incisioni, in gran parte artificiali, hanno messo in evidenza la natura prevalentemente di sabbie fini, arancio pallido, con frequenti frammenti di fossili marini (in maggioranza Ostreidae e Pectinidae) delle Sabbie delle Fabbriche, nettamente diversa dalla natura della Fm di C.^{sa} Saracino e di quella delle Sabbie di Val di Gori, entrambe eoliche, che la sormontano fra l’orlo del terrazzo sul quale riposano queste ultime (T.^{zzO}I) e la profonda incisione nei Calcari di Montescudaio della valle del F.Fine (Fig. 12).

Sedimenti sicuramente riferibili al Siciliano sono stati incontrati anche nel sottosuolo della Piana di Rosignano Solvay - Vada. In uno dei pozzi più superficiali (Pozzo H; per la localizzazione si veda nella Fig. 52) infatti, al di sopra delle <Sabbie e argille ad *Arctica*> e al di sotto di unità pleistoceniche più recenti, è apparsa una successione sedimentaria riferibile alla Zona a <small> *Gephyrocapsa*, spessa 18,50 m e costituita dai seguenti termini, in ordine dal basso stratigrafico:

- alternanza di conglomerati e arenarie, spessore 4,20 m: da 38,00 (-10,00 l.m.m.) a 33,80 (-5,80) m di profondità;
- sabbie argillose, spessore 1,80 m: da 33,80 (-5,80) a 32,00 (-4,00) m di profondità;
- argilla grigia, spessore 12,50 m: da 32,00 (-4,00) a 19,50 (8,50) m di profondità; essa diviene leggermente sabbiosa negli 80 cm sommitali”.

E’ recente (Dall’Antonia et al., 2004) il rinvenimento di strati attribuibili alle Sabbie delle Fabbriche nei pozzi F, H, I, L, M, N, (probabilmente anche nel G) perforati nell’area del Porto di Livorno tra il Canale Industriale e il Cantiere Orlando. La successione sedimentaria attribuibile alla formazione in esame (“Unit 2”, nella terminologia degli Autori) inizia con un livello conglomeratico e sabbioso di spessore variabile, nei diversi pozzi, tra quattro metri e qualche decimetro. Questi sedimenti grossolani sono ricoperti da una successione variabile che include sabbie limose fini (Pozzo M), sabbie fini passanti talvolta a limi (Pozzo H) e argille, localmente intercalate a ghiaiette, seguite da sabbie tra fini e grossolane (Pozzi I, L). I tipi litologici che possono appartenere alle Sabbie delle Fabbriche in questi pozzi comprendono spessori fino a circa 12 m e sono sormontati, tranne nel Pozzo M (che ha incontrato in superficie solo detriti antropici), direttamente dai depositi calcarenitici della trasgressione interglaciale del Tirreniano.

A parte poche eccezioni, il contenuto faunistico di questi strati è ricco. I frammenti di Echinidi e di Molluschi marini sono frequenti. I Foraminiferi planctonici (soprattutto Globigerinida) sono presenti occasionalmente e relativamente abbondanti solo nei livelli limoso-argillosi. I Foraminiferi bentonici sono rappresentati generalmente dai generi *Ammonia* (predominante *A. beccarii* e subordinatamente *A. tepida* nei Pozzi H, I e N), Miliolidae ed Elphididae (*Elphidium*). Discorbidae (*Valvulineria*) e Nonionidae (*Florilus*) sono frequenti nei sedimenti limoso-argillosi. Un campione raccolto a -18,6 m nel Pozzo M è caratterizzato dalla presenza di *Hyalinea baltica*.

Le faune ad Ostracodi frequentemente sono molto varie e comprendono quasi esclusivamente forme marine. *Aurila cymbaeformis*, *A. punctata*, *Cytheridea neapolitana*, *Loxococoncha ovulata*, *L. subrugosa*, *Krithe prae-texta*, *Palmoconcha turbida* sono fra i taxa più frequenti e ricorrenti. *Bosquetina dentata*, *Pterygocythereis jonesi* e *Aurila punticruciatata* sono particolarmente abbondanti nei Pozzi I, H e M rispettivamente. Rari ostracodi di acqua dolce e salmastra (p.e. *Candona* sp., *Ilyocypris* sp., *Cyprideis torosa*, *Loxococoncha elliptica*) sono stati rintracciati solo nei Pozzi H, I e N.

In definitiva va notato che finora le Sabbie delle Fabbriche sono note con spessori non maggiori di una ventina di metri e scarsi ciottoli solo alla base, caratteristiche bene rientranti nell’ambito di un cuneo sedimentario sviluppato con un minimo o addirittura senza subsidenza per un sollevamento glacioeustatico del livello del mare, che potrebbe corrispondere all’OIS 37 delle Curve di Shackleton (1995) per l’attribuzione a un Siciliano basale.

Fm di S.Marco

In affioramento gli strati della Fm di S.Marco sono stati trovati in alcuni riempimenti di solchi di escavazione idrica incisi su paleosuperfici dei Calcari di Montescudaio, necessariamente posteriori all’emersione di questi ultimi e riferite alla <fase erosiva di post-Montescudaio>. Quest’ultima era già iniziata nel Siciliano

basale, secondo quanto documentato dai riempimenti delle Sabbie delle Fabbriche nei solchi erosivi sul tetto dei Calcari di Montescudaio nell'affioramento della Strada Rosignano M.^{mo}-Le Fabbriche. Ma l'escavazione idrica sulla superficie in emersione dei Calcari di Montescudaio, interrotta nelle località interessate dal breve episodio sedimentario delle Sabbie delle Fabbriche, dovette continuare nelle aree che non furono raggiunte da questo secondo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore e comunque riprese in seguito alla fine di quest'ultimo episodio sedimentario anche nelle aree che ne erano state interessate (Stretta delle Fabbriche in Val di Fine. La situazione stratigrafica più semplice è stata osservata nella Cava delle Colombaie di Bibbona e nel taglio stradale Bibbona – il Mandorlo (Mazzanti e Sanesi, 1987; Dall'Antonia et al., 2005) (Fig.13). In quest'ultima località, prima della costruzione di un muretto di contenimento della sede stradale e del recente scempio della < sistemazione > di quel versante vallivo, era molto evidente la giacitura dei conglomerati e delle argille marnose della Fm di S.Marco in tasche d'erosione metriche incise nei Calcari di Montescudaio; era inoltre esposta la concordanza dei loro strati con quelli della sovrapposta Fm di Bibbona e, al tempo stesso, la leggera discordanza con quelli dei sottostanti Calcari di Montescudaio (Fig. 14).

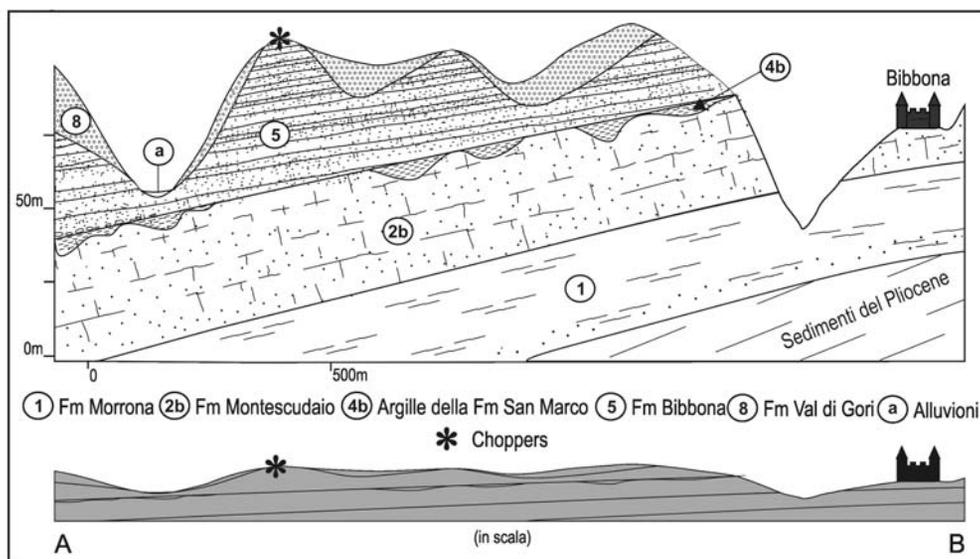


Figura 14 - Sezione geologica A-B di Figura 13 (da Dall'Antonia et al., 2005).

Attualmente gli strati della Fm di S.Marco, nella varietà dei conglomerati di base e delle argille marnose di tetto, restano visibili solo nell'affioramento della Stretta delle Fabbriche in Val di Fine, a partire dalla C.^{sa} S.Marco verso NE per circa 500 m dove sormontano le argille della Fm di Morrone, i Calcari di Montescudaio e sono sormontati dagli strati della Fm di C.^{sa} Saracino (Fig. 11). Si tratta di una profonda incisione valliva verosimilmente modellata in più fasi erosive ad iniziare dalla fase di post-Montescudaio, con incisioni decimetriche riempite dalle Sabbie delle Fabbriche del Siciliano basale, per continuare con la fase fluviale del F. Fine post-Fabbriche. Quest'ultimo fiume (Figg. 11 e 12) ha operato una profonda incisione attraverso lo spessore di circa 20 m delle Sabbie delle Fabbriche e di circa 100 m dei Calcari di Montescudaio fino ad intaccare per alcuni metri il tetto delle argille della Fm di Morrone; successivamente ha riempito questa profonda incisione con uno spessore di almeno 40 m di sedimenti della Fm di S.Marco per poi vedere < affogata > la sua opera escavatrice dal riempimento eolico delle arenite della Fm di C.^{sa} Saracino, come vedremo tra la fine del Siciliano e probabilmente l'inizio del Pleistocene Medio. Le vicende erosionali e sedimentarie nella Stretta de Le Fabbriche certamente non si sono esaurite con il basso Pleistocene Medio ma la loro descrizione verrà ripresa in contesti successivi.

Bartoletti et al. (1986) hanno individuato la Fm di S.Marco anche nel sottosuolo della Piana di Rosignano Solvay - Vada in sette dei nove pozzi esaminati rinvenendovi caratteristiche litologiche assai simili a quelle riscontrate in superficie e puntualizzandovi la diminuzione degli spessori nella progressione verso Ovest, secondo quanto è seguibile nell'affioramento di Val di Fine dove questa formazione termina all'altezza di

C.^{sa} S.Marco (Fig 11). La presenza, nella porzione inferiore delle microfaune negli strati delle argille marose di S.Marco, di associazioni ad Ostracodi, Tecamebe, Gasteropodi a guscio sottile e liscio, oogoni di Carofite, grossi frammenti di legno e livelli di lignite e, nella porzione superiore degli stessi, la comparsa di *Cerastoderma edule* tra i Molluschi e di *Ammonia beccarii tepida* e *Cyprideis torosa* nelle microfaune, testimoniano un'evoluzione da un ambiente dulcicolo ad uno leggermente salmastro nei generalmente pochi metri di spessore di questa formazione, mutante da un ambiente fluviale ad uno lagunare che annuncia la trasgressione marina sviluppata con la sovrastante Fm di Bibbona. Sull'età della Fm di S.Marco non sono risultate indicazioni paleontologiche dirette; la giacitura al di sopra dei Calcari di Montescudaio e al di sotto della Fm di Bibbona (presso il paese omonimo) e della Fm di C.^{sa} Saracino (in Val di Fine), quest'ultima a sua volta sovrapposta alle Sabbie delle Fabbriche, datate alla Zona MNN19e, pone gli strati di S.Marco in un intervallo cronologico incerto tra la parte più alta del Pleistocene Inferiore e quella più bassa del Medio. La C.^{va} di laterizi della Magona di Cecina e la Stretta de Le Fabbriche in Val di Fine sono i due affioramenti maggiori della Fm di S.Marco, da questo punto di vista fuori norma rispetto a tutti gli altri. Il primo non offre più alcuna possibilità di studio perché i tagli, le lavorazioni, nonché i restauri successivi hanno cancellato gran parte della morfologia e giacitura originaria. Al contrario resta molto interessante l'affioramento della Stretta de Le Fabbriche in Val di Fine per i motivi visti sopra e per altri che vedremo.

Fm di Bibbona

La Fm di Bibbona affiora solo tra il F.Cecina e il B.^{tro} delle Macine, 1.500 m a Sud di Bolgheri nel bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo (Fig. 6). E' costituita da conglomerati (generalmente a ciottoli molto appiattiti), calcareniti e sabbie; presenta al massimo uno spessore di circa 30 m, con facies sedimentologiche e paleontologiche (in prevalenza Pectinidae, *Glycymeris* e frammenti di Echinidi e di Briozoi) di mare sottile fino a quelle di spiaggia sommersa ed emersa, quest'ultima documentata anche dal rinvenimento di un complesso litico del ciclo della <Pebble culture> (*choppers* uni e bifacciali) (Galiberti, 1974). La presenza di questo complesso litico, che non ha un significato cronologico ristretto, è comunque indicativa di una notevole antichità di questa formazione che, considerato l'anticipo a 0,94 Ma del Limite Pleistocene Inferiore – Pleistocene Medio nella più recente Cronostratigrafia (Figg. 3 e 5), andrebbe riferito alla parte inferiore del Piano Ioniano. La giacitura, in corrispondenza della base della Fm di Bibbona, è chiaramente trasgressiva come appariva in modo molto evidente sulla parete della strada Bibbona – il Mandorlo (Fig. 13) e, per quanto risulta dalla carta geologica (Mazzanti e Sanesi, 1987), specialmente in destra della F.^{sa} del Ghinuccio e poco a Sud di Bolgheri. In queste ultime località è infatti agevole vedere come questa formazione si sovrapponga indifferentemente a diverse altre del Dominio Ligure, del Miocene Superiore e del Pliocene oltre, ovviamente, ai Calcari di Montescudaio. La Fm di Bibbona forma un cuneo sedimentario schiacciato di circa 30 m di spessore su un affioramento trasversale alla costa di circa 6 km che si innalza dalla quota 12 del Pod. Nuovo sotto la V.^{la} Ladronaia di Cecina fino alla quota di 200 m della Fatt. La V.^{la} di Montescudaio; gli altri suoi affioramenti, tutti a circa 4 -5 km dal litorale attuale su una distanza longitudinale di circa 11 km, sono nel F.^{so} delle Tane, a Bibbona, nel F.^{so} di Branca, alla Mad.^{nina} dei Tufi, a l'Aione, nel F.^{so} di Cantina, a Pancola e nel B.^{tro} delle Macine (Mazzanti e Sanesi, 1987), sempre <affogati> sotto ai Conglomerati di Bolgheri, per cui non è chiaro se il suo assetto corrisponda ad un terrazzo inclinato verso mare di pochissimi gradi. I suoi rapporti diretti con i terrazzi del Pleistocene Superiore non sono apparsi mai evidenti, tuttavia la sua attribuzione, perlomeno parziale, alla parte inferiore del Pleistocene Medio è risultata notevolmente avvalorata dal rinvenimento del complesso litico della *Pebble Culture*. Nel recente studio delle ostracofaune di questa formazione Dall'Antonia et al. (2005) fanno osservare come le associazioni faunistiche includano un alto numero di taxa, che secondo la letteratura sono note dal Pliocene e scompaiono tra la fine di questo e il Pleistocene Inferiore (Siciliano). Fra queste sono *Aurila bradleyana*, *A. bullapunctata extumefacta*, *A. cymbaeformis*, *A. latisolea*, *A. pigadiana*, *A. punctata*, *Flexux triebeli*, *A. lacryma*. Inoltre l'associazione include anche specie dell'Emiliano-Siciliano quali: *A. bullapunctata quadrata*, *A. favorita* e *A. puncticrucata* (localmente frequente).

Il completo significato biostratigrafico delle faune ritrovate indica con sicurezza che i sedimenti studiati della Fm di Bibbona non sono più giovani del Siciliano, *sensu* Ruggieri e Sprovieri (1975). L'unico elemento testimoniatore un'età siciliana è comunque la frequente presenza di *A. puncticrucata*.

Considerata l'esiguità dello spessore di questa formazione, non è improbabile che la sua sedimentazione sia

avvenuta in corrispondenza di uno o più cicli glacioeustatici interglaciali; comunque la presenza fino a quota 200 presso la Fatt. La V.^{la} di Montescudaio, suggerisce il sollevamento postdeposizionale dell'intero orlo di NE. Nell'eventualità che il cuneo sedimentario della Fm di Bibbona abbia un'origine glacioeustatica, nell'ambito delle curve di Shackleton (1995), sarebbero le punte interglaciali OIS 29 e 25, con intercalate le fasi moderatamente fredde OIS 28 e 26 e la moderatamente calda OIS 27 (Fig. 5), quelle più adatte a corrispondere all'arco cronologico di questa formazione, lo sviluppo regressivo della quale potrebbe essere avvenuto in corrispondenza della fase <fresca> OIS 24 e della <glaciale> OIS 22. Questa ipotesi renderebbe ragione di una deposizione che sembra iniziata nel Siciliano, comunque alto per la sottostante presenza delle Sabbie delle Fabbriche già del Siciliano, sia *sensu* Ruggieri e Sprovieri (1975) sia *sensu* Cita (1975) emendato, e terminata a Pleistocene Medio iniziato.

Fm di C.^{sa} Saracino

Questa unità stratigrafica è stata definita da Dall'Antonia et al. (2005) al posto della <Panchina> di Grotti, istituita da Bartoletti et al. (1986), in quanto il toponimo Grotti è risultato già in uso per una unità del Miocene Superiore. Mazzanti (1995) ha posto in sinonimia la <Panchina> di Grotti con la Fm di Bibbona, dopo averne riconosciute le identità delle posizioni stratigrafiche e le, almeno apparentemente, molto simili caratteristiche macroscopiche delle rispettive facies. Tuttavia, come vedremo, il mantenimento della ex <Panchina> di Grotti, sotto la nuova denominazione di Fm di C.^{sa} Saracino, ha una sua giustificazione. La descrizione iniziale di Bartoletti et al. (1986) è la seguente: "Si tratta, in affioramento, di un deposito molto omogeneo formato da una calcarenite sabbiosa, uniformemente suddivisa in lamine piane di circa 1 cm di spessore, estese anche diversi metri e inclinate di 25-30° sui giunti di strato. Questi marcano un'altra suddivisione in unità da decimetriche a metriche. Lo spessore totale di questi strati si aggira sui 30 m. L'esame alla lente permette di riconoscere, fra i granuli, molti frammenti di gusci di Molluschi (specialmente Pectinidi), che sembrerebbero indicare un deposito di spiaggia marina, del resto in buon accordo con le caratteristiche sedimentologiche tipiche della parte superiore di questo ambiente, al passaggio con il retrospiaggia e le dune".

Gli affioramenti finora riconosciuti di questa formazione sono limitati ai dintorni del tratto della Val di Fine tra Le Fabbriche, in destra, e C.^{sa} Argine, in sinistra. La carta geologica di Bartoletti et al. (1986) segnala tra la Madonnina della Neve e Le Fabbriche, per circa 1.500 m lungo l'orlo settentrionale, la sovrapposizione degli strati della Fm di C.^{sa} Saracino alle ofioliti dell'Alloctono Ligure, alle Marne e marne argillose ed ai Calcari di Castelnuovo del Miocene Superiore. All'altezza di C.^{sa} Grotti il piccolo affioramento di Calcare di Montescudaio (Figg. 11 e 12) è sormontato verso NO dalle Sabbie delle Fabbriche, verso SO dagli strati della Fm di C.^{sa} Saracino e, verso Sud, è <placcato> dalle argille e dai conglomerati di S.Marco, che si appoggiano sulla Fm di Morrona lungo il fianco destro della paleovalle del F.Fine.

Il recente studio della natura microsedimentologica degli strati della Fm di C.^{sa} Saracino (Dall'Antonia et al., 2005) ha chiarito i lineamenti litologici e sedimentologici nel senso di una loro deposizione in un ambiente di retrospiaggia dominato dall'attività eolica con sparse e frammentarie dispersioni di microfossili molto usurati e minuti frammenti di macrofossili di mare costiero, ovviamente tutti rimaneggiati negli strati arenitici deposti dal vento. In definitiva la distinzione tra Fm di Bibbona e Fm di C.^{sa} Saracino, pure nell'affermata quasi identità della posizione stratigrafica, viene confermata dal recente studio microsedimentologico, in quanto la prima, oltre alle rimaneggiate, presenta macro e microfaune di mare costiero e di spiaggia in posto, la seconda solo faune rimaneggiate in un deposito eolico retrolitoraneo. Inoltre la presenza frequente, al di sotto della prima di queste formazioni, dei solchi operati durante la fase erosiva di post-Montescudaio, riempiti dai conglomerati e argille marnose della Fm di S.Marco, lascia intravedere che la deposizione di questi ultimi, marcata da un'evoluzione tra l'ambiente dulcicolo fluviale e il salmastrolagunare, corrisponda all'avvicinarsi della trasgressione rappresentato dalla Fm di Bibbona mentre alla Fm di C.^{sa} Saracino, essenzialmente eolica, può spettare il ruolo di una deposizione accompagnante l'emergere delle ampie spiagge costituite dai sedimenti della Fm di Bibbona nella fase regressiva del ciclo glacioeustatico, quando questi venivano privati della protezione del mare e cadevano preda dei venti.

Per quanto riguarda l'età della Fm di C.^{sa} Saracino si deve ancora constatare l'assenza di elementi diretti, cronologicamente significativi, e la necessità, quindi, di supplirvi per via indiretta attraverso le indicazioni della giacitura. Questa risulta compresa tra la deposizione delle Sabbie delle Fabbriche, ben datate alla base

del Siciliano (Zona MNN19e) e la deposizione delle Sabbie di Val di Gori che, come vedremo, è avvenuta almeno durante la seconda metà del Pleistocene Medio. Comunque non vanno dimenticati i notevoli indizi, presentati qui sopra, secondo i quali la Fm di C.^{sa} Saracino corrisponderebbe al tetto della Fm di Bibbona ciò che condurrebbe la prima ad una età del Pleistocene Medio non molto avanzata.

Fm di Mastromarco

La Fm di Mastromarco, presente nel substrato delle Cerbaie e nelle colline ad Ovest del M.^{te} Albano (Fig. 6), a stretto rigore va considerata estranea all'area della Toscana Costiera ma la presenza dei due livelli di Ponte alla Navetta e di S. Piero in Valle, in verosimile collegamento, al di sotto dei depositi alluvionali dell'Arno, con gli affioramenti della Fm di Morrona delle C.^{line} di Montecastello ne giustifica la presa in considerazione in questo lavoro. Essa è stata studiata di recente da Zanchetta (1995) nel corso di un'ampia ricerca stratigrafica sulle Cerbaie, svolta inoltre alla C.^{va} S.A.L.L.A. di Lappato, alla C.^{va} Pucci, all'Apparita (con presenza di resti di *Castor plicidens*), a Vinci (con resti di *Equus stenonis* cf. *vireti*), a V.^{la} Flavia, al Pod. Castellino, alla C.^{sa} Maniera - V.^{la} Tricolle, al M.^{te} Serampoli, allo Scolmatore di Montecalvoli e a Le Cateratte.

In sintesi questo Autore così si esprime sui risultati del suo studio: "In questo lavoro vengono presi in esame i depositi inferiori affioranti lungo il bordo meridionale delle Colline delle Cerbaie, sottostanti a coltri ghiaiose del Pleistocene medio, attribuiti in precedenza al ciclo marino pliocenico. In base ad un nuovo rilevamento è stato possibile constatare l'origine prevalentemente continentale di questi depositi. Litologicamente prevalgono le sabbie alternate localmente a livelli ghiaiosi, talora molto potenti, cui si intercalano *silt* e livelli argillosi [nell'insieme riferibili alla Fm di Mastromarco]. Nella fascia centro-occidentale all'interno dei depositi continentali si intercalano due sottili livelli marino-salmastri che possono essere correlati stratigraficamente con i depositi marini ad *Arctica islandica* affioranti in sinistra d'Arno. Da un punto di vista paleontologico sono stati raccolti resti di mammalofaune, tra cui *Stephanorhinus* cf. *etruscus*, *Leptobos* cf. *etruscus*, *Equus* cf. *stenonis* e di *Sus* cf. *strozzii*, e di malacofaune con *Viviparus* cf. *ampullaceus*, *Negulus villafranchianus*, *Gastrocopta (Vertigopsis) dehmi* e *Leiostyla gottschicki*. L'inquadramento cronologico di dettaglio delle serie esaminate è stato tentato utilizzando i dati presenti nell'ambito di tutto il bacino. La presenza sul bordo del Montealbano, sul margine orientale del bacino, di depositi di conoide post-ciclo marino pliocenico con resti di *Equus stenonis* cf. *vireti* e di *Sus* cf. *strozzii* e, nella zona di Montecastello, di resti di *Anancus arvernensis* nella porzione basale della serie marina con *Arctica islandica*, permettono di ipotizzare, in base a considerazioni di ordine stratigrafico, che i depositi studiati siano inquadrabili, almeno per quanto riguarda la posizione basale, alla Unità Faunistica di St. Vallier". L'Autore nel medesimo lavoro si esprime anche a riguardo dei dati esistenti per precisare lo sviluppo superiore delle facies lacustro-salmastre presenti tra Vinci e la C.^{va} di Mastromarco: "Verso ovest, sempre ai bordi del Montealbano, sui depositi di conoide si sovrappongono, con probabile parziale eteropia alla base, depositi lacustri e fluvio-lacustri contenenti resti di *Castor plicidens*..., che ci indica genericamente un Villafranchiano superiore avanzato essendo *Castor plicidens* presente nelle U. F. di Tasso e Farneta (Azzaroli et al., 1982). Nella cava per argille da laterizio di Maestro Marco, sempre in questa parte di bacino, sono state raccolte malacofaune contenenti, come unico elemento cronologico significativo, *Viviparus ampullaceus*, tipico del Villafranchiano superiore. Questo primo gruppo di affioramenti quindi, avrebbe un'estensione cronologica che comprende alla base l'U. F. St. Vallier fino almeno all'U. F. Tasso/Farneta". In termini di geocronologia quest'ultima estensione comprende in pratica tutto il Pliocene Superiore e circa la metà inferiore del Pleistocene Inferiore (si veda la Fig. 5).

Considerazioni generali sui rapporti tra sedimenti pliocenici e del Pleistocene Inferiore nella Toscana Costiera

La presenza di una discordanza con lacuna stratigrafica al limite tra formazioni plioceniche e pleistoceniche nella Sezione di Morrona ha precluso a quest'ultima la possibilità di essere scelta a "Tipo" per la stratigrafia internazionale che richiede giustamente successioni continue. La decisione, presa durante le escursioni in campagna dei partecipanti al IX Convegno della Società Paleontologica Italiana (S.P.I.), si è rivelata saggia in particolare da quando è stata confermata la presenza di *Arctica islandica* in faune del Mediterraneo di successioni stratigrafiche risalenti ad oltre 2 Ma (Fig. 3), del resto secondo quanto sostenuto, attraverso determinazioni radiometriche, eseguite anche nelle C.^{line} Pisane presso Ceppato (Ambrosetti et al., 1975)

e presso Collesalveti (Bedini et al., 1981). Tanto più che i primi tentativi di analisi di facies all'interno dei sedimenti in prevalenza sabbiosi, che abbondano nella Fm di Villamagna del Valdarno Inferiore al di sopra delle Argille azzurre del Piacenziano, hanno rivelato nell'area di S. Miniato (Benvenuti et al., 1995) che la regressione del ciclo pliocenico non è avvenuta con un episodio netto, bensì attraverso un susseguirsi di episodi minori comportanti la deposizione di lingue sedimentarie di conglomerati e di torbe. Ciò richiama l'attenzione sul fatto che le conoscenze sulle modalità dell'evoluzione sedimentaria plio-pleistocenica nel Valdarno Inferiore sono tutt'altro che decifrate, in specie nelle C.^{line} delle Cerbaie in destra d'Arno. Malgrado i recenti lavori di Caredio et al. (1995), di Zanchetta (1995) e di Dini e Mazzanti (2005), questa parte più nord-orientale del Valdarno Inferiore rimane la più sguarnita di studi. Ciò specialmente nell'eventualità, tutt'altro che improbabile, che la sedimentazione del ciclo pliocenico, magari in ambienti salmastri o dulcicoli, si sia protratta fino nel Pliocene Superiore. Un'altra possibilità, affacciata da Zanchetta e Mazza (1996), è che a C.^{sa} Lama, presso Montecastello (Fig. 6), la trasgressione del ciclo contenente *Anancus arvernensis*, un poco al di sotto del livello ad *Arctica islandica* ma al di sopra di un conglomerato considerato la base della Fm di Morrone (Nencini, 1984), possa essere più antica (riferibile cioè all'U. F. di St. Vallier) rispetto a quanto determinato con le faune e microfaune marine in tante località delle C.^{line} Pisane (si veda in Bossio et al., 1993), sempre che non sia l'età di estinzione dell'*Anancus arvernensis* a dovere essere considerata più recente. D'altra parte non è neppure da scartare una terza ipotesi e cioè che il ciclo della Fm di Morrone, essendo a sviluppo diacronico, sia iniziato presso Montecastello prima che a Morrone. In questo caso esisterebbe un'indicazione dello sviluppo di questo ciclo da Nord verso Sud, in armonia con la sua origine tettonica da collegarsi con il fascio di faglie verosimilmente presenti, sotto la pianura dell'Arno, al limite meridionale del M.^{te} Pisano e delle Cerbaie. In questo senso sarebbe giustificabile l'interpretazione (Argnani et al., 1997) delle <Lines drawings> di due profili profondi nei sottosuoli della P.^{nura} di Pisa e delle C.^{line} di Livorno ad iniziare da località solo genericamente precisate dei fondali marini. Secondo questa interpretazione sedimenti del Pliocene Superiore, che in quelle località non affiorano, sarebbero invece presenti in profondità.

Le strutture tettoniche e morfologiche nei sedimenti del Pleistocene Inferiore

Le aree di affioramento dei sedimenti di facies marina del Pleistocene Inferiore nella Toscana Costiera non sono molto estese perché diffusamente ricoperte dai depositi più recenti e sono del tutto assenti nelle isole dell'Arcipelago Toscano.

Il Bacino di Aulla-Olivola

Gli almeno 250 m dello spessore della successione stratigrafica di questo bacino (Fig. 6) ne indicano con sicurezza l'origine da sprofondamento tettonico. Questo era in attività in un Rusciniano piuttosto avanzato (Bertoldi, 1988) e si è sviluppato fino nel Villafranchiano Superiore (Azzaroli, 1977); alla fase lacustre inferiore sono seguite una seconda fluvio-lacustre e una terza in prevalenza fluviale (Federici et al., 1982). Il tutto è avvenuto in un'ampia depressione tettonica a direttrice NO-SE compresa tra la dorsale principale dell'Appennino, verso NE, e i M.^{ti} di Sarzana-Fosdinovo, verso SO. Quest'area depressa tuttavia è rimasta sempre estranea alle ripetute trasgressioni marine del Neogene e del Pleistocene.

Il Valdarno Inferiore

Nel Valdarno Inferiore l'area delle C.^{line} Pisane si presta molto bene a mettere in evidenza il sollevamento relativo dell'orlo meridionale dei sedimenti del ciclo del Pleistocene Inferiore nei confronti dell'orlo settentrionale che si immerge al di sotto dei sedimenti del Pleistocene Medio e del Superiore e sotto le alluvioni oloceniche della P.^{nura} di Pisa a quote molto basse. Premesso che il limite massimo verso l'interno della trasgressione della Fm di Morrone non sembra essersi conservato in alcun punto, oggi il suo orlo interno si trova alle seguenti quote in metri: 100 a Castellanselmo, 100 a P.^{gio} la Ripa di Postignano, 102 a S.Regolo, 105 a P.^{gio} Fontana in Val Tora, 105 a Lorenzana, 100 a C.^{sa} Collicchio di Colle Alberti, 102 a C.^{sa} Campolungo, 105 a Usigliano, 250 a Ceppato, 75 al km 8 della strada Ponsacco – Casciana Terme, 155 a Morrone, 155 poco a Nord di Terricciola, 138 a Bellavista di Peccioli, 152 a S.Lorenzo di Peccioli, 175 alla Madonna delle Serre di Peccioli, 125 a C.^{sa} Pietrosi sul Roglio, 150 presso il trivio della strada per Forcoli, S.Gervasio e Colleoli.

Da questi dati si può trarre (Fig. 6) che nel bacino della Val Tora l'orlo massimo conservato della trasgressione in oggetto si trova a quota 100 m, in Valdera intorno a quota 150 m, nella zona di Ceppato, al limite settentrionale dei M.^{ti} di Castellina M.ma, raggiunge i 250 m. Dato che tutte queste quote, tranne l'ultima, si riferiscono a località rientranti a una distanza fra i 13 e i 15 km dal parallelo di Pontedera ed essendo il Valdarno Inferiore diretto Est-Ovest, riteniamo attendibile il confronto fra queste quote, dal quale risulta netto il maggiore sollevamento, per questi sedimenti del Pleistocene Inferiore, della zona di Ceppato nei confronti del bacino della Valdera e, maggiormente, di quello della Val Tora. La mancanza completa di informazioni sulla posizione del livello del mare durante la trasgressione della Fm di Morrone ci priva della possibilità di riscontri neotettonici più puntuali. E' certo comunque che, pur nella constatazione di dislivelli di 150 m sulla stessa longitudinale, la sensazione d'insieme che si trae dalla continuità con la quale affiorano i sedimenti della Fm di Morrone e le Sabbie di Nugola Vecchia è di una grande omogeneità nelle dislocazioni tettoniche sulla verticale, con una inclinazione generale di pochissimi gradi (non più di 5) e immersioni verso Nord o NO, cioè verso il M.^{te} Pisano e le C.^{line} delle Cerbaie. Al piede meridionale del primo e delle seconde è verosimile che si trovino delle faglie, nascoste dai depositi alluvionali dell'Arno e che avrebbero interessato sia i depositi del Pleistocene Inferiore sia quelli del Medio (Federici e Mazzanti, 1988).

Per la formulazione di ipotesi sulla identificazione di strutture sepolte sono fondamentali i dati forniti dalle tre perforazioni profonde studiate da Ghelardoni et al. (1968) (Fig. 15):

- Il Pozzo Poggio 1 (P° in Fig. 15), situato circa 10 km a SSE di Pisa in corrispondenza dell'asse della P.^{nura} di Pisa e della Versilia, ha incontrato fino a 480 m il <Quaternario>, i 365 più profondi corrispondono verosimilmente alla Fm di Morrone.

- Il Pozzo Zannone 1 (Z in Fig. 15), ubicato a Sud di Cascina in asse tra il M.^{te} Pisano e i M.^{ti} di Casciana Terme ha rinvenuto il <Quaternario> fino a 360 m; i 30 più profondi corrispondono a un conglomerato con ciottoli di Verrucano, analogamente a quanto visibile sulle C.^{line} Pisane (Nencini, 1984), e quelli superiori, fino quasi ad inizio pozzo (impostato sulle alluvioni oloceniche), corrispondono a <marne e marne silteose>, verosimilmente anch'esse attribuibili alla Fm di Morrone.

- Il Pozzo Pontedera 1 (P in Fig. 15), situato presso La Rotta circa 3 km a Nord di Montecastello, non ha incontrato depositi di facies marina franca; sotto 15 m di <alluvioni recenti> e qualche decina di metri probabilmente attribuibili a sedimenti fluvio-lacustri del Pleistocene (parte alta della Fm di Mastromarco?), sono state incontrate sabbie e sabbie argillose plioceniche (Fm di Villamagna?) fino a 730 m di profondità.

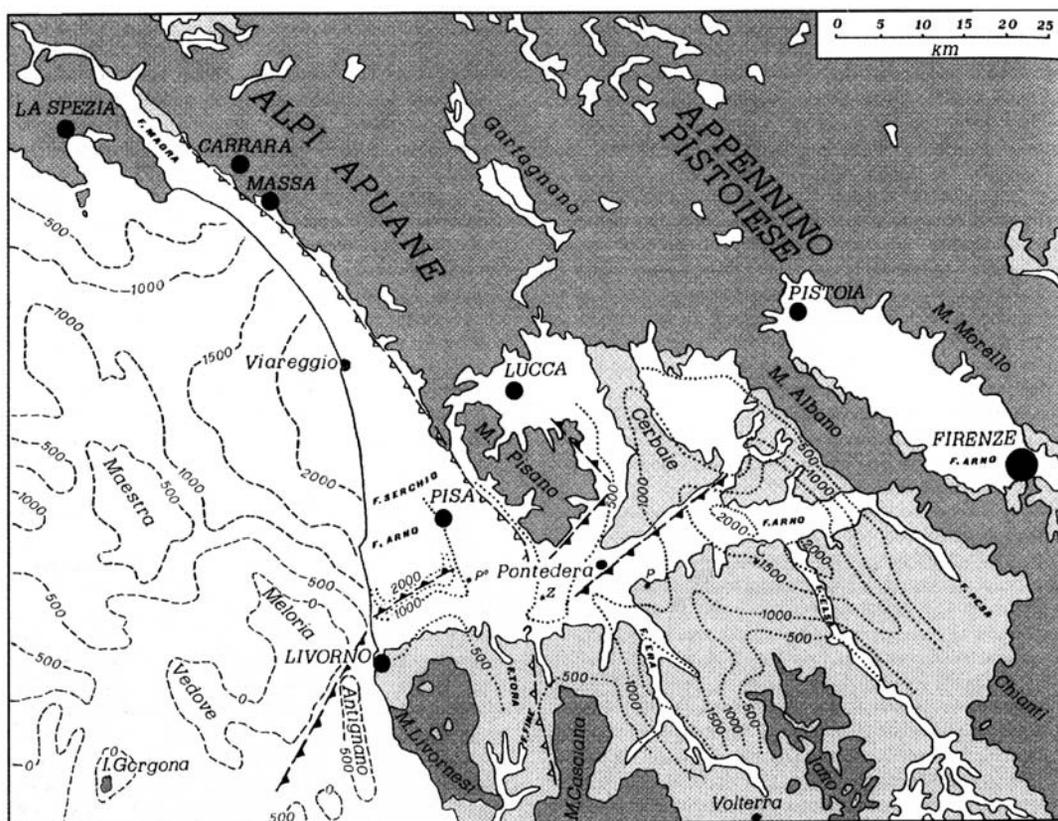


Figura 15 - Isobate del tetto del substrato pre-miocenico rispetto alla superficie topografica: in punteggiato da Ghelardoni et al. (1968), in tratteggiato da Structural Model of Italy (1991) con aggiunte interpretative di faglie sepolte. In grigio scuro gli affioramenti di rocce pre-mioceniche, in grigio chiaro di quelle plioceniche e pleistoceniche, in bianco dei sedimenti alluvionali e delle spiagge (da Della Rocca et al., 1988).

La paleogeografia del Pleistocene Inferiore nel Valdarno Inferiore è quindi assai ben definibile ed è stata tracciata, secondo i dati più recenti, da Federici e Mazzanti (1988) nello stereogramma 9 della loro Tav. I. Il profondo *Sinus Pisanus*, marino, si insinuava da occidente fino a lambire le propaggini settentrionali dei M.^{ti} Livornesi e dei M.^{ti} di Casciana Terme penetrando in Valdarno Inferiore fino a Montecastello e bagnando il piede meridionale e occidentale del M.^{te} Pisano; la costa marina si prolungava in Versilia lungo il piede occidentale delle Alpi Apuane mentre tra il M.^{te} Pisano, le Pizzorne, il M.^{te} Albano e le C.^{line} di S. Miniato si estendeva il *Lago delle Pianore* (Cerbaie), talora con brevi ingressioni marino-salmastre (tra Ponte alla Navetta e S. Piero in Valle) (Fig. 16).

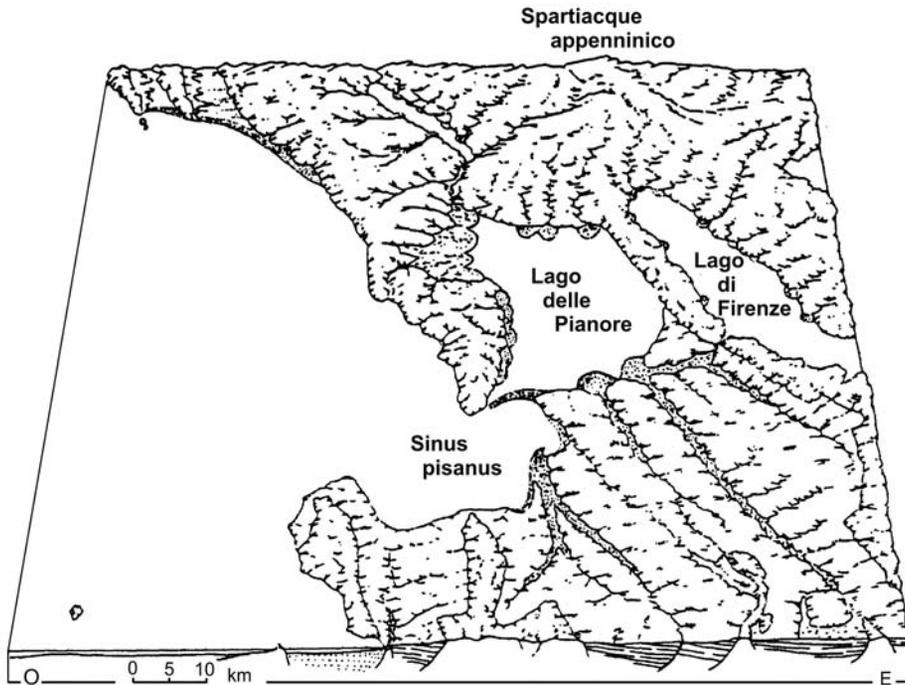


Figura 16 - Stereogramma rappresentativo della paleogeografia dell'area del Valdarno Inferiore nel Pleistocene Inferiore (da Federici e Mazzanti, 1988).

Dal punto di vista tettonico il Bacino Versiliese-Pisano, terminazione trasversale del Valdarno Inferiore, si prolunga in direzione NO-SE per oltre 100 km, fino in Val Magra e fino in Valdera e in Val Tora-Fine. Trasversalmente prosegue verso SO al di sotto del mare fino alle dorsali sommerse di Meloria e di Maestra, dove il substrato roccioso pre-miocenico è stato individuato dai rilievi geofisici (Fig. 15). Nell'insieme corrisponde a un *Graben*, con faglia maestra NO-SE sul lato orientale. Poco a Nord di Livorno numerosi indizi suggeriscono la presenza di un importante lineamento trasversale che tuttavia non è visibile in superficie (Mazzanti, 2001). Verosimilmente a questa direttrice trasversale ha corrisposto una sella, tra il M.^{te} Pisano e i M.^{ti} di Casciana Terme, che durante il Miocene Superiore rimase emersa e separò il Bacino Versiliese-Pisano dai due minori del Tora-Fine e della Valdera. Nel Pliocene Inferiore - Medio questa sella fu superata dalle acque marine e i tre bacini risultarono comunicanti in uno solo, insieme al settore settentrionale del Bacino della Valdelsa. Durante il Pliocene Superiore tutta la Toscana centro-occidentale fu investita da una fase di sollevamento epirogenetico che si sviluppò con progressione da SE a NO. Durante il Pleistocene Inferiore, o nella frazione post St. Vallier del Villafranchiano Medio e Superiore delle C.^{line} delle Cerbaie e di Cerreto Guidi (secondo Zanchetta, 1995), dovette svilupparsi un'ulteriore fase di sprofondamenti tettonici, probabilmente guidati dal lineamento trasversale a Nord di Livorno, che portarono alla deposizione delle formazioni di Mastromarco e di Morrona (Dini e Mazzanti, 2005).

Al limite settentrionale del Valdarno Inferiore nella parte morfologicamente più alta delle C.^{line} delle Cerbaie, al di sopra della Fm di Mastromarco, affiorano i Conglomerati di Montecarlo. Questi hanno età indeterminata ma verosimilmente rientrano nel Pleistocene Inferiore, secondo quanto esposto da Dini e Mazzanti (2005), le conclusioni dei quali qui riportiamo: "La fine della sedimentazione della Formazione di Mastromarco, collegabile al sollevamento generale, noto nel Valdarno Inferiore tra il Pliocene Superiore e la parte inferiore-media del Pleistocene Inferiore, è coincisa con il basculamento, a immersione verso NO, degli strati della successione del 1° ciclo lacustre [corrispondente alla stessa Fm di Mastromarco].

Con l'emersione dei sedimenti della Formazione di Mastromarco sono iniziati i processi denudativi della fase erosiva di post-Mastromarco oggi documentati da una superficie ondulata che è nota ovviamente solo nelle poche località nelle quali è visibile il contatto con i soprastanti Conglomerati di Montecarlo. Non è nota l'entità di questa fase erosiva oggi [in maggioranza] <sepolta>, comunque sembra piuttosto generalizzata e spinta in profondi-

tà fino a mettere a nudo orizzonti argillosi della parte centrale del cuneo sedimentario della Formazione di Mastromarco.

Sopra la superficie erosiva di post-Mastromarco, in discordanza sugli strati in prevalenza argilloso-siltoso-torbosi e di sabbie fini (quelli di ghiaie sono in netta minoranza e prevalentemente a ciottoli di proporzioni minute) della Formazione di Mastromarco, si sono depositi i Conglomerati di Montecarlo, di facies fluviale e con ciottoli di dimensioni prevalenti grossolane per lo sviluppo collegato a più coni di deiezione provenienti dal sollevamento tettonico del Monte Pisano, delle Alpi Apuane e delle Montagne del Pesciatino, in notevole sviluppo durante questa fase tettonica della parte superiore del Pleistocene Inferiore.

Per la collocazione cronologica dei Conglomerati di Montecarlo, dato che finora non vi sono stati rinvenuti fossili, è indispensabile riferirsi alla posizione stratigrafica e all'entità delle alterazioni pedologiche in essi registrate. A quest'ultimo riguardo esiste lo studio di Magaldi et al. (1983), con il riconoscimento di tre fasi pedogenetiche nell'area compresa tra Lucca e Fucecchio: nella I Fase è evoluta una pedogenesi molto spinta in condizioni di idromorfia, su superfici morfologicamente stabili, con formazioni di suoli a plintite che denotano condizioni climatiche di tipo tropicale e subtropicale. Questa fase pedogenetica ha interessato l'intera massa dei Conglomerati di Montecarlo spingendosi fino a raggiungere in alcuni luoghi, selezionati (a nostro modo di vedere) durante la fase erosiva di post-Mastromarco, gli strati in prevalenza sabbioso-ghiaiosi del tetto della Formazione di Mastromarco. In definitiva l'insieme delle indicazioni stratigrafiche, paleoambientali, pedologiche e tettoniche nella regione in esame tra il Pliocene Superiore e il Pleistocene Inferiore, dopo lo studio di Zanchetta (1995), per il quale alcune faune malacologiche dulcicole danno indicazioni di un clima temperato-umido, e dello studio di Trevisan et al. (1971), secondo il quale alcune associazioni polliniche suggeriscono la presenza di fasi climatiche fredde, conducono a ritenere la deposizione dell'episodio lacustre della Formazione di Mastromarco come collegato ad uno sviluppo di fasi climatiche alterne tra le temperate e le fredde-umide. Queste fasi si sarebbero sviluppate in corrispondenza di uno sprofondamento tettonico piuttosto lento, favorevole alla produzione dei sedimenti detritici fini prevalenti nella Formazione di Mastromarco. La sovrapposizione, netta e discordante, dei Conglomerati di Montecarlo, dotati di depositi detritici nettamente grossolani, può essere spiegata con l'innesto del sollevamento epirogenetico, durante la fase tettonica successiva, delle aree montuose che circondavano ad Ovest, Nord ed Est la depressione lacustre. Tuttavia questa, benché raccordata ai tre lati montani dalla deposizione di coni di deiezione progradanti verso il centro (cioè dai Conglomerati di Montecarlo, secondo le prevalenze in questi dei ciottoli derivanti dalle formazioni litologiche di immediata vicinanza nei monti adiacenti ai vari settori della depressione) è rimasta in quello stato di conca ad alta stabilità geomorfologica fino al sopraggiungere di una fase climatica di tipo tropicale o subtropicale, alle nostre latitudini compatibile solo durante una importante fase interglaciale, lungo la quale si sono sviluppati i suoli a plintite sia nei Conglomerati di Montecarlo sia in alcune facies litologiche superiori del cuneo sedimentario della Formazione di Mastromarco. In definitiva, stabilita la sedimentazione della Formazione di Mastromarco nell'arco cronologico compreso tra il Pliocene Superiore e la porzione centrale del Pleistocene Inferiore, rimane la parte superiore di quest'ultimo per la deposizione dei Conglomerati di Montecarlo che comunque avrebbero ricevuto la pedogenesi molto spinta a plintite solo in una delle più antiche fasi interglaciali del Pleistocene Medio.

Infatti sulla identificazione di questa fase interglaciale attualmente è possibile solo affermarne la precedenza rispetto alla deposizione della Formazione di Casa Poggio ai Lecci, un livello della quale è stato datato per contenere le Cineriti di Montopoli, radiometricamente attribuite a 0,590 Ma.

Gli avvenimenti che si sono svolti tra lo sviluppo della I Fase pedogenetica e la deposizione delle Cineriti di Montopoli sono, a cominciare dal più antico:

- 1 – sviluppo della fase erosiva di post-Montecarlo;
 - 2 – deposizione dei detriti di versante nelle valli incise in quest'ultima fase e cioè: la formazione Qf12 [del F°- 105 Lucca, 1971], nelle colline tra Carignano e Piaggiori di raccordo tra l'arco montano settentrionale e l'antica area lacustre occupata dalle formazioni di Mastromarco e di Montecarlo e la Formazione di Casa Poggio ai Lecci nell'area delle Cerbaie tra Marginone e, a Sud dell'Arno, fin sotto Montopoli in un ampio <flood plain> che doveva estendersi su tutta l'attuale Pianura di Lucca, fino all'altezza di Bientina e su buona parte dell'attuale Pianura di Fucecchio;
- sviluppo della II Fase pedogenetica, cioè del <Complesso Orthic Acrisols 1> (Magaldi et al., 1983) su tutte le superfici di neoformazione”.

Il Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo

Le strutture tettoniche nell'ambito del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo, oltre che osservate direttamente in affioramento (Figg. 10 e 11) (principalmente nei Calcari di Montescudaio), sono state interpretate sulla base dei dati ricavabili dalle numerose perforazioni (tre delle quali spinte fino quasi a 300 m e a carotaggio continuo) eseguite nella Piana di Rosignano Solvay – Vada (Bartoletti et al., 1986). Da questi ultimi proviene l'indicazione della presenza nel sottosuolo di una successione di sedimenti della Fm di Morrona potente circa 300 m, del tutto insospettabile dagli scarsi dati di superficie; inoltre deriva l'indicazione di una modesta inclinazione (5-10°) del cuneo sedimentario di questa formazione (Fig. 4). In affioramento le inclinazioni misurate nei Calcari di Montescudaio sono di 15-20° nella zona di La Pineta, di 28-30° in quella di C.^{sa} Giardinaccio – Col di Leccio (località presso Rosignano M.^{mo}). Pur tenendo presente l'esistenza di originali clinostratificazioni nei Calcari di Montescudaio, data la loro facies costiera, l'accentuata inclinazione degli strati che a C.^{sa} Giardinaccio – Col di Leccio si accompagna con immersioni discordanti (verso SE o addirittura verso NE) da quelle ivi predominanti (verso SO), fa ritenere verosimile la presenza di numerose faglie secondarie nelle immediate vicinanze della principale. Questa dal Pod. Pipistrello (Fig. 11), verso NO passa sotto le alluvioni del Fine circa 250 m a SO di Le Fabbriche, si estende poi per circa altri 10 km fino alla C.^{va} della Magnesite a NO di C.^{sa} Trik Troi (Fig. 11), mentre, in direzione ONO-ESE raggiunge C.^{sa} Gerbia in Val di Cecina (Fig. 10). Questa faglia principale, col fascio delle secondarie, che taglia i Conglomerati di V.^{la} Magrini presso Rosignano M.^{mo} e i Calcari di Montescudaio (le Sabbie delle Fabbriche affiorano per un tratto così modesto che non è possibile giudicare dei loro rapporti con queste faglie), è senza dubbio l'elemento tettonico di importanza maggiore che ha interessato i sedimenti del Pleistocene Inferiore. Già Cerrina Feroni e Mazzanti (1966) osservarono come il fatto che a ridosso di questo fascio di faglie i sedimenti del Pleistocene Inferiore presentino sempre facies costiera può indicare che agli sprofondamenti loro legati sia attribuibile la formazione del bacino subsidente nel quale si raccolsero quei sedimenti. Questo bacino si estende, con direzione NNO-SSE, tra Castiglioncello e S.Vincenzo e, trasversalmente, tra le Secche di Vada ad Ovest e i M.^{ti} di Castellina, i M.^{ti} della Gherardesca e le C.^{line} Metallifere ad Est (Fig. 6).

Non sono conosciute faglie che interessino i sedimenti del Pleistocene Inferiore della parte centrale di questo bacino dal momento che sono per lo più coperti da depositi più recenti, sicuramente non fagliati. I rigetti delle faglie che orlano il bacino di sprofondamento tettonico sopra delineato sono misurabili soltanto in alcune: per es. circa 200 m per la faglia di Casale M.^{mo} (Fig. 10) che era già sicuramente attiva nel Pliocene Superiore (Mazzanti, 1995); comunque la loro conoscenza ha un interesse limitato se considerata isolatamente. Da un punto di vista più generale, una volta accettato che il bacino di sedimentazione è stato formato dall'attività delle faglie che lo orlano (esempio di tettonica sinsedimentaria), risulta ovvio che lo spessore dei sedimenti che vi si sono depositi dà la misura, almeno approssimativa, della somma degli sprofondamenti (e quindi dei rigetti) lungo le faglie marginali. Come detto sopra, i sedimenti del Pleistocene Inferiore (di norma con strati a lievissima inclinazione) sono stati incontrati nel sottosuolo della Piana di Rosignano Solvay – Vada per quasi 300 m; questa cifra può quindi rappresentare un valore approssimativo dell'attività di sprofondamento delle faglie. In realtà quest'ultimo deve essere stato maggiore perché il pacco dei sedimenti del Pleistocene Inferiore ha certamente subito una diminuzione di spessore per compattazione e perdita d'acqua e infine perché le perforazioni non sono state iniziate dal tetto, né probabilmente hanno raggiunto la base della successione in oggetto.

Attualmente sulla sinistra del Cecina, tra Montescudaio e Bibbona, l'orlo più sollevato dei sedimenti del Pleistocene Inferiore raggiunge quota 278 presso il Barco di Guardistallo (Fig. 10) ma è sempre di erosione per cui è verosimile che in origine questi sedimenti si spingessero fino alla faglia di C.^{sa} della Forestale e di quelle di Camperi (Fig. 10), al piede occidentale dei M.^{ti} della Gherardesca (Mazzanti e Sanesi, 1987). Tuttavia se quest'ultima eventualità si è verificata, i sedimenti del Pleistocene Inferiore, che si fossero attestati a ridosso di queste faglie, devono essere stati completamente erosi prima della deposizione di quelli del Siciliano e del Pleistocene Medio (Fm di Bibbona e Fm di Bolgheri) che ora ne ricoprono direttamente gli specchi senza esserne tagliati.

Prima di chiudere questo paragrafo su tettonica e morfologia del Pleistocene Inferiore nel Bacino di Castiglioncello - S.Vincenzo, riteniamo indispensabile un accenno alla complessa situazione della Stretta de Le Fabbriche in corrispondenza della quale attualmente il F.Fine lascia il Bacino mio-pliocenico del Tora-

Fine, rasenta e incide l'estremità sud-orientale (costituita da rocce del Dominio Ligure) dei M.^{ti} Livornesi, 1.500 m a SE di Rosignano M.^{mo}, ed entra nella Piana di Rosignano Solvay-Vada, essenzialmente formata dai due terrazzi glacioeustatici I e II e dai depositi alluvionali, dunari e litoranei dell'Olocene, prima di giungere al mare (Fig. 11).

La Stretta de Le Fabbriche può essere considerata un campionario quasi completo delle formazioni riconosciute nel Pleistocene ed Olocene della Toscana Costiera: mancano solo la Fm di Bibbona, dal momento che è stata considerata separabile dalla Fm di C.^{sa} Saracino, e le due conglomeratiche di V.^{la} Magrini e di Riparbella. La descrizione di queste formazioni è stata eseguita nelle pagine precedenti del capitolo sul riordino della stratigrafia; dal punto di vista tettonico è essenziale la presenza, al di sotto dei depositi alluvionali del Fine in corrispondenza della Stretta de Le Fabbriche, della faglia diretta ben visibile vicino al Pod. Pipistrello e cartografata da Bartoletti et al. (1986) con direzione NO-SE (Figg. 10 e 11).

Questo imponente lineamento tettonico taglia trasversalmente il Bacino mio-pliocenico del Tora-Fine, ma è stato attivo almeno anche durante il Pleistocene Inferiore e viene considerato uno degli elementi principali dello sprofondamento del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo (Bossio et al., 1993). Nei pressi del Pod. Pipistrello (Fig. 11), sul fianco sinistro della Stretta de Le Fabbriche, questa faglia presenta al tetto i Calcari di Montescudaio, con una potenza di poco più di 100 m, e a letto le ofioliti e le Argille e calcari Palombini del Dominio Ligure; sul fianco destro della Stretta questa faglia non è più visibile per 1.500 m fino a Le Sughere (Fig. 11) perché il suo specchio è stato sormontato dalle seguenti formazioni che sono posteriori alla sua attività (nell'ordine dal basso risalendo il crinale fino a Le Sughere): alluvioni oloceniche del F. Fine, Fm (conglomerati e argille-marnose) di S.Marco, Fm di C.^{sa} Saracino, Sabbie di Val di Gori. Alla base di questo fianco vallivo destro, tra le alluvioni e la Fm di S.Marco, affiorano le argille della Fm di Morrone e, da sotto l'affioramento degli strati della Fm di S. Marco, spunta fuori il piccolo sperone di Calcari di Montescudaio che sostiene le Sabbie delle Fabbriche, ricoperte sia dalla Fm di C.^{sa} Saracino sia dalle Sabbie di Val di Gori. Va precisato che questi affioramenti in questione della Fm di Morrone e dei Calcari di Montescudaio sono allineati a valle della faglia in argomento per cui riteniamo che ne corrispondano al tetto, cioè a quello che fu il limite NE del Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo nella sua evoluzione durante le fasi del Santerniano (non iniziale) e dell'Emiliano. A questi sottopiani del Pleistocene Inferiore corrisponde certamente l'attività di questa faglia lunga circa 20 km; essa dovette in gran parte coincidere con una faglia al limite del bacino marino che, in alcune località, raccolse sedimenti almeno per 300 m di spessore.

Verso la fine dell'Emiliano la tettonica di sprofondamento nel Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo, apertosi durante il Santerniano, si attenua e finisce, sostituita da un lento sollevamento epirogenetico che provoca la regressione nel primo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore e la fase erosiva di post-Montescudaio. Quest'ultima si manifesta con entità diverse, documentate dalle diverse profondità delle incisioni al tetto dei Calcari di Montescudaio. Fra le note, l'incisione della Stretta di Le Fabbriche è di gran lunga la più profonda e significativa. La sua particolarità deriva dall'essersi aperta all'incrocio di una faglia di faglia con l'attività erosiva di un fiume con portate ben maggiori degli altri riversantisi nel Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo; solamente il Cecina probabilmente si è trovato in una situazione non molto diversa ma l'eccellenza delle argille marnose dulcicole in notevole quantità della Fm di S.Marco ne ha richiamato l'attenzione dello sfruttamento industriale con la distruzione del giacimento e dei suoi dintorni.

Il secondo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore corrisponde alle Sabbie delle Fabbriche, affioranti solo in corrispondenza della Stretta di Le Fabbriche, tra le quote 64 e 84, ma riconosciute anche in sondaggi nel sottosuolo di Vada, con uno spessore di 18,50 m e una base conglomeratica, e nel Porto di Livorno, con spessore di 12 m e base conglomeratica. Già nel capitolo dedicato alla stratigrafia abbiamo trattato gli argomenti (principalmente limitatezza degli spessori ed attività tettonica epirogenetica di lento sollevamento) che, allo stato attuale delle nostre conoscenze, ci fanno propendere per una natura collegata a glacioeustatismo marino della sedimentazione sia del secondo che del terzo cuneo sedimentario del Pleistocene Inferiore.

Il Grossetano

In tutta la Provincia di Grosseto finora non sono stati segnalati sedimenti marini riferibili al Pleistocene Inferiore oppure, se la loro presenza è stata supposta in passato, studi successivi hanno precisato trattarsi di formazioni più antiche. In altri termini ciò significa che l'area non è stata raggiunta dalle trasgressioni registrate nel Valdarno Inferiore e nel Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo. Tuttavia la lunga faglia che interseca i Conglomerati di Pod. Menefredo poco ad occidente di Civitella M.^{ma} (Bossio et al., 1994) e quelle che tagliano i Conglomerati di C.^{lc} Lupo poco ad oriente di Magliano (Bossio et al., 2004) documentano un'attività della tettonica di distensione contemporanea o posteriore alla deposizione di questi sedimenti di facies lacustro-fluviale (Fig. 6).

Nei dintorni di Massa M.^{ma} (Fig. 6) Costantini et al. (2002a) indicano la Fm lacustre delle Argille di C.^{sa} Ghiaccino come tagliata dalla faglia distensiva posta poco ad oriente di Montioni. Ciò significa che anche in questa località la tettonica distensiva ha continuato ad agire durante o dopo il Plio-Pleistocene pure se con rigetti di non oltre 15 m. Minore significato tettonico presentano invece le Argille sabbiose di Pod. Bellavista e le Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere, formazioni non tagliate da faglie e con potenze rispettivamente di 25 e di 15 m; considerato il loro ambiente continentale, possono essersi deposte semplicemente in seguito ad un'ostruzione fluviale.

Infine Baschieri e Segre (1957) hanno ricordato che una considerazione particolare meritano le "...antiche croste stalagmitiche entro grandi diaclasi nel calcare retico, racchiudenti sacche di argilla ocracea, dove più dove meno cementata, con fauna particolarmente interessante, villafranchiana...". Questi Autori hanno rinvenuto, nella parte inferiore del versante orientale dell'Argentario (zona mineraria dei Poggi Terrarossa, Mortaio, Pertuso), resti di *Machairodus crenatidens* e di *Lynx issidiorensis*, forme a larga diffusione nel Villafranchiano che, d'altra parte, corrisponde al Superiore per la presenza di *Leptobos*, *Ursus etruscus* e di *Stephanorhinus etruscus*. La presenza di brecce di versante, di grotte e di rivestimenti stalagmitici dei numerosi versanti del "calcare cavernoso" è molto comune nei rilievi dell'Uccellina, dell'Argentario, di Ansedonia nella Toscana Costiera più meridionale (Fig. 6), dove in particolare sono state e vengono evidenziate dall'azione erosiva del mare. Documentata l'esistenza di una parte risalente al Pleistocene Inferiore, che indichiamo come Brecce di P.^{g10} Terrarossa, dovremo tornare su questo argomento in seguito.

Generalità sui depositi dei terrazzi glacioeustatici

Con la fine, nel Pleistocene Inferiore, della deposizione delle Sabbie di Nugola Vecchia nelle Colline Pisane e dei Calcari di Montescudaio, tra Castiglioncello e S.Vincenzo, termina la deposizione di formazioni sedimentarie di ampia potenza (100 e più metri), passibili di essere studiate con i metodi classici della stratigrafia. Le formazioni che si sono deposte in seguito, nell'ultima parte del Pleistocene Inferiore, durante il Pleistocene Medio e nel Superiore, nella Toscana Costiera hanno spessori, negli affioramenti, di gran lunga minori e frequentemente al di sotto di 20 m, mentre sempre maggiore importanza assume, per la loro decifrazione, il criterio geomorfologico. Ovviamente con ciò non vogliamo diminuire l'importanza che nello studio di queste ultime formazioni rivestono ancora le ricerche paleontologiche e specialmente quelle sedimentologiche, ma per vari motivi (presenza di paleosuoli, ampia diffusione detritica particolarmente ricoprente le formazioni di pochi metri di spessore, minore risoluzione del significato cronologico dei fossili che si avvicinano man mano ad identificarsi con le forme viventi, ecc.) le metodologie di ricerca richiedono a questo punto un notevole cambiamento. Quest'ultimo si può sintetizzare con la necessità di adottare in larga misura le metodologie proprie della Geologia del Quaternario, nelle quali assume grande importanza l'esame morfologico nel contesto sedimentario e post-sedimentario, l'utilizzo dei reperti paleontologici, un più raffinato e dettagliato impiego delle determinazioni radiometriche e talora diventa necessario l'uso dello scavo per ricostruire piccole successioni stratigrafiche. I minuti spessori di molte formazioni del Pleistocene Medio e del Superiore, collegate nella deposizione sicuramente più con il glacioeustatismo marino che con la subsidenza tettonica, che in alcuni casi passano al solo modellamento e alla leggera alterazione delle formazioni sottostanti pre-quaternarie, hanno posto non pochi problemi di resa cartografica nella produzione alla quale abbiamo riferito nel capitolo introduttivo a questo lavoro. Trattandosi, negli studi che abbiamo eseguito, in genere di redigere delle carte geologiche e non morfologiche, è stato trascurato di rappresentare le morfologie limitandosi a segnalare i sedimenti con il criterio formazionale e nei limiti di rappresentazioni in prevalenza alla scala di 1:25.000. Per alcune zone più particolari abbiamo comunque operato cartografie geomorfologiche, anche se spesso impegnate e rivolte a necessità di ricerche idrologiche che in definitiva erano quelle che ci garantivano i fondi per la stampa delle carte geologiche, con sovvenzioni al 95% da parte di Amministrazioni Comunali e Provinciali, e la disponibilità di una grande quantità di dati di perforazioni, che altrimenti sarebbero andati perduti per la Scienza. Ricordiamo tra queste la <Carta Idrogeologica del Comune di Rosignano M.^{mo}> a scala 1:25.000 (Bartoletti et al., 1983), la <Carta Geomorfologica del Comune di Rosignano M.^{mo}> a scala 1:25.000 (Mazzanti, 1983) (entrambe nel volume <La Scienza della Terra, nuovo strumento per lettura e pianificazione del territorio di Rosignano Marittimo> Suppl. n.1 Quad. Museo Storia Nat. Livorno, VI, 1986 a cura di R. Mazzanti), la <Carta Idrogeologica della Pianura di Piombino> a scala 1:25.000 (Ghezzi et al., 1995) nel volume <La Scienza della Terra nell'area della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina> Suppl. n. 2 Quad. Museo Storia Nat. Livorno, XIII, 1995 a cura di R. Mazzanti e la <Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini> a scala 1:50.000 (Carratori et al., 1991) nel volume <La Pianura di Pisa e i rilievi contermini – La natura e la storia>, Mem, Soc. Geogr. It., L, 1994 a cura di R. Mazzanti.

Altre difficoltà, certamente maggiori della precedente, sono intervenute per l'asportazione, favorita dai moderni mezzi meccanici, di intere porzioni di questi depositi e per la copertura di sempre maggiori aree di affioramenti conseguente all'espansione dei centri abitati e delle reti stradali. Così, per esempio, in corrispondenza della grande discarica del Comune di Livorno, a Vallin dell'Aquila, in sinistra del T.^{n^{te}} Ugione, gli scavi operati per la deposizione della spazzatura hanno completamente asportato, per vari ettari, il sottile manto della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci del Pleistocene Medio, che ricopriva quei luoghi prima dell'impianto della discarica, al fondo della quale vennero alla luce le formazioni plioceniche. Al contrario, in altri casi, antichi affioramenti dovuti a scavi che erano visibili sono stati sepolti da discariche, come per le Argille azzurre con faune plioceniche della Fornace Anelli in Livorno, in seguito ricoperte artificialmente da argil-

le oloceniche di origine alluvionale per la produzione di terraglie e così via in una grande quantità di casi molti dei quali, verosimilmente i minori, sono destinati a rimanere incogniti per mancanza di documentazione storica.

D'altra parte, visto che uno degli Autori di questa nota (Renzo Mazzanti) ha studiato i dintorni di Livorno dall'ormai lontano 1957 e l'area della Toscana Costiera dal 1959, riteniamo opportuno riferirsi a quanto era ancora visibile in affioramento durante quegli anni, sia attraverso la sua sottotesi di Laurea presso l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Pisa sia per quanto presente nel lavoro di Barsotti et al. (1974), che può essere considerato come l'inizio delle attività del gruppo di ricerche eseguite sul Pleistocene e l'Olocene della Toscana Costiera negli ultimi trent'anni, principalmente da un gruppo di ricercatori dell'Università di Pisa.

Stratigrafia e morfologia del Pleistocene Medio della Toscana Costiera

Le successioni stratigrafiche del Pleistocene Medio della Toscana Costiera rimangono tuttora le più sguarnite di dati cronologici diretti, anche se per fortuna, almeno quelle, esposte in affioramento, sono riconoscibili per costituire un'unità morfologica fondamentale, detta T.^{ZZO}I, normalmente ben riconoscibile dalle formazioni sottostanti talora per differenze litologiche e cronologiche, ma sempre per differenze giaciture, dalle formazioni dell'ovviamente più recente T.^{ZZO}II che si attesta <base contro base> alle formazioni del T.^{ZZO}I. La zonazione biocronostratigrafica (Fig. 3) del Pleistocene Medio (Rio et al., 1990), basata sulle Zone MNN19f, 20, 21a del nannoplankton calcareo può aver trovato utili impieghi ovviamente solo negli studi di carote, o di campionature, esaminate dopo il 1990, anno di pubblicazione di questo studio. In precedenza il Pleistocene Medio marino non veniva suddiviso in Zone ma tutt'al più riconosciuto attraverso la presenza della *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, nota, tuttavia, anche nel Pleistocene Superiore e comparsa prima del limite attualmente indicato tra il Piano Calabrianico e il Piano Ioniano. In definitiva finora non esistono notizie della presenza di sedimenti del Pleistocene Medio, di facies marina, indicata su basi micropaleontologiche in sondaggi o in affioramenti dell'area della Toscana Costiera.

Mentre per la stratigrafia della Toscana Costiera del Pleistocene Inferiore è stato possibile limitare le zone di affioramento delle diverse formazioni di ambiente marino alle due sole sub-regioni dei bacini del Valdarno Inferiore (fino circa alla parte meridionale delle Cerbaie) e di Castiglioncello – S. Vincenzo (Fig. 6), le aree di affioramento delle formazioni di ambiente marino riferibili al Pleistocene Medio presentano una distribuzione geografica assai più dispersa lungo tutto l'arco della Costa Toscana attuale e spesso meno netta è la suddivisione (o almeno la conoscenza) degli ambienti di sedimentazione particolarmente negli esili spessori dei terrazzi che si affacciano sul litorale dei rilievi rocciosi costieri (M.^{ti} Livornesi, M.^{ti} della Gherardesca, M.^{ti} di Campiglia M.^{ma}, R.^{evo} di Piombino, R.^{evo} di Montioni, M.^{ti} di Gavorrano, M.^{ti} dell'Uccellina, M.^{te} Argentario, P.^{torio} di Ansedonia ed isole dell'Arcipelago). Ma tali difficoltà si presentano anche all'incrocio di questi rilievi con le maggiori valli trasversali al litorale toscano (tutto il Valdarno Inferiore e i tratti terminali delle valli di Fine, di Cecina, di Cornia, di Pecora, di Bruna, d'Ombrone, d'Albegna), tutte occupate nei tratti finali da sedimenti neogenici e, le prime tre, da affioramenti di depositi del Pleistocene Inferiore.

Per la descrizione della stratigrafia del Pleistocene Medio della Toscana Costiera seguiremo l'andamento cronologico ascendente secondo quanto rappresentato nello schema di Fig. 4, con l'avvertenza che non coincide con nessuna sezione completa, essendo stato ottenuto da un assemblaggio di due delle sezioni più diversificate, e ricordando che in esso, oltre al riconoscimento delle posizioni relative alle diverse formazioni, è presente l'indicazione della loro posizione morfologica. Questa è data sulla scorta del riconoscimento di due terrazzi di glacioeustatismo marino, considerati fondamentali, il T.^{ZZO}I e il T.^{ZZO}II, ben distinguibili su base morfologica, in quanto, ripetiamo, i sedimenti del T.^{ZZO}II sono disposti <base contro base> nei confronti di quelli del T.^{ZZO}I e quindi sono tutti più recenti. In casi meno comuni ma maggiormente risolutivi, è possibile riconoscere questi due terrazzi anche per determinazioni cronologiche, attraverso esami radiometrici ed indicazioni paleontologiche, pedologiche e paleontologiche. Entrambi sono stati considerati policiclici (Federici e Mazzanti, 1995) perché le successioni stratigrafiche di ciascuno di essi hanno mostrato, in più località, la presenza di subcicli trasgressivo-regressivi e sedimentario-erosivi normalmente di problematico riconoscimento morfologico quando non siano evidenziati da situazioni espositive naturali (falesie, profonde incisioni torrentizie, ecc.) o artificiali (cave, tagli stradali, pozzi ecc.) particolarmente favorevoli. Tuttavia, nella maggior parte delle loro estensioni, i terrazzi glacioeustatici presenti nella Toscana Costiera appaiono due e le suddivisioni al loro interno sono precisabili cartograficamente solo quando si rendono possibili rilevamenti di grande dettaglio.

Ovviamente va ricordato che le due formazioni di Bibbona e di C.^{sa} Saracino, in questo lavoro ritenute con base del Pleistocene Inferiore e a sviluppo superiore del Pleistocene Medio, sono state descritte in capitoli precedenti.

Tabella1 - Il Paleolitico Inferiore in Italia (da Galiberti, 1997).

Filone "su ciottolo"
E' rappresentato da complessi caratterizzati per lo più da una forte componente su ciottoli scheggiati (<i>chopper</i>), e da una componente su scheggia più ridotta, con Raschiatoi e Denticolati spesso a ritocco sommario e parziale. Interessa un arco di tempo che va approssimativamente da 1 a 0.5-0.4 Ma.
Filone Tayaziano
In parte contemporaneamente ai complessi "su ciottolo" si sviluppa un filone su scheggia (senza bifacciali) caratterizzato sul piano tecnologico da supporti corti e spessi, a faccia centrale "diedra", ottenuti con una particolare tecnica di scheggiatura del nucleo ("tecnica Quinson"). Si distingue una fase antica con abbondanza di denticolati ed una evoluta con rare "punte bifacciali" e minor numero di denticolati.
Filone Clactoniano
Nel corso del Pleistocene Medio, in parte contemporaneamente al Tayaziano, si sviluppa un altro complesso su scheggia, prima con una fase antica e poi con una evoluta. Nella fase antica, il <i>débitage</i> , per lo più poco organizzato, produce generalmente supporti spessi e corti, ma talora anche laminari ("protolevallois"). Sono presenti Raschiatoi, Denticolati e Becchi, spesso con ritocco sommario marginale, nonché rari <i>choppers</i> .
Filone Acheuleano
In parte parallelamente al Tayaziano e al Clactoniano si sviluppa un filone "a bifacciali" (Acheuleano). Si distingue una fase antica con bifacciali arcaici, spessi e asimmetrici, a dischi scagliosi profondi e irregolari, e con una componente su scheggia a <i>débitage non levallois</i> , molto variabile per dimensioni. Gli strumenti più diffusi sono i Raschiatoi, e poi i Denticolati e le Punte, talora carenati; non manca qualche <i>chopper</i> . Seguono una fase evoluta ed una finale, più articolate e più complesse, con bifacciali più elaborati sul piano tecnologico (più sottili e più simmetrici) e con una componente su scheggia anche a <i>débitage levallois</i> .

Conglomerati di Bolgheri

Questa formazione affiora solo nelle colline alla base del versante nord-occidentale dei M.^{ti} della Gherardesca, tra la Val di Cecina e il B.^{tro} della Caccia al Palazzo, affluente della F.^{sa} di Bolgheri (Figg. 10 e 13). E' costituita da conglomerati a ciottoli fortemente eterometrici, spesso assai grossolani, provenienti dai tipi litologici del Dominio Ligure, cui si aggiungono talora elementi di calcedonio per i quali è problematica l'interpretazione della provenienza: potrebbero infatti derivare dallo smantellamento dei filoni presenti in Val di Sterza, come da quello di conglomerati in superfici a notevole evoluzione paleopedologica, delle quali, tuttavia, manca per ora ogni riscontro sedimentologico. La matrice di questa formazione è sabbiosa ed argillosa in quantità molto varie; contiene anche lenti di argille siltose grigio-perla del tutto prive di ciottoli, dello spessore fino a circa 2 m e di dimensioni laterali da metriche ad ettometriche. Generalmente questi conglomerati hanno stratificazione piuttosto disordinata, talora inclinata, e la loro potenza originaria è difficilmente valutabile. Infatti si sono depositi sopra un substrato ad incisioni vallive notevoli, anche se non molto profonde, perciò presentano senza dubbio variazioni di accumulo a seconda delle località. Essi sono stati inoltre ampiamente erosi negli affioramenti più orientali (e di quote maggiori), mentre in quelli più occidentali (e morfologicamente più bassi) appaiono solo al fondo delle valli essendo ampiamente ricoperti da sedimenti più recenti, cioè dalle Sabbie di Val di Gori di prossima descrizione. Ciò malgrado la loro potenza può essere valutata, nei valori massimi, a non più di una ventina di metri. La quota più alta, alla quale affioramenti di questa formazione sono stati rinvenuti, è di 202 m presso Le Cerretelle di Guardistallo, quella più bassa è di circa 35 m in numerose località: V.^{la} Ladronaia di Cecina, Pod. S.Luigi di Bibbona, La Sassicaia di Bolgheri, ecc. La differenza di circa 170 m fra queste quote si realizza fra la V.^{la} Ladronaia di Cecina e Le Cerretelle di Guardistallo in circa 6.500 m di distanza orizzontale, vale a dire con un'inclinazione media di circa 3° (Mazzanti e Sanesi, 1987).

Per quanto riguarda la giacitura, la formazione più recente alla quale i Conglomerati di Bolgheri si sovrappongono è quella di Bibbona; essi tuttavia si estendono, verso l'orlo interno rispetto alla costa, anche sopra i Calcari di Montescudaio, sopra la Fm di Morrone, sulle Argille azzurre del Pliocene Inferiore e su diverse formazioni del Miocene Superiore oltre che su altre del Dominio Ligure (fra il Campo di Sasso e il B.^{tro} dei Molini): sono quindi sicuramente discordanti sul loro substrato (Fig. 10).

In questi conglomerati non sono stati rinvenuti fossili mentre non rari sono i ciottoli calcarei forati dai litofagi. Questi ultimi compaiono nelle parti morfologicamente meno elevate della formazione, non oltre quote di circa 130 m, che sono anche quelle nelle quali il substrato appare più spianato (Fig. 4). Questi fatti, uniti alle caratteristiche sedimentologiche generali indicative di un ambiente di sedimentazione fluviale, hanno suggerito che i Conglomerati di Bolgheri (Galiberti et al., 1982) rappresentino un deposito fluviale di tipo deltizio, almeno nelle parti più occidentali e morfologicamente inferiori ai 130 m nelle quali sarebbero stati depositi o sarebbero stati raggiunti dal mare. La parte priva di fori di litofagi, morfologicamente più elevata, di questa formazione è stata invece deposta ed è sempre rimasta in ambiente del tutto continentale, con apporti fluviali che sono stati interessati da processi di pedogenesi e di modellamento singenetici e postgenetici, che talora si sono spinti fino ad alcune delle formazioni del substrato, quali la Fm di Bibbona ed i Calcari di Montescudaio, collegate in un lento sollevamento postdeposizionale (Mazzanti e Sanesi, 1987). Entrambe queste formazioni, malgrado ciascuna giaccia in apprezzabile discordanza sull'altra, in blocco unico hanno partecipato, al di sotto dei Conglomerati di Bolgheri, alla prima fase di basculamento verso occidente (cioè verso il mare) di questi ultimi, con superficie a sviluppo di <Ultisuoli> (Fig. 4). L'alterazione è testimoniata da orizzonti di suoli, scampati all'erosione, che sono rimasti intatti solo in rare parti della successione conglomeratica. Sono lembi di orizzonti C caratterizzati da fenomeni di redistribuzione del ferro e del manganese, dovuti alla presenza di falde oscillanti ed a fenomeni di illuviazione di argilla ed ossidi di ferro. Essendo pervenuti a noi solo gli orizzonti profondi, ben poco si può dire dell'alterazione dei minerali primari di neogenesi formati in questi suoli, ma l'acidità e la bassa saturazione in basi, degli orizzonti che si possono presumere a profondità notevoli nel profilo ed evolutisi da serie sedimentarie con abbondante componente calcarea, sono senz'altro testimoni di una intensa alterazione. Essi sono riferibili ad <Ultisuoli> della classificazione USDA (1975) e sono tra i suoli più evoluti riscontrati nella Toscana Costiera.

Alioto e Sanesi (1987) così concludono su questi suoli: "Nonostante la dominanza, nel substrato, della componente calcarea, i seguenti aspetti caratterizzano i lembi di paleosuoli ritrovati su questi sedimenti;

l'allontanamento totale dei carbonati anche dalla parte inferiore del profilo;

la notevole acidità e l'allontanamento del calcio, magnesio, potassio e sodio del complesso di scambio (bassa saturazione in basi) anche negli orizzonti C;

la presenza di processi di redistribuzione del ferro e manganese (*pseudogley*) in conseguenza di una falda oscillante;

l'accumulazione di argilla in spessi *cutans*."

I Conglomerati di Bolgheri hanno subito una fase erosiva e sono stati profondamente modellati prima dell'accumulazione delle Sabbie di Val di Gori, il sedimento che li ricopre, continentale e rosso intenso, che ha sicuramente inglobato materiali derivanti dall'erosione dei paleosuoli sviluppatisi sui Conglomerati di Bolgheri e presumibilmente su formazioni più antiche già emerse. Dall'insieme delle considerazioni sopra riportate trova conferma la conclusione che i Conglomerati di Bolgheri corrispondano a un corpo sedimentario in parte fluviale e in parte deltizio, depositosi o raggiunto dal mare nelle porzioni più occidentali e più prossime ad esso e rimasto sempre emerso in quelle più alte e più orientali. Queste ultime sono andate soggette ad intensa pedogenesi in un clima tropicale o subtropicale di una fase interglaciale del Pleistocene Medio, in quanto gli affioramenti di questo conglomerato sono ben separati ed a quote superiori a quelli dell'interglaciale Tirreniano del Pleistocene Superiore, i cui sedimenti marini sulla Costa Toscana non sono conosciuti a quote superiori a 15 m. Di conseguenza può essere giustificato far risalire la pedogenesi in *Ultisuoli*, che ha investito le aree a maggior elevazione dei Conglomerati di Bolgheri, ad uno o più interglaciali fra quelli indicati nella parte basso-centrale del Pleistocene Medio (OIS 19?, 17?, 15?) nella curva di Shackleton (1995) (Fig. 5). D'altra parte la fase di sedimentazione ovviamente è anteriore agli episodi pedogenetici ma posteriore alla deposizione e parziale erosione della Fm di Bibbona e non sembra possibile sia avvenuta in vicinanza delle quote di circa 130 m sull'attuale livello del mare fino alle quali si trovano i fori

dei litodomi, noti lamellibranchi marini. Ciò, tanto più, secondo quanto descritto in precedenza sul termine della tettonica di sprofondamento lungo le faglie distensive marginali del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo, ad iniziare dalla fine della sedimentazione dei Calcari di Montescudaio, seguita da una fase di lento sollevamento epirogenetico durante il quale è iniziata la fase erosiva di post-Montescudaio.

Se, secondo quanto abbiamo giudicato possibile, le Sabbie delle Fabbriche e la Fm di Bibbona corrispondono a due cicli trasgressivo-regressivi collegati al glacioeustatismo marino, le loro attuali giaciture possono trovare la più semplice spiegazione con le fasi di sollevamenti e di abbassamenti del livello marino di ordini di grandezza non superiori a quello di circa 120-130 m, oramai ben noto tra la prima fase del Tirreniano e l'ultima del Würm.

In definitiva i Conglomerati di Bolgheri, malgrado finora non sia stato possibile giungere ad una loro precisa datazione diretta, presentano un grande interesse dal punto di vista della neotettonica come formazione prevalentemente fluviale, in contatto con l'interno continentale e al tempo stesso costiera e inondabile dal mare, durante le fasi interglaciali. Nell'ipotesi di Galiberti et al. (1982) questi conglomerati si sarebbero depositati in corrispondenza di un lento sollevamento dell'area continentale con sviluppo diacronico verso la costa, che avrebbero raggiunta impiantandovi un delta, <favoriti> in questo da un sollevamento glacioeustatico del livello del mare. Allora questa ipotesi era legata al filo delle presenze dei fori dei litofagi non oltre i 130 m di quota. Lo studio di Alioto e Sanesi (1987) del profilo pedologico di P.^{gio} al Granaio (Montescudaio) a quota 138 m, classificato come <Ultisuolo>, e del profilo di Macchia dell'Ospedale (Cecina) a quota 70 m, classificato come *Palexeralfs ultico* (determinazione accettata anche da Benvenuti et al., 2004), entrambi eseguiti nei Conglomerati di Bolgheri, sono una conferma del loro sviluppo diacronico verso Ovest. Sia l'esecuzione della cartografia di dettaglio (scala 1:25.000) di tutti gli affioramenti pleistocenici ed olocenici, presenti nella Toscana Costiera, sia i dati di una notevole quantità di sondaggi (secondo quanto esposto nei capitoli precedenti), permettono di ipotizzare la natura da glacioeustatismo marino dei cicli sedimentari delle Sabbie delle Fabbriche e della Fm di Bibbona. Con ciò il quadro paleogeografico dello sviluppo tettonico-sedimentario-morfo-pedologico dell'area costiera del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo si delinea con una discreta concretezza:

- 1 – la fine della sedimentazione dei Calcari di Montescudaio è conseguenza della fine della tettonica di sprofondamento distensivo delle faglie marginali lungo le quali si erano assestati i sedimenti costieri dal Pleistocene Inferiore;
- 2 – lo sviluppo della fase erosiva di post-Montescudaio corrisponde all'inizio di un lento sollevamento epirogenetico che è documentato nelle località di affioramento del tetto di questa formazione ma che verosimilmente può interessare tutta la fascia della Toscana Costiera;
- 3 - durante la sedimentazione dei Conglomerati di Bolgheri si è sviluppato almeno un episodio di trasgressione glacioeustatica che, indicato dai fori di litofagi su quote fino a 130 m, supera del doppio l'ordine di altezza (50-60 m) in genere ritenuto il limite oltre il quale il livello del mare non potrebbe salire anche nel caso di uno scioglimento totale di tutti i ghiacci della Terra;
- 4 - il modesto spessore dei Conglomerati di Bolgheri, malgrado sia più che probabile un lungo svolgimento del loro episodio sedimentario, è un'altra indicazione che non si sono depositati per un lungo sprofondamento tettonico bensì in un'area continentale soggetta ad erosione in una fase tettonica di lento sollevamento (appunto epirogenetico) la parte meno sollevata della quale (cioè quella occidentale, oggi al di sotto dei 130 m di quota) fu raggiunta da una trasgressione marina legata a glacioeustatismo. In entrambe queste aree il sollevamento tettonico, dunque di tipo epirogenetico, può avere avuto la stessa velocità; il modello richiede solo che il sollevamento delle terre sia stato molto più lento di quello del mare.

Cineriti della Badia di Collesalveti

Le Cineriti della Badia di Collesalveti vennero alla luce nel fronte della Cava, posta circa 300 m a SE della Badia di Collesalveti e sono state descritte da Lazzarotto et al. (1990). Sono rimaste visibili per alcuni anni ma il loro affioramento è stato del tutto asportato nel corso dei lavori per l'Autostrada Genova-Rosignano. Ne riproponiamo la figura (qui in Fig. 17) e la descrizione dal lavoro di Lazzarotto et al. (1990) per il notevole interesse che riveste nella stratigrafia del Pleistocene Medio del Valdarno inferiore: “ Nel fronte di cava è ben visibile un substrato sabbioso per 2 m di potenza; si tratta di sabbie fini ocra-arancio, omogenee e

prive di fossili che passano verso Sud e verso Est a calcareniti sabbiose con Ostreidi e Pectinidi sicuramente riferibili alla formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia; al di sopra del primo gradone di cava, ormai in parte franato, si trovano detriti per un'altezza di circa 3 m e, ancora al di sopra, un piccolo affioramento di marne argillose della parte bassa del banco, valutabile per intero in quasi 4 m di potenza, che termina con delle argille grigio-perla. Frustoli carboniosi sono presenti a più riprese nei sedimenti di questo banco nel quale non abbiamo rintracciato macrofossili. Al di sopra, attraverso una fascia decimetrica di laminiti argillose ricche di frustoli carboniosi e di grumi di ossidazioni limonitiche, si trova il banco di tufiti marno-sabbiose, di colore bianco-sporco, porose e molto leggere. Questo banco ha lo spessore di poco più di 1 m ed è suddiviso in tre-quattro strati dei quali alcuni terminano qua e là con delle laminiti ricche di frustoli carboniosi.

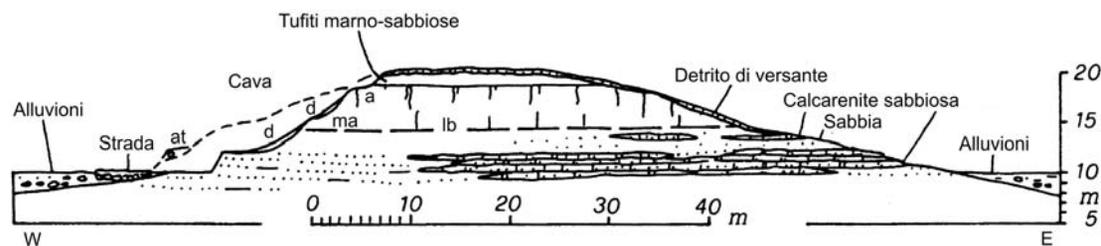


Figura 17 - Sezione della cava presso la Badia di Collesalveti. Le calcareniti sabbiose con fossili marini intercalate alle sabbie di base nella cava appartengono alle Sabbie di Nugola Vecchia; la superficie *lb* di base del banco marno-argilloso (*ma*) è coperta da un sottile manto di detrito (*d*). La parte alta di questo banco termina con delle argille grigio-perla (*a*) che contengono già vetro vulcanico. Quest'ultimo è abbondante nel banco di cineriti marno-sabbiose al tetto della successione litologica (da Lazzarotto et al., 1990).

L'analisi di dettaglio di questa piccola sezione stratigrafica sarà eseguita nell'ambito delle ricerche dell'Istituto di Geocronologia e Geochimica isotopica C.N.R. di Pisa, con particolare riferimento alla misura dell'età del vetro vulcanico presente in gran copia nel banco delle tufiti e, in proporzioni in gran lunga minori, in quello sottostante delle marne-argillose e argille grigio-perla. Per adesso si deve alla cortesia del Prof. Francesco Paolo Bonadonna l'informazione della natura dulcicola del sedimento, risultata dall'esame microscopico dei resti dei lavati, e di un'età di 0.62 ± 0.07 Ma per le tufiti del banco superiore, ottenuta con il metodo della misura radiometrica delle tracce di fissione su frammenti di vetro vulcanico proveniente dalle tufiti stesse. Questa età rientra pienamente nell'ambito cronologico attualmente attribuito al Pleistocene Medio ...riteniamo che l'insieme del banco-marno-argilloso e argilloso e di quello tufitico (insieme corrispondente alle <Tufiti marno-sabbiose della Badia>) si riferisca a un episodio sedimentario separato nettamente da quello delle sottostanti Sabbie di Nugola Vecchia. Le ragioni di questa opinione vanno ricercate, visto che la superficie di contatto fra la base della Formazione di Badia e le Sabbie di Nugola Vecchia non è risultata mai esposta [nel dettaglio], come conseguenza delle seguenti considerazioni:

- in nessun'altra località degli affioramenti di Sabbie di Nugola Vecchia sono segnalati, né all'interno di questa formazione né al suo tetto, tipi litologici analoghi a quelli delle Tufiti marno-sabbiose di Badia;
- i Calcari di Montescudaio, corrispondenti nella Piana di Rosignano e nella bassa Val di Cecina delle Sabbie di Nugola Vecchia, hanno una distribuzione cronologica limitata entro l'Emiliano [attualmente Zona MNN19d];
- la parte superiore del Pleistocene Inferiore (corrispondente con il piano Siciliano [attualmente Zona MNN19e]) in Toscana in generale è caratterizzata da un sollevamento epirogenetico per cui coincide con una lacuna di sedimentazione, salvo in corrispondenza del limitato episodio trasgressivo delle Sabbie delle Fabbriche nella Piana di Rosignano [e attualmente anche in quella di Livorno] che, del resto, potrebbe essere collegato con un ciclo di trasgressione glacioeustatica.

Dall'insieme di queste considerazioni risulta molto probabile che la Formazione di Badia, datata al Pleistocene Medio, non si sia deposta in continuità con quella di Nugola Vecchia, riferibile alla parte centrale del Pleistocene Inferiore, ma dopo uno *iatius* di sedimentazione che sembra essersi esteso a tutta la parte superiore del Pleistocene Inferiore e a una parte del Pleistocene Medio.

In definitiva le Tufiti marno-sabbiose della Badia rappresentano un episodio molto limitato di raccolta di materiali piroclastici in un piccolo specchio di acque dolci che la mancanza di elementi clastici grossolani ci fa supporre non in diretto contatto con fiumi importanti e la mancanza di forme fossili di habitat marino come avvenuto ad una distanza dal mare sufficiente per impedire ogni contatto, sia pure temporaneo, con esso. Da un punto di vista del loro significato più generale e della loro provenienza viene spontaneo un accostamento con le tufiti di ambiente fluvio-lacustre rintracciate da Squarci e Taffi (1967) nei dintorni di Montopoli in Valdarno inferiore e datate a 590 ± 8 ka con il metodo delle tracce di fissione da Arias et al. (1980)".

Fin qui lo studio di Lazzarotto et al. (1990); successivamente Bigazzi et al. (1994) pubblicavano lo studio di dettaglio della piccola successione stratigrafica di cui sopra e fornivano l'elenco dei Molluschi dulcicoli e terrestri rinvenuti in essa secondo le determinazioni paleontologiche fornite da Esu e Girotti (1991) che confermavano l'analogia tra queste faune negli affioramenti di Collesalveti e di Montopoli. Inoltre Bigazzi et al. (1994) eseguivano l'analisi geochimica sui vetri e sulle fasi minerali dei campioni di <tufiti>, che definivano più rigorosamente come cineriti, constatandone anche l'analogia fra quelli provenienti dalle due località e la derivazione dal Vulcano di Vico.

Conglomerati di Pod. San Luigi

Questo conglomerato è stato riconosciuto da Costantini et al. (1995), intorno ai margini occidentale e sud-est del R.^{ev} di Montioni, affiorare fino a quote che difficilmente sorpassano i 50 m (Fig. 6); in seguito è stato inserito con la sigla PSL nella stratigrafia del F° 306 della Nuova C.G.I. E' formato da ciottoli clastosostenuti a scarsa matrice sabbiosa, talora travertinosi, di una sorta di sabbia grumoso-calcareo tenera ma agglutinante, bianco-gialla con impronte di foglie e frustoli carboniosi. E' facilmente riconoscibile negli affioramenti tra Riotorto e Follonica (Fig. 18) dove sormonta più frequentemente formazioni del Dominio Ligure; al contrario assai problematico è il suo riconoscimento dal miocenico Conglomerato di Montebamboli sul fianco destro della Valpecora, dove resta affidato a differenze di morfologie: rotondeggianti nel Conglomerato di Montebamboli, piatte nei Conglomerati di Pod. San Luigi i cui ciottoli in gran parte provengono dal disfacimento del precedente mostrando tuttavia una netta decolorazione della <vernice> rosso-ematite che invece li caratterizza nel loro conglomerato originario.

Nel Conglomerato di Pod. San Luigi non sono stati rinvenuti fossili; l'eterometria dei ciottoli e la lenticolarità degli strati sono argomenti che ne denunciano un'origine fluviale. Il riferimento cronologico resta affidato al fatto che in Val Querceta, in V.^{le} Onesta e in Valpetraia, poco a NO di Follonica, i suoi strati sono sormontati dalle Sabbie di Val di Gori, datate al Pleistocene Medio per aver rivelato in più località industrie del Paleolitico Inferiore e alterazioni pedologiche ben rientranti, come vedremo, in quell'intervallo cronologico. Infine va ricordato che a C.^{sa} Rossa (Fig. 18) presso Riotorto, allo sbocco della paleovalle sfociante nel T.^{zzo} del Pleistocene Superiore di Le Pinete e incidente in destra e sinistra due affioramenti dei Conglomerati di Pod. San Luigi, Galiberti (1984) ha raccolto una "ingente quantità di reperti (alcune migliaia) attribuibili a vari orizzonti culturali (Paleolitico inferiore, medio, superiore e Postpaleolitico)" per cui "...i pochi reperti su ciottolo e i manufatti su grandi schegge di tecnica clactoniana attestano genericamente la presenza del Paleolitico inferiore". Ovviamente questa presenza non è ammissibile sia dovuta ad una deposizione originaria nelle Sabbie di Donoratico del Pleistocene Superiore, di conseguenza restano valide le ipotesi che il rimaneggiamento sia naturale (attraverso l'erosione e il trasporto dagli affioramenti di Conglomerati di Pod. San Luigi della parte superiore della valle) oppure sia dovuto ad arature che avrebbero portato in superficie materiali di quest'ultima formazione eventualmente presenti nel sottosuolo a modesta profondità.

Conglomerati di V.^{la} Battaglia

Questa unità stratigrafica è stata istituita informalmente da Giannelli et al. (1982) con il nome di <conglomerati di Villa Umberto I> secondo il toponimo che veniva dato alla località scelta a tipo nelle Tavolette I.G.M. fino alla nuova edizione nella quale è stato reintrodotta l'antico nome di V.^{la} Corridi. Su questo sito è edificata questa villa a quota 52 m, presso l'inizio di un'ampia spianata di abrasione marina, lunga circa 1.300 m che risale fino alla località Lazzaretto a quota 92 m, quindi con un'inclinazione di circa 12°, sul fianco occidentale

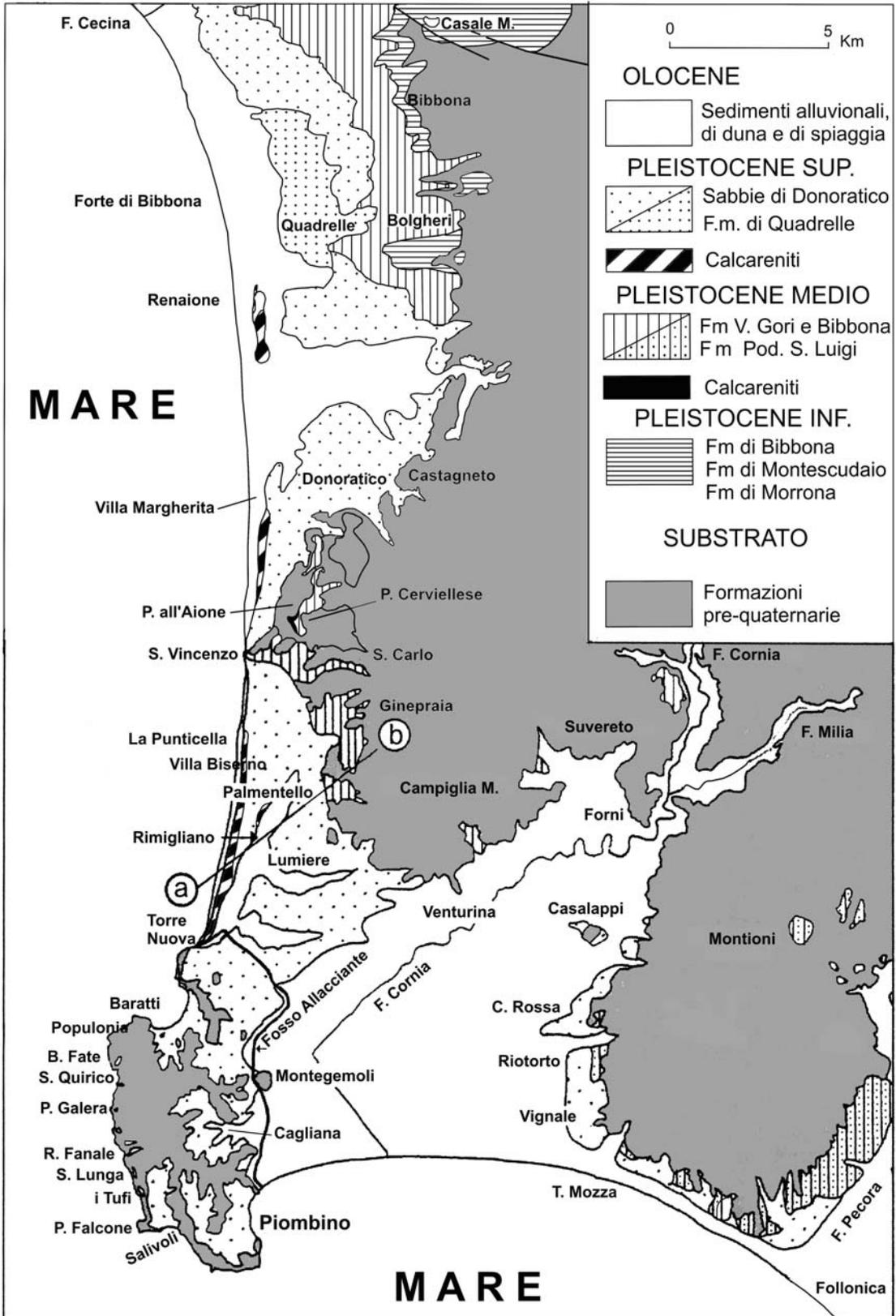


Figura 18 - Carta geologica schematica dell'area compresa tra la Val di Cecina, Piombino e Follonica.

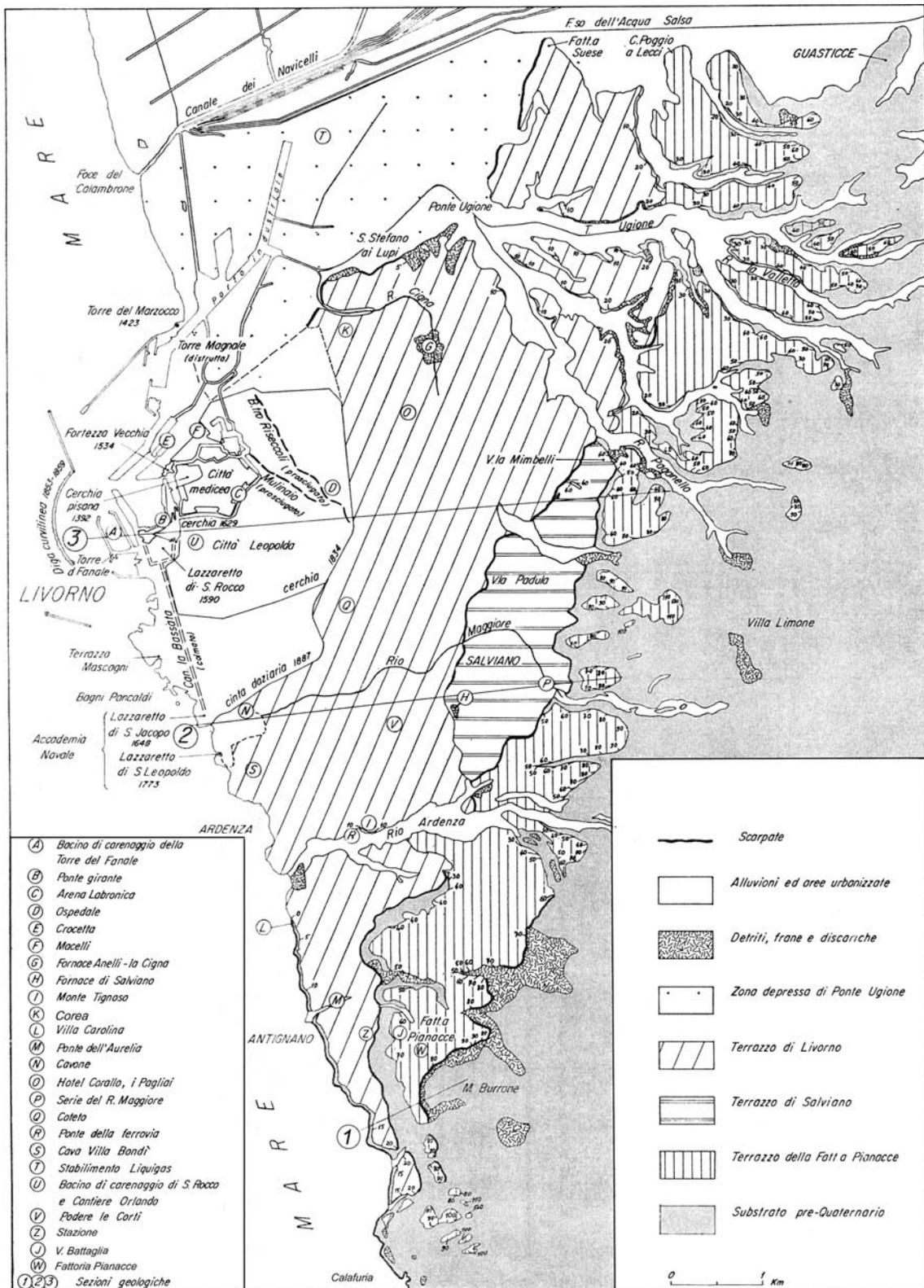


Figura 19 - Carta morfologica schematica della Piana di Livorno (da Barsotti et al., 1974).

dei M.^{ti} Livornesi ed è ricoperta da un sottile manto di questi conglomerati. Più ad occidente, e verso il mare, questa spianata passa ad un'altra area pianeggiante, a leggerissima inclinazione verso mare e continua per almeno altri 500 m², occupata in superficie dalle Sabbie di V.^{la} Padula, formazione che verrà descritta in un capitolo successivo dedicato alle unità stratigraficamente *incertae sedis*. Visto il cambiamento di nome nella Località Tipo e l'insorgere di incertezze sulla situazione più che altro morfologica di quest'ultima formazione, sembra opportuno cambiare il nome ai <conglomerati di Villa Umberto I> e, necessariamente, la Località Tipo.

La nuova denominazione è di <Conglomerati di V.^{la} Battaglia> in quanto questa villa (J in Fig. 19) è edificata, a quota di 62 m, su conglomerati, di deposizione di mare sottile, riposanti sul T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce (Barsotti et al., 1974) (o T.^{ZZOI}) a circa 350 m da questa fattoria (W in Fig. 19), costruita invece sulle Sabbie di Val di Gori, di deposizione sicuramente eolica e facenti parte anch'esse dei sedimenti deposti sul T.^{ZZOI} fino alla scarpata che divide quest'ultimo dalla sottostante spianata del T.^{ZZO} di Livorno (o T.^{ZZOII}) (Fig. 19). Quest'ultima località sicuramente è molto più idonea per mostrare morfologie e sedimenti del Pleistocene Medio e Superiore dell'area livornese di quanto poteva essere il sito di V.^{la} Corridi.

Infatti, partendo dalla costa marina attuale (falesia della trasgressione versiliana, incisa su rocce del Dominio Ligure), si sale sul T.^{ZZOII}, dotato di due livelli di calcarenite sovrapposti separati da una superficie di erosione. Quella inferiore è la Calcarenita I, o di Castiglioncello, quella superiore, secondo quanto vedremo in seguito, è la Calcarenita II o di Antignano. Questi due livelli sono ben esposti sotto il Ponte della Via Aurelia sul Rio Antignano (M in Fig. 19) e, al di sopra di questi, sono visibili le eoliche Sabbie di Ardenza (passate in sinonimia alle Sabbie di Donoratico) che si elevano fino a quota 15. Percorsi circa 250 m sul T.^{ZZOII} e giunti presso la Stazione di Antignano (Z in Fig. 19) è visibile una calcarenite (qui di facies eolica ed in posizione <a ridosso di paleofalesia>) appoggiata appunto sulla paleofalesia (tirreniana) del T.^{ZZOII}, anche quest'ultima incisa in rocce del Dominio Ligure. Percorsi poco più di 100 m sulle rocce di questa paleofalesia si arriva sulla spianata del T.^{ZZOI}, con fori di litofagi denuncianti la genesi marina sopra le superfici degli strati calcarei presenti sulla spianata d'abrasione e sopra le superfici dei ciottoli calarei dei Conglomerati di V.^{la} Battaglia, inizialmente radi e isolati sulla spianata e più verso l'interno sormontati dalle Sabbie di Val di Gori. Queste si innalzano fino a quota 68 presso la Fatt. delle Pianacce e raggiungono la quota 90 al ridosso della paleofalesia (attribuibile quindi al Pleistocene Medio), incisa anch'essa su rocce del Dominio Ligure e corrispondente, in quella località, alla maggiore ingressione del mare durante quel ciclo trasgressivo. In questo itinerario appare con chiarezza l'indipendenza del T.^{ZZO} di Livorno dal T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce, con due cicli marini il primo e con un ciclo marino il secondo, entrambi sormontati da depositi in netta prevalenza eolici. Già sulla sola base della disposizione morfologica reciproca di questi due terrazzi è possibile distinguerli in T.^{ZZOI}, quello superiore, e in T.^{ZZOII}, quello inferiore. Sulle età di questi terrazzi non sono note in questa località indicazioni paleontologiche né di determinazioni radiometriche, tuttavia il più alto si estende, lungo il bordo occidentale dei M.^{ti} di Livorno per circa 13 km fino alla C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, il più basso gli si affianca verso occidente con le stesse modalità molto evidenti fra Antignano e la Fatt. Suese (Fig. 19); entrambi sono policiclici nel senso definito da Federici e Mazzanti (1995) ed hanno rivelato, in altre località della loro ampia estensione nella città e nel retroterra di Livorno, elementi atti all'attribuzione al Pleistocene Medio di quello più elevato e al Pleistocene Superiore di quello più basso. In Figura 19 (derivata da Barsotti et al., 1974) tra i rii Paganello e Ardenza ed i T.^{ZZI} della Fatt. Pianacce e di Livorno è segnalata anche la presenza del T.^{ZZO} di Salviano che, in superficie, non presenta formazioni marine per cui il suo significato rimane, a parte ovviamente la sua collocazione, ancora collegato ai suoi rapporti con formazioni sottostanti *incertae sedis*. Torneremo su questo terrazzo dopo la descrizione di queste ultime formazioni.

E' noto il ritrovamento, a 43° 31' 00" di latitudine e 2° 06' 30" di longitudine (Stoduti, 1982) di un complesso di *choppers* unifacciali e bifacciali ad una quota oscillante fra i 70 e gli 85 m della spianata del T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce, cioè di un'industria litica del più antico Paleolitico Inferiore la cui presenza si inserisce bene nell'ambito cronologico del Pleistocene Medio. Va avvertito però che questo complesso litico venne raccolto sulla spianata d'abrasione ma non all'interno del conglomerato per cui a rigore questa presenza non può essere presa a datare quest'ultimo.

Al di fuori della località tipo, i Conglomerati di V.^{la} Battaglia fiancheggiano il lato occidentale dei M.^{ti} Livornesi ad iniziare dai piccoli affioramenti posti sui contrafforti occidentali del colle di V.^{la} Limone fino all'incisione del Rio Maggiore. Così piccoli lembi di questi conglomerati ricoprono residui d'erosione della medesima spianata d'abrasione (o T.^{ZZOI}, secondo Federici e Mazzanti, 1995) tra la quota 50 di C.^{sa} Fornace, dove inizia ad essere sepolta dalle Sabbie di Val di Gori, e la quota massima di 120 m, appunto sotto V.^{la} Limone. A Sud del

Rio Maggiore i Conglomerati di V.^{la} Battaglia presentano un affioramento praticamente continuo, tranne l'incisione del Rio Antignano, fin sotto M.^{te} Burrone sull'ampia spianata che da V.^{la} Morazzana, a quota 37, giunge fino al Giardino intorno quota 80 e, in lembi ora separati, continua fino a Le Gronde del Montaccio dove raggiunge quota 120 (Lazzarotto et al., 1990) e dove fu indicata come <terrazzo della Fattoria Pianacce> da Barsotti et al. (1974) (Fig. 19). In questo tratto i Conglomerati di V.^{la} Battaglia hanno molti ciottoli costituiti dal calcare marnoso di M.^{te} Morello, che furono forati dai litofagi, preziosa indicazione del carattere marino della spianata secondo quanto già osservato da Malatesta (1943). In questo tratto il manto delle Sabbie di Val di Gori al di sopra dei Conglomerati di V.^{la} Battaglia si è conservato fino alla paleofalesia che corrisponde al massimo della trasgressione collegata alla spianata del T.^{zoo}I, secondo quanto è ben visibile alla base del M.^{te} Burrone a quota 120, sotto Le Casine a quota 116 e sotto M.^{te} Rotondo a quota 60. Tutti i frammenti, più o meno grandi, delle spianate di abrasione marina sopra citate sono stati considerati appartenenti alla base del T.^{zoo}I (Federici e Mazzanti, 1995). In uno di questi frammenti della spianata del T.^{zoo}I, sovrastante l'incisione del B.^{tro} Calafuria, Sammartino (1987) ha rinvenuto industria dell'Acheleano.

Più a Sud, nel retroterra di Quercianella, quattro piccolissimi lembi dei Conglomerati di V.^{la} Battaglia sono segnalati al di sotto de il Piastrone a quote tra 70 e 130 m (Lazzarotto et al., 1990).

A Castiglioncello, ai due lati dei B.^{tti} Quercetano e del Porto Vecchio, a quote comprese rispettivamente fra 79 e 145 m (P.^{gio} di Le Spianate) e fra 61 e 124 m (P.^{gio} di Campofreno) si trovano residui di morfologie assai piatte declinanti verso mare, di necessaria abrasione marina: si tratta di lembi del terrazzo che fu detto <delle Spianate> (Cerrina Feroni e Mazzanti, 1966), in seguito riferito al T.^{zoo}I (Federici e Mazzanti, 1995), profondamente inciso lateralmente dalle valli würmiane ed attuali (appunto quella del Quercetano e quella del Porto Vecchio) e frontalmente dal T.^{zoo}II del Tirreniano (Fig. 20). In queste località sopra la spianata del T.^{zoo}I i sedimenti sono del tutto sporadici e non vi sono stati rinvenuti fossili: compaiono alcuni ciottoli e sottili placche sabbioso-argillose. Non si può escludere che questi pochi elementi, più che ad una deposizione contemporanea al modellamento marino, siano legati a fasi continentali successive (fluviali, eoliche o di parziale alterazione pedologica delle superfici del substrato). In questa situazione per tentare di inquadrare cronologicamente questo episodio marino non resta che affidarci alle quote ed ai rapporti con i sedimenti pleistocenici sottostanti e soprastanti. Fra V.^{la} Magrini e C.^{sa} Le Sughere (Fig. 11) il terrazzo è chiaramente impostato sopra i Conglomerati di V.^{la} Magrini e i Calcari di Montescudaio della Zona MNN19d, dei quali quindi è più recente; esso invece è più alto della quota raggiunta dal maggiore degli episodi marini del Pleistocene Superiore, dal quale è stato inoltre parzialmente demolito al piede, il che dimostra che ne è più antico. Se inoltre si considera che il suo lembo de Il Polo Nord (1 in Fig. 20), esteso tra le quote 77 e 97, risulta separato dal lembo di C.^{sa} Campofreno (2 in Fig. 20), esteso tra le quote 61 e 124, per l'incisione della V.^{le} del Porto Vecchio, parzialmente riempita dalle Sabbie di Val di Gori all'altezza de La Ragnaia (3 in Fig. 20), bisogna dedurre un modellamento precedente alla deposizione di queste ultime (Fig. 20).

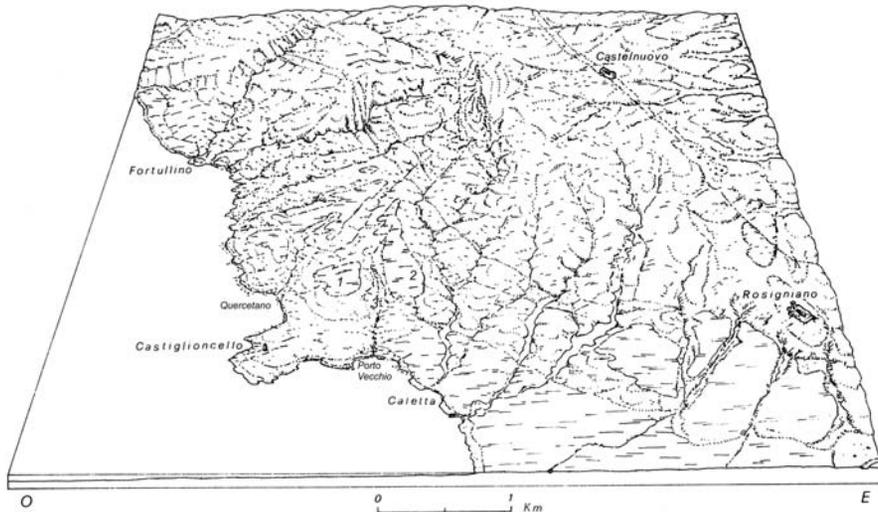


Figura 20 - Stereogramma della costa intorno Castiglioncello.

Sul rilievo compreso tra la T.^{re} di Donoratico, S. Carlo e S. Vincenzo, circa 700 m a Nord di quest'ultima cittadina, fra il P.^{gio} all'Aione e il P.^{gio} Cervielleso (Fig. 18), si apre una paleovalle non più larga di 350 m molto piatta e riempita da un velo di Sabbie di Val di Gori, indicata come <terrazzo del Pod. Pescinoni> in quanto presenta la terminazione verso SO, cioè verso mare, troncata lungo la quota 127 m poco al di sopra della Fontina di Collino (Costantini et al., 1995) con un deposito di uno spessore di poco più di 1 m di "Sabbie, ciottoli e piccole lenti di calcareniti di Podere Pescinoni" (Costantini et al., 1995) assimilabili al Conglomerato di V.^{la} Battaglia per quota d'impostazione e ricoprimento da parte delle Sabbie di Val di Gori.

Alla Ginepraia circa 1 km a SO di S. Carlo (Fig. 18), tra il B.^{tto} Bufalone e la Strada per Campiglia M.^{ma} fra le quote di 50 e 100 m, si estende una spianata di circa 1.500 m² verosimilmente corrispondente al T.^{zoi} di Federici e Mazzanti (1995) e ricoperta dal "Conglomerato in calcareniti sabbiose" (Carta geologica della Provincia di Livorno a Sud del F. Cecina in Costantini et al., 1995). Questo sedimento, a parte una maggiore presenza di ciottoli (ovvia in quanto direttamente sottostante al gruppo montuoso di Campiglia M.^{ma}), ricorda molto le "Sabbie, ciottoli e piccole lenti di calcareniti di Podere Pescinoni" e, in definitiva, può essere anch'esso assimilato al Conglomerato di V.^{la} Battaglia, tanto più che fa passaggio laterale alle Sabbie di Val di Gori ed è stato tagliato al piede dalla trasgressione che ha deposto i sedimenti del Pleistocene Superiore.

All'Argentario la Carta geologica in scala 1:25.000 di Gianniello et al. (1960-1962) indica sul P.^{torio} di T.^{re} dell'Avoltore (Fig. 21) alcune <Panchine eoliche> appoggiate molto ripidamente ai versanti calcarei triassici; Grauso e Zarlenga (1991) hanno rinvenuto *Glycymeris glycymeris* e *Pecten* sp. nelle <arenarie> del loro II ciclo sedimentario fra 125 e 170 m di quota ed inoltre *Monodonta turbinata*, *Patella safiana*, *P. cerulea*, *Purpura haemastoma*, *Ostrea* sp. e *Glycymeris glycymeris* fra 125 e 150 m di quota "300 m a nord di Cala Piazzoni". Anche se in questi casi non si può parlare di spianate, il rinvenimento di questi fossili sicuramen-

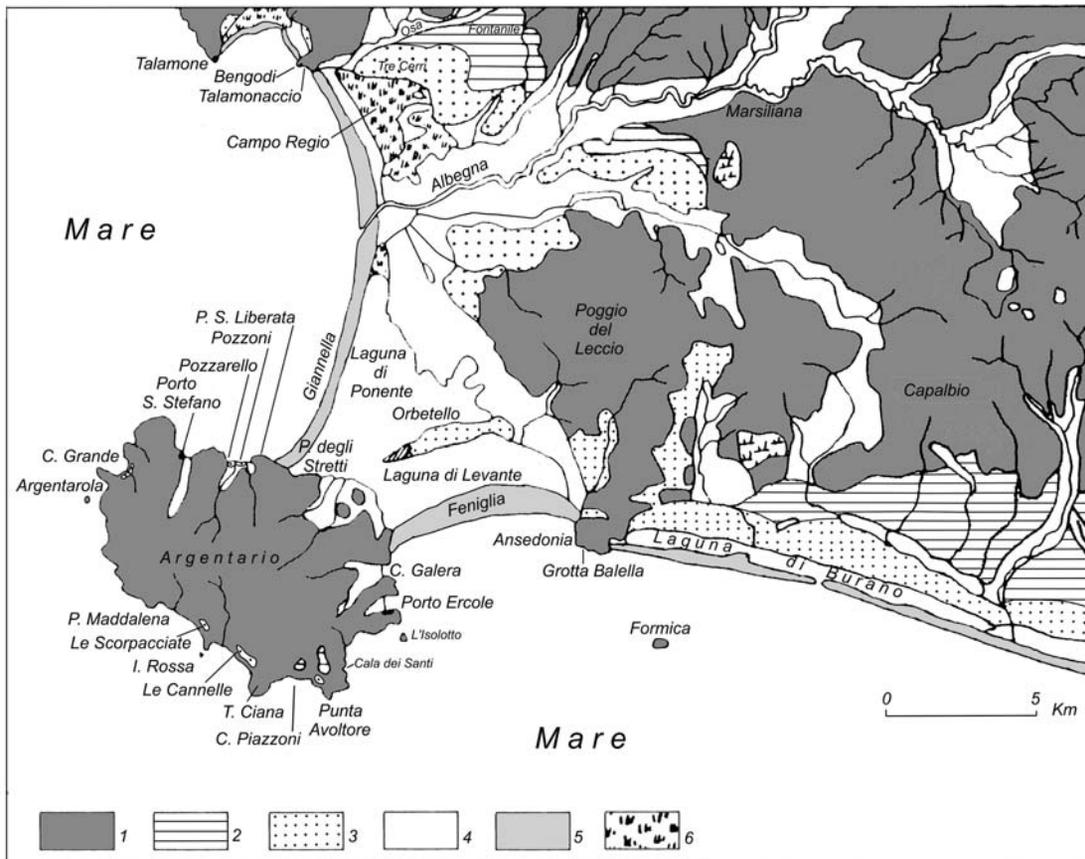


Figura 21 - Carta geologica schematica del tratto meridionale della Toscana Costiera. 1 - Substrato pre-pleistocenico; 2 - Formazioni del Pleistocene Medio; 3 - Formazioni del Pleistocene Superiore. Depositi olocenici: 4 - Sedimenti alluvionali; 5 - Lidi; 6 - Sedimenti palustri.

te marini a quote non precisate, comunque non minori di 125 m, ne postula il raffronto con le quote, precisate sopra, alle quali sono conosciuti i vari lembi del T.^{ZZOI}, sicuramente di natura glacioeustatica.

Sabbie di Val di Gori

Si tratta in prevalenza di sabbie molto fini e piuttosto arrossate in un bel colore assai vivace, nelle quali non sono mai stati rinvenuti fossili e che corrispondono per la maggior parte ad un deposito eolico, parzialmente a minori episodi colluviali e a più rare lenti di calcareniti sabbiose, tipiche le tre presenti sotto M.^{te} Burrone (Figg. 19 e 22), presso la Fatt. Pianacce a Sud di Livorno, con caratteristiche di un deposito eolico di retrospiaggia. Giacciono frequentemente sopra i Conglomerati di V.^{la} Battaglia o comunque direttamente sopra le diverse formazioni geologiche sulle quali è incisa la spianata d'abrasione marina del T.^{ZZOI}. Tra Castiglioncello e Rosignano M.^{mo}, più precisamente tra V.^{la} Magrini e il Pod. Pipistrello (Fig. 11), le Sabbie di Val di Gori sormontano, attraverso la spianata di base suborizzontale del T.^{ZZOI} (in questa località già noto come <terrazzo di Le Spianate>), i Calcarei di Montescudaio che hanno prevalentemente strati inclinati non più di 15° verso SO (Bartoletti et al., 1986). In questa situazione i rapporti tra le due formazioni e la superficie del terrazzo non sono di agevole lettura; divengono più espliciti in vicinanza della lunga faglia a SO di Rosignano M.^{mo} dove gli strati del Calcere di Montescudaio presentano contropendenze inclinate fino a 30° verso NO e sono tagliati dalla faglia mentre i depositi eolici della Val di Gori ne sormontano indisturbati lo specchio. Comunque la deposizione delle Sabbie di Val di Gori è avvenuta dopo un episodio fluviale che ha inciso, più o meno profondamente, il T.^{ZZOI}. Ciò appare evidente a Castiglioncello, dove le Sabbie di Val di Gori riempiono la piccola V.^{le} del Porto Vecchio, all'altezza di La Ragnaia (3 in Fig. 20), incisa tra due colline le cui sommità corrispondono a residui della spianata del T.^{ZZOI}, senza che al suo fondo appaiano minimamente i Conglomerati di V.^{la} Battaglia. Questa giacitura garantisce che l'incisione di questa valle è posteriore alla formazione della spianata del terrazzo che la sovrasta sui due fianchi e suggerisce che l'accumulo eolico delle Sabbie di Val di Gori sia avvenuto dopo un certo tempo dal modellamento della spianata del T.^{ZZOI}.

Giannelli et al. (1982) hanno cartografato la loro "formazione di V.^{la} Padula" fino all'altezza di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci (Fig. 22). Nella carta geologica di Lazzarotto et al. (1990) l'indicazione delle "Sabbie rosse (talora con ciottoli), calcareniti sabbiose di V.^{la} Padula" è stata limitata a Sud di V.^{la} Mimbelli, vale a dire, in pratica, fin dove iniziano sul T.^{ZZOI} gli affioramenti della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci. Questo criterio è stato seguito non tanto perché gli episodi eolici siano mancati a Nord di V.^{la} Mimbelli, bensì perché il loro riconoscimento nella compagine della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci (anch'essa con apporti eolici ma ricca di lenti sabbiose fluviali e colluviali e spesso conglomeratiche) è troppo problematico e ciò, tanto più, considerata la giacitura in grandi estensioni suborizzontali di quest'ultima formazione, dove episodi eolici possono essersi dispersi in una coltre sottilissima, miscelandosi ai sedimenti delle altre facies. Né va dimenticato che l'area di questi affioramenti è stata sottoposta alle lavorazioni agricole fin da tempi molto antichi. D'altra parte gli accumuli delle Sabbie di Val di Gori, normalmente di pochi metri, divengono cospicui alla base dell'antica falesia scolpita dalla trasgressione che ha modellato il T.^{ZZOI} e ciò, ovviamente, sia nei dintorni di Livorno (a ridosso di M.^{te} Burrone e di M.^{te} Rotondo) (Fig. 23), a ridosso di Rosignano M.^{mo} (Fig. 11) e alla Ginepraia (Fig. 18) al ridosso del M.^{te} Rombolo di Campiglia M.^{ma}. Un'altra possibilità di maggiori accumuli eolici di questa formazione è data dal riempimento di notevoli paleovalli preesistenti alla formazione del T.^{ZZOI}, come è verosimile sia avvenuto proprio per la Val di Gori tra S. Carlo e S. Vincenzo (Fig. 18), per il vicino Vallone del Pod. S. Pellegrino e per i botri Bufalone, della Casina ai Marmi, della C.^{sa} del Franchi, per la V.^{le} Pozzatello e la V.^{le} di C.^{sa} Romanella (nel versante occidentale nei M.^{ti} di Campiglia M.^{ma}); infine per alcune valli dei M.^{ti} dell'Uccellina e dell'Argentario, con al fondo residui di sabbie rossovivo tipo Sabbie di Val di Gori o per certi minuti affioramenti di arenarie (forse meglio definibili come calcareniti) con fossili marini citate fino a 170 m di quota sul retro della P.^{ta} dell'Avoltore del P.^{torio} Argentario (Grauso e Zarlenga, 1991). Infatti queste valli sembrano troppo lunghe ed ampie per essere state incise nel breve intervallo di tempo tra l'inizio e il compimento della formazione del T.^{ZZOI}, secondo quanto proposto per la V.^{le} del Porto Vecchio a La Ragnaia di Castiglioncello.

Una delle aree di maggiore affioramento delle Sabbie di Val di Gori resta quella da Cecina a Bibbona dove questa formazione sormonta direttamente in prevalenza i Conglomerati di Bolgheri (nell'ambito del T.^{ZZOI}) ma anche, senza gli intermediari di questi ultimi, la Fm di Bibbona ed i Calcarei di Montescudaio (Fig. 10).

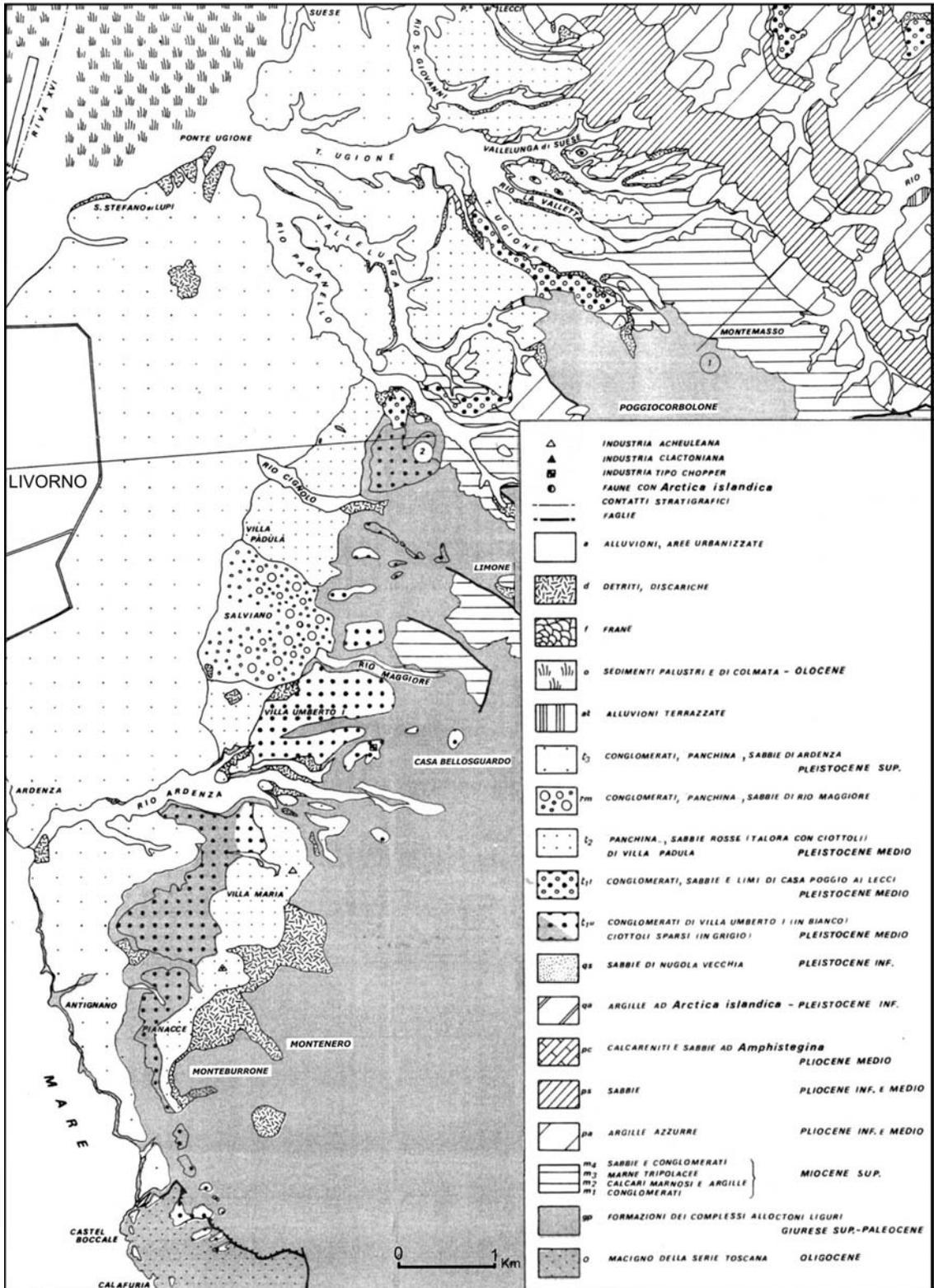


Figura 22 - Carta geologica schematica dei sedimenti neogenici e pleistocenici dell'orlo settentrionale dei M.^{ti} Livornesi (da Giannelli et al., 1982). Lidi; 6 - Sedimenti palustri.

Questa giacitura indica che fra la deposizione dei Conglomerati di Bolgheri e quella delle Sabbie di Val di Gori, due formazioni di facies continentale, piana fluviale la prima (almeno nei suoi affioramenti più orientali) e nettamente eolica, la seconda, si è intercalata una fase di incisione erosiva fluviale (Mazzanti e Sanesi, 1987).

La presenza di frammenti di morfologie che sono state indicate da diversi geomorfologi come ricollegabili a spianate di abrasione pretirreniane nelle isole dell'Arcipelago Toscano è stata indicata priva di documentazione da Mazzanti (1984) e in seguito da Costantini et al. (1995). Perciò rimandiamo a questi lavori senza occuparci ulteriormente dell'argomento. Ricordiamo solo quanto riferito per l'I. d'Elba da Mazzanti nella sua monografia del 1984 a proposito di queste morfologie: "L'unico sedimento che vi è stato osservato, zona delle Case Naregno [fra circa 33 e circa 70 m di quota, circa 2 km a ENE di Capoliveri], è un limo rubefatto che può ricordare la continentale Formazione di Val di Gori"; e quanto riferito da Capponi et al. (1990) per l'Isola di Gorgona: "Il crinale, che da Punta 119 scende verso Est e corrisponde con lo spartiacque fra il Bacino dello Scalo e il Bacino Centrale, termina con una superficie piatta, quadrata, di 100 m di lato, posta intorno quota 80, detta Terrazzo di Villa Margherita. Questa spianata è incisa sui Calcescisti di Punta Gorgona che subaffiorano abbondantemente in sua corrispondenza e tutto intorno; è ricoperta inoltre da un velo di <sedimento> a composizione piuttosto mista: elementi del disfacimento dei Calcescisti, frammenti di calcarenite sabbiosa tipo <Panchina>, vari detriti di materiali di muratura provenienti evidentemente dal vicino Convento, oggi corrispondente alla Villa Margherita, che fu abitato e abbandonato, semidistrutto e restaurato a più riprese nel corso di quasi un millennio. Questa spianata ai piedi del Convento, detta un tempo <Piano dei Morti>, è servita per orto e discarica per cui non c'è da stupirsi se oggi è ricoperta da un velo di materiali che ci trova imbarazzati a definire secondo una classificazione scientifica precisa. Resta comunque molto indicativa la presenza, su questa spianata e sulle terrazzette che la contornano, di pezzame di Calcarenite sabbiosa (<Panchina>) che ingloba elementi clastici di Calcescisti di Punta Gorgona. Ciò rassicura sulla provenienza locale di questo materiale, per cui è possibile riferire il terrazzo in questione a un'escavazione marina cui sarebbe seguito il ricoprimento di un sedimento eolico o di spiaggia".

I generalmente deboli spessori delle Sabbie di Val di Gori hanno subito un'intensa pedogenesi in suoli fortemente rubefatti (hanno assunto cioè un bel colore rosso assai vivace); gli orizzonti profondi di questi suoli hanno colorazioni nella pagina 5 YR e talora 2,5 YR delle *Munsell Soil Charts* ed hanno subito una intensa accumulazione di argilla eluviata dagli orizzonti superiori. In superficie si osservano spesso orizzonti A2 grigiastri, sensibilmente impoveriti d'argilla (Mazzanti e Sanesi, 1987).

L'analisi di sezioni sottili di questi suoli conferma l'esistenza di fenomeni di intensa eluviazione ed accumulazione negli orizzonti sottostanti, di misture di minerali argillosi ed ossidi di ferro (<ferriargillans>) e soprattutto negli orizzonti più profondi, di ossidi di manganese (<mangans>). Queste argille ed ossidi formano spessi rivestimenti (<cutans>) e talora il materiale cutanico orientato costituisce la quasi totalità del plasma. Le sezioni sottili mettono però in evidenza processi di alterazione dei minerali primari non molto spinti. Sono riconoscibili ancora biotite, sebbene alterata, plagioclasti e ortoclasti modestamente alterati (Alioto e Sanesi, 1987; Mori, 1987).

Nel sistema di classificazione U.S.D.A. (1975) questi suoli sono riferibili in genere ai <Palexeralfs> tipici ed ai <Rhodoxeralfs> tipici: essi sono certamente prewürmiani ma si ritiene poco probabile che la loro alterazione abbia iniziato a formarsi prima dell'ultimo interglaciale, cioè in corrispondenza dell'OIS 5 della scala di Shackleton (1995), mentre la deposizione delle Sabbie di Val di Gori, necessariamente precedente, ritenuta risalire (Mazzanti e Sanesi, 1987) a fasi più tarde dell'OIS 7 o, in parte, a quelle iniziali dell'OIS 6, secondo nuove conoscenze che illustreremo in seguito, può risalire a fasi ben più antiche.

Alle indicazioni suggerite dall'esame dei paleosuoli vanno unite quelle offerte da un numero non indifferente di manufatti paleontologici, dei quali si elencano le località di rinvenimento a iniziare da quelle, sempre nelle Sabbie di Val di Gori, da considerarsi relativamente più antiche (Galiberti, 1997): Montenero basso, Acheuleano arcaico (Sarti e Stoduti, 1984); Stillo, complesso Acheuleano arcaico/probabile (Sarti e Stoduti, 1988; Sarti, 1990); M.^{te} Burrone, complesso Acheuleano? (Gerini e Tozzi, 1975; Stoduti et al., 1978); Monterotondo, Acheuleano (Stoduti, 1974; Stoduti et al., 1978); Rio Ardenza, Acheuleano (Sarti, 1984); C.^{sa} la Selvaggia, Acheuleano (Sammartino, 1986); Sassicaia, Acheuleano (Sammartino, 1988); S.Vincenzo, Acheuleano (Cresti e Galiberti, 1979). Tutti questi oggetti paleontologici rientrano nel Pleistocene Medio anche se, ovviamente, sarà bene tenere presente il notevole arco cronologico nel quale è evoluta l'industria acheuleana.

Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci

I sedimenti della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, in prevalenza conglomeratici, si trovano abbondanti sulle C.^{line} Livornesi a Nord di V.^{la} Mimbelli e in sinistra del Rio Paganello (Fig. 23), nelle C.^{line} di Collesalveti, nelle C.^{line} Pisane, nelle Cerbaie e nelle colline in sinistra d'Arno fino a Montopoli e a Ginestra (Empoli) sulla destra della Valdelsa (Fig. 6). Sono caratterizzati dalla presenza, di solito molto abbondante, di ciottoli di dimensioni più spesso inferiori a 10 cm di quarziti bianche, rosa, violette e verdi, di anageniti, di scisti filadici, di calcari saccaroidi bianchi, di calcari grigi a selci nere, di <calcari cavernosi> e di diaspri, provenienti dagli affioramenti del Dominio Toscano del M.^{te} Pisano e probabilmente delle Alpi Apuane, attraverso la Garfagnana e la Paleovalle del Serchio del ramo di Bientina. La matrice è in prevalenza sabbiosa, frequentemente con argillificazioni e/o arrossamenti di natura pedologica. Negli affioramenti più meridionali e occidentali (tra C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci e i dintorni di V.^{la} Mimbelli, per circa 5 km all'estremità occidentale delle C.^{line} Livornesi) è agevole osservare i sedimenti di questa formazione giacere sopra poggi incisi da valli traversanti la spianata di base del T.^{zzoi}. Questa si innalza fino intorno la quota 60, mentre lungo il margine meridionale dell'olocenica P.^{nura} di Pisa, definito <Gronda dei Lupi> da Targioni Tozzetti (1768), è possibile vedere la spianata ed il sottile sedimento del tirreniano T.^{zzoi}II sovrapporsi <a mantello>, presso C.^{sa} il Paretaio, ai sedimenti della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci (Lazzarotto et al., 1990) (Fig. 23). A Sud di V.^{la} Mimbelli le rocce del Flysch calcareo-marnoso di Monteverdi M.^{mo} del Dominio Ligure sono spianate per circa 1 km² intorno al Pod. Uliveto (K in Fig. 23) da una superficie, verosimilmente ancora appartenente al T.^{zzoi}I, priva di sedimenti pleistocenici, leggermente inclinata che raggiunge la quota 80 verso Est, a ridosso dei M.ti Livornesi, e si immerge a Nord sotto la Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci presso V.^{la} Mimbelli. Quest'area di Uliveto, senza sedimenti pleistocenici del T.^{zzoi}I, sembra ricordare così quelle, disposte a Sud e SO, ricoperte dai Conglomerati di V.^{la} Battaglia e dalle Sabbie di Val di Gori, con quelle, disposte a Nord, ricoperte dalla Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci.

I sedimenti di quest'ultima formazione giacciono in netta discordanza sopra quelli delle formazioni pre-neogeniche e neogeniche e, ad Est di Nugola, sormontano le Sabbie di Nugola Vecchia.

Lo spessore è variabile da poco più di 1 m, nella zona di V.^{la} Mimbelli, a 10 m presso C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, dove però non affiorano gli strati inferiori, fino a raggiungere una trentina di metri nella zona a Sud di Collesalveti: quindi aumenta da Sud verso Nord.

La Cava abbandonata di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci ha offerto la prima buona sezione per l'esame stratigrafico di dettaglio di questa formazione fornito da Barsotti et al. (1974) nella successione dal basso:

“1 Banco di conglomerati con andamento lenticolare, affiorante per uno spessore massimo di 2 m; i ciottoli hanno dimensioni medie di 5-10 cm e sono disposti a diretto contatto fra loro o legati da una scarsa matrice sabbiosa; è presente anche qualche lente di sabbia. In alcuni tratti si notano zone ocraceo-limonitiche, probabilmente dovute ad antica circolazione di acque vadose ...

2 Alternanze di strati sub-lenticolari di sabbia fine e di conglomerati con ciottoli di 2-3 cm dello spessore complessivo di circa 150 cm.

3 Banco di circa 5 m di sabbia molto fine, arancio chiara, cui si alternano sporadicamente piccole lenti di conglomerati. Appaiono qui, in un paio di livelli, delle croste calcaree friabili ad andamento suborizzontale; sono inoltre riconoscibili degli ammassi sferoidali e mammellonari ad allungamento orizzontale, di colore bruno-violetto all'esterno e con zone ocracee all'interno (in una di queste zone abbiamo rinvenuta la controimpronta di un piccolo *Cerastoderma*). Piccoli opercoli di Gasteropodi e Ostracodi a carapace sottile e liscio sono gli unici resti organici rinvenuti nel residuo di un campione prelevato in questo banco.

4 Banco di circa 50 cm di spessore di limo argilloso, suddiviso in lamine con impronte di foglie e altri resti vegetali carboniosi. L'esame palinologico, gentilmente effettuato dalla dott.ssa M. Luisa Galletti, ha rivelato in un campione di limo la presenza di un'associazione tipica di clima oceanico freddo con netta prevalenza di *Abies* su *Picea*, *Pinus* e *Ulmus*.

5 Strato di sabbia siltosa con fauna a *Cerastoderma edule*, di circa 1 m di spessore (presente solo nella parte più meridionale della Cava).

6 Suolo marrone-bruno, würmiano-attuale, di 20-70 cm di spessore”.

Come illustrato da Barsotti et al. (1974) dalla successione stratigrafica di cui sopra è deducibile un'evoluzione paleoambientale che vede una prima fase (conglomerato grossolano del banco 1) di probabile tipo deltizio, cui è seguita una fase lacustre inizialmente ancora caratterizzata da correnti trattive al fondo (sab-

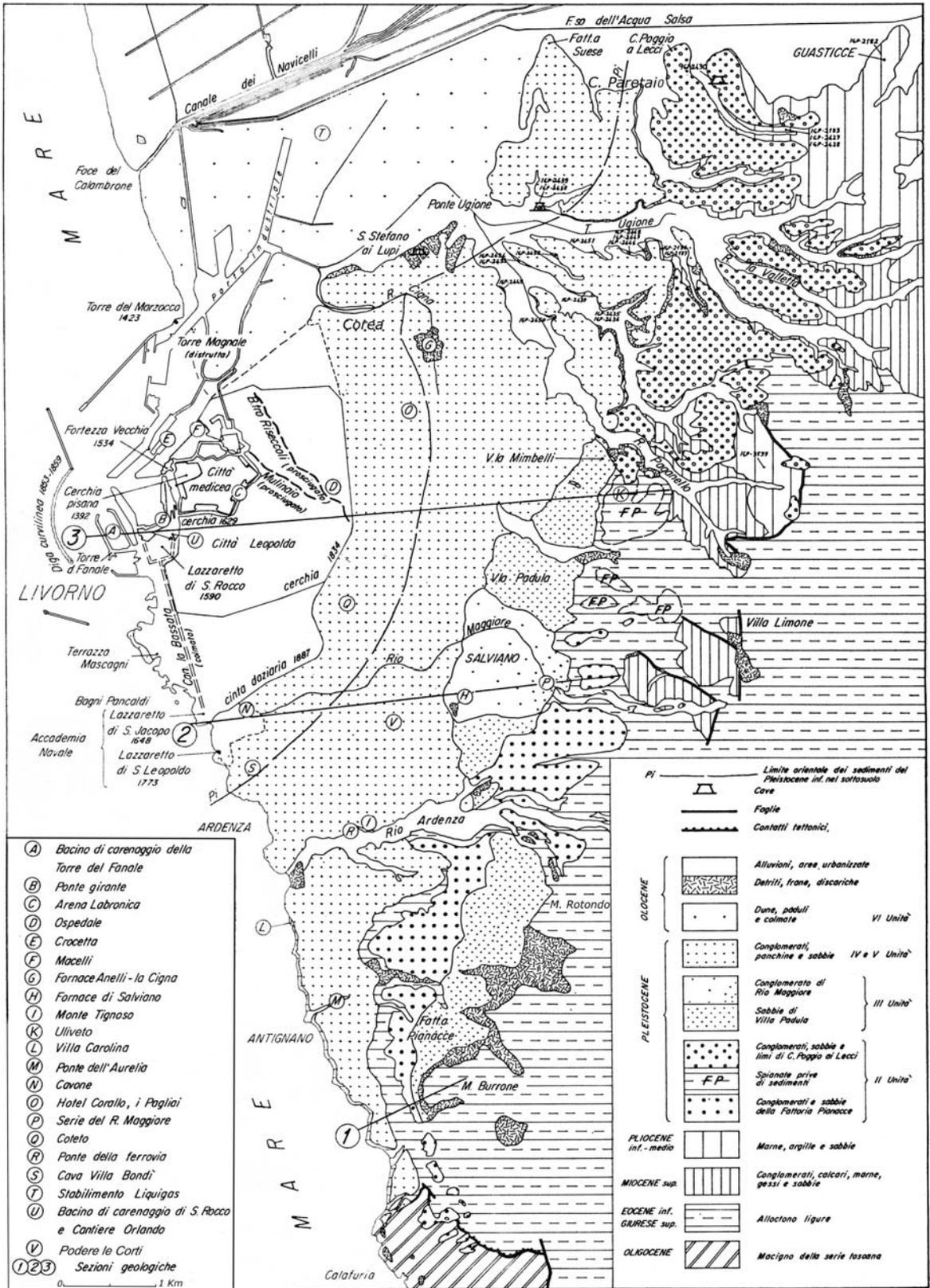


Figura 23 - Carta geologica schematica della Piana di Livorno (da Barsotti et al., 1974).

bie stratificate e lenti di conglomerati dei livelli 2 e 3) e durante la quale devono essersi verificate più volte riduzioni dell'attività di sedimentazione o temporanee emersioni (sottili letti calcarei del livello 3) e un breve episodio di laguna salmastra (parte del livello 3 con *Cerastoderma*); a queste fasi è succeduta una di tipo palustre (limo argilloso con filliti del livello 4) ed un'altra di nuovo di tipo lagunare (sabbia siltosa a *Cerastoderma* del livello 5).

Pur essendo ovvio che la successione stratigrafica di questa località, scelta come tipo, ha un significato strettamente locale, per altro denunciato dalla marcata lenticolarità dei suoi livelli, essa resta comunque significativa, da un punto di vista generale, di un ambiente di sedimentazione di pianura parzialmente inondata da episodi fluviali, lacustri e palustri cui si aggiungevano episodi lagunari salmastrici per collegamenti con il mare, che non doveva trovarsi lontano. In alcuni casi, come nelle colline immediatamente a Nord di C.^{sa} Bianca presso Collesalveti, la presenza, mista ai conglomerati di questa formazione, di livelli di calcareniti sabbiose con piccoli ciottoli di anageniti, quarziti ecc. e ricchissime di frammenti di Ostreidae e Pectinidae, denuncia che le comunicazioni con le acque marine, in quella zona, durante alcune fasi della deposizione di questo sedimento, dovettero essere dirette.

Il rinvenimento nel banco 4 della Cava di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci di un frammento di corno destro di *Cervus elaphus* (Balestri e Sammartino, 1987) si inquadra bene in questo ambiente di sedimentazione planiziale, dove le terre emerse si interdigitavano con le sommerse a non grande distanza dal litorale.

L'attribuzione cronologica della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci inizialmente (Barsotti et al., 1974) è stata data al Pleistocene Medio, sulla base della posizione stratigrafica appartenente al T.^{ZZO}I in alcune località sottoposta ed in altre con il tirreniano T.^{ZZO}II appoggiato <base contro base>; in seguito è stata confermata dal rinvenimento (Sammartino et al., 1985) di due bifacciali di tecnica acheuleana evoluta presso C.^{sa} dei Ghiacci (poco distante dalla località tipo) e al riconoscimento della presenza, nei suoi strati del Valdarno, delle Tufiti di Montopoli (Squarci e Taffi, 1967), datate radiometricamente a 590 ± 7 ka da Arias et al. (1980). Ultimamente Zanchetta et al. (1998) hanno arricchito le conoscenze sulla stratigrafia della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci dopo l'apertura della C.^{va} Erta presso La Rotta (Pontedera) (Fig. 6): "Dal punto di vista litostratigrafico sono state riconosciute [e cartografate nell'area tra i fiumi Arno ed Era e il T.^{nte} Chiecina] due unità distinte: l'Unità di C.^{va} Erta e l'Unità di S. Romano. L'Unità di C.^{va} Erta, la più antica, è stata attribuita alla parte iniziale del Pleistocene Medio. L'Unità di S. Romano, data la presenza di resti di mammalofaune, tra cui *Dama clactoniana* [specie conosciuta nel Galeriano Medio-Superiore (Gliozzi et al., 1997), cioè approssimativamente tra 800 e 400 ka], e con al tetto un livello cineritico datato circa 500 ka [evidentemente si tratta della stessa datazione di Arias et al., 1980], è stata attribuita alla parte [centro-]avanzata del Pleistocene Medio. Lo studio delle malacofaune continentali dell'Unità di S. Romano ha permesso di evidenziare un *trend* climatico che passa da condizioni fredde e aride nella porzione basale a temperature umide al *top* della successione".

Dal riordino schematico sui siti del Paleolitico Inferiore operato da Galiberti (1997) si può trarre l'indicazione delle seguenti località nelle quali sono state rinvenute industrie nell'ambito della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci: C.^{sa} Valico (Montopoli), complesso su scheggia <clactoniano>? (Dani, 1988); Luvialla e V.^{la} Dolfin (S.Romano), complesso su scheggia <clactoniano>? (Dani, 1990); C.^{sa} Mariotti (S. Romano), complesso Acheuleano arcaico (Dani e Manfredini, 1984); Capanne-Pescaia dei Frati (Montopoli), complesso Acheuleano arcaico (Giunti, 1994); La Rotta III-Rio dei Ronchi, complesso Acheuleano arcaico (Dani, 1982); Angelica (Montopoli), Acheuleano (Dani, 1984); C.^{sa} Fornoli (Montopoli), Acheuleano (Dani e Giunti, 1990); La Rotta I, Acheuleano (Dani, 1980); C.^{va} Erta (La Rotta), Acheuleano (Dani, 1980); C.^{sa} dei Ghiacci (Livorno), Acheuleano evoluto (Sammartino et al., 1985).

Da quanto riportato sopra si deve trarre che molti aspetti riguardanti il significato, l'età (a parte una generica appartenenza al Pleistocene Medio e la datazione radiometrica a circa 500 ka delle Tufiti di Montopoli intercalate negli strati alti dell'Unità di S.Romano) e lo stesso riconoscimento stratigrafico delle due unità all'interno della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, ad occidente della Valdera e sulle C.^{line} delle Cerbaie, sono ancora lontani da essere risolti. Certamente è indispensabile suddividere questa unità stratigrafica in unità minori, secondo quanto hanno iniziato a fare Zanchetta et al. (1998), e probabilmente sarà opportuno togliere alcune di queste unità da quella madre. Questa finora è stata enormemente estesa in specie nelle Cerbaie (Federici e Mazzanti, 1988), sulla base della grande quantità di ciottoli di Verrucano di un insieme di sedimenti attribuiti ad un'unica formazione ma che, ricerche più dettagliate, è probabile, e comunque augura-

bile, rivelino la possibilità di un affinamento delle conoscenze che permetta di arricchire il quadro generale del Pleistocene toscano.

Per adesso lo studio di Zanchetta et al. (1998) ha notevolmente <invecchiato> (tra le valli dell'Arno, dell'Era e del Chiecina), con la precisazione della posizione stratigrafica delle Cineriti (già Tufiti di Montopoli) nella C.^{va} Campani (Marti), l'età locale della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, sia dell'Unità di S. Romano sia dell'Unità di C.^{va} Erta, alla quale la prima si appoggia <base contro base> ed è quindi più recente. Finora infatti l'inizio di questa formazione era stato collegato con la deposizione al di sopra (o laterale) alla spianata del T.^{zzo}I, riferito (anche se su argomenti indiretti) all'interglaciale precedente a quello Tirreniano (Barsotti et al., 1974). Successivamente questo interglaciale pre-Tirreniano è stato ritenuto corrispondere all'OIS 7 che secondo Shackleton (1995) si è svolto intorno 200 ka. Questo riferimento, e non a un interglaciale più antico, va ancora tenuto presente per la frequenza con la quale sono stati rinvenuti nella Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci bifacciali di tecnica acheuleana evoluta in vicinanza della sua area tipo e alterazioni pedologiche della II Fase pedogenetica del *Complesso Orthic Acrisols* su tutte le superfici di neoformazione delle Cerbaie (Magaldi et al., 1983). Ma il riferimento dell'Unità di C.^{va} Erta alla parte iniziale del Pleistocene Medio antepone di non meno di mezzo milione di anni l'inizio del depositarsi della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci e lo stesso riferimento dell'Unità di S. Romano a circa 500 ka anticipa di circa trecentomila anni rispetto all'età che spetterebbe all'area tipo di questa formazione nell'eventualità che sia giusta l'attribuzione all'OIS 7: il realizzarsi di una simile situazione sarebbe un eccezionale esempio di diacronia per una formazione quaternaria!

Non disponiamo per adesso di altri dati sicuri per risolvere questa divergenza molto esplicita che non possiamo non segnalare. D'altra parte anche la recentissima scoperta (Zanchetta et al., 2006) dell'esistenza nel sottosuolo di Livorno di sedimenti attribuibili al MIS 6 (Fig. 5), che potrebbero poggiare sopra sedimenti di facies marina (MIS 7-9 ?), la presenza, ma non l'età, dei quali fu osservata al di sotto del Conglomerato di Rio Maggiore da Malatesta (1943), potrebbe spostare l'età della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci nel Luogo Tipo al MIS 12 (in altri termini tra 400 e 500 ka) ma rimane legata all'interpretazione dei sedimenti *incertae sedis* che saranno esaminati in un paragrafo successivo.

La Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci assume una grande importanza nell'interpretazione geomorfologica del Valdarno Inferiore perché rappresenta il più antico documento pervenutoci dell'impostazione del grande sistema fluviale del paleo-Serchio ad Est del M.^{te} Pisano lungo l'attuale P.^{nura} di Lucca, dalla quale i sedimenti corrispondenti devono essere stati asportati quasi completamente per opera delle successive profonde incisioni delle fasi würmiane. La confluenza tra paleo-Serchio e paleo-Arno avveniva verosimilmente fra l'area meridionale delle attuali Cerbaie e quella di Montopoli. La deposizione della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci (in maggioranza costituita da conglomerati) ha coinciso sicuramente con una fase di notevole sollevamento tettonico delle aree di alimentazione (M.^{te} Pisano, Garfagnana, Apuane, Pizzorne) (Fig. 6), mentre non sembra aver coinciso con una subsidenza notevole delle aree dove fu deposta. Infatti, considerato il modesto spessore (in genere inferiore ai 10 m) dei depositi di questo conglomerato, queste aree dovettero corrispondere più a zone di transito che non di deposizione dei sedimenti. Comunque quest'ultima è stata sufficiente a colmare eventuali incisioni fluviali e modeste scarpate di faglie preesistenti riducendo l'intera area ad una vasta pianura, indifferenziata da quella di Pisa, della quale non è ancora noto quanto si estendesse verso Ovest prima di raggiungere il mare.

I sedimenti della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, corrispondendo allo sfocio definitivo del paleo-Serchio nella pianura del paleo-Arno, offrono la possibilità più esterna al controllo delle essenziali vicende tettonico-morfologiche dei depositi alluvionali lungo i versanti orientali delle Apuane, quanto i depositi del F. Magra ne offrono il controllo dei versanti occidentali e settentrionali. Quest'ultimo fiume ospitò nel Pliocene Inferiore il lago di origine tettonica di Sarzana che nel Pleistocene Medio era ormai colmato (Raggi, 1985). Gli strati ghiaiosi di origine fluviale, che sormontano quelli argillo-torbosi lacustri, sono costituiti da ciottoli di provenienza dalle formazioni del Dominio Ligure, segno che il Macigno del tetto del Dominio Toscano sulle Apuane non doveva ancora affiorare. I conglomerati calcarei che sormontano gli strati lacustri del bacino di Aulla-Olivola sono di provenienza apuana, come quelli di chiusura del Bacino di Sarzana, ma non contengono ciottoli di rocce metamorfiche che, di conseguenza, non dovevano neppure esse affiorare. Questi conglomerati, talora pedogenizzati da un paleosuolo piuttosto evoluto, sono sormontati in netta discordanza da un conglomerato, datato al Pleistocene Medio per la presenza di *Stephanorhinus hemitoechus* (Federici, 1978), formato da ciottoli grossolani di Macigno, indicanti una fase di profonda e veloce

erosione delle Apuane. Ciottoli di Macigno, con caratteristiche sedimentologiche e di giacitura analoghe a quelle descritte per la Val di Magra, si trovano anche nell'alta Val di Serchio, dove sono parzialmente ricoperti da diversi ordini di terrazzi fluviali più recenti (Puccinelli, 1988). E' verosimile che la loro deposizione sia collegata al maggiore sollevamento delle Apuane e contemporaneamente dell'Appennino Modenese.

Brecce dei versanti calcarei

I versanti calcarei più ripidi dei M.^{ti} dell'Uccellina, di Talamonaccio, dell'Argentario, di P.^{gio} del Leccio (poco ad Est di Orbetello) e di Ansedonia (Fig. 6) sono frequentemente tappezzati da brecce di versante, costituite in prevalenza da clasti calcarei a diversa cementazione e verosimilmente di diversa età. Molte di queste brecce sono collegate con grotte e impluvî carsici, riconoscibili più agevolmente lungo le falesie calcaree costiere. A proposito di questo carsismo Segre (1959) mette in evidenza che: "Nel calcare triasico (cavernoso retico) dell'Argentario rimangono le tracce di un carsismo antichissimo; la cui evoluzione morfologica ebbe a svilupparsi in epoca di forte continentalità allorché queste terre erano più elevate e lontane dal mare". Lazzarotto et al. (1964) hanno osservato che questa ipotesi è sostenuta da due elementi:

- il carsismo dell'Argentario, sebbene attualmente si trovi in una fase modificata da movimenti neotettonici (Segre, 1959), ha un'impostazione di dimensioni tali da non poter essere giustificato con un'attività solamente recente;
- la presenza di una fauna troglobia relitta assai interessante; in modo particolare le specie *Salentinella denticulata*, *Monodella argentarii*, *Triconiscus pusillus baschierii* (cieco e depigmentato), *Dolichopoda bacchetti*, *Bathysciola derosasi* (specie esclusiva della G.^{tta} di Punta degli Stretti e della G.^{tta} di S.Liberata) (Fig. 21) (Lanza, 1961). Se si tien conto del fatto che faune troglobie relitte in zone litorali si trovano soltanto dove non si sono avuti sedimenti pliocenici (cioè in genere sulle coste che dal Pliocene si sono abbassate senza essere state sommerse) appare probabile che tali faune relitte risalgano al Miocene Superiore.

La diversificazione delle brecce di versante in tre livelli è stata presentata nella tesi di laurea del dott. Daniele Sgherri, con relatore il prof. Costantini e correlatore il prof. Mazzanti del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena. A proposito si legge: "Ricapitolando e ponendo dei nomi per facilitarne il riconoscimento, nel Cono di deiezione alla radice [meridionale] di Collelungo nei M.^{ti} dell'Uccellina è possibile riconoscere le seguenti unità sedimentarie [di brecce] a iniziare da quella che affiora più in alto ma che in realtà è la prima che si è deposta, giacendo, da un certo livello, al di sotto delle altre ed essendo tutte e tre fortemente clinostratificate (Fig. 24):

- Brecce a cemento calcareo della Strada degli Olivi. (Più semplicemente <Brecce degli Olivi>). Si tratta di brecce poligeniche con clasti di dimensioni medie (di norma non maggiori di 10-15 cm) e rappresentati da tutti i tipi litologici pre-quaternari presenti nell'Uccellina [e comunque nei diversi rilievi di affioramento], anche se prevalgono nettamente i litotipi calcarei. Sono caratterizzate da un abbondante cemento calcareo, molto duro alla percussione, di un colore [grigio] neutro mai arrossato. Gli spessori di queste brecce sono assai variabili, difficilmente valutabili per la loro deposizione iniziale clinostratificata, comunque in genere dell'ordine di pochi metri, tanto che in prevalenza sembrano delle <croste> ricoprenti le formazioni calcaree. Per la loro datazione, non essendo noti finora elementi diretti sarà fatto riferimento alla loro giacitura;
- Brecce a matrice detritica della falesia sul retro del Paduletto (più semplicemente <Brecce della Falesia>). Sono anch'esse poligeniche, come le precedenti, ma se ne distinguono facilmente per avere in prevalenza clasti rivestiti da una spalmatura di colore rosso-vivo, quest'ultimo tinge anche la matrice di natura sabbioso limosa; le dimensioni dei clasti sono eterometriche da pochi centimetri a grandi blocchi metrici, anche le forme sono variabili tra le spigolose e le arrotondate, queste ultime comunque in netta minoranza". Nell'insieme delle Brecce della Falesia compaiono lingue nelle quali il materiale sabbioso-limoso della matrice prevale di gran lunga su quello breccioso. Fra il Collelungo e la fine della spiaggia attuale che fiancheggia la vecchia falesia sono visibili due di queste lingue una delle quali è potente circa 10 m e presenta un'esposizione accettabile, anche se il suo raggiungimento non è privo di pericoli per la cattiva tenuta dei clasti. Si tratta di un sedimento che presenta colorazioni nella pag-

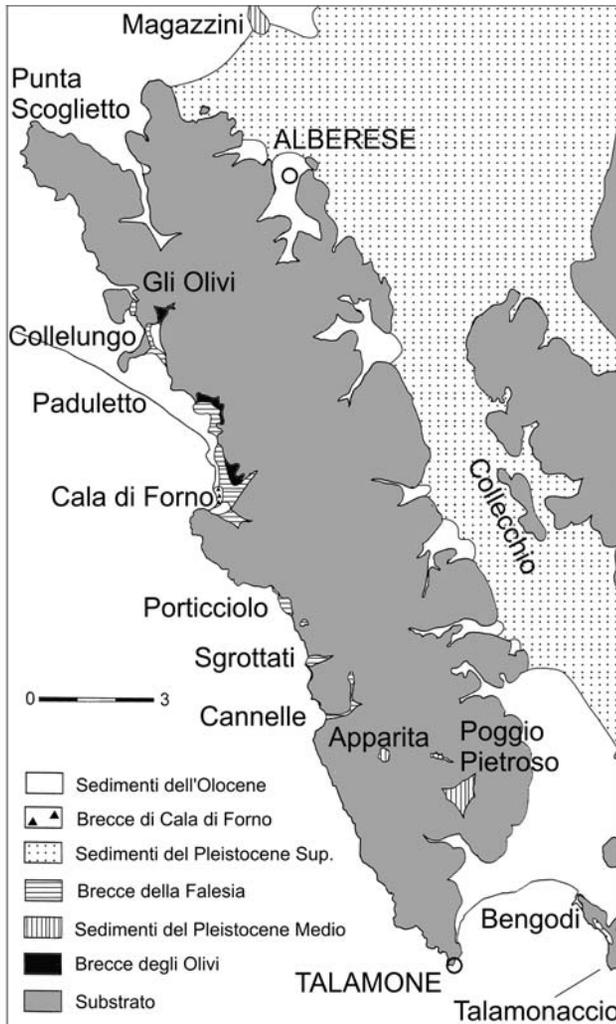


Figura 24 - Carta dei siti del Quaternario nei M.^{ti} dell'Uccellina – Collecchio – Talamonaccio.

Valle dell'Albegna, su residui d'erosione nei crinali dei colli: in sinistra, tra la Fatt. Cavallini e il Marruchetone i litotipi *a*, *b*; in destra, poco a Sud di C.^{sa} della Serpe, il litotipo *c* (in Fig. 21, a destra e sinistra del F. Albegna all'altezza de Il Fontanile).

Il primo litotipo è costituito da argille nere con sparpagliati piccoli ciottoli (2-3 cm) composti di calcari, selci e quarziti di derivazione dal substrato pre-neogenico. Livelli decimetrici di torba e di vulcanoclastiti sono intervallati alle argille per uno spessore massimo di circa 30 m.

Il secondo litotipo è formato da depositi piroclastici da sottili a grossolani con ceneri grigio chiare e strati di piccole bombe e di pomice, talora ben assortite e gradate, talaltra con tessiture pisolitiche, di deposizione sia subacquea, sia subaerea. Questo materiale vulcanico è riferibile all'apparato del Latera della Provincia Magmatica Romana, con un intervallo di attività compreso tra 320 e 240 *ka* (Barberi et al., 1994). Lo spessore di questo litotipo è di circa 10 m.

Il terzo litotipo è rappresentato da un calcare beige-rosato, talora massivo oppure stratificato, altre volte caratterizzato da diffusa porosità. Il massimo spessore di questo calcare è di circa 40 m.

Questa formazione contiene una fauna a Gasteropodi terrestri e una microfauna, non indicative di età ma caratteristiche di ambienti igrofilo di acque dolci.

ina 5 YR e talora 2,5 YR delle *Munsell Soil Charts* e che sembra aver subito una intensa accumulazione di argilla eluviata dagli orizzonti superiori. In superficie si osservano spesso orizzonti A2 grigio-rosei, sensibilmente impoveriti di argilla. Probabilmente si sono sviluppati fenomeni d'intensa eluviazione e di accumulazione negli orizzonti inferiori di misture di minerali argillosi e di ossidi di ferro. Questo tipo di alterazione pedologica ricorda quello presente nelle Sabbie di Val di Gori per le quali è stata proposta una deposizione in una fase climatica arida di forte accumulo eolico, precedente all'ultimo interglaciale, alla quale sarebbe seguita l'alterazione pedologica durante la fase caldo-umida dell'ultimo interglaciale. Si tratta quindi di breccie autoclastiche per la formazione delle quali occorre versanti ripidi e poveri di vegetazione in clima arido a forti escursioni tra il dì e la notte.

- <Breccie di Cala di Forno>. Sormontano le precedenti come è possibile agevolmente vedere nella località tipo. Torneremo su una loro descrizione nel capitolo sul Pleistocene Superiore.

Le Breccie della Falesia, tra Collecchio e Cala di Forno lungo il Paduletto e la spiaggia, non mostrano la loro base in quanto i loro affioramenti si prolungano in mare.

Fm di B.^{tro} le Stiacciole

Questa formazione è stata istituita da Bossio et al. (2004) nei tre litotipi eteropici: *a* – argille nere con ciottoli, *b* – tufiti, *c* – calcari lacustri. Gli affioramenti sono localizzati nella

Fm di Corea

Questa formazione è stata istituita di recente da Zanchetta et al. (2006) secondo i principi così presentati nel riassunto del loro lavoro: “Nuovi dati stratigrafici, ottenuti dall’esame di sondaggi e sezioni esposte hanno permesso una ricostruzione dettagliata della successione sedimentaria presente nel sottosuolo del settore settentrionale del <Terrazzo di Livorno> (Italia centrale). Di particolare interesse è stata la definizione di una nuova unità stratigrafica continentale. Sulla base dei dati stratigrafici e paleontologici, questa unità, definita come <formazione di Corea>, è stata correlata con lo stadio isotopico marino 6 (MIS 6) e alla transizione con il successivo MIS 5. La <formazione di Corea> comprende, alla base, un deposito fluviale prevalentemente ghiaioso, seguito, in continuità, da sedimenti limoso-sabbiosi di piana alluvionale. I depositi di piana alluvionale hanno restituito numerosi fossili di molluschi continentali e micromammiferi. Lo studio di queste associazioni, accompagnato dallo studio del contenuto pollinico e delle ostracofaune, ha permesso una dettagliata ricostruzione paleoambientale. Durante la deposizione dei livelli di piana alluvionale, l’ambiente doveva essere caratterizzato da spazi aperti con rada copertura arborea. L’associazione dei molluschi continentali mostra caratteristiche intermedie rispetto a quelle tipicamente <glaciali> o <interglaciali>, descritte finora in Italia. Di particolare interesse biogeografico è la presenza, nell’associazione malacologica, di *Orcula dolium* e di *Vallonia enniensis*, specie oggi ristrette all’Italia settentrionale. L’analisi del contenuto isotopico (carbonio e ossigeno) dei molluschi continentali e dei carbonati pedogenici suggerisce che il clima locale doveva essere leggermente più fresco dell’attuale (1-2 °C)”.

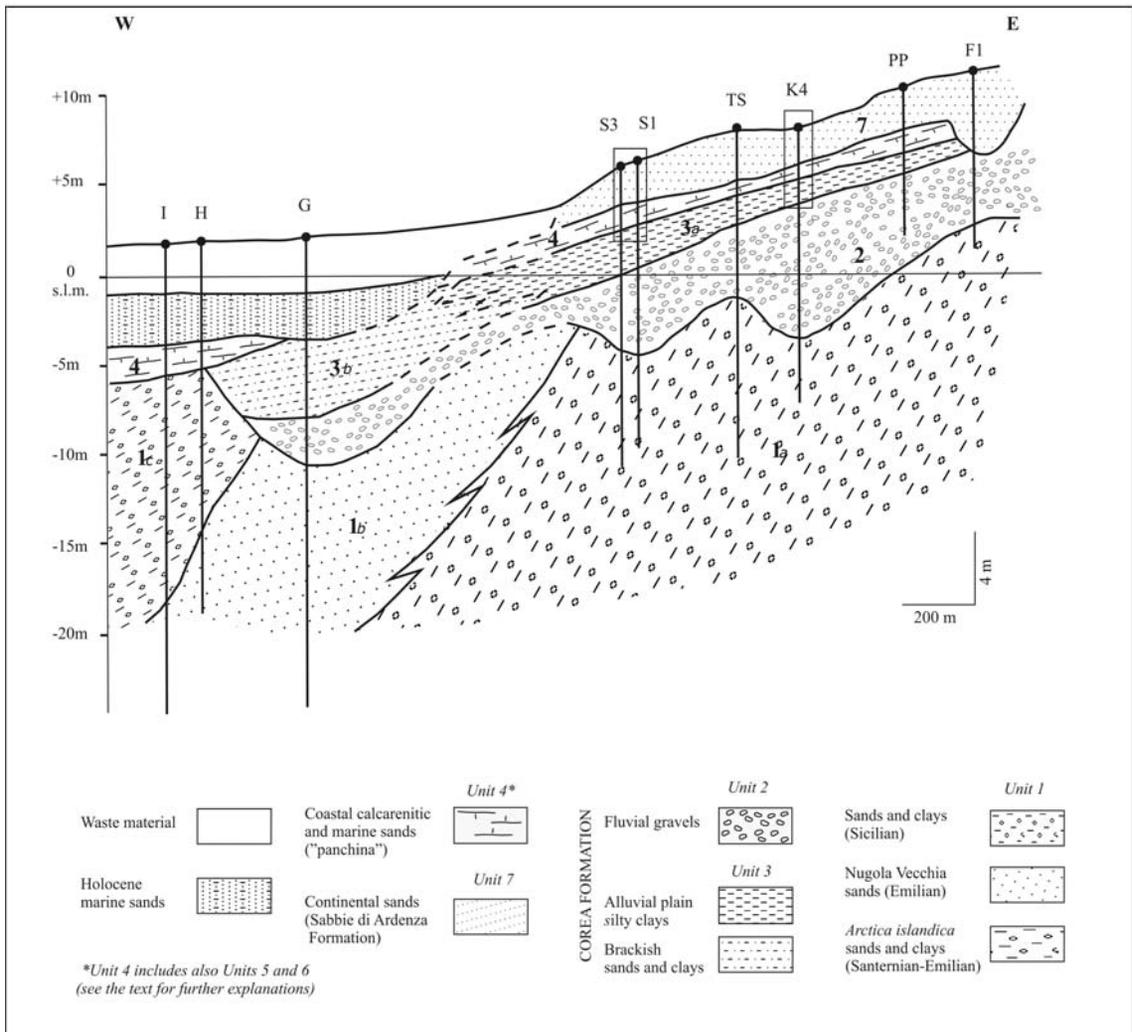


Figura 25 - Stratigrafie dei sondaggi studiati lungo il bordo NO del Terrazzo di Livorno (da Zanchetta et al., 2006).

La Figura 25 (riproduzione, con la sola specificazione del livello 1 in 1a, 1b, 1c e del livello 3 in 3a, 3b, della Figura 6 di Zanchetta et al., 2006) precisa la litologia e la stratigrafia dei sondaggi studiati; i numeri in grassetto in destra di questi ultimi corrispondono alle litologie e formazioni incontrate: 1a – sabbie marine e *silt* sabbiosi del Pleistocene Inferiore (sabbie e argille ad *Arctica islandica* del Santerniano-Emiliano), ora in sinonimia della Fm di Morrone; 1b - sabbie di Nugola Vecchia (Emiliano), cioè Fm delle Sabbie di Nugola Vecchia; 1c – sabbie e argille (Siciliano), cioè Fm delle Sabbie delle Fabbriche; 2 – ghiaie fluviali, (base della Fm di Corea); 3a -silt-argillosi di piana alluvionale, (Fm di Corea); 3b – sabbie e argille salmastre, (Fm di Corea); 4 – calcareniti costiere e sabbie marine (<panchina>), ora in sinonimia della Fm delle Calcareniti di Castiglioncello; 7 - sabbie continentali (Sabbie di Ardenza), ora in sinonimia delle Sabbie di Donoratico; - sabbie marine dell'Olocene, al ridosso della Gronda dei Lupi; - materiali sterili, ormai di coperture antropiche.

Zanchetta et al. (2006) nelle conclusioni del loro lavoro presentano la Fm di Corea come una nuova unità della stratigrafia del sottosuolo dell'area di Livorno (localizzazione nelle Figg. 19 e 23). Ritengono che la descrizione originale di Bacci et al. (1939) della sezione presso il Cimitero dei Lupi corrisponda perfettamente con la descrizione della Fm di Corea. Infatti Bacci et al. (1939) descrivono la presenza di un'unità di ghiaie basali, seguita da strati argillosi con una fauna non marina ed una panchina finale al tetto. Le specie studiate da Bacci et al. (1939), revisionate da Zanchetta et al. (2004) sono: *Carychium mariae*, *Oxyloma elegans*, *Succinea oblonga*, *Cochlicopa lubrica*, *Pupilla muscorum*, *Vertigo antivertigo*, *V. angustior*, *Orcula dolium*, *Vallonia pulchella*, *Limax* sp., *Vitrina* sp., *Cepaea nemoralis*, e la specie di acqua dolce *Galba truncatula*. Questa associazione sostanzialmente, secondo quanto sostenuto da Zanchetta et al. (2004), uguaglia quella della Fm di Corea, mentre è diversa da quella contenuta tra i due livelli di calcareniti (<Panchine>) del Pleistocene Superiore, noti a Livorno e da Barsotti et al. (1974) definiti, come vedremo, in livello *cp* e livello *p*.

La ricostruzione della successione stratigrafica dell'area di S.Stefano ai Lupi (localizzata in Fig. 26), tra il T.^{zzo} di Livorno e la P.^{nura} Pisana, è evoluta in molti anni e mette conto di conoscerne il lento progresso. Questo iniziò a Coteto (si veda l'ubicazione in Q delle Figg. 19 e 23) dove fu scavato un pozzo profondo 8 m di cui dà notizia Malatesta (1943). Dall'ordine con cui si presentava il materiale scavato (le pareti del pozzo erano state ricoperte quando fu fatto il sopralluogo) e dalle informazioni ricevute dai cavitatori, l'Autore ricostruì la seguente successione:

- a) terra vegetale
- b) panchina
- c) sabbia concrezionata
- d) argilla sabbiosa

Pur mancando elementi particolarmente significativi, Malatesta (1943) riferì al Tirreniano la fauna raccolta nella discarica, basandosi su considerazioni di varia natura; comunque la stratigrafia di questo pozzo non aggiunge niente a quanto già noto al Malatesta. Coteto, del resto, è una località distante poco più di 3 km da S.Stefano ai Lupi e si può considerare al centro dell'area del T.^{zzo} di Livorno, documentandone le più che notevoli dimensioni. A S.Stefano ai Lupi, in corrispondenza della scarpata settentrionale (detta <Gronda dei Lupi> del T.^{zzo} di Livorno su cui è costruito il Cimitero Comunale dei Lupi, era esposta la successione, oggi ricoperta da discariche e costruzioni, che fu descritta da Malatesta (1943): alla base della scarpata, a fianco delle alluvioni della P.^{nura} Pisana, affiorava una panchina a piccole lastre concrezionate, con fauna marina banale; verso l'alto le concrezioni calcarenitiche diminuivano, mentre aumentava la frazione sabbiosa del sedimento e la fauna diveniva sempre più scarsa e costituita da poche forme salmastre. Sormontava questi strati un sabbione che, a 2 m della base dell'affioramento, mostrava concrezioni ocracee e modelli di fusti di piante. Ancora di Malatesta (1943) è la notizia che a poche decine di metri dalla suddetta località, alle C.^{se} Popolari, durante uno scavo effettuato nel 1936, apparve, al di sotto di un livello di panchina marina evidentemente identificabile col precedente per giacere alla stessa quota, un livello di argilla palustre con ricca fauna a Molluschi e contenente anche pollini fossili. Secondo Bacci (in Bacci et al., 1939) la fauna del livello continentale (*D* in Fig. 26) è "... caratteristica di una radura soggetta a inondazioni in un clima paragonabile a quello delle alte valli alpine". L'associazione pollinica, studiata da Tongiorgi (in Bacci et al., 1939), è costituita per il 70% da *Pinus silvestris* typ., per il 20% da *Picea* cfr. *excelsa*, per il 10% da *Abies alba* ed è caratteristica di "un ambiente forestale tipicamente glaciale". Dato l'interesse di que-

sti risultati, nel tentativo di meglio precisare la posizione stratigrafica del livello palustre, fu deciso di eseguire un sondaggio a partire dalla panchina marina (*E* in Fig. 26) che affiorava al piede della scarpata del Cimitero dei Lupi. Il sondaggio, effettuato con una trivella a mano, incontrò nuovamente il livello di argilla continentale delle C.^{sc} Popolari, poi sabbia grigia sempre più grossolana verso il basso (*C* in Fig. 26) e, infine, un banco di conglomerato (*B* in Fig. 26), in corrispondenza del quale fu arrestato. Malatesta (in Bacci et al., 1939) mise in evidenza la possibilità di correlare il livello argilloso continentale con quello analogo noto al Ponte Girante (localizzato nelle Figg. 19 e 23 e anch'esso a poco più di 3 km da S.Stefano ai Lupi) "... sarei molto propenso ad identificare il livello argilloso dei Lupi con quello simile del Ponte Girante. D'altra parte anche in questa località l'argilla era sormontata da panchina e questo fatto, aggiunto alla coincidenza di altezza tra i due giacimenti, mi sembra avvalorare molto la mia idea". Sulla successione stratigrafica che venne alla luce in uno scavo per le fondazioni del Ponte Girante, circa 700 m ad Est del grande scavo del Bacino di carenaggio di T.^{re} del Fanale, Barsotti et al. (1974) riportano (da Appellius, 1871, che riprese i dati dagli appunti di G.B. Caterini, noto collezionista livornese di conchiglie) questa descrizione dall'alto: - Primo strato: Terreno di trasporto a metri 1,70 s.l.m.; - Secondo strato: Strato di alga di 0,75 m; - Terzo strato: Panchina di 0,70 m; - Quarto strato: Limo lacustre e fossili di 0,80 m; - Quinto strato: Marna biancastra con fossili uniti in qualche punto a ciottoli di calcare alberese di 1,33 m". Nel quinto strato l'Autore trovò una ricca fauna a Molluschi marini sicuramente riferibile al Tirreniano (secondo Malatesta, 1943), mentre nel limo del quarto strato rinvenne, oltre a numerosi oogoni di *Chara*, Molluschi dulcicoli e terrestri che indicano condizioni climatiche più fredde di quelle attualmente esistenti nella zona. Tutto ciò tanto per chiarire che la possibilità di correlazione tra la successione stratigrafica di S.Stefano ai Lupi con quella del Ponte Girante si deve a Malatesta (1943) e non a Barsotti et al. (1974) come indicato da Zanchetta et al. (2006). In effetti Barsotti et al. (1974) dichiarano "...a nostro avviso la corrispondenza è evidente anche con il livello di argilla torbosa nera (*at*) della Torre del Fanale, non solo per le caratteristiche della fauna che contiene e per il suo significato, ma anche per la posizione stratigrafica" accettando così la proposta di Malatesta.

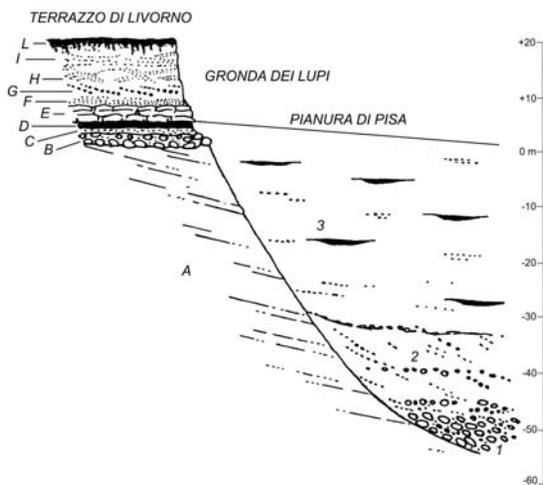


Figura 26 - Successione stratigrafica della <Gronda dei Lupi> (da Fancelli et al., 1986): *A* - Fm di Morrone; *B* - Conglomerato; *C* - Sabbia grigia; *D* - Argilla continentale di clima freddo; *E* - <Panchina> con fossili marini; *F* - Sabbia con fauna salmastra; *G* - Ghiaino; *H* - Sabbia grossolana di duna arrossata; *I* - Sabbia eolica finissima, arrossata, finemente stratificata; *L* - Suolo contenente industria mustertiana; *1* - Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina; *2* - Limi fluvio-palustri del sottosuolo; *3* - Limi fluvio-palustri di superficie.

Morfologie e formazioni incertae sedis

Barsotti et al. (1974) istituirono il T.^{ZZO} di Salviano tra il Rio Paganello e il Rio Ardenza, delimitato verso Oriente dalla scarpata del T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce (assai nettamente nel tratto centrale tra il Rio Maggiore e il Rio Cignolo, attraverso una scarpata poco rilevata più verso Nord) e delimitato verso Occidente dalla spianata del T.^{ZZO} di Livorno, che si attesta alla scarpata del T.^{ZZO} di Salviano più rilevata a Nord di quest'ultima località (Fig. 19).

In questo lavoro del 1974 venne data la stratigrafia delle formazioni riconosciute sulla superficie del T.^{ZZO} di Salviano (le Sabbie di V.^{la} Padula nella metà settentrionale e il Conglomerato di Rio Maggiore e le Sabbie di V.^{la} Padula nella metà meridionale, secondo quanto indicato in Fig. 22) e fu tentata la ricostruzione delle stratigrafie dei loro sottosuoli nell'ambito del T.^{ZZO} di Salviano. Le Sabbie di V.^{la} Padula, essenzialmente di natura eolica, furono ritenute formare un sottile manto sopra la spianata del terrazzo, essere molto fini e piuttosto silicee e presentare talora argillificazioni con sbiancature che contrastano col colore arancio-bruno generale. Inoltre vi furono osservati rari ciottoli, parte dei quali costituiti da rocce del Dominio Ligure e parte del Toscano del M.^{te} Pisano; questi ulti-

mi furono considerati rimaneggiati dal ruscellamento della vicina Fm di C.^{sa} P^{gio} ai Lecci che ne è ricca e quindi da ritenersi pre-esistente. Il Conglomerato di Rio Maggiore fu descritto come formato da ciottoli arrotondati, di dimensioni variabili (fino ad un massimo di 15-20 cm), costituiti da materiali del Dominio Ligure, a stratificazione spesso inclinata con immersione ad Occidente, ed evidenziata da superfici di separazione suborizzontali di sabbia grossolana e da livelli <terrosi> umifero-argillosi, probabili paleosuoli. L'insieme fu ritenuto disposto a cono di deiezione assai piatto, depositato allo sbocco del paleo-Rio Maggiore all'uscita dai M.^{ti} Livornesi. Sul substrato dei Conglomerati di Rio Maggiore, data l'inagibilità del sito già agli inizi degli anni '70, fu ritenuta valida (Barsotti et al., 1974) la descrizione di Malatesta (1943), tanto più che confermata da un sopralluogo del 1957 di Mazzanti. Dal punto, ormai inagibile, dove iniziano sul greto gli affioramenti del Dominio Ligure (P nelle Figg. 19 e 23 a +45 m, punto quotato I.G.M.); la descrizione di Malatesta è la seguente:

“metri 1 terreno vegetale,

- > 2,50 conglomerato fluviale [cioè ancora il Conglomerato di Rio Maggiore];
- > 2,50 argilla lacustre con Molluschi polmonati;
- > 2,50 sabbia eolica con Molluschi polmonati;
- > 0,50 ciottoli;

... panchina [a +38 m e non 52 come riferito da Malatesta]”.

In questa panchina l'Autore ha riconosciuto un *Pectunculus*, oggi *Glycymeris*, lamellibranco molto comune nelle <panchine> ma in realtà di nessun significato cronologico se non quello di essere frequentemente diffuso nei sedimenti marini costieri neogenici e pleistocenici.

A proposito del vocabolo <panchina> ormai è stato abbandonato come anticaglia, sebbene antichissimo in Toscana e specialmente nei dintorni di Livorno dove così era chiamata la roccia della quale esistevano importanti cave e che affiorava estesamente lungo la costa fino all'Ardenza. Questo vocabolo, frequente in questi scritti del livornese prof. Malatesta e nobilitato dall'uso che ne fecero, traendolo dalla voce popolare, pionieri illustri degli studi geologici quali il Targioni Tozzetti, il generale Lamarmora, il Cocchi, il Savi e tanti altri, oggi non può avere un significato litologico preciso. Così è stato soppiantato dal neologismo moderno di <calcarenite>, troppo tecnicamente superiore ad una povera <pietra da panchine>, anche se avrebbe potuto venire usato in senso <formazionale> (come suggerito da Mazzanti et al., 1981), adatto per un livello stratigrafico tanto comune nella Toscana Costiera e collegato anche ad una morfologia ben precisa, per esempio, invece di quello di <Calcareniti di Castiglioncello>, termine congruo per la Stratigrafia Internazionale in quanto strettamente indicativo del tipo litologico e della Località Tipo.

Ma torniamo al substrato del Conglomerato di Rio Maggiore che fu descritto, ancora da Malatesta (1943) quando ebbe l'occasione, nell'autunno del 1938, di visitare un pozzo, aperto presso Salviano a partire dalla quota di +35 m. La successione stratigrafica è la seguente discendendo dall'alto:

“metri 2 conglomerato fluviale;

- 1,40 terreno vegetale;
- 3 banchi alternati di ghiaie e terreno vegetale;
- 0,50 argilla con piccole ghiaie e resti di piante e molluschi terrestri;
- 1 panchina a banchi e resti di molluschi marini; [cioè a quota 28,10 m]
- 2 argilla azzurra;
- 2 sabbie concrezionate e massi di alberese forati dai litodomi;
- 1 argilla calcarea;

... panchina [a quota 22,10 m; questa quota e ovviamente quella di 28,10 m sono troppo alte per un sedimento marino del Tirreniano a Livorno]”.

Malatesta ha considerato tutta la successione del Pozzo di Salviano, al di sotto del livello di panchina superiore, come un unico ciclo sedimentario e ha proposto la correlazione della <panchina a banchi e resti di molluschi marini> di questo pozzo con la panchina prima ricordata del greto del Rio Maggiore. Si veniva così a proporre, nel sottosuolo del T.^{ZZO} di Salviano, l'esistenza di un ciclo marino, verosimilmente pleistocenico ma non sicuramente datato, tra il T.^{ZZO} di Livorno, già attribuito sicuramente al Pleistocene Superiore e il T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce, allora considerato da Malatesta probabilmente del Siciliano, ma ritenuto del Pleistocene Medio, malgrado mancassero dati sicuri, da Barsotti et al. (1974). Ricordiamo che anche in quest'ultimo lavoro la parte basale della Fm delle Sabbie di V.^{la} Padula fu tentativamente correla-

ta con i livelli marini (Fm di Salviano) segnalati da Malatesta al di sotto dei sedimenti continentali del Conglomerato di Rio Maggiore. Tuttavia negli affioramenti delle Sabbie di V.^{la} Padula, nell'ambito del T.^{zzo} di Salviano, non sono mai stati rinvenuti fossili marini, neppure dove è visibile la loro parte basale e cioè subito al di sopra dei due piccoli affioramenti del substrato (zona compresa tra i rii Cignolo e Paganello in Fig. 22), nell'area immediatamente in destra del Rio Ardenza e tanto meno nella lunga zona compresa tra il Rio Ardenza e la Fatt. Pianacce-M.^{te} Burrone, come risulta in Fig. 22, tratta dalla carta geologica schematica di Giannelli et al. (1982). In questa carta sono stati suddivisi per la prima volta i Conglomerati di V.^{la} Umberto I (ora di V.^{la} Battaglia) dagli affioramenti di "Panchina, sabbie rosse (talora con ciottoli) di Villa Padula". Anzi è proprio al limite meridionale di quest'ultima zona (cioè a ridosso del M.^{te} Burrone) che appaiono le uniche lenti di <panchina> senza fossili e a stratificazione incrociata, verosimilmente di tipo eolico, intercalate negli strati basali direttamente sopra la spianata del T.^{zzo} della Fatt. Pianacce, ma indicate come "Conglomerati e sabbie della Fattoria Pianacce" in Barsotti et al. (1974), "Panchina, sabbie rosse (talora con ciottoli) di V.^{la} Padula" in Giannelli et al. (1982), "Sabbie rosse (talora con ciottoli), calcareniti sabbiose di Villa Padula" in Lazzarotto et al. (1990). Così va notato, unico elemento decisivo, che in tutte queste ultime definizioni di <panchine> o di <calcareniti> di <V.^{la} Padula> è che nessuno ha mai fatto esplicito riferimento alla presenza di fossili marini. Nelle conclusioni del lavoro di Giannelli et al. (1982) si osserva: "Secondo il nostro punto di vista, ovviamente aperto ad eventuali suggerimenti ed emendamenti che derivino dall'esame di successioni stratigrafiche paleontologicamente ben documentate, ci sembra ragionevole considerare come appartenenti al Pleistocene medio sedimenti e morfologie più antichi di quelli tirreniano-würmiani; ci riferiamo ai Conglomerati di Villa Umberto I, ai Conglomerati, sabbie e limi di Casa Poggio ai Lecci (entrambi correlabili con i Conglomerati di Bolgheri), alle Sabbie rosse di Villa Padula (paragonabili alle Sabbie rosse di Val di Gori), al terrazzo della Fattoria Pianacce e a quello di Villa Padula". L'"analogia" delle Sabbie di V.^{la} Padula con le Sabbie di Val di Gori, considerate "paragonabili" da Giannelli et al. (1982), è stata proposta da Mazzanti (1995); ma Giannelli et al. (1982) affacciarono anche un'altra soluzione: "Viene così a cadere l'ipotesi di una successione sedimentaria intrarissiana continua da una ipotetica fase marina di base a una invece ben documentata fase continentale di tetto.

In questa visione è del tutto improbabile che gli strati marini segnalati da Malatesta nel sottosuolo di Salviano rappresentino una formazione quaternaria; è invece più verosimile che siano collegati a un ciclo neogenico [sedimenti del Miocene Superiore affiorano effettivamente a circa 1 km ad Est e del Pliocene a circa 1 km a SSE di Salviano] di cui, del resto, già nel lavoro di Barsotti et al. (1974) era stata supposta l'esistenza e al quale erano stati riferiti gli strati più profondi del pozzo di quella località.

Per quanto riguarda la Formazione [cioè il Conglomerato] di Rio Maggiore è molto improbabile che si possa considerare ancora appartenente alla unità di Salviano [cioè, in altri termini, sia in continuità stratigrafica con la successione di Salviano] ed è invece più verosimile che rappresenti un episodio [indipendente] posteriore.

In conclusione resta a rappresentare i sedimenti della unità di Salviano la sola Formazione delle Sabbie di Villa Padula. Queste sabbie rosse [ma prima definite arancio-scuro da Barsotti et al. (1974)], continentali, caratterizzate nella zona di Villa Maria (Fig. 22) da industrie clactoniane e acheuleane [però i dintorni di V.^{la} Maria sono circondati da sabbie rosse vivaci più somiglianti alle Sabbie di Val di Gori] hanno i loro affioramenti più tipici sopra il Terrazzo della Fattoria Pianacce, ma non hanno con esso alcun rapporto genetico e la loro sovrapposizione è da considerarsi solo casuale. Ciò è dimostrato dal fatto che esse ricoprono direttamente anche superfici di erosione che incidono la spianata di questo terrazzo (zona di Rio Ardenza) o altre incisioni più recenti poste a quote più basse.

Anche le Sabbie di Villa Padula formano un terrazzo, non tanto perché sia piatta la superficie sulla quale poggiano, ma per il fatto che è piatta la loro superficie superiore. Questo era stato indicato nel lavoro del 1974 come <Terrazzo di Salviano>; preferiamo oggi indicarlo col nome di <Terrazzo di Villa Padula> perché la località di Salviano non sembra situata in una posizione fra le più chiare dal punto di vista morfologico.

Esso ha il limite inferiore assai ben delineato fra il Rio Ardenza e il Rio Paganello [cioè, ripetiamo, nelle due località presso le quali al di sotto delle Sabbie di V.^{la} Padula affiorano direttamente formazioni del Dominio Ligure], dove [il T.^{zzo} di V.^{la} Padula] è stato tagliato dall'erosione operata alla base della trasgressione tirreniana. Altrove i suoi limiti, sia inferiore che superiore, sono sempre di difficilissima soluzione [già nel 1982

ed ormai perché l'area è entrata a far parte della città]. Infatti cadono talvolta sopra i Conglomerati di Villa Umberto I [oggi Conglomerati di V.^{la} Battaglia] e sopra quelli di Casa Poggio ai Lecci, i cui ciottoli si trovano in gran quantità colluviati nelle stesse Sabbie di Villa Padula, talaltra direttamente sulla spianata del Terrazzo della Fattoria Pianacce o all'interno delle incisioni di alcune valli attuali che rivelano così la loro natura di paleovalle riesumate.

L'età delle Sabbie rosse di Villa Padula, in mancanza di ogni tipo di fauna, va desunta dai rapporti di giacitura: esse sono scalzate alla base dal sottostante Terrazzo del Tirreniano di cui sono chiaramente più antiche; inoltre sormontano, ricoprendone però anche le incisioni posteriori, il Terrazzo della Fattoria Pianacce del quale sono più recenti”.

Lazarotto et al. (1990) si sono allineati con la prima ipotesi interpretativa trascurando la possibilità dell'esistenza di una <panchina rissiana> nel sottosuolo di Salviano ed hanno accettato quanto ritenuto possibile da Giannelli et al. (1982) sull'appartenenza dei Conglomerati di Rio Maggiore ad una fase fluviale più recente del Pleistocene Medio.

Con la recente scoperta della Fm di Corea, attribuita al MIS-6 (paragonabile al <Riss superiore>), si aprono nuove prospettive per la precisazione della stratigrafia nell'ambito del Pleistocene Medio. L'area di Livorno si conferma di grande interesse a questo proposito, secondo lo schema di Figura 27 (tratto da Zanchetta et al., 2006). In particolare per quanto riguarda la collocazione delle formazioni *incertae sedis*, alle quali propriamente è riservato questo capitolo, si apre la possibilità di reinterpretare la posizione e il significato delle <panchine> (da ora calcareniti del Pozzo di Salviano), di facies marina insieme ai livelli loro intercalati tra le quote +22,10 e +28, 10, secondo quanto descritto da Malatesta (1943), successione di strati che sarebbe opportuno riunire nella Fm del Pozzo di Salviano. La superiore di queste calcareniti potrebbe corrispondere a quanto segnalato da Malatesta (1943) al fondo della successione stratigrafica del Rio Maggiore (a quota +35) nel punto P delle Figg. 19 e 23 (affioramento coperto da ogni tipo di rifiuti ma passibile di essere riportato in luce). Questa formazione andrebbe sostituita alle <Calcareniti sabbiose di V.^{la} Padula>, inesistenti nel Luogo Tipico (finora segnalato) e dal momento che le stesse <Sabbie di V.^{la} Padula>, segnalate tra il Rio Ardenza e il M.^{te} Burrone in Figura 22, vengono ora considerate come appartenenti alle Sabbie di Val di Gori. L'unica difficoltà concettuale a questa ipotesi riguarda che la Fm del Pozzo di Salviano, secondo questa nuova ipotesi, si sarebbe deposta per una lunghezza di poco più di 1 km all'interno di una valle (il paleo-Rio Maggiore) incisa in rocce del Dominio Ligure e, per un certo tratto, anche nella spianata del T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce (o T.^{ZZOI} che dir si voglia). D'altra parte a nostro avviso questa,

al momento delle conoscenze attuali, è l'unica possibilità di dare un riferimento concreto alle <Calcareniti sabbiose di Villa Padula> di Zanchetta et al. (2006), visto che in nessuno dei numerosi pozzi studiati nel loro lavoro è stata rintracciata una formazione calcarenitica da riferire al MIS 7-9?, indicato in Figura 26 al di sotto degli strati della Fm di Corea. Del resto abbiamo già illustrato che nella Costa Toscana dovevano sfociare ampi valloni di escavazione anteriore al parziale riempimento delle Sabbie di Val di Gori, per cui la deposizione in una <ria> di quello che può restare di un deposito marino di una fase post-T.^{ZZO} della Fatt. Pianacce ed anteriore alla deposizione dei sedimenti del Terrazzo di Livorno del Pleistocene Superiore, può essere considerata un'ipotesi tutt'altro che assurda.

D'altra parte questa nostra ipotesi amplia le possibilità d'interpretazione anche del significato del Conglomerato di Rio Maggiore, cono di deiezione potente fino a circa 10 m su una superficie di più di 1 km², tutto sommato una bella massa di sedimento in superficie praticamente unica tra i corsi d'acqua che circondano i M.^{ti} Livornesi, ma che sparisce all'arrivo

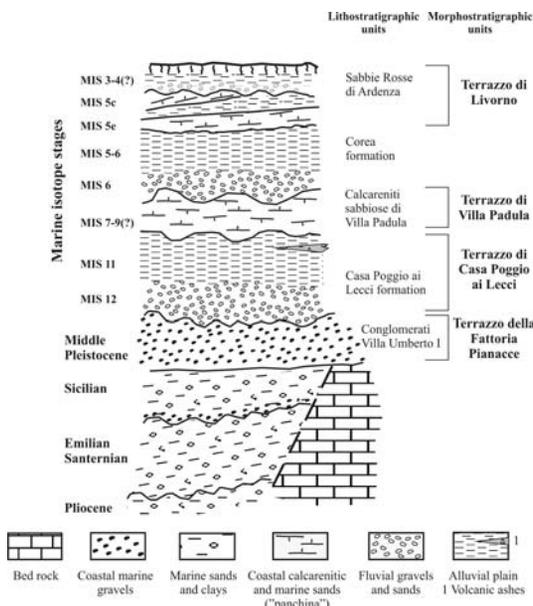


Figura 27 - Stratigrafia del Pleistocene di Livorno secondo Zanchetta et al. (2006).

della trasgressione del Tirreniano. Vien fatto di pensare che il livello delle Ghiaie fluviali presenti alla base della Fm di Corea fino a spessori di oltre 5 m possa corrispondere al prolungamento del Conglomerato di Rio Maggiore sommerso dalla trasgressione del Tirreniano.

I quattro ordini di terrazzi alluvionali tra la Val d'Osa e la Val d'Albegna

Bossio et al. (2004) (Fig. 21) hanno riconosciuto e cartografato quattro ordini di terrazzi alluvionali, distinguendone le spianate e le scarpate. Dal più alto al più basso sono:

- at 1 (o di Podere Fontanile) da quota 80 a 115 m;
- at 2 (o della Fattoria Banditella) da quota 45 a 85 m;
- at 3 (o di Sant'Andrea a Civilescio) da quota 15 a 55 m;
- at 4 (o dei Tre Cerri) da quota 10 a 40 m.

L'ultimo di questi terrazzi è verosimile corrisponda ad una fase würmiana in quanto è segnalato chiaramente sovrapporsi alle Sabbie e conglomerati di Poggio del Molinaccio, una formazione di ambiente marino litorale in parte salmastro attribuita al Tirreniano (Bossio et al., 2004) e quindi da considerarsi appartenente al Pleistocene Superiore, mentre gli altri tre, per raggiungere quote maggiori del precedente ma al tempo stesso per essere a quote minori della Formazione di Botro le Stiacciole, devono essersi formati dopo i 240 mila e prima dei 125 mila anni or sono rientrando così nelle fasi più recenti del Pleistocene Medio.

Osservazioni conclusive sul Pleistocene Medio

Nell'area sopra definita per la Toscana Costiera solo le Sabbie di Val di Gori e la Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, che sormontano direttamente il T.^{zzo}I, sono le due unità sedimentarie e quella morfologica più caratterizzanti il Pleistocene Medio. Le altre formazioni hanno affioramenti molto più frammentari o sono state incontrate solo in pozzi e anche quando, come la Fm di Botro le Stiacciole, possono vantare un sedimento che permette una datazione radiometrica, oppure la Fm di Corea, tanto ricca di implicazioni stratigrafiche, il loro significato è diminuito dalla limitatezza degli affioramenti. Non così le due formazioni di cui sopra, delle quali la prima insiste su un terrazzo di sicura abrasione marina che fiancheggia la costa toscana dai M.^{ti} Livornesi a quelli di Campiglia M.^{ma} con una probabile origine distaccata fin sull'Argentario; essa ha offerto una notevole quantità di reperti acheuleani. La seconda, nei dintorni di S.Romano, contiene le Tufiti di Montopoli, datate radiometricamente a circa 500 ka, al di sotto delle quali sono stati rinvenuti reperti di tecnica clactoniana arcaica e acheuleana pure arcaica, negli stessi affioramenti dei dintorni di Montopoli, S.Romano, La Rotta; mentre dall'affioramento di C.^{sa} dei Ghiacci, presso C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci, provengono i due bifacciali di tecnica acheuleana evoluta.

Accantoniamo le precedenti osservazioni senza trarne per adesso ulteriori significati. Passiamo invece a ricordare che abbiamo molto insistito sulla continuità, nell'ambito del T.^{zzo}I (e adesso possiamo ben affermare T.^{zzo} del Pleistocene Medio), tra l'area meridionale ricoperta in prevalenza dalle eoliche Sabbie di Val di Gori, riposanti sia direttamente sulla spianata marina (per presenza di fori di litofagi nelle formazioni del substrato del Dominio Ligure sotto M.^{te} Burrone), sia sui Conglomerati di V.^{la} Battaglia, di deposizione sicuramente marina per avere i ciottoli calcarei forati dai litofagi, sia direttamente dentro valloni di incisione più antica, e l'area più settentrionale tra la V.^{la} Mimbelli, la C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci e Collesalveti, prolungantesi ampiamente nel Valdarno Inferiore, con depositi di mare costiero solo presso quest'ultima località e, per il resto, di facies comunque continentale e più spesso fluviale.

Se già alla base del Siciliano le Sabbie delle Fabbriche è verosimile che siano corrisposte ad un episodio di sedimentazione glacioeustatica marina con la Fm di Bibbona e con i Conglomerati di Bolgheri (la prima deposta tra la fine del Pleistocene Inferiore e l'inizio del Medio e i secondi completamente nel Medio), in tutta la Toscana Costiera divengono più manifesti i cicli sedimentari di questo tipo, sia nei sedimenti decisamente marini, sia in quelli ad essi collegati, deltizi ed eolici. Di questi due ultimi episodi, ben documentati nel Bacino di Castiglioncello-S.Vincenzo (Mazzanti e Sanesi, 1987), non è stata rinvenuta traccia nelle C.^{line} Livornesi e Pisane mentre allo stesso intervallo cronologico della Fm di Bibbona non è improbabile corrisponda il Conglomerato di Montecarlo nelle Cerbaie.

Le Tufiti di Montopoli, con la datazione oscillante intorno a 500 ka, pongono l'Unità di S.Romano della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci intorno alla forte oscillazione fredda dell'OIS 12 mentre, come è ovvio, dato che i depositi di quest'ultima sono stati segnalati disposti <base contro base> all'Unità di Cava Erta (Zanchetta *et al.*, 1998), l'età di quest'altra formazione deve essere necessariamente precedente. D'altra parte non vanno dimenticati i due bifacciali di tecnica acheuleana evoluta di C.^{sa} dei Ghiacci che portano tra 200 ka e 150 ka l'età della Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci nelle vicinanze della prima Sezione Tipo pubblicata. Così nel Valdarno Inferiore i sedimenti finora riferiti al T.^{zzo}I, cioè alla Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci in un insieme cartograficamente ancora indifferenziato, si stanno rivelando depositi almeno in 300 ka, con progressione verso Ovest. D'altra parte già Federici e Mazzanti (1995) avevano insistito sulla necessità di considerare i terrazzi pleistocenici della Toscana Costiera comunque come policiclici per la presenza dei vari indizi già accennati e che dovranno essere maggiormente considerati per valutazioni più dettagliate di quelle attualmente conosciute.

La paleogeografia, che ha corrisposto alla deposizione di questi sedimenti, doveva essere strutturata con una costa marina tutta più interna rispetto a quella attuale: le Apuane e il M.^{te} Pisano, in forte sollevamento, non dovevano variare molto ma la Piana di Livorno era sommersa dal mare che si addentrava con un golfo nell'area occidentale dell'odierna P.^{nura} di Pisa, episodicamente fino a Sud di

Collesalveti e probabilmente fino a raggiungere l'attuale piede occidentale del M.^{te} Pisano. Durante il Pleistocene Medio i movimenti neotettonici si sono esplicati con il sollevamento epirogenetico di tutta la Toscana Marittima, con punte di maggiore attività molto probabilmente in corrispondenza dei maggiori rilievi attuali, compresi tra la costa odierna (M.^{ti} Livornesi, M.^{ti} della Gherardesca, M.^{ti} di Campiglia M.^{ma}, R.^{evo} di Piombino) e l'antica Dorsale Medio-Toscana (Alpi Apuane, M.^{te} Pisano, Montagnola Senese, Uccellina, Argentario). I sedimenti del Pleistocene Medio risultano così variamente sollevati, molti al di sopra dei 50-60 m di quota considerati raggiungibili dal mare nel caso di totali deglaciazioni (Fairbridge, 1966) di tutti i ghiacci presenti sulla Terra, tuttavia con andamenti che solo di rado e di poco superano le attuali quote di 120-130 m. Questi sedimenti sembrano anche interessati dall'attività di alcune faglie nel sottosuolo della P.^{nura} di Pisa e delle alluvioni dell'Arno, al piede meridionale delle C.^{line} delle Cerbaie. Queste ultime nel Pleistocene Medio non dovevano ancora essere individuate come colline ma rientrare in un'ampia pianura percorsa dal Serchio e dai suoi affluenti che lo raggiungevano dal M.^{te} Pisano e dal Nievolese; questa pianura doveva estendersi ampiamente anche verso Sud, molto maggiormente che non l'attuale in quanto i conglomerati che ne indicano l'esistenza (Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci con le varianti dei suoi membri, si trovano fin sotto S.Miniato, Montopoli, Monte Castello, Lucagnano, Lari, Fauglia).

I sedimenti del Pleistocene Medio, in affioramento, attualmente sono tutti distribuiti in terrazzi per il sollevamento tettonico che li ha interessati e per le intense fasi di erosione fluviale e marina, ovviamente queste ultime più accentuate lungo costa, in conseguenza degli abbassamenti del livello del mare durante le fasi anaglaciali, caratterizzate da aumento delle precipitazioni e delle erosioni favorite anche dall'abbassamento dei livelli di base di tutti i corsi d'acqua.

Per quanto riguarda il riconoscimento di livelli del Pleistocene Medio sepolti dai terrazzi del Pleistocene Superiore o dalle pianure dell'Olocene della Toscana Costiera, finora sconosciuti o non riconosciuti in affioramenti naturali, bisogna ricordare che le uniche possibilità d'individuazione sembrano riposte nel <pescare> dai sondaggi qualche livello passibile di determinazioni di età del Piano Ioniano (Zone MNN19f, 20, 21a) oppure passibile di essere studiato con metodi radiometrici. A quest'ultimo proposito è emblematica la recentissima ricerca (Zanchetta et al., 2006) che, con la scoperta della Fm di Corea, ha riaperto nuove, o in precedenza trascurate, possibilità interpretative di dati, per la zona di Livorno, già parzialmente rivelati dall'accorto rilevamento geologico di Malatesta (1943 e 1954) ma che erano apparsi frammentari e difficilmente inseribili nel contesto generale del Pleistocene della Toscana Costiera.

Stratigrafia e morfologia del Pleistocene Superiore e dell'Olocene della Toscana Costiera

Introduzione

Per il Pleistocene Superiore e l'Olocene, secondo i limiti cronologici accennati in precedenza, sarà utile presentare contemporaneamente i lineamenti generali stratigrafici e morfologici per evitare fastidiose ripetizioni, visto che nella maggioranza delle situazioni gli spessori sono esigui e le principali informazioni si ricavano dalle morfologie. Per lo stesso motivo preferiamo riunire in un capitolo quanto riguarda queste due <suddivisioni cronologiche> che, specialmente dopo le ultime decisioni della *Union of Geological Sciences* (Clague, 2005a), sono finite per venire considerate la prima uno *Stage* (Piano) e la seconda un' *Epoch* (Epoca) (Fig. 1). Inoltre il fissaggio della base della *Subseries* (Sotto serie) del Pleistocene Superiore (Fig. 2) in concomitanza dell'inizio dell'OIS 5e, determinato a 126 ka sui Cicli Astronomici (Clague, 2005b), spezza il ciclo sedimentario glacioeustatico del Tirreniano in due emicicli: un primo, fino al raggiungimento della sua massima fase trasgressiva, appunto a 126 ka, viene a trovarsi nell'OIS 6; un secondo, posteriore al massimo della trasgressione, rientra (di diritto) nell'OIS 5e. In altri termini, e un poco celiando, seguendo strettamente questi nuovi concetti si viene a dire che il primo ciclo del Tirreniano (appunto l'OIS 5e) inizia al punto che comincia a finire! In realtà sembra logico che la trasgressione del Tirreniano, data la sua natura glacioeustatica, sia cominciata prima del suo sviluppo massimo. D'altra parte il problema si ripete, almeno in Toscana in attesa della decisione dell'ICS, per il limite tra Pleistocene ed Olocene, che, anche attualmente, non corrisponde al limite fissato tra queste due Epoche perché la trasgressione glacioeustatica marina del Versiliano rientra nella parte finale della prima e in tutta la seconda.

Prima che ci abbandoni l'ultimo dei nostri lettori non superspecializzato nelle raffinatezze alle quali è giunto lo studio della Subera quaternaria, poco dignitosamente declassata da Era indipendente a Sub-Era del Neogene dalle superdecisioni (inappellabili?) dell'ICS, riepiloghiamo che nella individuazione del Quaternario inizialmente è stata data molta importanza allo sviluppo dell'Uomo, quale <Era dell'Uomo> e delle glaciazioni secondo il <Calendario astronomico del Quaternario di Milankovitch>, più noto nella suddivisione delle quattro glaciazioni delle Alpi riferite agli ultimi 600 mila anni con le espansioni di Günz, Mindel, Riss e Würm intercalate a quattro periodi interglaciali l'ultimo dei quali è attuale (Milankovitch, 1938). Caduti entrambi questi argomenti per il progredire delle conoscenze che avrebbero condotto ad espandere il Quaternario almeno fino a gran parte del Pliocene se non addirittura in precedenza, e per il riconoscimento di un numero molto maggiore di fasi glaciali e interglaciali, l'attuale cronologia, schematizzata nelle Figg. 1, 2, 3, 5, sta creando un sistema altamente perfezionato, con metodologie sempre più raffinate quali la Biostratigrafia (basata principalmente sui Foraminiferi planctonici, sui nannofossili calcarei e sugli Ostracodi) per la serie marina, sulle Unità Faunistiche dei Vertebrati per la serie terrestre, la Scala Cronostratigrafica Globale basata su vari sistemi di determinazioni radiometriche di età (SCG), la Scala delle inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS) e la Scala dei Cicli Astronomici nei sedimenti (ACS) ("ripescata" parzialmente dai calcoli di Milankovitch), adatte sia ai fossili e ai sedimenti marini e terrestri e quindi alle loro correlazioni. Da un punto di vista del tutto generale si può osservare, sia pure nel miglioramento generale di tutte queste metodologie di ricerca, che le ultime tre, nei confronti delle altre, aumentano di precisione proprio nelle ricerche rivolte ai tempi più recenti, mentre le altre diminuiscono d'importanza fino a confondersi con le caratteristiche delle forme biologiche attuali. I sedimenti del Pleistocene Superiore e dell'Olocene formano una fascia con poche smagliature, se vi consideriamo pure quelli attualmente sommersi o formati dal mare anche in corrispondenza delle coste alte e rocciose. Essi fiancheggiano tutto il litorale continentale della Toscana e si addentrano nelle valli dei suoi fiumi principali, specialmente il sistema Arno-Serchio-Magra per la P.^{nura} Pisana-Versiliese, il sistema Ombrone-Bruna, il sistema Albinia-Osa e, in misura minore il Fine, il Cecina, il Cornia, il Pecora; ben diversa è la situazione nelle isole dell'Arcipelago, essenzialmente povere quando non del tutto prive di sedimenti del Pleistocene Superiore e dell'Olocene.

Tabella 2 - Il Paleolitico Medio in Toscana (da Galiberti, 1997).

In Toscana l'inizio del Musteriano resta ancora sconosciuto, per mancanza di riferimenti cronostratigrafici. Il più diffuso sembra essere per ora quello tipico a *débitage non levallois* (Botro ai Marmi, Poggio alle Volpi, S. Francesco di Cetona, etc.) le cui radici potrebbero trovarsi nelle industrie liguri del Würm avanzato. Nella parte orientale della Toscana è attestato uno Charentiano Quina e uno Charentiano a *débitage levallois* più (Grotta di Gosto) o meno sviluppato (S. Vincenzo, Grillaia, Indicatore); per Gosto c'è un'indicazione cronologica al Würm II. La fine del ciclo sembra contrassegnata, come in Liguria, da un forte sviluppo della denticolazione, qui associato a un calo del *débitage levallois* (grotte delle Apuane e siti all'aperto del Livornese) e anche dalla comparsa in alcuni casi di elementi del Paleolitico Superiore arcaico (dorsi profondi). Non mancano casi di denticolazione in industrie su ciottolito (Villa del Barone-Piombino).

La fascia costiera della Toscana per lunghi tratti corrisponde a formazioni subpianeggianti di aree relativamente lontane (nell'ordine dei chilometri) dal limite di massima trasgressione del T.^{ZZO}II (o del Pleistocene Superiore se contenente almeno un elemento databile a questo Piano) per cui la linea di riva della trasgressione olocenica (o Versiliana, tuttora in corso) passa su questo terrazzo dividendolo, lungo una costa rocciosa ma estremamente bassa, in una parte sommersa ed in una ancora emersa. Questa prima tipologia costiera <a T.^{ZZO}II semisommerso dal mare olocenico> (Fig. 28) si presenta tra la Terrazza Mascagni di Livorno ma, prima della costruzione della città moderna, tra la Fortezza Vecchia e la V.^{la} Carolina d'Ardenza (lungo la linea di riva attuale per circa 3,5 km) ed inoltre tra la V.^{la} Casamarina di Caletta e la P.^{ta} Lillatro di Rosignano Solvay (lungo la linea di riva attuale per circa 2,3 km). La sezione geologica più interessante di questa tipologia geomorfologica venne alla luce in occasione del grande scavo per il Bacino di carenaggio della T.^{re} del Fanale nella parte sommersa del T.^{ZZO}II e fu studiata da Barsotti et al. (1974). L'estensione massima verso l'interno della parte emersa del T.^{ZZO}II a Livorno è di circa 5 km tra la Fortezza Vecchia e il Rio di Vallelunga (Lazzarotto et al., 1990), quella del T.^{ZZO}II a Rosignano Solvay è di 3,8 km tra la P.^{ta} Lillatro e La Fornace sul F. Fine (Bartoletti et al., 1986).

Elementi essenziali per lo sviluppo di spianate ampie diversi km² come quella alla base del T.^{ZZO}II a Livorno e a Rosignano Solvay sono l'innalzamento glacioeustatico del livello marino durante le fasi trasgressive tirreniane ed intra-würmiane, ovviamente in primo luogo, ma anche la presenza di un substrato geologico di litologie facilmente erodibili (in entrambi i casi le argille pleistoceniche della Fm di Morrone e le Sabbie di

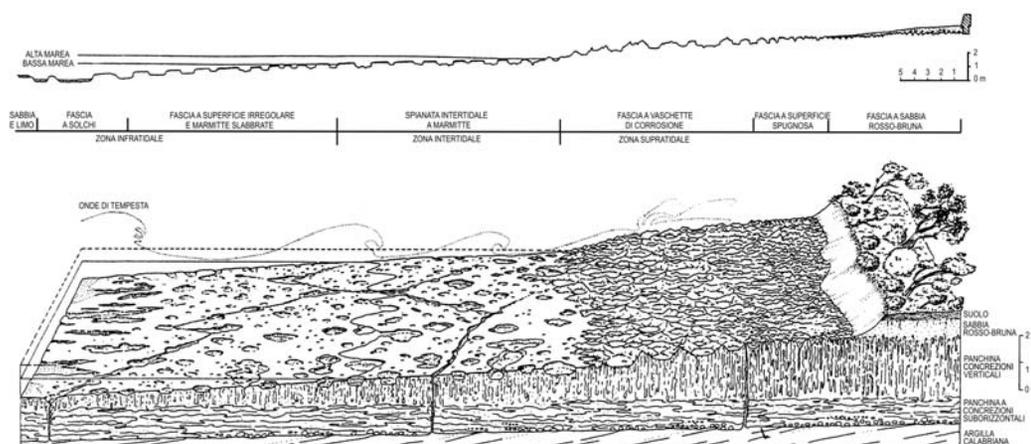


Figura 28 - Stereogramma per mostrare le strutture sedimentarie delle Calcareni di Castiglioncello e le fasce di erosione che si sviluppano sopra la loro superficie superiore per azione, nella fascia supratidale, dell'aerosol marino nei giorni di vento di mare cui si mescolano le acque dolci dei giorni di pioggia e, nelle fasce sommerse, per le azioni della dinamica marina (da Mazzanti e Parea, 1979).

Nugola Vecchia) distribuite su un paesaggio basso-collinare con molta probabilità morfologicamente divenuto quasi piatto, ben prima dell'inizio del Pleistocene Superiore, per una successione di terrazzi glacioeustatici marini sviluppatasi e sovrappostisi verosimilmente durante l'ultima parte del Pleistocene Inferiore e durante tutto il Pleistocene Medio e solo in piccola parte conservatisi fino a noi in minuti frammenti, secondo quanto descritto nei capitoli precedenti. Infine l'attuale situazione geomorfologica caratterizzante questi terrazzi del Pleistocene Superiore è collegata al fatto che, quando sono stati parzialmente sommersi dalla risalita olocenica del mare, si sono trovati in aree marine poco fornite da apporti detritici fluviali per cui sono rimasti praticamente privi di spiagge e conseguentemente di importanti cordoni di dune. In molte località la tipologia a T.^{ZZO}II semisommerso dal mare olocenico passa lateralmente alla tipologia <a T.^{ZZO}II semisommerso dal mare, dalla spiaggia e dalle dune oloceniche> (Fig. 29). E' quanto è successo in corrispondenza delle aree nelle quali la sedimentazione della trasgressione olocenica su questi terrazzi ha ricevuto l'apporto da corsi d'acqua con un discreto trasporto solido. Nella pianura del Bacino di Castiglioncello – S.Vincenzo (tra la P.^{ta} Lillatro e S.Vincenzo con gli apporti dei fiumi Fine e Cecina), nella Piana di Palmentello-Lumiere tra S.Vincenzo e la P.^{ta} Molino (Fig. 18) ancora con gli apporti del Cecina, nella P.^{nura} di Burano (tra Ansedonia e Civitavecchia con gli apporti dell'Ombrone, dell'Osa, dell'Albegna e dei fiumi del Lazio Settentrionale), la presenza di litologie attribuibili al T.^{ZZO}II sotto il mare e sotto le dune è stata evidenziata da perforazioni (Bartoletti et al., 1986; Costantini et al., 1995), da sondaggi elettrici (Gabbani, 1983; Censini et al., 1992) e da ricerche subacquee (Aiello et al., 1982) oppure è solamente ipotizzabile come nella pianura occupata dalla Laguna di Burano, dato che lungo la sua riva interna affiorano sedimenti eolici del Pleistocene Superiore immergenti sotto la duna e la spiaggia olocenica che delimitano la riva verso mare (Hearty e Dai Pra, 1989; Aldinucci et al., 2004).

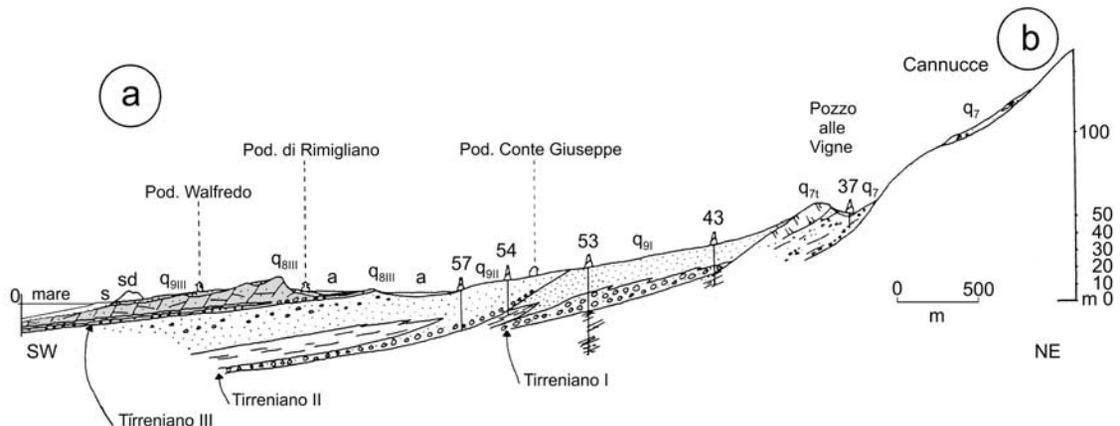


Figura 29 - Sezione geomorfologica localizzata (tra a - b) in Figura 18 per mostrare la stratigrafia del T.^{ZZO} di Palmentello-Lumiere: q₇ - Sabbie di Val di Gori e q_{7t} - Travertino (Substrato del Pleistocene Medio); q_{9I} - Sabbie di Donoratico attribuite al Tirreniano I; q_{9II} - Sabbie di Donoratico attribuite al Tirreniano II; q_{8III} - Calcareniti e q_{9III} - Sabbie di Donoratico attribuite al Tirreniano III; sd - Duna e s - Spiaggia (attuali) da Costantini et al. (1995).

Tra V.^{la} Carolina di Ardenza e V.^{la} Casamarina di Caletta (Fig. 30) il T.^{ZZO}II sormonta formazioni geologiche del Dominio Toscano e del Dominio Ligure che si sono mostrate più resistenti all'erosione marina rispetto alle argille e sabbie del Pleistocene Inferiore, tanto più che, all'atto della trasgressione, dovevano avere una morfologia assai più elevata nei confronti di quella di queste ultime. Ne sono risultate estensioni assai minori del mare del Pleistocene Superiore verso l'interno (dell'ordine delle decine, massimo delle centinaia di metri) rispetto a quelle delle tipologie del T.^{ZZO}II descritte in precedenza, secondo quanto è agevole seguire in questo tratto di costa dove le spianate di abrasione non hanno più (o non hanno mai avuta) unità mentre i sedimenti tirreniani, ad esse sovrapposti, sono più sottili nelle loro frazioni marine vicine alla falesia di massima trasgressione e generalmente più spessi nei loro accumuli eolici di regressione, formati contro quest'ultima. Infine in tutto questo tratto di costa la trasgressione versiliana, finora salita a quote

minori di quella tirreniana ne ha messo, e ne sta mettendo, bene in evidenza il substrato. Definiamo questa tipologia costiera <a Falesia Versiliana ridossata alla Tirreniana> (Fig. 31). E' ovvio che anche per lo sviluppo di questa tipologia costiera è importante che dal mare prospiciente non siano giunti abbondanti apporti detritici, che altrimenti avrebbero formato spiagge al piede della falesia, eventualità che si è verificata non frequentemente in qualche piccola <spiaggia a tasca>. La tipologia costiera a Falesia Versiliana ridossata alla Tirreniana mostra esempi molto belli tra Quercianella e Castiglioncello (Fig. 30), tra la P.^{ta} Molino e la Baia Baratti, intorno ai promontori di Piombino (Fig. 18) e dell'Argentario (Fig. 21), che furono isole nel Tirreniano, intorno alle isole d'Elba e del Giglio; alla Buca dei Corvi di Castiglioncello si trova l'esempio migliore.

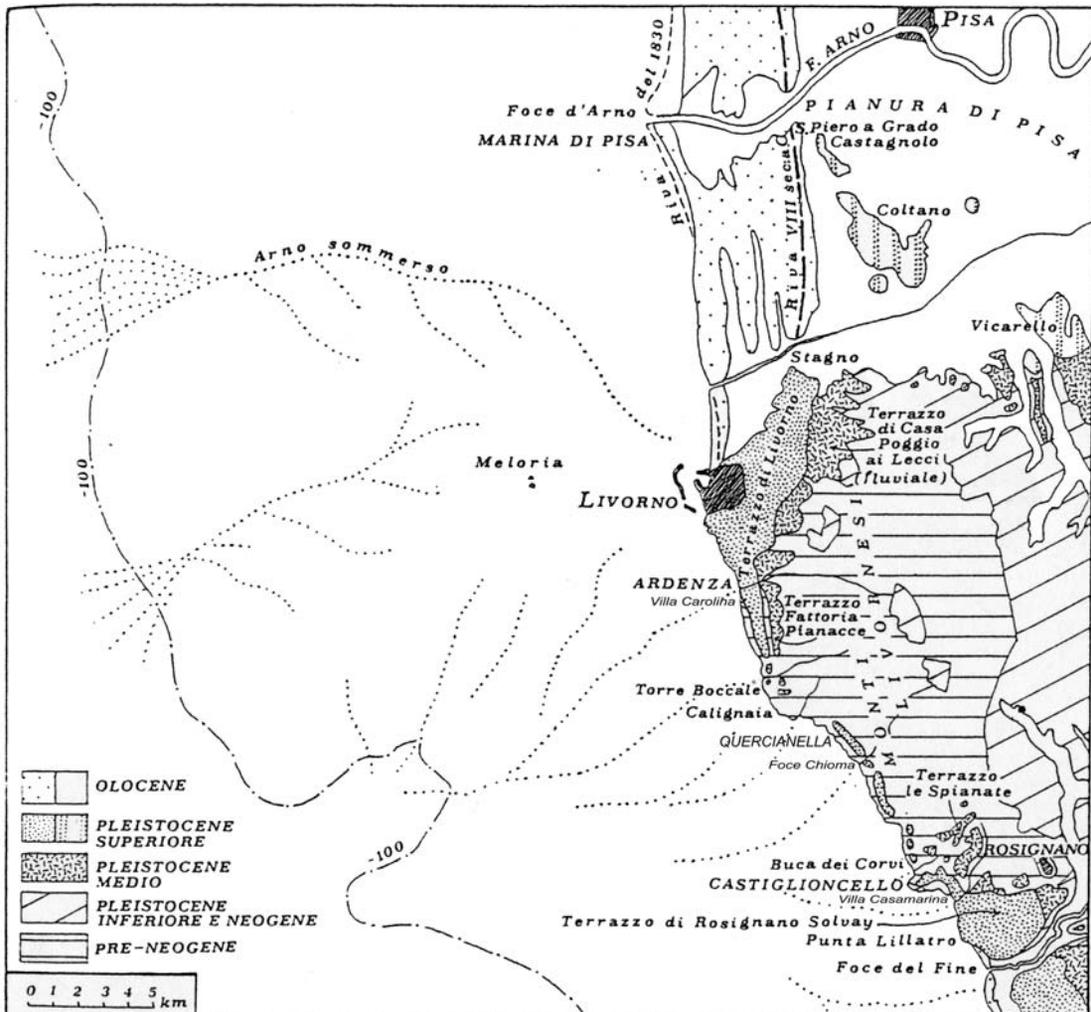


Figura 30 - Carta geomorfologica schematica del litorale compreso tra le foci dei fiumi Arno e Fine (da Galoppini et al., 1996).

Casi assai particolari di sedimentazione o di morfologie marine del Pleistocene Superiore si sono verificati in grotte prospicienti il mare alla G.^{tta} Bolella di Ansedonia (Radmilli, 1956), alla G.^{tta} dei Santi dell'Argentario (Segre, 1959) ed alla Cala dei Turchi all'Isola di Pianosa (Graciotti et al., 2003).

Una tipologia, unica affiorante in ambito toscano, si può osservare lungo la falesia che chiude la Baia Baratti, dove è visibile una sequenza sedimentaria formata da tre coppie sovrapposte di livelli (Fig. 32); ciascuna di queste, in basso, ha facies non più profonde della marina costiera o di spiaggia sommersa od emersa fino al getto di riva e, in alto, ha successioni lagunari, o di duna, o di piana litoranea ancora collegata ad apporti eolici di provenienza costiera. In altri termini si tratta di un bell'esempio di sovrapposizione di tre

cicli trasgressivo-regressivi, l'origine dei quali per glacioeustatismo marino è suggerita dal fatto che nessuno di questi livelli ha uno spessore maggiore di 2,5 m. Una tipologia analoga, in quanto formata dalla sovrapposizione di tre cicli stratigrafici di evidente origine da glacioeustatismo marino è risultata dai dati di rilevamenti di superficie e dall'interpretazione di circa 170 perforazioni eseguite nell'adiacente T.^{ZZO}II della Piana di Palmentello-Lumiere (Mazzanti et al., 1981; Censini et al., 1992; Costantini et al., 1995) (Fig. 29).

Situazioni sedimentarie analoghe, ma limitate a solo due coppie sovrapposte di livelli marino-continentali, considerati appartenere al Pleistocene Superiore, sono state segnalate nel T.^{ZZO}II a Livorno (Fig. 19) presso il Ponte Girante del Porto (Appelius, 1871; fide Caterini), all'Antico Cavone, al ponte sull'Aurelia ad Antignano e al ponte sull'Aurelia ad Ardenza (Malatesta, 1943), all'Accademia Navale (Cecioni, 1946), al Bacino di carenaggio della T.^{re} del Fanale (Barsotti et al., 1974), a V.^{la} S. Giorgio (Zanchetta et al., 2004). Nel T.^{ZZO}II a Rosignano Solvay la medesima situazione di due cicli trasgressivo-regressivi sovrapposti, attribuiti al Pleistocene Superiore, è stata rinvenuta in sette pozzi della campagna di Vada (Bartoletti et al., 1986) e dalla presenza di una paleofalesia sepolta al di sotto di sedimenti eolici (Sabbie di Donoratico in Mazzanti, 1986).

Anche all'Isola d'Elba sono stati segnalati (Mazzanti, 1984) due cicli trasgressivo-regressivi in sedimenti verosimilmente appartenenti al Pleistocene Superiore: alle Cale Cancherelli, Mandriola, del Pisciatoio e tra la P.^{ta} di Barabarca e la Sp.^{gia} della Madonna.

Tabella 3 - Il Paleolitico Superiore (da Galiberti, 1997).

Filone Uluzziano
Il termine Uluzziano sta ad indicare un complesso litico molto specializzato, caratterizzato da uno strumentario essenzialmente su scheggia, tipologicamente generico con abbondanza di raschiatoi e denticolati, avente come fossili guida alcuni strumenti a dorso convesso o molto convesso e segmenti di cerchio caratteristici ("semilune") che permettono una immediata individuazione di questa <i>facies</i> .
Filone Aurignaziano
L'Aurignaziano italiano, in sintesi, si presenta assai articolato e dinamico sotto il profilo evolutivo e dei rapporti con altri ceppi culturali. L'aspetto più arcaico è visto nel filone a dorsali marginali, di derivazione europea, cui segue di poco l'ingresso del filone a punte ossee che potrebbe aver seguito un percorso dalla Francia mediterranea attraverso la Liguria. L'impatto di questi gruppi con i locali uluzziani, le cui attestazioni si fermano verso Nord alla Toscana, sarebbe all'origine del terzo dei filoni aurignaziani.
Filone Gravettiano
Il Gravettiano rappresenta un ulteriore grande aspetto culturale europeo che sostituisce quasi ovunque l'Aurignaziano. Si tratta di una corrente culturale di vasto respiro la quale tuttavia non è riuscita a creare una unificazione cosmopolita così netta come quella aurignaziana. Per grandi linee le manifestazioni legate sia allo psichismo (arte, riti funerari...) sia alle attività utilitaristiche (impianti insediamentali, regimi economici, strategie di caccia e raccolta, produzione di manufatti...) rispecchiano tuttavia un'ispirazione comune.

In questa panoramica introduttiva non può mancare un accenno agli affioramenti ed alle conoscenze di sottosuolo del Pleistocene Superiore-Olocene dell'area costiera versiliese e pisana, con pochi depositi in superficie (le sole Sabbie di Vicarello, di natura eolica e, come vedremo, da ritenersi deposte non dopo l'interstediale Würm II-III) ma con molti problemi in profondità, considerate le incertezze che sono rimaste sulle valutazioni delle stratigrafie dei diversi livelli del sottosuolo del Lago di Massaciuccoli sulla base di carotaggi discontinui, eseguiti per finalità di sfruttamento commerciale delle <sabbie silicee>. Secondo informazioni tratte da questi carotaggi Blanc (1942) ha definito il Piano Versiliano per i sedimenti marini della trasgressione posteriore al Würm III, ridefinita, finalmente con lo studio del sondaggio ENEL a carotaggio continuo, ad iniziare dalla nota di Antonioli et al. (2000).

Un'altra avvertenza preliminare riguarda la scelta di non suddividere cartograficamente nell'ampia produ-

zione in scala 1:25.000, citata in precedenza, con una sigla propria formazionale i singoli livelli dei sedimenti marini e dei sedimenti continentali che formano l'insieme dei vari cicli trasgressivo-regressivi riconosciuti nel T.^{ZZO}II della Toscana Costiera. Infatti nelle carte geologiche suddette compare la sola suddivisione tra le calcareniti (in prevalenza marine) e le sabbie (in prevalenza continentali) mentre nella Tavola delle Sezioni geologiche della Carta geologica della Provincia di Livorno a Sud del F. Cecina (Costantini et al., 1995) vengono distinti sei diversi livelli secondo una suddivisione del Pleistocene Superiore - Olocene, suggerita in Censini et al. (1992) in Tirreniano I (marino) – Würm I (continentale), Tirreniano II (marino) – Würm II (continentale), Tirreniano III (marino) – Würm III (continentale) – Olocene. Fu questo un tentativo di organizzare la stratigrafia locale della parte superiore del Quaternario secondo una visione schematica dei rapporti di sovrapposizione dei tre cicli marino-continentali presenti in superficie, ma massimamente risultati da numerose perforazioni del sottosuolo.

Comunque Federici e Mazzanti (1995), nel riesaminare i dati stratigrafici del Pleistocene Superiore della Toscana Costiera, sono giunti alla conclusione che, posto l'inizio del Pleistocene Superiore con la trasgressione eustatica del Tirreniano culminata circa 125 (oggi 126) *ka*, sono riconoscibili, nella Toscana Costiera, tre fasi di trasgressione glacioeustatica (rispettivamente attribuibili al Tirreniano I, II e III e verosimilmente corrispondenti agli stadiali alti OIS 5e (appunto di circa 125 *ka*), OIS 5c (di circa 110 *ka*), OIS 5a (di circa 90 *ka*) di Shackleton e Opdyke (1973) caratterizzate da sedimenti distribuiti su un terrazzo policiclico che raggiunge nelle facies marine, appunto di Toscana, quote di non oltre 15 m.

La fase marina di Tirreniano I, riconosciuta per la presenza di faune malacologiche con taxa <senegalesi> negli anni in cui venivano ritenute esclusive appunto di questa fase, in Toscana era nota alla Buca dei Corvi di Castiglioncello (Blanc, 1953; Ottman, 1954; Mazzanti e Parea, 1979; Bartoletti et al., 1986), alla Baia dei Turchi di Pianosa (Colantoni e Borsetti, 1973) e al Bacino di carenaggio di T.^{TC} del Fanale di Livorno (Barsotti et al., 1974). Le faune delle prime due di queste fasi marine e quelle di Selvanera, Vado Piano e S. Antelino nelle Marne salmastre a *Cerastoderma* della P.^{nura} di Burano sono state attribuite all'Aminozona E di circa 125 *ka* da Hearty e Dai Pra (1989); nello stesso lavoro veniva attribuito alla Aminozona C (considerata corrispondente agli stadiali alti 5c/5a dell'OIS nella tab. 3 p. 27 della nota di Hearty e Dai Pra, 1986) il livello inferiore della successione pleistocenica di Baratti. In definitiva la maggior parte delle determinazioni cronologiche operate con il metodo dell'epimerizzazione degli aminoacidi su conchiglie hanno dato, in Toscana salvo la sezione di Baratti, indicazioni nell'ambito scelto, in prima analisi, solo su basi morfologiche per il T.^{ZZO}II.

Le ricerche sul Pleistocene Superiore di Toscana erano a questo punto quando è uscita una nota (Mauz, 1999), ricca di determinazioni cronologiche della Termoluminescenza (TL) e della Stimolazione ottica di Luminescenza (IR-OSL), due tecnologie innovative e particolarmente adatte per sedimenti generalmente molto poveri, o privi, di fossili sia macroscopici che microscopici come spesso quelli dell'ambito del Pleistocene Medio-Superiore. Le successioni stratigrafiche indagate in questa nota sono quella della Buca dei Corvi e quella di Baratti, senza dubbio le due esposte in modo migliore di tutta la Toscana Costiera continentale. Molto interessante, per concisione e precisione, è questo passo sullo stato dell'arte delle ricerche sul Pleistocene Superiore in ambito Mediterraneo che riportiamo dalla traduzione della nota in questione: “La cronostatigrafia dei depositi marini del Pleistocene Superiore presenta due problemi maggiori: il primo è la scarsa risoluzione temporale riguardante i tre alti stadiali del livello del mare nello stadio isotopico dell'ossigeno (OIS) 5 secondo quanto deducibile dai dati climatici degli ambienti marini profondi. Il secondo è la controversa datazione degli intervalli temporali nei quali la fauna Senegalese è apparsa nel Mediterraneo Occidentale. L'aminostatigrafia calibrata sui coralli di Hearty (1986) e di Hearty et al. (1986) indica che questa associazione faunistica è comune nell'aminogruppo E, a sua volta correlato con l'OI Substadio 5e, e che essa non appare in aminogruppi più antichi né più giovani. Al contrario, le età $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ di conchiglie di molluschi provenienti dalla costa meridionale della Spagna hanno rivelato la presenza di fauna Senegalese a 180, 128 e 95 *ka* (Hillaire-Marcel et al., 1986). Tuttavia, Kaufman et al. (1971, 1996) hanno mostrato che il rapporto $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ nelle conchiglie di molluschi è attendibile solo nei casi in cui è possibile supporre un sistema chiuso e i campioni siano stati presi nella parte interna della conchiglia. Il problema si estende inoltre anche alle determinazioni ESR sui molluschi. Oltre a ciò, frequentemente sono stati usati detriti di conchiglie non specificate (Brückner e Radtke, 1985; Radtke, 1986) invece di conchiglie morte in posizione di vita (Grün, 1989). Conseguentemente, con l'assenza di materiale idoneo per datazioni attendibili di U-serie, ESR o K/Ar, alcune età, in particolare quelle del sud della Spagna (Hillaire-Marcel et al., 1986; Goy et al., 1986) devono essere considerate con cautela (McLaren e Rowe, 1996)” (p. 1173).

Appressiamoci <con cautela> a valutare i risultati di Barbara Mauz per adesso solo sulla base della traduzione delle conclusioni del suo lavoro del 1999, in riferimento alle attendibilità dei nuovi metodi di indagine da Lei impiegati, riservandoci di ritornare sulla valutazione delle età da Lei segnalate sulle due sezioni della Buca dei Corvi e di Baratti nei paragrafi a queste dedicati (ancora dalla traduzione del suo testo):

“Riguardo alla distinzione di tre stadiali alti del livello del mare durante il LIG [cioè il Tirreniano], un metodo di datazione deve fornire età precise ed accurate con un errore -1σ complessivo minore del 10 %. Allo stato presente dell'arte della luminescenza i metodi di datazione forniscono errori -1σ totali tra il 12 % e il 25 % su campioni di alcali feldspato a grana grossolana con un'età in eccesso di 60 ka [prendiamo atto di questa onesta ammissione di Barbara Mauz, che espone con onestà i limiti del nuovo mezzo da Lei impiegato: è certo che un errore di 60 ka nell'ambito di età che si vuole comprese tra 126 e 75 ka non è poca cosa; tuttavia il metodo è ancora sperimentale e quindi va considerato positivo il suo impiego].

Sul lato positivo, le età IR-OSL e TL aiutano a riconoscere le interferenze tra i processi strutturali ed eustatici. Assieme alla documentazione degli ambienti deposizionali registrati nelle sezioni, questi dati suggeriscono che i processi strutturali hanno giocato un ruolo maggiore nello sviluppo del paesaggio di questa regione. L'area costiera tra Livorno e l'Isola d'Elba rientra nella tettonica estensionale della regione, caratterizzata dalla formazione di strutture ad *Horst* e *Graben* fin dal Pliocene” (p. 1183).

Per quanto riguarda l'inizio della tettonica di distensione nel Tirreno Settentrionale sarà bene richiamare a questo proposito quanto annotano Costantini et al. (1995) sulla base di innumerevoli lavori loro e di altri, presenti in bibliografia: “Recenti studi sul Tirreno Settentrionale e sui depositi epiliguri della Toscana Meridionale pongono l'inizio degli eventi deformativi in regime di distensione alla fine del Miocene Inferiore. La forte distensione che caratterizza nel Neogene il versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale provoca due fenomeni che si susseguono nel tempo: il primo è una delaminazione della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo e a geometria complessa, che determina una situazione geometrica, ben conosciuta nella Toscana Meridionale con il termine di <serie ridotta>, il secondo è lo sprofondamento di un sistema di fosse tettoniche, subparallele, allungate in direzione NW-SE, la cui apertura non è contemporanea ma è proceduta gradualmente da occidente ad oriente” e si è esaurita, per quanto documentato nel presente articolo, nell'Emiliano del Pleistocene Inferiore, salvo, come vedremo, nello sprofondamento della fossa Versiliese-Pisana, fide i nuovi dati del recente sondaggio ENEA. Francamente meraviglia che ci sia ancora chi proclama l'inizio della tettonica di distensione al Pliocene nell'area della Toscana Costiera!

Tabella 4 - Cronologia, clima e culture dal tetto del Pleistocene Superiore all'Olocene nella Toscana.

Età	Culture	Clima	Temperatura e umidità
1000	Ferro		
	Bronzo	Sub-atlantico	caldo-umido fresco
2000		Sub-boreale	caldo secco
2500	Eneolitico		
3000			fresco caldo umido
4000			
	Neolitico	Atlantico	molto caldo umido
5000			
5500			caldo umido
6000	Mesolitico recente Castelnoviano		
7000	Mesolitico antico	Boreale	caldo secco
8000	Sauveterriano		
		Pre-boreale	
9000	Paleolitico Superiore finale Epigravettiano	Dryas recente Allerød	freddo arido
10000			
		Dryas medio	freddo
11000		Bolling	
12000		Dryas antico	

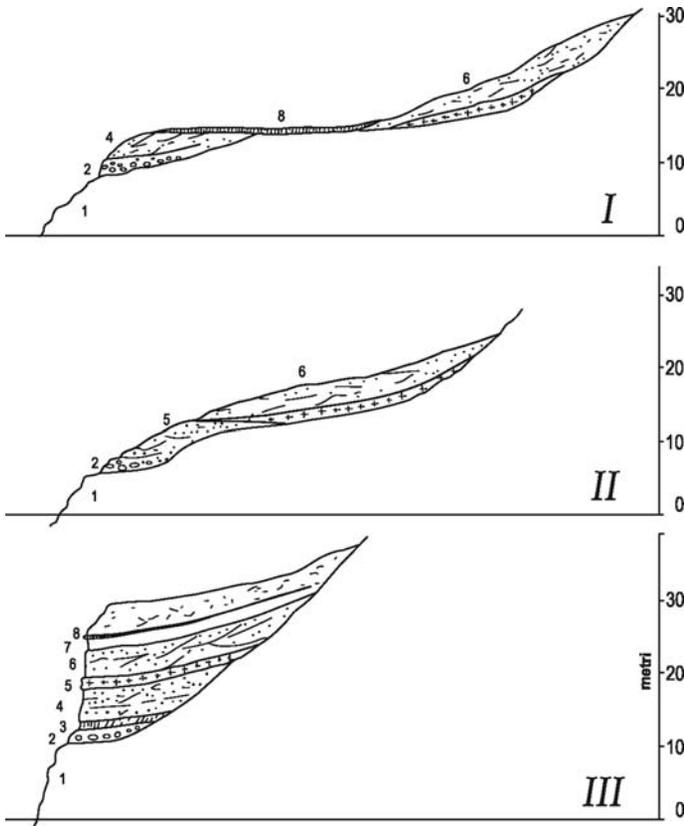


Figura 31 - Tre sezioni nel Pleistocene compreso tra Quercianella e la Buca dei Corvi di Castiglioncello: I – regione più piatta (Quercianella), II – regione intermedia (S. Lucia), III – regione più scoscesa (Buca dei Corvi); 1 – Substrato, 2 – Spiaggia fossile, 3 – Limo rosso, 4 – Duna I, 5 – Breccie, 6 – Duna II, 7 – Loess, 8 – Suolo rosso, 9 – Loess rimaneggiato (da Ottman, 1954). Localizzazione in Figura 30.

Il T.^zzo II a Livorno e la P.ⁿura Pisana-Versiliese

Presentiamo insieme queste due differenti unità morfostratigrafiche in quanto la prima mostra, in superficie, una successione stratigrafica coeva alla formazione del Pleistocene Superiore più profonda incontrata nel substrato della seconda. Ciò dopo la recente scoperta, fornita dal sondaggio ENEA poco a Sud del Lago di Massaciuccoli, che ha rivelato tra le quote di -70 (-68?) e -90 m le Sabbie marine (S3) attribuite all'OIS 5e (Antonioli et al., 2000) sulla base di due radiodattazioni ²³⁰Th/²³⁴U di età calibrata (rispettivamente a -72,0 m di 132,800±15,000 ka e a -68,0 m di 129,200±15,000 ka eseguite su *Cladocora coespitosa*). L'attribuzione all'OIS 5 del

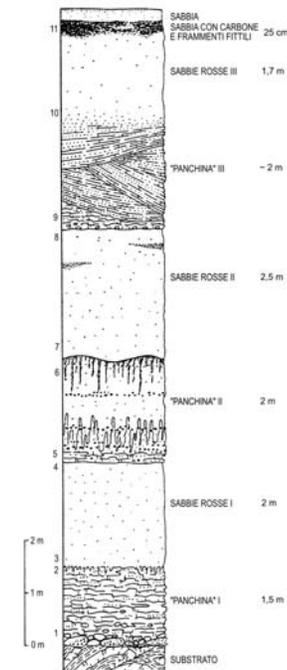


Figura 32 - Colonna stratigrafica della sezione stratigrafica sulla falesia attuale della Baia Baratti (da Cortemiglia et al., 1983); i numeri in sinistra indicano le campionature.

Terrazzo di Livorno, attualmente, non è confortata da radiodattazioni, tuttavia alla sua base fu raccolta una delle più belle faune <senegalesi> (Barsotti et al., 1974) conosciuta in Toscana e giace allo stesso intervallo di quote della relativamente vicina Buca dei Corvi, anch'essa dotata di una tipica fauna <senegalese> (Blanc, 1953) e di attribuzioni all'OIS 5e di livelli basali sia con il metodo dell'epimerizzazione degli aminoacidi (Hearty e Dai Pra, 1989) sia con il metodo della stimolazione ottica di luminescenza (Mauz, 1999). Di conseguenza il Terrazzo di Livorno rientra nell'ambito del T.^zzo II per posizione morfologica e spetta al Tirreniano in quanto presenta almeno un elemento riferito al Pleistocene Superiore, secondo quanto specificato sopra.

Del T.^zzo II a Livorno la migliore sezione geologica venne alla luce durante il grande scavo (470x150x18 m) effettuato, poco ad Est della T.^{ic} del Fanale, nel Porto per un bacino di carenaggio a partire da un fondale di circa -2 m e fino alla quota di -20 m. Le condizioni dello scavo al momento delle osservazioni stratigrafiche e della raccolta dei fossili, effettuate nel marzo-aprile del 1971, sono rappresentate in Figura 33: è stata raffigurata la metà orientale del bacino, attaccata alla banchina del porto nell'angolo SSE, mentre per il resto è stato scavato direttamente in mare su un fondale mai minore di -2 m, dopo che fu eseguita una cintura bentonitica di contorno (righe verticali nella sezione frontale dello stereogramma). In Figura 33 sono inoltre presenti: la strada di contorno al di sopra della cintura bentonitica; una strada di servizio di mezza costa a -14 m; le indicazioni di cinque località (A, B, C, D, E) che sono state scelte per la descrizione generale e di alcune particolarità nelle successioni stratigrafiche dei livelli del Pleistocene Superiore. Affiorarono, nel tratto fra le due strade, due successioni di strati ben distinte e separate da una discordanza angolare tra gli strati in prevalenza argillosi sottostanti, che risul-

tarono inizialmente databili ad un Calabriano non basale ed in seguito (Giannelli et al., 1982) al passaggio Santerniano-Emiliano, e gli strati in prevalenza calcarenitici soprastanti, appartenenti al Pleistocene Superiore ed in ottima esposizione su tutti i circa 1.200 m della parete del grande scavo. Di questi ultimi viene ripresa la descrizione originale (Barsotti et al., 1974) a partire dal livello più profondo della Sez. C (Fig. 34) indicata in Figura 33 e da considerarsi la più frequente e generale lungo il grande scavo:

“Livello *cp* – Si tratta di un primo livello di panchina [antico termine dei cavatori toscani per indicare rocce che oggi litologicamente si chiamano calcareniti] della potenza di 150 cm. La parte basale, per uno spessore che può variare da pochi cm a 30-40 cm, è generalmente costituita da un aggregato di ciottoli e fossili lega-

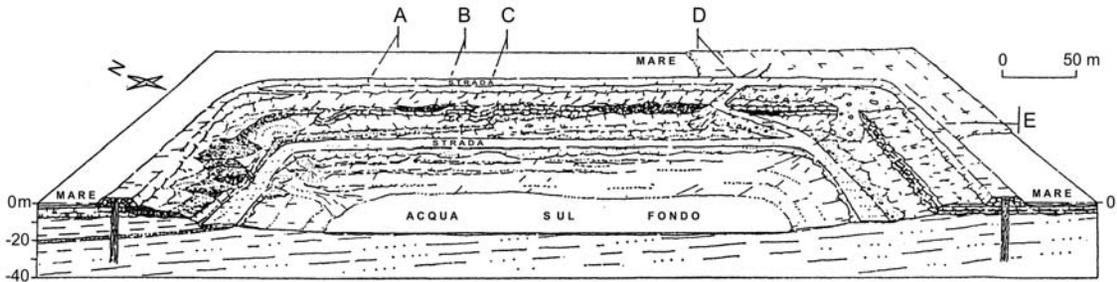


Figura 33 - Stereogramma della metà orientale dello scavo per il Bacino di carenaggio della T.¹re del Fanale nel Porto di Livorno; le lettere A, B, C, D, E indicano la posizione delle cinque sezioni studiate in particolare (da Barsotti et al., 1974).

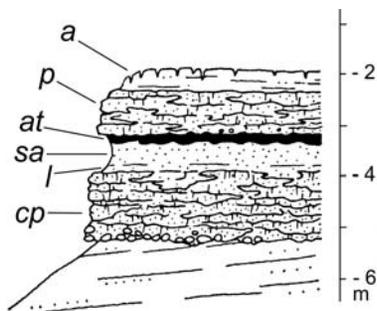


Figura 34 - Particolare della Sezione C di Figura 33, il significato delle lettere è nel testo.

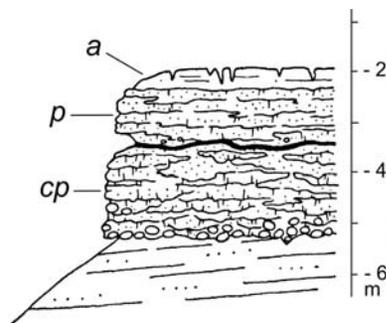


Figura 35 - Particolare della Sezione A di Figura 33, il significato delle lettere è nel testo.

ti da una matrice calcarenitica. Particolarmente significativa è la presenza di alcuni <immigrati senegalesi>. Nei punti in cui questo livello viene in contatto con quello più fossilifero del Pleistocene inferiore [sottostrati argille leggermente sabbiose ad *Arctica islandica*], assieme a questa associazione <calda> sono presenti numerosi fossili calabriani chiaramente rimaneggiati.

Il conglomerato è costituito da ciottoli, il cui diametro massimo è di 5 cm, che provengono sia dall'alloctono ligure (ofioliti, diaspri, calcari grigio scuri del tipo dei <palombini>) sia dalla serie toscana (quartziti, anageniti, calcari cristallini, calcari a liste di selce nera) [è opportuno notare che le litologie di questo ultimo gruppo di ciottoli si trovano abbondanti nella Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci del T.^{zz}OI, dalla cui parziale demolizione durante la trasgressione tirreniana verosimilmente provengono].

Al di sopra la panchina assume il suo aspetto più tipico di calcarenite oca-bruna, con un accenno di stratificazione piuttosto irregolare. Verso l'alto i fossili si fanno sempre più rari, e diminuisce il grado di cementazione della roccia tanto da passare a zone irregolari o laminari di sabbia calcarea sciolta color ambra.

Strutture colonnari subcilindriche e mammellonari del diametro di 2-3 cm formano spesso sporgenze in questa parte più sabbiosa della panchina [è verosimile che si tratti di impronte di fossatori] sono costituite da calcarenite e possono corrispondere anche a vecchie vie di percolazione.

Livello *sa* – Strato di sabbia argillosa gialla dello spessore di circa 40 cm, con fossili di piccole dimensioni.

Nella parte basale frequentemente è riconoscibile uno straterello di limo color verde pallido di 10-15 cm (livello *l*), anche questo con piccoli fossili. Esso è ben evidente specialmente in corrispondenza della Sez. *D*. Il passaggio al soprastante livello *at* è netto e la superficie di separazione ha un andamento assai ondulato. Livello *at* – Argilla torbosa nera (spessore di 15-30 cm) ricca di Gasteropodi d'acqua dolce e terrestri. Il passaggio al livello sovrastante è brusco.

Livello *p* – Secondo livello di panchina di circa 1 m di spessore, costituito da calcarenite oca-bruna più o meno cementata. Nella parte basale si riconoscono lungo tutto l'affioramento due strati molto regolari: quello inferiore è di circa 15 cm, ed ha sulla base lunghe controimpronte lineari, tra loro parallele e a direzione circa E-W; quello superiore ha uno spessore di circa 10 cm. Al di sopra la stratificazione diventa leggermente ondulato-parallela con suddivisioni più fitte.

Il livello *p* è praticamente privo di fossili; i rari Gasteropodi limnici presenti nella parte basale sono verosimilmente rimaneggiati dal sottostante livello *at* che ne è molto ricco.

Livello *a* – Argilla debolmente sabbiosa grigio-blu di circa 50 cm di spessore, con Molluschi marini.

Passiamo ora ad illustrare le situazioni stratigrafiche particolari iniziando da quelle legate a differenze laterali nella sedimentazione.

Una di queste è messa in evidenza nella Sez. *A* (Fig. 35). La prima panchina (*cp*) ha qui uno spessore maggiore che altrove e forma direttamente il substrato della seconda (*p*). Pur mancando i livelli intermedi *sa* e *at*, la distinzione tra le due panchine appare evidente per la presenza di una netta superficie di separazione ondulata [richiamiamo qui l'attenzione del lettore che in situazioni espositive meno fortunate di questa nessuno avrebbe potuto sostenere l'esistenza di due panchine di fronte ad una sezione mostrante solo quanto indicato in Fig. 35].

Un'altra di queste situazioni, esistente in un tratto del lato meridionale dello scavo, è rappresentata nella Sez. *E* di Figura 36. Il secondo livello di panchina (*p*) presenta nella parte mediana una lente di sabbia gialla (*ps*). Lunga circa 10 m e con spessore massimo di circa 30 cm, caratterizzata dalla presenza di numerosi Gasteropodi dulcicoli. In corrispondenza della medesima sezione la parte medio alta della prima panchina è costituita da un fitto ammasso di resti di *Cladocora coespitosa*.

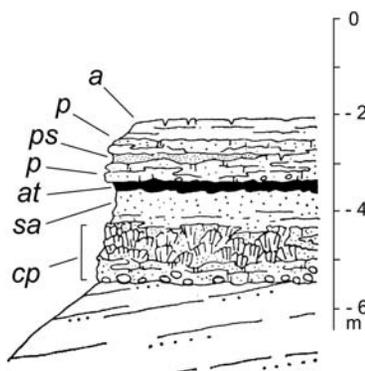


Figura 36 - Particolare della Sezione E di Figura 33. il significato delle lettere è nel testo.

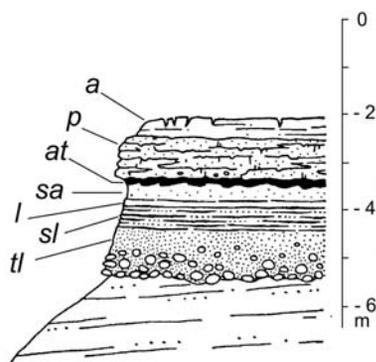


Figura 37 - Particolare della Sezione D di Figura 33, il significato delle lettere è nel testo.

Situazioni del tutto particolari si hanno infine in corrispondenza di zone in cui i sedimenti della successione generale sono stati parzialmente o totalmente asportati e sostituiti da altri. Ne abbiamo individuate quattro sulle pareti orientale e settentrionale (Fig. 33); esse corrispondono a due fasi distinte di erosione a cui fanno seguito riempimenti di tipo diverso.

La più meridionale di queste zone a sedimentazione [parzialmente] sostituita è certamente, data la sua posizione stratigrafica, la più antica (Sez. *D* in Fig. 33 e Fig. 37); la sua escavazione e il successivo riempimento si collocano fra la deposizione della parte superiore della prima panchina (*cp*) e la deposizione del livello di limo (*l*). Nel riempimento si possono distinguere i seguenti livelli a partire dal più basso:

Livello *tl* – E' formato da sabbia grigia ricchissima di resti di *Posidonia*; sono presenti anche piccoli Molluschi.

Nella parte basale compaiono ciottoli di varia natura immersi in una matrice sabbiosa. Fra questi sono particolarmente significativi dei frammenti di lastre di panchina un poco consunti: essi indicano che la fase di escavazione è posteriore alla diagenesi del sedimento che ha formato la panchina.

Lo spessore del sedimento è di circa 1 m.

Livello *sl* – Ha spessore di circa 50 cm ed è costituito da una specie di feltro molle dovuto ad una fittissima alternanza di straterelli argilloso-sabbiosi grigi e di sottilissime lamine nerastre, composte da frammenti vegetali e in particolare da resti di *Posidonia* [si tratta evidentemente di un deposito tipo <matte>]. Anche in questo livello è presente una fauna a piccoli Molluschi.

Le altre tre zone a sedimentazione sostituita si collocano fra la deposizione della seconda panchina (*p*) e quella delle argille leggermente sabbiose (*a*) al tetto della serie.

Esse hanno un riempimento meno differenziato (*Ac* in Fig. 38 della Sez. *B* di Fig. 33) costituito da un ammasso di talli e rizomi di *Posidonia* non ancora fossilizzati; subordinata è una componente sabbioso-ciottolosa”.

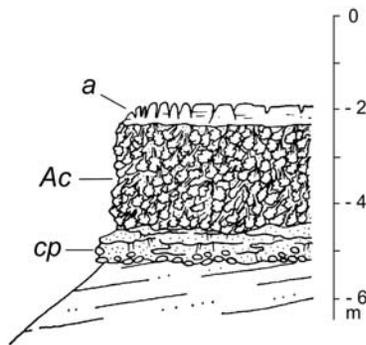


Figura 38 - Particolare della Sezione B di Figura 33, il significato delle lettere è nel testo.

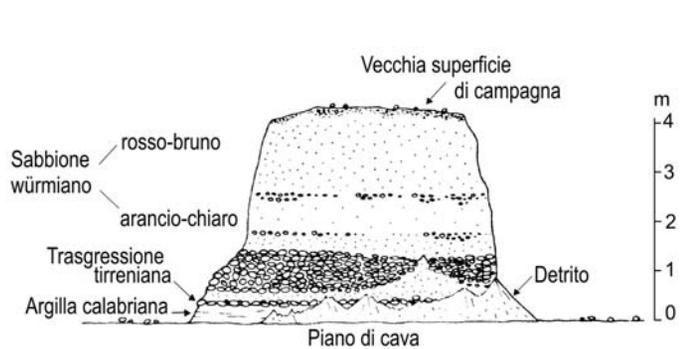


Figura 39 - Residuo della Cava in destra del T.^{UGIONE}, rimasto isolato al centro della Cava per la presenza di un traliccio dell'ENEL.

Dallo stesso lavoro di Barsotti et al. (1974) riprendiamo il quadro riassuntivo tracciato da questi Autori sulla base dello sviluppo stratigrafico seguito nelle successioni del Pleistocene Superiore al bacino di carenaggio della T.^{re} del Fanale:

“La sedimentazione è iniziata con un deposito conglomeratico trasgressivo. A seguito della trasgressione si è instaurato un ambiente marino di bassofondo caratterizzato da un substrato detritico organogeno. La natura del sedimento deve avere favorito lo sviluppo di Alghe calcaree, Briozoi ed altri organismi costruttori, cosicché il fondo è stato ben presto ricoperto, almeno in alcuni punti, da costruzioni organogene.

L'attività di questi organismi è continuata anche quando, col progredire della trasgressione, la profondità ha raggiunto valori un po' superiori; ad essi si è aggiunto il Madreporario *Cladocora coespitosa* che si è instaurato in colonie numerose e particolarmente sviluppate in alcuni punti nei quali ha trovato condizioni ottimali di vita.

La deposizione delle sabbie calcaree si è chiusa con un ritorno a profondità molto limitate, quando ormai era in corso la fase regressiva.

La litificazione del sedimento, cioè la trasformazione della sabbia calcarea in panchina, ha condotto alla formazione di un *plateau* calcareo con caratteristiche simili a quelle che si riscontrano attualmente alle Secche della Meloria, alle Secche di Vada e in altri punti del Litorale Tirrenico.

In alcune zone, dove l'azione dinamica delle acque era più forte, questo *plateau*, probabilmente non uniforme, è stato intaccato e scavato dando origine a depressioni subcircolari (<catini>) e a canali. Queste aree depresse, venendo a costituire zone di più facile decantazione dei sedimenti, sono andate soggette ad un rapido riempimento e hanno dato origine a quelle che abbiamo indicato come <zone a sedimentazione sostituita>. Almeno per il <catino> di cui abbiamo una testimonianza diretta, al colmamento ha dato un apporto essenziale l'impianto di *Posidonia* sul fondo (livello *tl*) e l'accumulo di foglie morte provenienti da una vicina prateria (livello *sl*).

Con l'accentuarsi della regressione all'ambiente francamente marino è andato progressivamente sostituendo

dosi un ambiente <lagunare> (inteso nel senso di Molinier e Picard, 1952) con acque relativamente tranquille e pochissimo profonde (livelli *l* e *sa*). Deve avervi contribuito un parziale sbarramento determinato da <récif barrière> di Posidonie e da cordoni sottomarini di sabbia. L'effettiva esistenza di praterie nelle vicinanze è indicata dalla fauna fitocola del livello *l* e dall'abbondanza di resti di *Posidonia oceanica* nel riempimento del <catino>, mentre l'esistenza di barre è testimoniata dalla situazione presente in corrispondenza della Sez. A (Fig. 35) dove la panchina (*cp*) ha uno spessore maggiore che altrove.

Un'ulteriore riduzione delle comunicazioni col mare aperto deve avere determinato l'instaurarsi di un tipico ambiente lagunare, caratterizzato anche dall'apporto di acque dolci come è testimoniato dalla presenza di forme salmastre nella parte alta del livello *sa*.

La laguna salmastra, a seguito della completa chiusura al mare, si è trasformata in uno stagno di acque dolci, ricco di vegetazione, come è dimostrato dalla fauna e dalla flora dulcicole che caratterizzano il livello *at*. Quest'area impaludata doveva essere circondata, almeno in parte, da zone a vegetazione arbustiva e da boschi come provano, oltre ai già ricordati Molluschi terrestri, i resti di *Elephas antiquus*, tipica specie di foresta [aperta], rinvenuti in passato al vicino Cantiere Orlando in un livello corrispondente.

Il tipo di sedimento (limo) corrispondente al livello *at* è caratteristico di un ambiente di bassissima energia; il sedimento successivo (sabbia del livello *p*) rappresenta un ambiente di maggior energia. Si tratta di un episodio marino (verosimilmente di spiaggia) di breve durata. In seguito, la sedimentazione si è chiusa con un nuovo episodio continentale, corrispondente alla formazione della intercalazione sabbiosa a fauna dulcicola (*ps*) e, verosimilmente, alla deposizione di tutta la parte alta del livello *p*.

Purtroppo non abbiamo elementi sufficienti atti a chiarire completamente le modalità con cui quest'ultima fase sedimentaria si è realizzata, tanto più che nella sezione della T.^{re} del Fanale mancano i termini superiori che invece compaiono al di sopra della panchina (*p*) in località vicine (si veda più avanti).

Vogliamo infine accennare all'evoluzione climatica nell'intervallo di tempo in cui si sono realizzate le diverse fasi sedimentarie della successione post-calabrianica.

Considerazioni sulle caratteristiche termiche delle acque nell'intervallo di tempo corrispondente alla deposizione del livello *cp* possono farsi quando si tenga presente la distribuzione geografica attuale delle specie in esso contenute.

Nella parte basale, insieme a specie ad ampia distribuzione, ne sono presenti altre attualmente limitate alle coste del Senegal e delle Isole del Capo Verde (*Strombus bubonius*, *Cantharus viverratus*, *Cimathium ficoides*, *Polinices lacteus*, *Conus testudinarius*, *C. vaysieri*, *Lopha hyotis*, *Beguna caliculata senegalensis*). Ciò sta ad indicare che le condizioni delle acque dovevano essere assai simili a quelle che attualmente si riscontrano nelle zone costiere di quell'area dell'Atlantico. Mars (1960) riporta per le coste del Senegal valori compresi fra 22 e 20 °C per la temperatura di superficie, assai superiori a quelli del Mediterraneo attuale.

Nel resto del livello *cp* le faune <senegalesi> sono sostituite da uno *stock* di specie esclusivamente mediterranee (*Calliostoma laugieri*, *Gibbula umbilicaris*, *G. ardens*, *G. fanulum*, *Clanculus jussieuvi*, *Mitrella gervillei*, *Pinna nobilis*). Questo indica chiaramente che la temperatura delle acque si era evoluta verso valori prossimi a quelli attuali del Mediterraneo.

Informazioni climatiche sui livelli successivi, sono forniti dallo studio dei pollini, i cui risultati essenziali ci sono stati gentilmente anticipati da M. Luisa Galletti che si occuperà più profondamente di questo argomento in una nota a parte.

L'analisi dei livelli *tl*, *sl*, *l* e *sa* non ha rivelato sensibili variazioni della composizione pollinica. Essa indica una associazione costituita essenzialmente da *Pinus* (in prevalenza di tipo *silvestris*), *Abies* e *Fagus*, con bassissime percentuali di *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, *Alnus*, *Ulmus* e *Picea*. Si tratta quindi di un'associazione forestale costituita quasi esclusivamente da specie del piano montano. I valori percentuali assai elevati del Pino e dell'Abete, rispetto alle altre essenze, denotano condizioni di clima piuttosto fresco ed umido.

Nel livello *at* sono stati rinvenuti pochissimi pollini, probabilmente perché il chimismo del sedimento ha influito negativamente sulla loro conservazione. Sono stati trovati solo alcuni granuli, appartenenti ai generi *Pinus*, *Abies* e *Quercus*, in quantità insufficiente per determinare statisticamente la composizione forestale e quindi il clima.

Informazioni più precise si ricavano dai Molluschi terrestri presenti nel livello, fra i quali compaiono alcune specie molto significative dal punto di vista paleoclimatico. Ricordiamo *Cochlodina comensis lucensis*, specie montana, presente oggi nell'Appennino Settentrionale, Alpi Apuane e Monte Pisano, che ha una geo-

nemia di tipo europeo centro-settentrionale; *Aegopinella pura*, caratteristica delle regioni artiche e che è stata rinvenuta anche nelle zone più elevate delle Alpi e delle Apuane; *Punctum pigmaeum*, che è stata rinvenuta nei depositi dei margini dei ghiacciai würmiani nella Germania nord-orientale. Poiché queste specie hanno vissuto quasi certamente nelle vicinanze del padule nel quale si sono depositi i sedimenti del livello *at*, per irradiarsi a quote prossime a quelle del livello del mare dovevano essere favorite da un clima notevolmente più freddo di quello che attualmente si riscontra nella stessa zona.

Altre informazioni si traggono dai pollini ricavati dal sedimento argilloso contenuto nell'alveolo di una difesa del già ricordato *Elephas antiquus* rinvenuto al Cantiere Orlando. Lo spettro pollinico di queste argille indica una vegetazione ad *Abies* mista a *Fagus* e *Pinus*; *Betula*, *Carpinus*, *Tilia*, *Quercus* e *Alnus* sono pure presenti, ma con valori percentuali assai bassi. Questa associazione forestale, caratterizzata da una maggiore diffusione dell'Abete rispetto agli altri livelli presi in considerazione in precedenza, deve corrispondere anche a una condizione di clima più oceanico.

Per quello che riguarda il livello *p* non disponiamo di elementi diretti atti a fornire indicazioni di tipo paleoclimatico.

Per il livello *a* sono ovviamente ben note le condizioni climatiche di deposizione essendo questa iniziata nel 1859 [con la costruzione della Diga Curvilinea e della Vegliaia a protezione delle acque del Porto].

Dal punto di vista cronologico Barsotti et al. (1974) traggono le seguenti conclusioni: "La parte inferiore della <panchina>, per le tipiche faune <calde> che contiene e per le quote massime che raggiunge, è riferibile al primo degli episodi trasgressivi tirreniani [oggi l'OIS 5e], mentre la porzione regressiva e i sovrastanti sedimenti lagunari e continentali sono collegati alla fase eustatica negativa intertirreniana immediatamente successiva [oggi l'OIS 5d]. Alla V^a Unità [superiore alla precedente] appartengono un secondo livello di <panchina> almeno in parte marino (rinvenuto anche alla Torre del Fanale) e i sovrastanti livelli lagunari, palustri o eolici. Essi sono limitati alla fascia più costiera e si estendono fino a quote massime di 10 m; l'intensa urbanizzazione non ha consentito di verificare se a questa unità corrisponda un terrazzo indipendente: I sedimenti marini basali sono da riferirsi ad un nuovo episodio trasgressivo (probabilmente il secondo del Tirreniano [oggi l'OIS 5c]), mentre i sovrastanti sedimenti regressivi e continentali sono legati alla fase eustatica negativa immediatamente successiva".

Quest'ultime conclusioni generali sulla stratigrafia del Pleistocene Superiore dei dintorni di Livorno presentate da Barsotti et al. (1974) collimano con quanto ricordato da molti studiosi precedenti sull'esistenza di due livelli di <panchina>, o comunque di facies di mare costiero, in diverse località della città (come indicato in precedenza) e, prima che fossero conosciute le stratigrafie dei sondaggi dell'area del quartiere Corea (Zanchetta et al., 2006), con lo studio della successione stratigrafica di S.Stefano ai Lupi (Bacci et al., 1939), rappresentata in Figura 26 secondo la ricostruzione pubblicata da Della Rocca et al. (1988), che tiene conto sia dei sedimenti (*A*), sottostanti agli strati del Pleistocene Superiore (*B, C, D, E, F, G, H, I, L*) tutti allora considerati compresi nel Terrazzo di Livorno e di conseguenza riferiti al Pleistocene Superiore, sia dei sedimenti (*1, 2, 3*), noti da sondaggi del sottosuolo dell'adiacente P.^{nura} di Pisa. In realtà gli strati *B, C, D* furono inizialmente attribuiti (da Bacci et al., 1939) "ad una formazione glaciale rissiana riconosciuta nei sedimenti della fase costruttiva del ciclo tirreniano". Con ciò dobbiamo attribuire a Bacci et al. (ovviamente celiando) capacità divinatorie in quanto si sono serviti ben 66 anni fa della decisione (Clague, 2005b) di fissare l'inizio del Pleistocene Superiore a 126 *ka*, cioè alla punta massima del ciclo trasgressivo del Tirreniano. Secondo questo modo di pensare gli strati *B, C, D* vanno necessariamente attribuiti al Pleistocene Medio. Tuttavia va notato che la possibilità, suggerita dagli stessi Autori, di una correlazione tra lo strato *D* della successione di S. Stefano con il Quarto strato della successione del Ponte Girante, contraddice con quanto successivamente sostenuto dallo stesso Malatesta (1943) e cioè che questo Quarto strato si sovrappone ad un Quinto strato ("Marna biancastra con fossili uniti in qualche punto a ciottoli di calcare alberese"), dotato di una ricca fauna di Molluschi marini, sicuramente riferibile al Tirreniano. Per cui Malatesta, nel 1943, riconoscendo come del Tirreniano la fauna del livello Quinto (il più profondo della successione del Ponte Girante) indirettamente ne indicava come tirreniani anche i livelli Terzo ("Panchina") e il Quarto ("Limo lacustre e fossili") verosimilmente (e secondo noi giustamente) secondo quanto già allora riconosciuto da altre perforazioni del sottosuolo cittadino. Comunque della successione stratigrafica ricostruita nell'area di S.Stefano ai Lupi Bacci et al. (1939) hanno dato la seguente descrizione:

“ +20 m – terreno rimaneggiato;

- sabbia leggermente argillosa che termina superiormente con un suolo distinto (S. Stefano ai Lupi) e contenente industria musteriana [L di Fig. 26];
- sabbia eolica finissima arrossata evidentemente stratificata (Cimitero e S. Stefano ai Lupi) [I di Fig. 26];
- sabbia più grossolana di duna arrossata (Cimitero) [H di Fig. 26];
- piccole ghiaie con stratificazione incrociata (S. Stefano ai Lupi) [G di Fig. 26];
- sabbia arrossata con fauna salmastra (Cimitero) [F di Fig. 26];
- panchina irregolarmente cementata o sabbia con granuli calcarei e fauna di spiaggia sempre più argillosa verso la base (trivellazione) [E di Fig. 26];
- argilla continentale con polline di conifere montane [D di Fig. 26];
- sabbia grigia che diviene verso la base sempre più grossolana [C di Fig. 26] fino a che si incontra uno strato di ciottoli [B di Fig. 26] che non si è potuto oltrepassare con la trivella a mano”.

Questa successione stratigrafica fu integrata da Barsotti et al. (1974) con quanto fu visibile nella vicina cava in destra del T.^{nte} Ugione, dove gli strati della trasgressione tirreniana (conglomerato a matrice sabbiosa, costituito da ciottoli dei Dominî Ligure e Toscano con blocchi di marna argillosa indurita con superfici completamente forate dai litofagi e presenza di *Glycymeris* ovviamente di natura marina, sormontavano un piccolo affioramento di argille con microfauna sicuramente del Calabriano (Fig. 39). Questo strato basale di ciottoli, assai esteso lungo il limite settentrionale del T.^{zz}0II, è stato elevato da Lazzarotto et al. (1990) a rango di Fm dei Conglomerati di S. Stefano, ritenuti eteropici del livello inferiore di <panchina>, anch'esso elevato a Fm delle Calcareniti di Castiglioncello (Bossio et al., 1993) nel tentativo di uniformare la nomenclatura stratigrafica alle regole richieste nella cartografia “ufficiale” della Nuova Carta Geologica d'Italia. Con la scoperta della Fm di Corea e la correlazione della sua fauna malacologica dell'Unit 3 con quella del livello D di S. Stefano ai Lupi (Zanchetta et al., 2006) si aprono nuove possibilità nello studio del Pleistocene Medio della Toscana Costiera che sono ben più importanti della denominazione di un piccolo livello conglomeratico marino verosimilmente tirreniano (precisiamo quello della Cava di S. Stefano) per cui riteniamo sarà opportuno abolire il termine di Conglomerati di S. Stefano (Lazzarotto et al., 1990) che andrà convenientemente sostituito con un altro meno ambiguo.

Ancora in Figura 39 si può notare che i Conglomerati di S. Stefano (ubicati nella sezione in destra del T.^{ente} Ugione in Fig. 23) sono sormontati in continuità da un banco di circa 3 m di spessore di sabbie in basso arancio-chiaro e in alto rosso-bruno che corrispondono, in quella località, alla Fm delle Sabbie di Ardenza, passate in sinonimia alla Fm delle Sabbie di Donoratico, termine valido per gli affioramenti di tutta la Toscana Costiera (Mazzanti, 1995).

Questa formazione sormonta più spesso le Calcareniti di Castiglioncello o, talora, il secondo livello di calcareniti (p.e. nella sezione di V.^{la} S. Giorgio di Fig. 40) o, direttamente, i Conglomerati di S. Stefano, specialmente in destra del T.^{nte} Ugione, e infine rocce preneogeniche della falesia marina attuale (Macigno, ofioliti, Argille a Palombini). In prevalenza è costituita da sabbie molto fini, di accumulo eolico e di colore arancio-bruno, probabilmente derivato da quello di materiali detritici provenienti in gran parte dallo smantellamento di depositi già molto arrossati per notevoli fenomeni pedologici. Le strutture sedimentarie sono rare, come pure la stratificazione; si tratta quindi di un deposito molto omogeneo di natura continentale e di facies ossidanti, in prevalenza eoliche. I fossili sono rari e limitati a Molluschi terrestri.

Mentre le sottostanti Calcareniti di Castiglioncello corrispondono ad un deposito di materiali a lungo <sciaccati> e quindi di provenienza, anche quando di facies eolica, sicuramente non lontana dal mare, le Sabbie di Donoratico, con la loro granulometria molto fine, sono un sedimento maggiormente elaborato e continentale. E' probabile che la maggior parte della loro deposizione sia avvenuta nelle fasi glaciali, o comunque di maggior ritiro del mare, quindi di più ampia continentale-

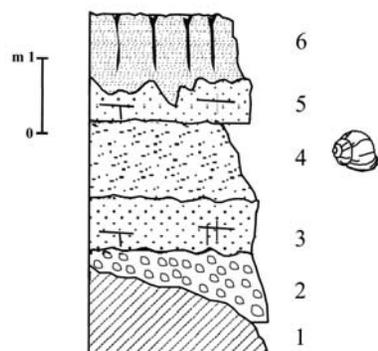


Figura 40 - Sezione stratigrafica di V.^{la} S. Giorgio; 1 – Substrato pre-pleistocenico, 2 – Ghiaie fluviali (Pleistocene Medio ?), 3 – “Panchina I” eolica (OIS 5e), 4 – Sabbie fangose con molluschi non marini, 5 – “Panchina II” eolica (OIS 5c), 6 – Sabbie rosse di Ardenza ormai da considerarsi sinonime delle Sabbie di Donoratico (da Zanchetta et al., 2004).

lizzazione. La loro attribuzione cronologica, non più recente del Würm II-III, nel T.^{ZZOII} a Livorno è legata al ritrovamento nella loro compagine di industrie del Musteriano presso le C.^{sc} Popolari di S. Stefano (Bacci *et al.*, 1939) e la C.^{sa} di Paretaiò nella Fatt. Suese (Sammartino, 1984).

La presenza nel T.^{ZZOII} a Livorno di due livelli di <panchina> (Fig. 40), rispettivamente attribuiti all'OIS 5e e all'OIS 5c è stata confermata recentemente (Zanchetta *et al.*, 2004). Questi Autori hanno eseguito un moderno studio della bella fauna di molluschi continentali venuta alla luce, in uno scavo presso la V.^{la} S. Giorgio di Ardenza Terra, nello strato (4 in Fig. 40) di fango sabbioso intercalato tra la <Panchina I> (strato 3) eolica e la <Panchina II> (strato 5) anch'essa eolica e quindi continentale ma adiacente alla falesia di massima ingressione marina. Sinteticamente dal riassunto di questo lavoro riportiamo: "Le caratteristiche ecologiche ed ambientali dei molluschi identificati suggeriscono un ambiente boscoso con ampie aree aperte e locali paludi soggette a frequenti disseccamenti. La presenza di alcune specie comuni in ambiente montano suggerisce un ambiente più fresco dell'attuale. Alcune analisi isotopiche, effettuate su alcuni esemplari perfettamente conservati, permettono di stimare, per questo periodo, una temperatura annuale media più bassa dell'attuale di circa 1° C. Sulla base dei dati stratigrafici e paleontologici, il livello contenente la fauna a molluschi terrestri viene correlato con lo stadio isotopico marino 5d".

Nella traduzione delle *Concluding remarks* di questo studio si legge: "Un tentativo di reinterpretare il significato stratigrafico ed ecologico delle antiche faune di molluschi non marini eseguito sulla stessa area e descritto da Bacci *et al.* (1939) suggerisce che la fauna può avere una posizione stratigrafica differente nei confronti della fauna di V.^{la} S. Giorgio. Perciò due differenti livelli prodotti da faune non-marine di molluschi possono essere presenti nell'area di Livorno [a questo punto vogliamo precisare che siamo perfettamente in accordo con quanto sostenuto in questo lavoro]. La più giovane, descritta in questo lavoro, rappresenta un'oscillazione climatica durante l'OIS 5, mentre la più antica (p.e. la fauna di Bacci) è più antica dell'OIS 5. Ciò è in contrasto con la revisione stratigrafica proposta in passato da Barsotti *et al.* (1974). Questa è una questione che rimane aperta, comunque, fino a quando potranno chiarirla ulteriori ricerche". Su quest'ultima frase ci siamo già trattenuti nel capitolo dedicato alla Fm di Corea e riteniamo chiuso l'argomento.

Il Bacino Pisano-Versiliese rientra fra le grandi strutture di sprofondamento tettonico in fase distensiva neogenico-quadernaria. La Gronda dei Lupi, scarpata di erosione fluviale descritta fin dal XVIII secolo, divide trasversalmente i T.^{ZZI} I e II e le C.^{line} neogeniche e pleistoceniche di Livorno dalla P.^{nura} Pisana-Versiliese per la maggior parte olocenica. L'inizio di una intensa attività fluviale, riferibile contemporaneamente all'Arno e al ramo del Serchio passante ad Est del M.^{te} Pisano, risale alla parte medio-superiore del Pleistocene Medio (Federici e Mazzanti, 1988) (Fm di C.^{sa} P.^{gio} ai Lecci). Al Würm I (= OIS 4) (Federici e Mazzanti, 1995), dopo le incertezze iniziali, si può ritenere corrisponda la fase fluviale, ancora attribuibili all'Arno e al corso del Serchio ad Est del M.^{te} Pisano, ampiamente rintracciata da circa -40 a circa -60 m nel sottosuolo dell'orlo meridionale del settore pisano della P.^{nura} Pisana-Versiliese. Cioè la Fm dei Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina, costituita in prevalenza da ciottoli di anageniti del Verrucano, ovviamente molto ben riconoscibili anche nei sondaggi e che indicano per le aree di provenienza, M.^{te} Pisano e Garfagnana Apuana, l'abbassarsi del limite altimetrico dei boschi con il notevole incremento dei versanti nudi e conseguentemente dell'erosione ruscellante e fluviale (Mazzanti, 2001). Non più recenti dello stadiale Würm II-III (= OIS 3) vanno considerati i depositi in prevalenza eolici, leggermente pedogenizzati ed a industrie musteriane (Menchelli, 1984) che bordano l'orlo meridionale della pianura tra Mortaiolo e la V.^{la} Cava di Pontedera (Fm delle Sabbie di Vicarello). Il tetto di questi depositi affiora tuttora ed ha formato, dopo il minimo del livello del mare corrispondente al Würm III (= OIS 2), uno sbarramento trasversale al procedere della trasgressione Versiliana tra Coltano, Castagnolo e Palazzetto. Ciò fino a quando, intorno al II-I sec. a.C., dopo il grande aumento del trasporto solido dei fiumi collegato con l'incremento delle precipitazioni tra IX e III sec. a.C. (Pinna, 1984) e l'inizio della deforestazione conseguente al sinecismo ed alla metallurgia etrusca, dapprima si è rallentato il processo trasgressivo, per poi prodursi un'ingente aggradazione del litorale con inizio dello sviluppo del delta dell'Arno.

Mentre le Sabbie di Vicarello corrispondono all'unico livello, tra l'altro uno dei morfologicamente più alti (fino a quota 18 m nell'affioramento del Palazzetto), del Pleistocene Superiore che compare in superficie nell'area pisana, per il resto olocenica, della P.^{nura} Pisana-Versiliese, tutti gli affioramenti noti nell'area versiliese di quest'ultima sono riferibili all'Olocene, sia che si tratti dei piatti coni di deiezione dell'orlo interno immediatamente al ridosso delle Alpi Apuane, sia della pianura centrale in origine semi-sommersa ed ora prosciugata ad ecce-

zione di una parte restante della depressione del Massaciuccoli, sia, infine, dell'orlo esterno dei cordoni di dune e della lunga spiaggia. In una situazione geomorfologica del tutto priva di incisioni profonde gli studi dei sedimenti pre-olocenici rimangono affidati alla geofisica ed alle perforazioni. Le Figg. 41 e 42, tratte dal lavoro di Mazzanti (1994) presentano schematicamente le conoscenze agli inizi degli anni '90, rispettivamente del settore meridionale tra Coltano e il mare e del settore centrale intorno al Lago di Massaciuccoli, cioè delle due zone maggiormente indagate da sondaggi nella P.^{nura} Pisana-Versiliese.

La Figura 41 mostra l'inizio meridionale della P.^{nura} Pisana-Versiliese. Ciò avviene, tra Stagno e la Fatt. Suese, in corrispondenza della Gronda dei Lupi, superficie d'erosione fluviale operata in due fasi e successivamente lambita dal mare versiliano lungo il settore più occidentale. Questa superficie d'erosione separa i depositi del T.^{ZZO}II, dell'OIS 5e, 5d e 5c con il suo substrato della Fm di Morrone del Pleistocene Inferiore, dai sedimenti di prima fase würmiana (OIS 4) (4 in Fig. 41), cioè i Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina, dai soprastanti sedimenti di terza fase würmiana (OIS 2) (7 in Fig. 41), cioè i Limi e torbe lagunari-palustri e fluviali del Würm III-Olocene. Questi ultimi, anche qui dopo le incertezze iniziali, vengono fatti corrispondere (Mazzanti, 1995) al riempimento dell'incisione fluviale rintracciata da Segre (1955) sui fondali marini fino a 15 km a NO delle Secche della Meloria a profondità di circa 100-120 m (Fig. 30). Questa incisione fluviale semi riempita dai depositi più recenti, simile ad una analoga che divide gli affioramenti di Sabbie di Vicarello di Coltano da quelli di Castagnolo, è verosimile corrisponda ad un importante corso del paleoArno del Würm III (Mazzanti, 2001). Essa solca i Limi e torbe palustri del sottosuolo di Stagno (5 in Fig. 41) che si sovrappongono ai Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina e sono sormontati dalle Sabbie di Vicarello (6 in Fig. 41), con tetto sicuramente non più recente dell'interstadiale Würm II-III per l'abbondanza di industria musteriana che contiene. Ancora in Figura 41 è rappresentata la parte della pianura a NO dell'affioramento del Pleistocene Superiore di Coltano fino al mare in prossimità di Marina di Pisa. In quest'ultimo tratto, allontanandosi da Coltano, fino ai primi anni '90 non erano conosciuti sondaggi tra quest'ultima località e Marina di Pisa, località segnalata in Figura 41 più che per mostrare conoscenze del sottosuolo bensì per indicare la grande aggradazione del Litorale Pisano. Questo nel 1830 era ben oltre il fortino settecentesco di Marina di Pisa, fondato sul Lido delle Macchie del Ginevra (Della Rocca et al., 1987) che si prolunga nel Lido della Pinetina selvatica fino al Calambrone. Tra quest'ultima località e Coltano sono noti (Fig. 42) i sondaggi profondi fino a circa -35 m e studiati da M. Luisa Galletti Fancelli (1979). Questi hanno mostrato una superficie di discontinuità che risale fino alla

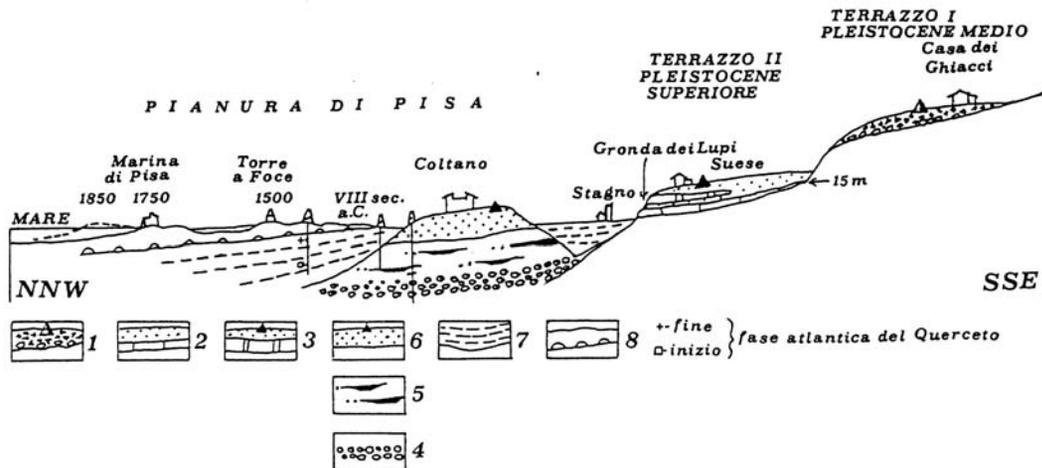


Figura 41 - Sezione geologica (non in scala) fra Marina di Pisa e le C.^{inc.} Livornesi (C.^{sa} dei Ghiacci). 1 - Conglomerati di C.^{sa} Pisano ai Lecci con industrie del Paleolitico Inferiore sul T.^{ZZO}I; 2 - Calcareni di Castiglioncello e Sabbie di Donoratico sul T.^{ZZO}II; 3 - Calcareni di Antignano e Sabbie di Donoratico con industria del Paleolitico Medio sul T.^{ZZO}II; 4 - Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina del Würm I, 5 - Limi e torbe palustri del sottosuolo; 6 - Sabbie di Vicarello con industria del Paleolitico Medio; 7 - Limi e torbe lagunari-palustri e fluviali (Würm III - Olocene almeno nella parte spettante alla Fase Atlantica del Querceto); 8 - Sedimenti litoranei della Trasgressione Versiliana. La linea tratteggiata ad Ovest di Marina di Pisa indica il punto di maggiore sviluppo del litorale raggiunto nel 1850 circa, prima dell'inizio dell'arretramento ancora in atto (da Mazzanti, 1994).

paleocosta dell'VIII sec. a.C. (Mazzanti e Pasquinucci, 1983) ad iniziare da una profondità di circa -13 m, e divide i sottostanti Limi e torbe lagunari-palustri e fluviali dell'Olocene, in quanto in questi ultimi sono stati riconosciuti l'inizio (- 30 m) e la fine (- 20 m) della Fase Atlantica del Querceto (Galletti Fancelli, 1979), dai soprastanti sedimenti litoranei [marini] della trasgressione Versiliana (8 in Fig. 41 e Fig. 42).

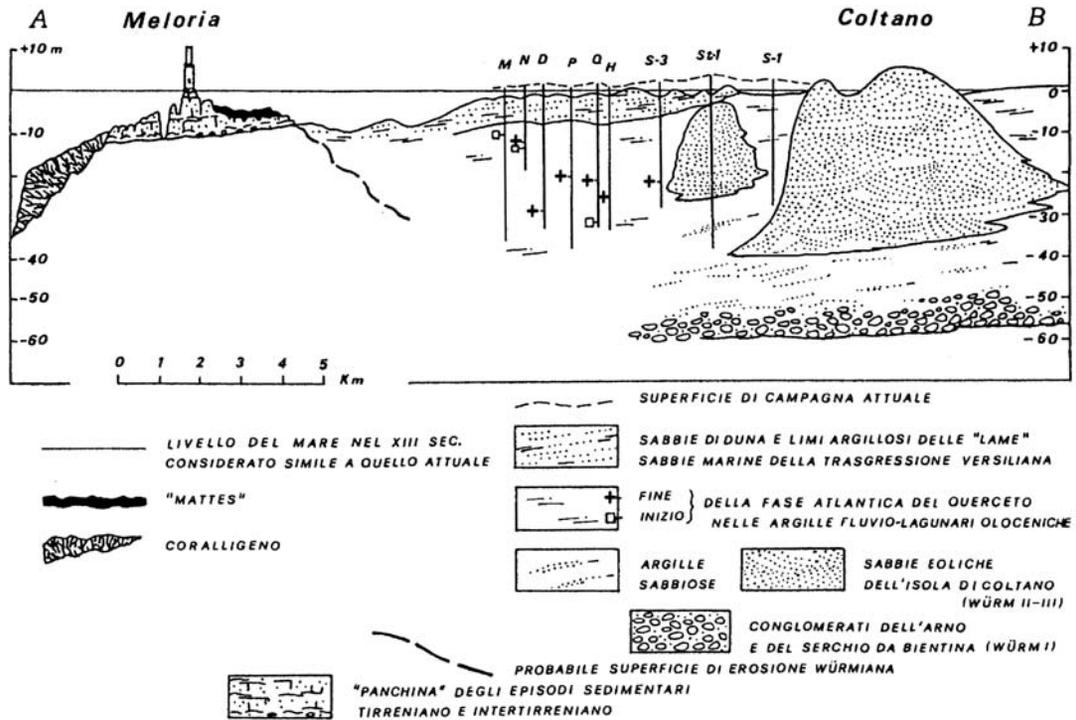


Figura 42 - Sezione geologica tra la Meloria e Coltano. Le altezze sono ingrandite di 100 volte rispetto alle lunghezze per rendere leggibile il disegno (da Mazzanti et al., 1984).

L'altra area della Pianura Pisana-Versiliese traversata da numerosi sondaggi per la ricerca delle Sabbie silicee si estende tra Viareggio e Massarosa. Alcuni sondaggi di quest'area sono stati utilizzati nei tentativi di precisazione del significato della trasgressione eustatica del Versiliano. Gli studi su questo argomento, iniziati da Blanc (fra gli altri, 1934 e 1936), reinterpretati da Trevisan et al. (1971) sulla base di alcune prime determinazioni di età radiometriche (Broecker et al., 1956; Ferrara et al., 1959, 1961; Alessio et al., 1964), sono stati ripresi da Federici (1987) anche sulla base di ulteriori determinazioni radiometriche di età (Campione R-1.046 dell'Istituto di Geochimica di Roma) fino alla elaborazione di Federici e Mazzanti (1995). Questi ultimi Autori hanno presentato una sezione geologica schematica attraverso il Lago di Massaciuccoli che tiene conto dei più recenti dati di superficie (Mazzanti et al., 1990) oltre che dei dati delle numerose perforazioni e delle determinazioni di età radiometriche operate negli anni precedenti.

Dal basso la successione stratigrafica di Figura 43 inizia da -137 m di profondità ed è così costituita:

- 1 Ghiaia e conglomerato passanti, in alto verso il largo, ad argille cineree lacustri. Non riportiamo l'interpretazione crono-stratigrafica tentata da Federici (1987) in quanto ormai vanificata dal risultato delle datazioni fornite dal più recente sondaggio ENEA.
- 2 Sabbie e ghiaie con Gasteropodi marini. Questo livello, potente pochi metri, documenta una trasgressione marina corrispondente ad un breve interstadiale alto a clima temperato.
- 3 Argille lacustri e salmastre potenti fino a 20 m con associazioni di Molluschi dulcicoli e terricoli. La loro deposizione corrisponde ad una seconda variazione nel senso dell'aumento dell'umidità del clima con verosimile eustatismo negativo del livello del mare.
- 4 Sabbie marine con Molluschi e semi di *Vitis vinifera* per uno spessore di pochi metri. Questo nuovo episodio trasgressivo per eustatismo positivo denunciante di per sé un clima temperato, confermato dalla

presenza di *Vitis vinifera* (Blanc et al., 1953), è stato attribuito ad un notevole interstadiale dell'ultima glaciazione che potrebbe corrispondere con l'OIS 3.

- 5 Argille lacustri con torbe caratterizzate dall'associazione pollinica a *Pinus*, *Abies*, *Picea* e *Betula* (Marchetti, 1934; Marchetti e Tongiorgi, 1936). Blocchi di torba, strappati da questa formazione ed inglobati in quella soprastante, hanno rivelato età radiometriche col metodo del ^{14}C di $18,350 \pm 0,350 \text{ ka}$ (Broecker et al., 1956) e di $18,800 \pm 0,400 \text{ ka}$ (Alessio et al., 1964) ben rapportabili con l'OIS 2.
- 6 Sabbie silicee con fauna marina a *Thais haemastoma*, potenti da 50 a 30 m (livello *a* in 6 di Fig. 43). Giudicate corrispondenti alla trasgressione del Versiliano (Blanc et al., 1953), sono state datate, su conchiglie prelevate a quota -47 m, di $8,940 \pm 0,273 \text{ ka}$ (Ferrara et al., 1959), a quota -26, di $5,646 \pm 0,200 \text{ ka}$ (Ferrara et al., 1961) e su legno di *Pinus silvestris* prelevato a quota -15 e risultato di $5,280 \pm 0,50 \text{ ka}$. Lateralmente questo livello passa, verso terra, al livello *b* (Conglomerati dei coni di deiezione olocenici) mentre, verso il largo, ovviamente è indefinito come tutti gli altri sottostanti, non essendo noti dati di perforazioni. I depositi delle Sabbie superficiali (da *c* ad *e* in Fig. 43), vale a dire dei lidi dall'VIII-V sec. a.C. (Mazzanti e Pasquinucci, 1983) al lido attuale (Figg. 43 e 44) marcano l'aggradazione del litorale avvenuta specialmente ad iniziare dal II sec. a.C. - V sec. d.C. e racchiudono la fascia centrale della Versilia più ricca di zone umide delle quali è rimasta solo quella di Massaciuccoli.

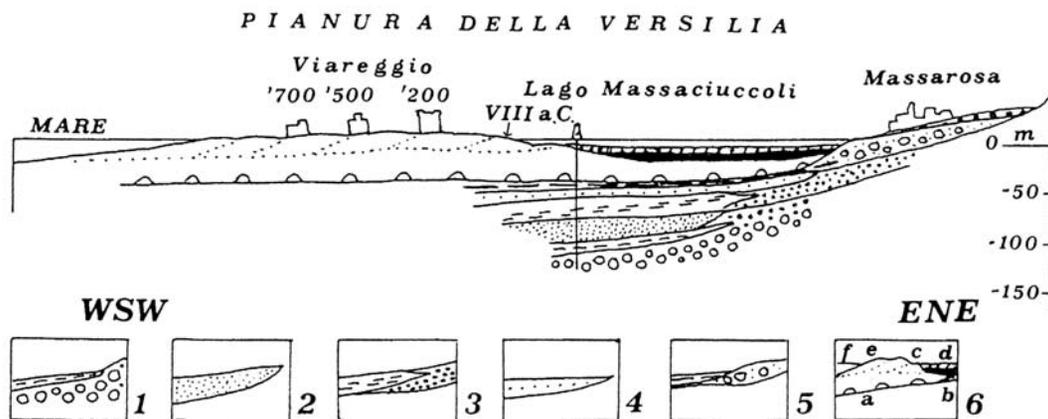


Figura 43 - Sezione geologica (non in scala) fra Viareggio e Massarosa, ricostruita sulla base dei dati di numerosi sondaggi (Federici, 1993), privi di datazioni radiometriche per le parti sottostanti ai depositi del Würm III: 1 - Depositi attribuiti al Würm I (non raggiunti dal sondaggio ENEA), 2 - Depositi attribuiti all'interstadio Würm I-II ma risultati dell'OIS 5e dalle datazioni ENEA (Antonioli et al., 2000); 3 - Depositi attribuiti al Würm II di facies continentale di datazione incerta dopo i risultati del sondaggio ENEA; 4 - Depositi attribuiti all'interstadio Würm II-III e 5 - Depositi attribuiti al Würm III rimangono entrambi, dopo le determinazioni di età radiometriche ENEA, nell'approssimazione di un'età convenzionale >53500 anni B.P. fino al campione (ancora sondaggio ENEA) proveniente da -34,0 m e con età calibrata di 9590 ± 60 anni B.P. in argilla limosa continentale, quindi già rientrante nell'Olocene; 6 - trasgressione del Versiliano, nel sondaggio ENEA inizia a -30 m col campione datato 8419 ± 48 (Menozzi et al., 2002); questa trasgressione si è spinta fino al cono di deiezione sul quale è costruita Massarosa ma già nell'VIII sec. a.C. era emerso il lido che separava dal mare il Lago di Massaciuccoli; infine le torri della Guardia costiera di Viareggio, costruite man mano che la spiaggia progradava, marcano la posizione di quest'ultima nel 1200, nel 1500 e nel 1700 (da Mazzanti, 1994).

Di questi sondaggi particolarmente interessanti sono le carote delle parti superiori che hanno permesso determinazioni di età radiometriche del ^{14}C rientranti nelle oscillazioni glacioeustatiche del livello del mare in ambito würmiano ed olocenico. Tra queste ultime le datazioni intorno ai 5.000 anni a.C. corrispondono all'*optimum* climatico post-glaciale durante il quale il livello del mare si è fortemente innalzato raggiungendo una quota vicina a quella attuale. La presenza di questi sedimenti nei sondaggi Bonifica Ginori e La Costanza, situati nel lato orientale del Lago di Massaciuccoli, è chiaramente significativa che la trasgressione versiliana si è spinta, in pratica, fino al piede dei M.^{ti} d'oltre Serchio, tra il M.^{te} Pisano e le Alpi Apuane. Queste ultime non sono state raggiunte da questa trasgressione per la presenza dei coni di deiezione del Carrione e del Frigido nella zona di Massa, come è chiaramente indicato dalla <ripa marina> segnalata da Sestini (1957) (Fig. 44).

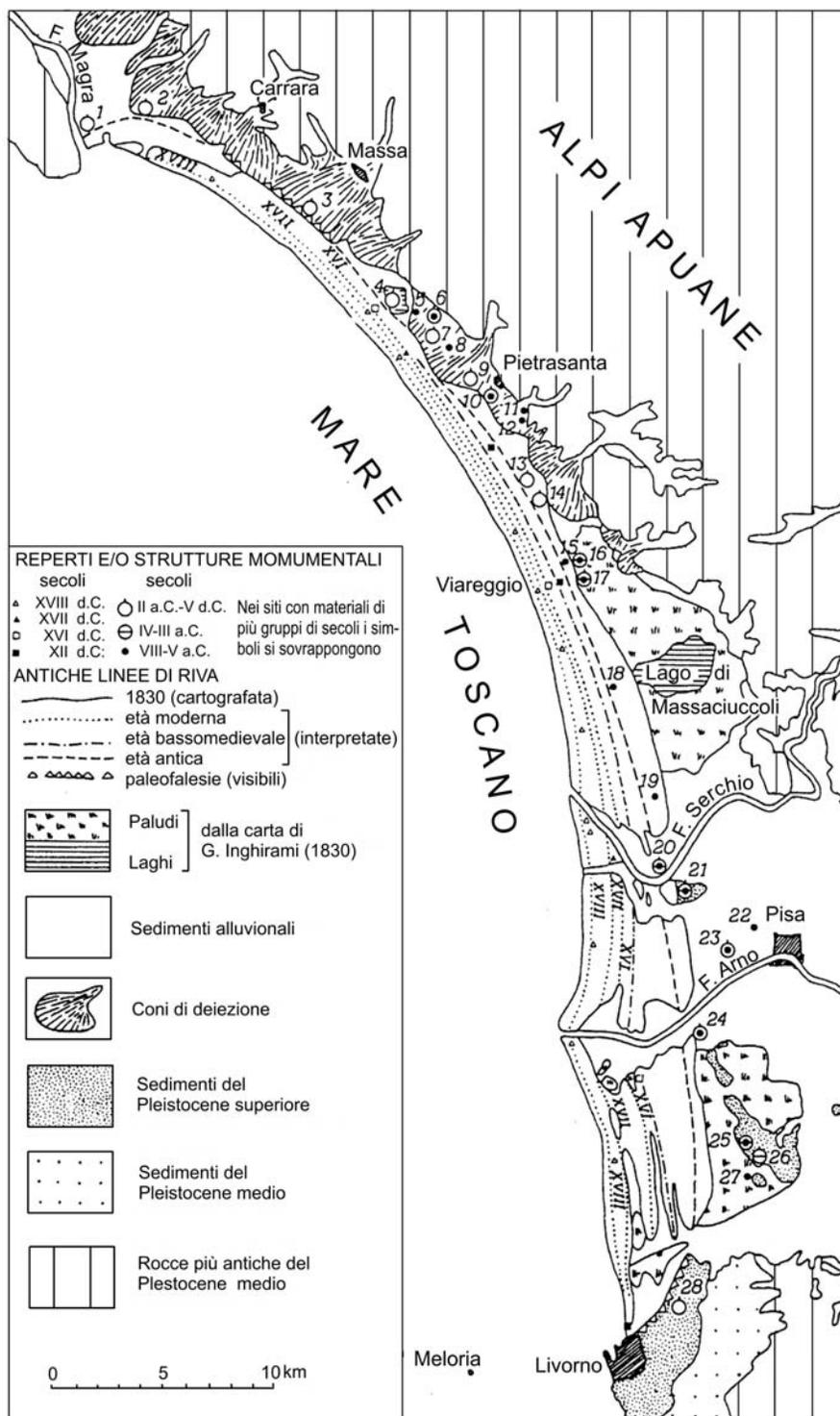


Figura 44 - Lineamenti geomorfologici essenziali della Versilia, in relazione alla posizione dei siti archeologici più significativi per il tracciamento delle antiche linee di riva. 1 - Bocca di Magra, 2 - Luni, 3 - Avenza, 4 - Lago di Porta, 5 - Centoquindici, 6 - Cafaggio, 7 - Frasso, 8 - Pozzi-Querceta, 9 - Ponterosso e Crocialetto, 10 - Pisanica, 11 - Baccatoio, 12 - Traversagna, 13 - Bucine, 14 - Ortacci, 15 - Migliarina, 16 - Cava S.A.P.I.L., 17 - Cava S.I.S.A., 18 - Torre del Lago, 19 - Troncolo, 20 - Isola di Migliarino (Cava Mori), 21 - Palazzetto, 22 - Area Scheibler, 23 - Barbaricina, 24 - S. Piero a Grado, 25 e 26 - Coltano, 27 - Stagno, 28 - S. Stefano ai Lupi (da Mazzanti et al., 1990).

Un insieme di conoscenze, in un certo senso parallele alle precedenti in quanto in parte frutto di dati di perforazioni, sono state raccolte nel corso degli stessi anni nella Versilia e nella P.^{nura} Pisana oltre che nelle montagne dei loro retroterra. Il punto su queste ricerche è schematicamente tracciato da Tozzi (2000): “Durante il Paleolitico superiore la regione era estesamente popolata con numerosi insediamenti all’aperto e in grotta. Nel catalogo della mostra: <Il Paleolitico e il Mesolitico della Toscana> Galiberti (1997) ha censito 134 siti riferibili al Paleolitico superiore, alcuni dei quali contengono più aspetti culturali; ad essi vanno aggiunti pochi ritrovamenti più recenti, tra cui si segnala il giacimento aurignaziano di Pontecosti nella valle del Serchio, scavato nell’ambito del progetto INTERREG II (Tozzi, 1999).

Sotto il profilo cronologico e culturale è ben rappresentato il Paleolitico superiore arcaico con i complessi dell’Uluzziano, dell’Uluzzo-aurignaziano e Aurignaziano. Una flessione delle presenze si verifica durante il Gravettiano e l’Epigravettiano antico ed evoluto, mentre con l’Epigravettiano finale si assiste a un moltiplicarsi dei siti specialmente nella sua fase terminale tra i 12.000 e i 10.000 anni da oggi, forse da mettere in relazione a un reale aumento del popolamento.

Dal punto di vista geografico i giacimenti sono distribuiti prevalentemente sulle superfici terrazzate della valle dell’Arno e dei suoi principali affluenti e nell’alta valle del Serchio, in minor misura in grotte e in ripari. L’ingente quantità di materiali provenienti dalla estrazione delle Sabbie silicee del Lago di Massaciuccoli indica una intensa frequentazione durante l’Aurignaziano, il Gravettiano e l’Epigravettiano della estesa pianura costiera tra le Apuane e il mare, successivamente sommersa per la risalita eustatica del livello marino e per la subsidenza dei sedimenti alluvionali. Gli insediamenti costieri si prolungano sulle formazioni dunari a sud dell’Arno e sui terrazzi del margine occidentale delle Colline Livornesi. Più a sud gli insediamenti si rarefanno, anche se appaiono distribuiti abbastanza uniformemente sul territorio”.

La situazione delle conoscenze sul sottosuolo pleistocenico ed olocenico della P.^{nura} Pisana-Versiliese era a questo punto quando nel 1998 l’ENEA ha eseguito, in un’area circa 10 km a Sud del Lago di Massaciuccoli, una perforazione a carotaggio continuo, profondo 90 m a partire da un piano di campagna a quota 0. Davano notizia preliminare di questa importante perforazione, corredata di molte radiodatazioni, Antonioli et al. (2000); a questa pubblicazione preliminare seguiva uno studio pollinico dei diversi livelli incontrati in questo sondaggio (Menozzi et al., 2002). Traiamo dai <Cenni geologici e vegetazionali> di quest’ultimo lavoro: “I risultati dello studio di questo sondaggio (Antonioli et al. 2000) hanno mostrato una successione che parte da livelli marini (tra 90 e 70 [68?] m dal piano campagna) assegnati allo stadio isotopico 5e (OIS 5e; Jansen, 1989) con misure di età ottenute con il metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ su esemplari di *Cladocora caespitosa* ($129,200 \pm 15,000$ ka e $132,800 \pm 15,000$ ka). Ad essi seguono depositi continentali fino a -34 m dal piano campagna. Una superficie erosiva chiude questi depositi sui quali si incontrano sedimenti di ambiente palustre che le misure di età (^{14}C in AMS) ci danno come appartenenti all’Olocene. In continuità di sedimentazione con essi, si incontrano quindi sedimenti marini che, insieme con i sedimenti salmastri precedenti, rappresentano la trasgressione versiliana”. Altri dati di grande interesse sono sinteticamente esposti nella sintesi stratigrafica di questo lavoro: “In sintesi, da un punto di vista stratigrafico, i risultati ottenuti ci permettono di precisare meglio la successione incontrata nel sondaggio (Fig. 45) [al di sopra del livello datato all’OIS 5e]. Da 70 [68?] a 55 m la successione delle litologie e del contenuto fossilifero dei sedimenti può far ipotizzare una classica chiusura di ciclo. Si passa, infatti, da sedimenti francamente marini a sedimenti che gradatamente passano a sedimenti salmastri (da 69 a 67 m), testimoniati dal ritrovamento di fossili di ambiente iposalino (p.e. *Cerithium*) fino a sabbie e limi con fossili d’acqua dolce (da 67 m). Questa successione è sormontata da una formazione a ciottoli di almeno 4 m di spessore, alla quale seguono sabbie ed argille contenenti ancora ciottoli per altri 6 m. I risultati dello studio palinologico indicano che da 68 a 55 m si ha un rapporto AP/NAP elevato (>67%) che diminuisce bruscamente a valori inferiori a 40% a 55 m, quando inizia la successione ciottolosa. Inoltre a 69 m p.c. si ha una misura ^{14}C maggiore di 53,500 ka. Questo induce a pensare che tutta questa porzione del sondaggio rappresenti lo stadio isotopico 5 (OIS 5), di mare alto (OIS 5e) con la naturale chiusura del ciclo stesso: i sedimenti passano gradualmente da marini a salmastri fino ad ambiente di acqua dolce. Il brusco abbassarsi della percentuale AP/NAP a 55 m ed i contemporanei picchi di *Artemisia* e *Chenopodiaceae* ci possono indicare l’inizio di un periodo più arido e quindi <freddo>, attribuibile allo stadio isotopico 4. La deposizione di ciottoli indica, inoltre, un momento di forte erosione, quindi di mare basso, che potrebbe essere attribuito agli stadi isotopici 4 o 2”. Ovviamente a nostro avviso ed anche in relazione a quanto abbiamo esposto per i dati di sottosuolo risultati nell’area tra il T.^{zzo}II a Livorno e Coltano, siamo più propensi ad una attribuzione di questo livello di ciottoli all’OIS 4.

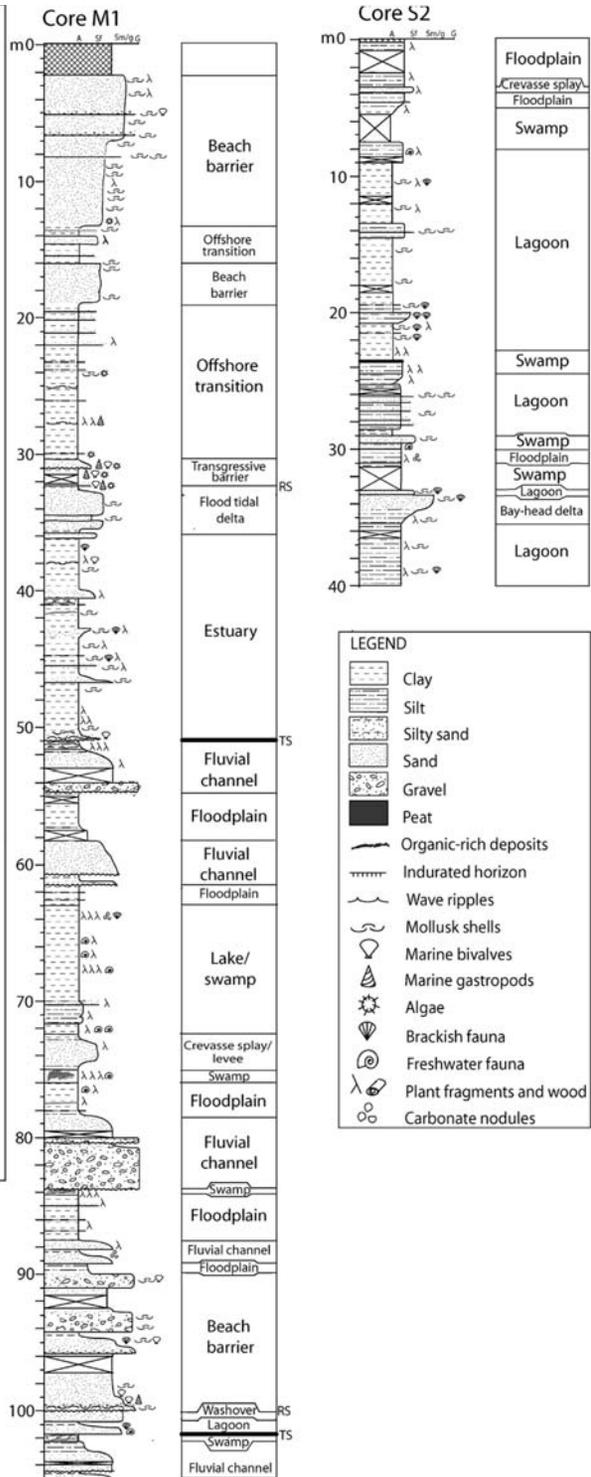
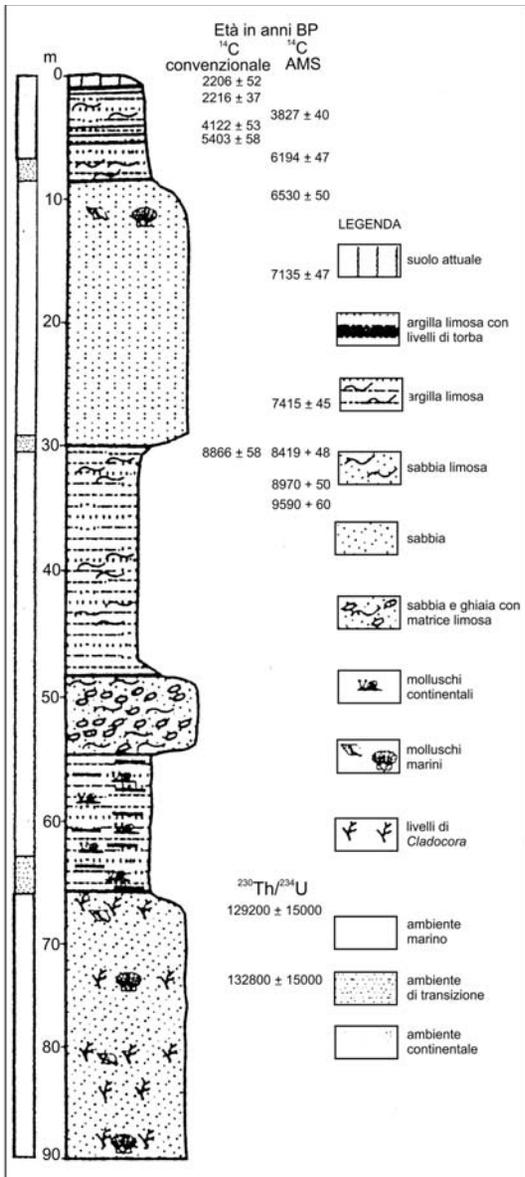


Figura 45 - Schema stratigrafico dei sedimenti messi in luce dal sondaggio ENEA: sono indicate le principali tipologie sedimentarie e le datazioni radioscopiche (da Menozzi et al., 2002).

Figura 46 - Stratigrafia e interpretazione delle facies dei Sondaggi M1 e S2 (da Aguzzi et al., 2005).

Nel 2005 è uscita la pubblicazione di Aguzzi et al. sulla <Stratigraphic architecture> dei depositi del Quaternario superiore nella P.^{nura} dell'Arno inferiore. Questi Autori, fatti forti di essere venuti in possesso per primi dei dati di due sondaggi a carotaggio continuo, il <Core M1> di Tirrenia e il <Core S2> in destra d'Arno circa 2 km a SE di Pisa oltre che di circa 300 <well logs performed>, proclamano: “Present knowledge of subsurface stratigraphy in the Arno coastal plain, thus, generally relies upon stratigraphic interpretations of poor-quality data [dati di povera-qualità], with scattered high-resolution stratigraphic analyses only [e qui c'è la lunga serie di tutti gli studiosi, da Gioli (1894) a Mazzanti (2001), che si sono occupati del sottosuolo della P.^{nura} Pisana senza conoscere i lumi della <Facies analysis> oppure semplicemente senza essere mai stati in possesso di un materiale tanto prezioso, tutto a carotaggio continuo]”.

La stratigrafia dei due sondaggi, raffigurata nella Figura 3 del lavoro in esame e riprodotta in Figura 46 di questo saggio, è molto ben congegnata sia nella rappresentazione delle litologie (argilla, limo, limo-sabbioso, sabbia, ghiaia, torba) sia delle presenze di indicazioni fisiche ed organiche (depositi riccamente organici, orizzonti induriti, increspature di onde, conchiglie di Molluschi, bivalvi marini, Gasteropodi marini, Alghe, fauna salmastra, fauna d'acqua dolce, frammenti di piante e di legna, noduli carbonatici), cioè per quanto riguarda gli elementi che permettono la realizzazione della moderna <Facies analysis>. Quest'ultima ha permesso l'identificazione di dodici differenti associazioni di facies, raggruppate in sistemi di deposizione di pianura alluvionale e costieri. Sul fatto che i sistemi di pianura alluvionale si siano svolti in ambiente continentale non possono sussistere dubbi; così vanno considerati completamente estranei all'ambiente marino: i canali fluviali <fluvial-channel>, i crepacci di argine fluviale piatto <crevasse splay-levee>, le piane d'inondazione <floodplain>, i depositi palustri e lacustri <swamp and lake deposit>. Più ambiguo è il riconoscimento di quanto spetti all'ambiente marino e quanto a quello continentale nel sistema di deposizione costiero molto piatto. A nostro avviso le lagune <lagoon>, i getti di riva <washover>, gli estuari <estuary> ed i flussi di marea nei delta <flood tidal delta>, sicuramente raggiunti temporaneamente dalle acque marine, tuttavia non possono essere considerati depositi marini in quanto spesso interni anche per chilometri al settore emerso del sistema costiero. Per fare un esempio attuale, poiché è noto che in particolari condizioni delle onde di marea e di tempesta le acque marine penetrano sotto quelle fluviali d'Arno fino all'igrometro di S. Giovanni alla Vena (circa 20 km all'interno della P.^{nura} Pisana), accettare che un sistema d'estuario si sviluppi in ambito marino sarebbe come affermare che la linea di riva attuale non passi da Marina di Pisa ma, appunto, da S. Giovanni alla Vena! Quindi i sistemi di deposizione sicuramente marina rimangono, nel caso in esame, le barriere trasgressive <transgressive barrier>, le barriere di spiaggia (noi diremmo di spiaggia sommersa e non di quella emersa) <beach barrier>, le transizioni verso il largo <offshore transition>. Ciò tanto più in quanto non ci sono elementi concreti per ritenere che le escursioni delle maree normali e quelle eccezionali nelle diverse fasi oloceniche siano state diverse da quelle attuali, rispettivamente comprese tra 20 e 50 cm.

Sulla base di quanto premesso riesaminiamo la Figura 46 per quanto riguarda il sondaggio M1 confrontandola con le Figg. 41 e 42 (rispettivamente riprodotte da Mazzanti, 1994 e da Mazzanti et al., 1984) nelle quali la trasgressione versiliana è posta a circa quota -13 m in corrispondenza del sondaggio situato poco all'interno della linea di riva segnalata vicina alla <Torre a Foce> all'altezza dell'Arno e dei sondaggi M,N,D,P,Q,H all'altezza del Calambrone. Questa trasgressione, già nota e ben posizionata, viene segnalata dal sondaggio M1 nel sottosuolo di Tirrenia a quota -32 e non -51, come sostenuto da Aguzzi et al. (2005) per le ragioni esposte qui sopra. Questa maggiore profondità di 19 m in una distanza di circa 3 km può essere considerata in ottimo accordo per una trasgressione glacioeustatica quale la Versiliana, oppure, se vogliamo usare un'espressione più moderna, <transgressive-regressive cycles (T-R sequences of Embry, 1993; 1995) that thicken in seaward direction>. Proseguendo nella nostra reinterpretazione del sondaggio M1 vediamo che al di sotto di quota -32 fino a quota -90 tutti i sedimenti incontrati sono di ambiente continentale in netta prevalenza di litologie argillo-limo-sabbiose, salvo un misero livello di ghiaie a quota -55 e il livello tra le quote -80 e -84. Quest'ultimo livello, a nostro parere, corrisponde proprio ai Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina del quale Aguzzi et al. (2005) si sono ostinati a cancellare l'esistenza. Anche se nella Carta delle isobate del letto del Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina (Fancelli et al., 1986) l'area a Nord di Tirrenia risulta sguarnita di isobate per mancanza di dati (Fig. 47), tuttavia questi sono ben indicati dall'isobata -85 immediatamente a Sud di Marina di Pisa e dai -80 di S. Piero a Grado (Gioli, 1894).

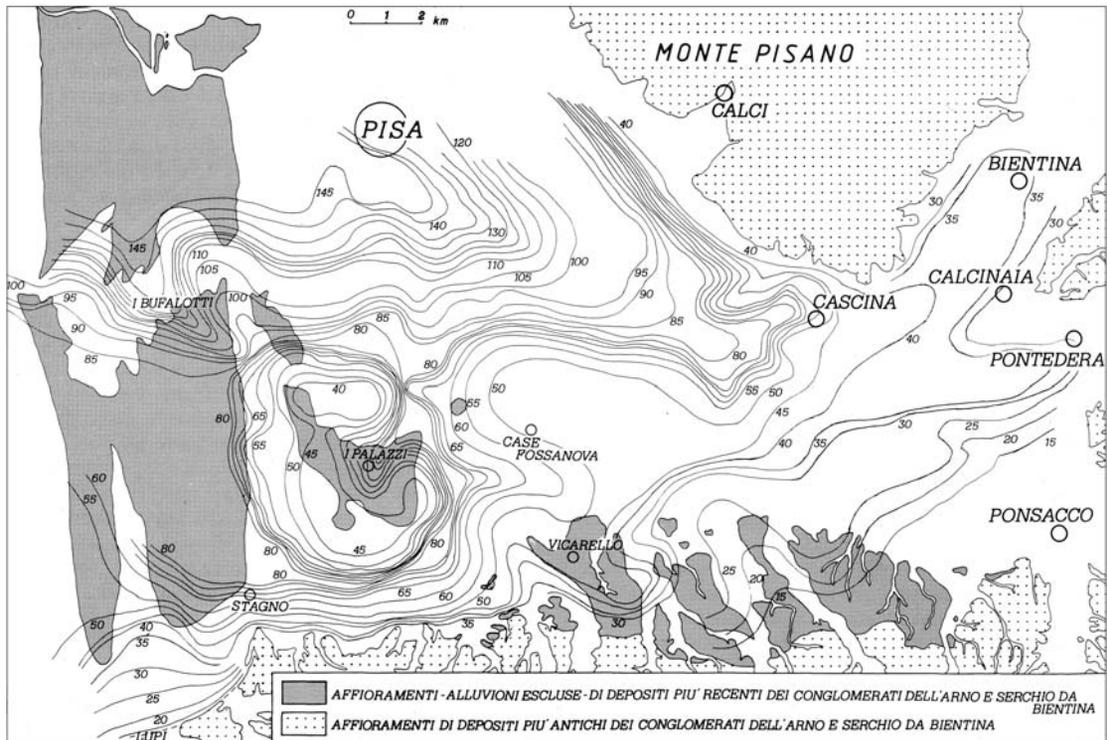


Figura 47 - Posizione del livello dei Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina nel sottosuolo della Pianura Pisana (da Fancelli et al. 1986).

Continuando a discendere nella valutazione delle litologie e degli ambienti incontrati nel sondaggio M1 da quota -84 troviamo ancora depositi da considerarsi continentali fino a quota -90. Al di sotto di questa quota sono presenti facies sicuramente di mare costiero fino a -100 m, dopodiché ricominciano gli ambienti costieri continentali fino a quota -106, fine del sondaggio. Aguzzi et al. (2005) parallelizzano questa successione marina presente nelle carote da -90 a -100 del sondaggio M1 alla successione marina presente nelle carote da -68 a -90 del sondaggio ENEA a Sud del Lago di Massaciuccoli. Ovviamente questo parallelismo è lecito con riserva, perché quest'ultimo sondaggio è dotato di una documentazione radiocronologica e palinologica che manca totalmente nel primo.

Il sondaggio S2, senza dubbio molto ben definito nella successione litologica e nella rappresentazione degli elementi adatti alla <facies analysis>, non risolve alcun problema di nostro interesse perché è stato interrotto a quota -35 m dopo aver mostrato una successione completamente riferibile a sistemi di deposizione di pianura alluvionale.

Infine nella Figura 4 (riprodotta nella nostra Fig. 48) Aguzzi et al. (2005) mostrano la loro interpretazione delle <facies analysis> di quindici sondaggi dei quali precisano, nella loro Figura 1, le posizioni del 2 (il Bigattiera già studiato da Sartori, 1978), del 3, del 4 (il Saint Gobain già studiato da Romagnoli, 1957) e del 5, tutti tra il Core M1 e il Core S2, mentre per gli altri, distribuiti probabilmente intorno all'Arno fino a Cascina, non precisano il sito d'impostazione, né l'Ente che li ha perforati. Le <facies associations>, unici sistemi di deposizione sicuramente marini, individuate sono la <offshore transition> e la <beach barrier> ma da Aguzzi et al. (2005) rinvenuti solo nell'ambito dei cunei sedimentari del Versiliano e (probabilmente) del Tirreniano nell'ambito dei sondaggi M1 e della Bigattiera, cioè più o meno in corrispondenza dell'allineamento superficiale delle Sabbie dei lidi e delle dune oloceniche. Gli altri sistemi di deposizione in prevalenza costieri non giustificano, per quanto veduto, la presenza se non occasionale delle acque marine: <lagoon/estuary>, <coastal plain> e <fluvial channel/bay-head delta>; infine il sistema di <floodplain> è decisamente continentale. Ciò nonostante Aguzzi et al. (2005) pongono sempre le due <transgressive surfaces> tirreniana e versiliana tra sedimenti del sistema costiero anche quando, come solamente nel caso di quest'ultima, è molto chiara la sovrapposizione di sedimenti certamente marini a quelli continentali, sia pure costie-

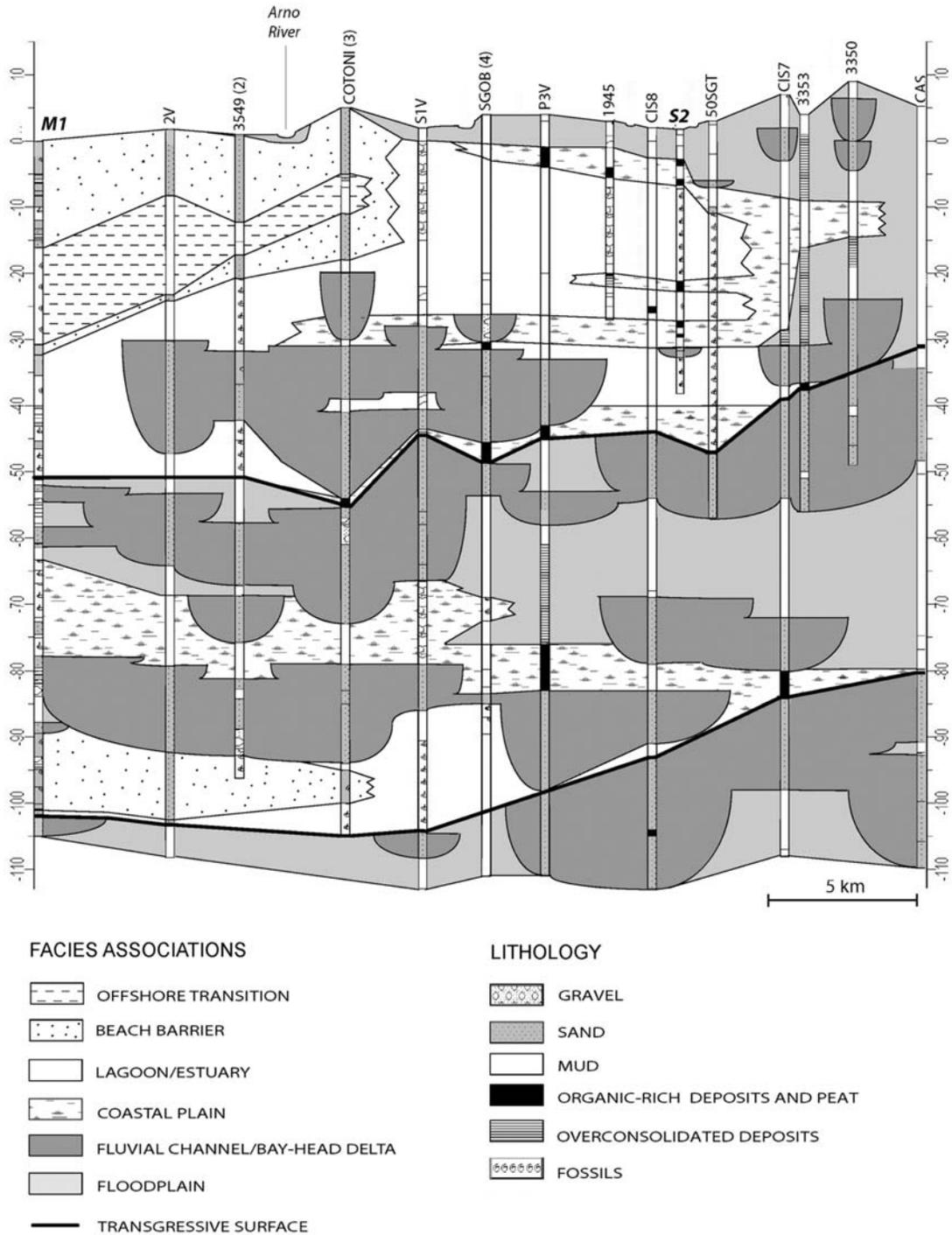


Figura 48 - Stratigrafia del sottosuolo della Pianura del Valdarno inferiore (secondo Aguzzi et al. 2005).

ri, nei sondaggi M1, 2 e 3 tra -32 e -20 m. Così, affidandosi ad un sistema di riconoscere le trasgressioni tra sedimenti di facies costiera senza preoccuparsi se depositi in mare o in terra, Aguzzi et al. (2005) arrivano a delineare “A stratigraphic cross section, roughly parallel to present Arno River and 30 km long [in pratica fino a Pontedera], shows the presence of two transgressive-regressive sequences, attributed to the last two interglacial-glacial cycles (base of OIS 1 and 5e, respectively)”.

A proposito di quest'ultimo argomento Mazzanti et al. (1990) scrivevano: "La precisazione dell'espansione massima della trasgressione versiliana a Sud dell'indicazione fornita dal sondaggio di La Costanza resta ancora non priva di problemi. Senza dubbio il mare ha raggiunto il lato occidentale degli affioramenti di sabbie del Pleistocene superiore del Palazzetto, di Castagnolo e di Coltano e ha lambito la Gronda dei Lupi al piede del Terrazzo di Livorno (anch'esso del Pleistocene superiore); ma, mentre si può essere sicuri che non ha sormontato quest'ultimo, non esiste certezza che non abbia parzialmente invaso la parte più occidentale della Pianura di Pisa aggirando, e facendone delle piccole isole, i bassi rilievi di cui sopra. Quest'ultimo dubbio resta doveroso per l'attuale carenza di dati, tuttavia riteniamo poco probabile la possibilità che lo rende necessario in quanto non sono risultati livelli sicuramente marini nelle stratigrafie (eseguite però con metodi non molto attendibili in quanto non a scopo di ricerca) dei terreni superiori dei pozzi della zona compresa tra Pisa e le località di cui sopra e per la presenza dell'Arno e del Serchio che devono avere fortemente contrastato, con l'apporto dei loro sedimenti, l'avanzata trasgressiva del mare". I diciassette sondaggi della Figura 48, malgrado la poco credibile interpretazione ricavata da Aguzzi et al. (2005), diminuisce notevolmente il <dubbio doveroso> in quanto nei sondaggi ad Est del Cotoni (3), appunto di Figura 48, fino alle profondità di circa 110 m ci sembra assurdo rintracciare sedimenti deposti in mare.

La recente scoperta di sedimenti del Tirreniano tra -68 e -90 m nel sottosuolo della Versilia, con determinazioni di età radiometriche $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ su coralli, oggi considerate le maggiormente attendibili, è ovvio che rappresenti il dato più eclatante della ricerca sul Pleistocene di tutta la Toscana. Finalmente è stato chiarito dove questi sedimenti si trovano perché, ben conosciuti nella costa laziale e in quella toscana fino a Livorno, non sono mai stati segnalati né sui versanti occidentali del M.^{te} Pisano, né dei M.^{ti} d'oltre Serchio, né delle Alpi Apuane. La risposta più semplice a questa nuova conoscenza viene suggerita dalle linee di faglia e dalle isobate dei sedimenti più antichi del Miocene Superiore della Figura 15, elaborata da un assemblaggio di Della Rocca et al. (1988) dei dati geofisici (AGIP) da Ghelardoni et al. (1968) per la parte a terra e dello *Structural Model of Italy* (CNR, 1992) per la parte a mare. Dai dati della geofisica appare evidente che il Bacino Pisano-Versiliese, con al depocentro Viareggio, risulta, sul fianco orientale, limitato da un fascio di faglie SE-NO, che dal M.^{te} Pisano si prolunga fino nella parte inferiore della Val di Magra, e, sul fianco occidentale, è delineato dalle isobate del tetto del substrato premiocenico lungo la linea di sprofondamento, di analoga direzione, corrispondente ai fianchi orientali degli alti tettonici di Meloria e di Maestra, con il loro prolungamento verso NO marcato dall'isobata 1.000. Questo bacino, trasversalmente verso SE nel sottosuolo tra Tirrenia e Le Rene nella P.^{nura} Pisana, è delimitato dal serrarsi delle isobate dei 2.000, 1.500, 1.000 m che definiscono il tratto <pisano> di una faglia trasversale, rispetto alla direzione del bacino, della quale già Merla (1952) suppose l'esistenza come <parafora> profonda tra Livorno e Pistoia che sbloccasse in profondità le successioni del Dominio Toscano. Più recentemente, Mazzanti (2001) ha richiamato l'attenzione su: "... a questa direttrice trasversale [in fase distensiva] ha corrisposto una sella [tra il M.^{te} Pisano e i M.^{ti} di Casciana], che durante il Miocene sup. rimase emersa e separò il Bacino Pisano-Versiliese dai due minori del Tora-Fine e della Valdera. Nel Pliocene inf. questa sella fu superata dalle acque marine e i tre bacini furono riuniti in uno solo. Durante il Pliocene sup. tutta la Toscana è investita da una fase di sollevamento epirogenetico e si sviluppa una regressione generale che tuttavia non è documentata per il sottosuolo del Bacino Pisano-Versiliese. Durante il Pleistocene inf. riprende una fase di subsidenza tettonica, attiva nel Valdarno Inferiore fino al Pleistocene medio e, probabilmente al sup. Tuttavia l'attività degli elementi tettonici si affievolisce nei confronti di quelli climatici e, negli anni più recenti, di quelli antropici". L'attività delle faglie di distensione, che nella Toscana Costiera in generale non appare avere interessato sedimenti più recenti del Pleistocene Inferiore, è stata richiamata a causa della ripetuta inclinazione verso NO degli strati della Fm di C.^{sa} Pgio ai Lecci nelle C.^{line} Pisane e nelle Cerbaie. Questi strati si attestano in allineamenti subrettilinei e contro pendenza al fianco SE delle Cerbaie e al fianco SE del M.^{te} Pisano, verosimilmente corrispondenti a due faglie parallele SO-NE (Federici e Mazzanti, 1988) che però non si vedono in superficie perché i loro specchi sono ricoperti da depositi detritici ed alluvionali molto recenti. Data per certa l'esistenza di queste faglie, le chiamiamo di Pontedera e di Vicopisano, e, visto le inclinazioni presenti negli strati della Fm di C.^{sa} Pgio ai Lecci nelle C.^{line} Pisane e nelle Cerbaie, riteniamo che debbano essere state attive anche nel Pleistocene Medio senza potere escludere il Pleistocene Superiore. D'altra parte, poiché le faglie di Tirrenia-Le Rene, di Vicopisano e di Pontedera sono tutte allineate lungo la direzione e la fascia di attività tettonica nota per la Livorno-Pistoia, non è improbabile che

tutte e tre queste faglie rientrano nell'ambito di questo elemento tettonico senz'altro misterioso ma indicato, tra l'altro, per sbloccare trasversalmente i bacini neogenico-pleistocenici della distensione dell'Appennino Settentrionale (Ambrosetti et al., 1979).

Le scoperte della sicura presenza di strati del Tirreniano tra -68 e -90 m nel sondaggio ENEA, poco a Sud del Lago di Massaciuccoli, e della probabile presenza degli stessi tra -90 e -100 m, nel sondaggio di Tirrenia, richiedono una valutazione tettonica quando queste quote siano paragonate con quelle, massime di circa +15 m, conosciute per i sedimenti marini del T.^{ZZO}II a Livorno, ad una distanza di circa 5 km dalla faglia di Tirrenia-Le Rene. Ciò tanto più quando valutiamo che i due sondaggi distano fra loro circa 15 km e corrispondono quindi all'estensione di quasi tutto il settore meridionale del Bacino Pisano-Versiliese circondato da faglie, l'attività di sprofondamento delle quali era nota come fosse iniziata col Miocene Superiore ma non era noto quando, e se, fosse terminata. D'altra parte, anche un calcolo molto grossolano di un rigetto di circa 100 m in 100.000 anni, sviluppatosi tra l'OIS 5e del sottosuolo compreso fra la Versilia e Tirrenia e l'OIS 5e del Terrazzo di Livorno, porta ad uno sprofondamento di 1 mm/anno, ovviamente ammettendo uno sviluppo uniforme nel tempo del fenomeno tettonico. Continuando in questi calcoli molto approssimativi, visto che la punta massima della trasgressione dell'OIS 5e nel T.^{ZZO}II a Livorno e a Rosignano Solvay è nota non oltre la quota 15 m, mentre il sollevamento glacioeustatico ancora nello stadiale del livello del mare OIS 5e è valutato (Ferranti et al., 2006) a quota 6 ± 3 m, si può dedurre per il T.^{ZZO}II di queste località un sollevamento tettonico, ovviamente medio, di 9 m in 100.000 anni a un tasso di 0.09 mm/anno, valore non lontano (0,04 mm/anno) per altra via valutato da Mazzanti (1995).

La Figura 44 presenta anche la ricostruzione delle linee di riva del Litorale Pisano-Versiliese di età alto medievale e moderne (sec XII, XVI, XVII, XVIII), ricostruite sulla base della posizione di manufatti, tuttora esistenti o di sicura localizzazione sulla cartografia pregeodetica, nei pressi delle rispettive linee di riva, e riporta inoltre la linea di riva del 1830 tracciata nella carta di Inghirami (1830), la prima <geometricamente> esatta che rappresenti la Toscana. E' evidente, invece, la notevole progradazione del Litorale Pisano-Versiliese in un periodo, quello ellenistico (323-27 a.C.), dal quale il livello del mare invece è risalito, mediamente, di circa 1,5 m. Quest'ultimo fatto e la chiara conformazione a delta bialare della Bocca d'Arno sicuramente fin da età alto medievale rivelano che la progradazione del litorale è stata determinata dal forte incremento di materiali detritici trasportati dal fiume.

Questo forte incremento del trasporto solido dell'Arno, quello del Serchio sempre relativamente minore è mal valutabile visto che questo fiume in più periodi ha scaricato le sue acque (tutte o solo in parte) nello stesso Arno attraverso il corso di Bientina, non sembra rapportabile alle variazioni climatiche succedutesi negli ultimi 3.000 anni, durante i quali il clima ha registrato due incrementi di umidità fra 900 e 300 a.C. e fra 1.590 e 1.850 d.C. (la <Piccola età glaciale>) mentre il livello del mare sembra non ne abbia risentito in modo nettamente apprezzabile, essendosi nel contempo innalzato solo di circa 2 m (Alessio et al., 1992) nell'ambito della trasgressione versiliana post acme di Würm III, iniziata circa 15000 anni fa da un livello del mare minore di circa 110 o 120 m rispetto alla media di quello attuale.

Di conseguenza sembra logico ricercare la principale ragione di questo abnorme trasporto detritico, in specie dell'Arno, nelle attività umane avvenute nel suo bacino imbrifero. Anche se non possiamo escludere un primo, debole impatto sugli equilibri naturali dei cacciatori paleolitici dal momento che furono in grado di usare il fuoco a loro piacimento, è con le <scoperte> neolitiche dell'allevamento del bestiame e dell'agricoltura che le attività umane assumono una rilevanza del tutto particolare in questi equilibri. Infatti nell'agricoltura primitiva fu diffusa la pratica del <debbio>, o incendio degli appezzamenti da deforestare. Malgrado sembri che le popolazioni neolitiche non abbiano superato la densità di un abitante per km² (Deevey, 1960) e abbiano dissodato i terreni con il solo uso di zappe, le loro attività agricole si sono protratte per circa 4.000 anni, ovviamente senza prevedere alcuna reintegrazione di fertilità e rigenerazione dei terreni sfruttati (abbandonati del tutto o, peggio, lasciati a magri pascoli dopo il ciclo produttivo agricolo) per cui è impensabile non abbiano influito negli assetti spontanei dei territori.

Negli esami delle vicende del territorio costiero della Toscana in questo saggio ci fermeremo a dare cenni solo fino al periodo romano in quanto, benché materia di studi storici, è anche legato nelle ricerche territoriali alle tecniche degli scavi, è così il più consono, oltre che il più vicino, con le metodologie usate anche in paleontologia, disciplina con aspetti più naturalistici che storici e quindi alla geologia essenzialmente naturalistica e maggiore nostro campo di attività. D'altra parte gli aspetti territoriali dei periodi medioeva-

le e moderno dell'area costiera della Toscana sono stati indagati in una serie di pubblicazioni recenti, citate in bibliografia, alle quali hanno partecipato specialisti dei vari campi di ricerca, secondo quanto ricordato nella nostra introduzione.

Gli studi più recenti hanno rivelato che il popolamento neolitico in Toscana (Grifoni Cremonesi e Tozzi, 1994) è stato piuttosto intenso soprattutto nelle valli alluvionali, con terreni più adatti alle attività agricole e conseguentemente deforestati per primi, in prossimità della costa, in relazione all'inizio dei rapporti marittimi tra la regione, le isole del Tirreno e lungo il cabotaggio del Mediterraneo Occidentale. Tuttavia anche le ampie spianate, particolarmente quelle del T.^{zz}II ricoperte dalle fertili Sabbie di Donoratico, hanno tratto l'attenzione delle genti neolitiche per le medesime ragioni. Ne è prova il sito di Casa Querciolaia (Iacopini e Grifoni Cremonesi, 1999) poco ad Est di Livorno, del quale "...si può affermare la sicura appartenenza...alla Cultura di Fiorano, notando che in tutta la Toscana era assente finora un sito equivalente per numero e varietà di reperti; è anche vero che non era mai stato segnalato prima un sito d'abitato riferibile a questa fase culturale. Infatti Grotta all'Onda (Amadei e Grifoni Cremonesi, 1987), Grotta del Leone (Radi, 1974; D'Eugenio, 1990), La Romita di Asciano (Peroni, 1963) sono siti in grotta o ripari con scarso materiale e, almeno a Grotta del Leone, si può intravedere un uso cultuale o funerario. San Rossore, con i suoi focolari all'aperto, costituiva probabilmente un luogo di sosta sulle dune ed ha restituito scarso materiale (Tozzi, 1974; Bagnone, 1982), mentre Mileto era un probabile sito di abitato, con forni per la produzione di fittili (Sarti et al., 1991). Sempre Mileto ha restituito ceramiche con alcune peculiarità che lo distinguono dai siti emiliani ed una industria litica meno caratterizzata rispetto a Casa Querciolaia. I recenti risultati delle analisi sui carboni (campione GrA 13891) forniscono una datazione di 6040 ± 50 BP per Casa Querciolaia: il sito del Livornese è dunque pressoché contemporaneo a Grotta dell'Orso di Sarteano (R 676: 6080 ± 50 BP) e Mileto (fossa 1 Beta-44114: 6180 ± 80 BP; fossa 2, Beta-44155: 6100 ± 80 BP) (in cronologia non calibrata). Confrontando queste date con quelle dei siti emiliani e veneti (Improta e Pessina, 1999), si riscontra una generale posteriorità cronologica dei siti toscani, nell'ordine di 4/5 secoli, con l'eccezione di Pian di Cerreto (R-548: 6680 ± 80 BP) (Tozzi e Zamagni, 2000). Si può quindi ipotizzare una prima fase di penetrazione tramite i valichi della Garfagnana, testimoniata proprio da Pian di Cerreto ed una seconda fase, più tarda, di espansione nell'interno e lungo le coste, attestata dai siti suddetti".

Verso la fine del II millennio a.C. inizia in Toscana lo sfruttamento delle notevoli risorse minerarie presenti specialmente lungo la costa (Alpi Apuane, Colline Metallifere) e all'Isola d'Elba: lo sfruttamento del legname dovette ricevere, con questa nuova attività, un grandissimo impulso. Altri nuovi impieghi del legname, specialmente di qualità pregiate e di tronchi di ragguardevoli dimensioni, furono introdotti dallo sviluppo edilizio conseguente al sinecismo etrusco e al continuo aumento delle costruzioni navali. Così specie in Valdarno e nell'area costiera le originarie fustaie della foresta primitiva nel migliore dei casi, in molte località, furono ridotte a cedui.

La moderna scienza pedologica ha messo in evidenza la funzione del manto forestale nel produrre e conservare la coltre superiore, detta <suolo> - ad origine mista organica e minerale - che riveste, con spessori vari fino talora di alcune decine di metri, la roccia inalterata, non adatta allo sviluppo delle colture né delle piante spontanee erbacee o arboree.

Lo sviluppo di un suolo è sempre un'operazione complessa e generalmente lenta, mentre la sua distruzione può essere velocissima: essa è favorita dal taglio della foresta, specialmente se seguito da diciocciamento delle radici e dall'introduzione delle arature (sempre più profonde con il progredire dell'agricoltura e, dalla prima metà del I millennio, eseguite con gli <aratri a chiodo>). Né l'abbandono delle colture di campi già predisposti e a produzione agricola favorisce il ripristino dei suoli, incrementando invece, senza l'applicazione di specifiche tecniche di recente introduzione, la loro completa erosione. Particolarmente degradante per i suoli si è poi rivelato il passaggio dall'uso agricolo a quello pascolivo in specie se intensivo.

Nella storia di molti territori è possibile seguire l'evoluzione delle attività antropiche, spesso indipendentemente dall'evoluzione del clima, secondo il ciclo deforestazione-agricoltura-pastorizia, valido nell'ambito delle nostre latitudini e altitudini.

Il primo termine di questo ciclo è in genere breve e irreversibile nel senso che un'area privata della foresta primigenia può essere rimboschita (artificialmente o naturalmente) ma è in pratica impossibile in entrambi i casi che i nuovi boschi tornino a riprodurre le stesse caratteristiche della foresta originaria, sviluppatasi

in tempi lunghissimi e sotto condizioni climatiche variate (specialmente alle nostre latitudini) per le stesse lunghezze dei periodi di formazione.

Il secondo termine, che può anche mancare, può essere breve o lungo a seconda delle vicende delle popolazioni; esso in genere si è sviluppato in passato in conseguenza di fasi d'incremento demografico o, comunque, ha richiesto tali incrementi per il suo progresso.

Il terzo termine ha seguito, verosimilmente in parte incrementandole, le depressioni demografiche; ha avuto in genere durate molto lunghe e quasi sempre ha causato erosione dei suoli e dissesti idrogeologici.

La connessione di questi due ultimi fenomeni è ben nota: il suolo, prodotto e protetto dalla foresta, regima i flussi idrici sotterranei, trattenendo grandi quantità di acqua delle quali permette il lento e diretto ritorno all'atmosfera attraverso l'evaporazione, di conseguenza allunga i tempi di corruzione e diminuisce e regola l'entità delle piene fluviali di pianura. In collina e montagna la presenza di aree ricoperte anche da sottili suoli ritarda la degradazione delle rocce altrimenti molto esposte agli agenti erosivi del gelo, della pioggia e dell'insolazione, esercitando una notevole azione di protezione da frane e scoscendimenti.

L'area pisana-versiliese si può considerare particolarmente ben fornita di fonti storiche sul territorio; ovviamente queste, abbondanti per il periodo moderno, notevoli per quello medievale, si rarefanno per i periodi romano, etrusco e precedenti.

Durante l'età del Ferro nell'area pisana, con estensione dalla Versilia costiera a Castiglioncello (Livorno) lungo il litorale e fino al Valdarno medio verso l'interno (Pasquinucci, 1994), sono stati rintracciati indizi secondo i quali questo territorio è riferibile all'*ethnos* etrusco, nel quale fu comunemente diffuso lo sfruttamento capillare delle risorse territoriali quali l'agricoltura, la pastorizia, la caccia e la pesca. Sulla composizione dei boschi planiziali della Versilia (*Quercus*, *Fraxinus*, *Alnus*) nell'VIII-VII sec. a.C. è stato eseguito uno studio sul materiale ligneo proveniente dalla base della palizzata dell'insediamento di S. Rocchino (Tomei et al., 1990).

Al VII sec. a.C. risale l'orizzonte archeologico arcaico con i fondi di capanna dell'area Scheibler di Pisa, con frammenti di ematite elbana e scorie di fusione del Ferro, sito paragonabile agli insediamenti coevi rinvenuti in Versilia (S. Rocchino, Pozzi e Baraglini), alla Romita di Asciano e a Bientina (Bonamici, 1993).

Al V sec. a.C. risale la documentazione (Bonamici, 1990) di un canale di bonifica in località Figuretta, circa 3 km a NE di Pisa. La situazione della regione resta stazionaria fino alla fine del IV – inizi del III sec. a.C. quando nella fascia costiera a Nord dell'Arno i documenti del popolamento si rarefanno probabilmente in seguito alla discesa di genti liguri (Pasquinucci, 1994).

Pisa, la cui urbanizzazione vien fatta risalire al periodo tardo-arcaico (Bonamici, 1993), servì di base all'esercito romano durante le guerre liguri (238-177 a.C.) e ricevette un assetto municipale (dal secondo decennio del I sec. a.C.) con amministrazione del territorio compreso tra il F. Versilia, il M.^{te} Pisano e i fiumi Era e Fine.

La definitiva sottomissione dei Liguri permise, nel tardo I sec. a.C., la completa <romanizzazione> della Lunigiana, della Garfagnana e del Valdarno inferiore e medio. Furono dedotte vastissime colonie di veterani: nella Versilia costiera, dove nel 177 a.C. fu fondata la città di Luni con porto lagunare; nel Valdarno inferiore, tra Vecchiano, l'Era e Coltano (*Colonia Opsequens Iulia Pisana*); nel Valdarno medio, tra Castelfranco ed Empoli; nella campagna lucchese, con la fondazione di *Luca* (180 a.C.).

La deduzione di una colonia romana, sia in area già poco o affatto civilizzata sia a precedente ampia antropizzazione, fu un fenomeno di profonda rilevanza nell'assetto di un territorio. Il suo carattere più peculiare fu quello della <pianificazione> secondo uno schema generale di tutte le risorse territoriali e dell'organizzazione della loro produzione o sfruttamento.

La precisa collocazione delle aree umide nel periodo <antico> è ancora suscettibile di notevoli precisazioni. Per quanto riguarda la delimitazione della linea di riva nel periodo ellenistico e romano Mazzanti e Pasquinucci (1983) precisano: "...prima di esaminare i resti archeologici che documentano una condizione emersa per certe località del litorale, conviene richiamare alcuni punti chiave, oltre i quali la trasgressione versiliana certamente non si è inoltrata (Fig. 44):

- la ripa marina, individuata da Sestini (1957), evidente in modo molto netto sui conici di deiezione dei torrenti Carrione e Frigido, nella zona di Massa;
- la ripa marina, individuata e chiamata <Gronda dei Lupi> da Targioni Tozzetti (1768) a NE di Livorno;
- gli affioramenti presenti nelle località di Palazzetto, di Castagnolo, di Coltano e dell'Isola di Coltano, di sabbie eoliche würmiane...

Il limite opposto alla trasgressione versiliana dagli affioramenti di queste ultime sabbie va inteso solo come circoscritto all'ambiente marino vero e proprio; è quasi certo, invece, che nel retroterra di tali affioramenti si svilupparono grandi lagune, in comunicazione più o meno ampia con il mare, ed estese paludi per le frequenti esondazioni dei fiumi in una bassa pianura ancora priva di importanti opere idrauliche di difesa e regimazione. Le maggiori di queste lagune paludi furono certamente quella di cui il Lago di Massaciuccoli è il residuo e quella del sistema di Stagno-Coltano.

L'estensione della prima è facilmente rilevabile sul terreno per l'affioramento di limo e torba. E' inoltre indicata dall'insediamento di S. Rocchino (n. 16 nella Fig. 44), datato tra la fine del VII e il V sec. a.C. [Vaggioli, 1990] e fondato su palafitte al di sopra di un livello ricco di industria litica, e dai ritrovamenti di ceramica romana e alto-medievale effettuati nella stessa area (Fornaciari e Mencarini, 1970).

L'estensione della seconda è meno direttamente precisabile perché agli originali sedimenti lagunari e palustri furono, per secoli, sovrapposti depositi fluviali (<colmate>) artificialmente deviati dall'Arno e dai torrenti delle Colline Pisane, con lo scopo di innalzarne il fondo e prosciugarla...

Il recente ritrovamento di resti di fattorie romane che si ascrivono ad un periodo compreso tra il tardo I sec. a.C. e il II/IV d.C. in vicinanza del limite tra le sempre emerse <Sabbie rosse> dell'Isola di Coltano [oggi Fm delle Sabbie di Vicarello] e la zona indicata come impaludata nel XVI sec. d.C. [carta del Piano di Pisa di Leonardo da Vinci] suggerisce che l'estensione delle aree sommerse in età antica non era certamente maggiore di quella che si registrava ancora nel Cinquecento. Probabilmente era invece assai minore, in accordo con un livello del mare più basso di circa 1 m [oggi riteniamo più verosimile di circa 1,5 m] e con un più agevole deflusso delle piene fluviali non ancora ostacolate, prima di raggiungere il mare, dalla vasta area dei cordoni dunari, sviluppatasi prevalentemente in seguito.

I resti di una fattoria (n. 1 in Fig. 44), rintracciati recentemente da Mills (1981) sulla sinistra del Magra, circa 1 km prima della bocca, e la colonia latina di Luni (n. 2 in Fig. 44), fondata nel 177 a.C. sopra un cono di deiezione pleistocenico (Frova et al., 1973), possono essere presi ad indicare il limite settentrionale oltre il quale il mare non può essersi esteso nel II-I sec. a.C. Il padule della Seccagna, porto di Luni secondo la tradizione, doveva essere anche allora uno specchio d'acqua dolce o salmastra, separato dal mare aperto e in relazione non ancora chiarita nei confronti dell'estuario del Magra, del quale, parimenti, non è nota la larghezza e la posizione precisa in quel tempo.

La tomba romana (n. 3 in Fig. 44), segnalata presso Avenza da Banti (1937) si trova poco ad Est delle ripe marine che tagliano i cono di deiezione del Carrione e del Frigido, e ciò proverebbe un allineamento della linea di riva romana con queste ripe. Il cippo miliario, i resti di selciato, i frantumi di lavorazione del marmo (Neppi Modona, 1953) rinvenuti nell'alveo del Lago di Porta (n. 4 in Fig. 44) in vicinanza della località dove furono ritrovati a 3 m di profondità (Antoniucci, 1977) resti di ceramica tardo-italica, tegoloni apparentemente connessi con una fornace e tracce di un insediamento sono tutti documenti dell'esistenza della terraferma immediatamente ad Est della probabile linea di riva tracciata in Figura 44". Riguardo a questo cippo miliare, si dimostra in un recente studio che non di cippo si tratta, bensì di blocco di cava con *notae lapicidinarum*, per cui non si può ipotizzare sulla base di questo reperto la presenza di una strada nell'attuale alveo del lago, né l'assenza stessa del lago in quel punto in epoca antica. I resti di selciato, o meglio di *via glareata* di età genericamente romana ma associata ad un insediamento di I sec. a.C. - V sec. d.C., sono stati rinvenuti invece su un dosso di modesto rilievo, probabilmente un cordone dunare, posto immediatamente ad Ovest del lago. Questo dosso, costituito da sabbie fino alla profondità di alcuni metri, delimita ad occidente una zona di depositi prevalentemente torbosi; quantunque i rapporti stratigrafici tra il cordone e le torbe non siano ben precisabili, sembra tuttavia che il lago, già esistente in epoca romana, fosse delimitato ad Ovest dalla duna sopra alla quale correva la strada, oltre questa, non sappiamo se adiacente o distaccata, correva la linea di costa (Fabiani, 2006). Sembra così di poter supporre che l'origine del Lago di Porta sia (pre-)romana.

Ancora in Figura 44 i materiali di cui ai nn. 5 e 6 documentano che i cono di deiezione pleistocenici (e in parte olocenici) sui quali furono trovati erano emersi in età romana; si tratta rispettivamente di un'anfora romana (?), rinvenuta a Frasso (Banti, 1937), e di un complesso risalente al I sec. d.C., trovato a Ponterosso di Pietrasanta... (Ciampoltrini, 1981). Più a Sud, a Bucine (dintorni di Camaiore, n. 7 in Fig. 44), sono state rinvenute circa 60 monete d'argento romane (Banti, 1943) e agli Ortacci (Viareggio, n. 8 in Fig. 44), monete, strutture murarie e una tomba romane (Banti, 1943). Il numero di insediamenti romani e poste-

riori rinvenuti fino ad oggi su questi coni è comunque ragguardevole. Il fatto che in numerosi casi si trovino sotto uno spessore di più di un metro di sedimenti sia fini che grossolani (questi ultimi spesso organizzati in corpi canalizzati), indica che l'attività dei coni si è protratta per tutto l'Olocene. Questa situazione è stata posta chiaramente in luce nel sito romano di località Centoquindici, situato sotto circa 150 cm di depositi di conoide e fondato su un suolo debolmente rubefatto (Inceptisuolo) (Boschian, inedito). La diffusione degli Inceptisuoli sui conoidi, che contrasta con lo scarsissimo sviluppo della pedogenesi sulle abbie della piana antistante la ripa d'erosione (Boschian, c.s.) è anch'essa indizio dell'antichità di queste forme. L'affioramento di S. Rocchino (è stato ricordato poco sopra) si trovava allora sulle rive dell'area lacustre della quale il Lago di Massaciuccoli oggi rappresenta il residuo, quindi la costa doveva allinearsi più a occidente, verosimilmente separata dal lago per mezzo di un lido.

In località Troncolo (n. 19 in Fig. 44) circa 10 km più a Sud, furono rinvenute (Banti, 1943) due ruote bronzee ritenute romane, ma verosimilmente più antiche. Anche questa località non doveva distare molto dall'antica linea di riva, secondo la ricostruzione tracciata in Figura 44.

La ceramica romana del II/I sec. a.C. – I d.C., rinvenuta casualmente in una cava di sabbia all'Isola di Migliarino (n. 20 in Fig. 44), documenta, anche per questa località, l'esistenza della terraferma; si può inoltre notare il buon allineamento di questo sito con quelli di cui sopra nei confronti della linea di riva ipotizzata. Il Gruppo di ricerche preistoriche e archeologiche <A. C. Blanc>, di Viareggio, ha eseguito in questa località sondaggi fino a 30 m sotto il piano di campagna con i seguenti risultati:

- i materiali romani giacciono ad un livello compreso fra 6 e 8 m di profondità;
- i dati naturalistici ed il rinvenimento di paletti, di un'ancora e di ceramica apparentemente fluitata suggeriscono che si tratti di un insediamento lagunare non lontano dalla costa;
- i sedimenti sabbiosi e ghiaiosi fluviali del Serchio si trovano al di sopra dello strato romano, a riprova del fatto che queste località furono raggiunte da quel fiume in periodo molto tardo.

Il n. 21 (in Fig. 44) si riferisce a due siti molto vicini ubicati nella zona di S. Rossore, e cioè: il Poggio al Marmo, sul quale sono stati eseguiti scavi (tuttora inediti) da parte del Gruppo Archeologico Pisano con la scoperta, fra gli altri, di materiali del II/I sec. a.C. sopra la duna di sabbie rosse tipo Isola di Coltano (ovviamente della Fm delle Sabbie di Vicarello); il Ponte alle Conche, con notizie del rinvenimento di ceramica del V sec. a.C. e di materiali romani datati al III-IV sec. d.C. (Banti, 1943).

La ricostruzione della linea di riva di <età antica> di Figura 44, nata da un lavoro del 1983 e aggiornata fino al 1994, va integrata con questa frase di Marinella Pasquinucci (1994) per il tratto più meridionale tra S. Piero a Grado e la Gronda dei Lupi: "Insediamenti di una certa consistenza, riferibili ad una facies culturale della tarda età del Ferro, sono stati individuati, non lontano dalla linea di riva del tempo, a ENE della chiesa di S. Piero a Grado... (Panicucci, 1986, p. 181 ss., con apparente continuità di vita fino al II sec. a.C.) e all'estremità sud dell'ex padule di Stagno (Panicucci e Bagnoli, 1986, pp. 98-106, con apparente continuità sino alla fine del VI sec. a.C.: è da notare che i reperti, estratti durante la pulitura dei fossi di drenaggio, giacevano verosimilmente a m 1/1,50 di profondità dalla superficie topografica attuale)". Infine ancora a Marinella Pasquinucci si devono queste rapide informazioni (opuscolo non datato "ANSER Antiche rotte del Mediterraneo") su scavi nella parte meridionale della Pianura di Pisa poco al di sotto della Gronda dei Lupi: "Sono da correlare con il suo perimetro sud-orientale un villaggio su palafitte dell'età del Bronzo finale-prima età del Ferro (località Pratini dell'Argin Traverso-Guasticce) ed un sito etrusco datato al V sec. A.C. (Suese-Lago Filippo)... Sulla stessa area lagunare si affacciava poco più a Nord, un villaggio ubicato alle pendici meridionali di un sistema di dune pleistoceniche (località Isola di Coltano). Attivo fra il Bronzo medio e il Bronzo recente e finale (1600-1200 a.C.: datazione ^{14}C n.c.), subì almeno 4 ingressioni lagunari documentate da depositi di molluschi (soprattutto *Cerastoderma edule*), tipici di ambiente lagunare e da paleosuoli... Nell'area [al di sotto della Gronda dei Lupi] era, verosimilmente, la località denominata *Labro* da Cicerone (ad *Quintum fratrem* 2,5); nell'aprile del 56 a.C. Pompeo, conclusi i colloqui con i triumviri a Lucca, intendeva imbarcarsi per la Sardegna o a Pisa o a *Labro*. Quest'ultimo potrebbe essere il nome repubblicano del porto detto *Pisanus* in età imperiale (e il cui toponimo sopravviverebbe in Calambrone), oppure il nome di un abitato portuale in area livornese. Alla periferia Nord del promontorio livornese era lo scalo denominato *Portus Pisanus* da fonti di età imperiale: secondo l'*Itinerarium Maritimum* (501) distava 23 miglia dal porto di *Vada Volaterrana* (Vada) e 9 dalla foce dell'Arno (*Pisae fluvius*)... Numerose strutture e una vasta necropoli note alla fine dell'Ottocento in località Santo Stefano ai

Lupi, sono ora coperte dalla periferia industriale di Livorno. L'area era servita da un acquedotto almeno in parte in laterizi (tegole e tubuli) lungo circa 6 km, alimentato dalle sorgenti del Limone, alle propaggini settentrionali delle Colline Livornesi". Dal paragrafo "Le stratigrafie e la cronologia dei reperti" (Stefano Genovesi e Simonetta Menchelli) dello stesso opuscolo traiamo: "... I reperti rinvenuti, caduti o gettati sul fondo durante le operazioni di carico e scarico delle imbarcazioni, hanno permesso di mettere in relazione la stratigrafia individuata con la vita di *Portus Pisanus* tra il III sec. a.C. e il II sec. d.C.

Ad una profondità compresa tra 160 e 130 cm sotto l'attuale livello del mare, è stato identificato un primo gruppo di strati con materiali tra il III ed il I sec. a.C.

Sopra questi, tra 90 e 50 cm sul livello del mare, si trova un secondo gruppo di strati contenenti reperti con cronologia compresa fra l'età augustea (27 a.C. – 14 d.C.) e gli inizi del II sec. d.C. Questi sono coperti da uno strato di argilla e limo che documenta la fase di interrimento e di conseguente abbandono dell'area".

Un altro approdo <antico>, di grandissimo interesse, è venuto alla luce per lavori di scavo, inizialmente fortuiti, nel 1999 (Bruni, 1999) presso la Stazione Ferroviaria di S. Rossore, in corrispondenza dell'antico ramo occidentale dell'Auser, uno dei due fiumi che solcavano l'area urbana di Pisa in età romana e tardo-antica. Sul significato di questo approdo così schematicamente si esprime Renzi Rizzo (a p. 117 del volume di Tangheroni et al. 2004): "Esso doveva costituire il porto urbano della città già a partire dal V secolo a.C. e la sua attività, documentata dal ritrovamento di ben 16 navi di varia tipologia e cronologia, deve essersi esaurita nel corso dell'avanzato V secolo dell'era cristiana o degli inizi del VI. I reperti restituiti testimoniano quindi i traffici mediterranei di ben dieci secoli di storia, ma anche gli aspetti della vita quotidiana delle strutture portuali di una grande città dell'antichità".

Infine all'estremo limite meridionale tra P.^{nura} Pisana-Versiliese e T.^{zzo} di Livorno, cioè nei sotterranei circa all'altezza attuale del livello marino nella Fortezza Vecchia di Livorno (Fig. 19), la Soprintendenza Archeologica, nell'area della T.^{re} di Matilde e della Quadratura dei Pisani, ha messo in luce tracce di un insediamento con buche da palo, scavate su superficie di <Panchina> e traccianti almeno tre capanne di forma ellissoidale. Al di sopra sono stati rinvenuti sedimenti detritici con reperti delle epoche arcaica, ellenistica e romana (cioè dal VII secolo a.C. al III secolo d.C.) (Marcucci e Megale, 2003a). E' questa un'ulteriore documentazione che quel sito, oggi a livello del mare, nelle epoche suddette non fu mai raggiunto dalle acque marine, sicuramente sempre più basse anche se non è noto esattamente di quanto.

La costa alta tra il Rio Maroccone a Sud di Livorno e il Portovecchio di Castiglioncello

Questa costa è punteggiata da affioramenti di depositi del Pleistocene Superiore parzialmente già noti per le raccolte di fossili e lo studio della fauna <senegalese>, priva comunque dello *Strombus bubonius* nella lista di Blanc (1953) che riguarda i fossili della Buca dei Corvi, mentre Barbara Mauz (1999) ne cita la presenza nella stessa lista. La Figura 31 riporta le tre sezioni del lavoro di Ottman (1954), eseguite al tempo che questa costa era più accessibile di adesso per le attuali recinzioni di innumerevoli ville. La successione stratigrafica più completa di Ottman (III di Fig. 31) è quella della Buca dei Corvi nella quale il livello 2 a quota 11 m contiene la ricca fauna a Molluschi attribuita al Tirreniano dal Blanc fin dal 1935 per la presenza di *Conus testudinarius*, *Cantharus viverratus* e *Polinices lacteus*. Gli strati superiori a questo livello sono stati considerati tutti in serie e di tipo continentale da Ottman che li ha attribuiti a varie fasi del Würm. Tuttavia Mazzanti e Parea (1979) osservano che "...le sezioni I e II di Figura 31 mostrano due falesie a diversi livelli (una sui 10 e l'altra sui 15 m), mentre da una ricognizione *in loco* sono sorti dubbi sulla natura eolica, e forse anche continentale, della parte inferiore della <Dunes II> di Ottman specialmente in corrispondenza delle sezioni I e II di Figura 31. Non si può escludere che una revisione della stratigrafia di queste località permetta il riconoscimento di due fasi tirreniane e, probabilmente, l'eventuale attribuzione al Tirreniano II della <Dunes II> di Ottman, in conformità con la serie generale della Piana di Livorno". Sempre per Ottman la successione sedimentaria alla Buca dei Corvi, dal basso, è: 1 – *Roches* [del substrato]; 2 – *Plage* [Tirreniano]; 3 – *Lehm rouge* [probabilmente colluviato]; 4 – *Dunes I* [fase costruttiva umida dell'anaglaciale di Würm]; 5 – *Brèches* [acme del Würm I]; 6 – *Dunes II* [anaglaciale e acme di Würm II]; 7 – *Loess* [clima secco interstadio Würm II-III]; 8 – *Sol rouge*; 9 – *Loess remanié* [Würm III].

Mazzanti e Parea (1979) riconoscono la validità della successione stratigrafica della Buca dei Corvi di Ottman e danno i seguenti cenni sulle caratteristiche petrografiche e sedimentologiche della <Panchina>: "...La sabbia è composta prevalentemente da granuli carbonatici bioclastici cui è associata una frazione non

carbonatica di importanza variabile ma che non supera mai un terzo del totale.

I clasti carbonatici sono costituiti essenzialmente da Foraminiferi e da frammenti di Alghe calcaree e di gusci di Lamellibranchi, Gasteropodi, Echinodermi ecc.

I clasti non carbonatici sono essenzialmente costituiti da granuli monocristallini o policristallini di quarzo e da granuli di selce. Minerali femici provenienti dalle Ofioliti sono piuttosto frequenti in alcuni campioni e assenti in altri. I feldspati sono sempre accessori.

I granuli non carbonatici non superano le dimensioni della sabbia media; quelli bioclastici possono anche superare le dimensioni della sabbia grossolana.

Per quanto riguarda la forma, l'eterogeneità dei granuli è grandissima: benché prevalgano, specialmente fra i carbonatici, gli elementi arrotondati (nel senso di Powers, 1953) sono presenti anche granuli da subangolosi a molto arrotondati.

Il cemento, che costituisce da un quarto a metà della roccia, è calcitico, essenzialmente spatico. La distribuzione del cemento non è uniforme sia a grande sia a piccola scala per cui la roccia ha un aspetto spugnoso e vacuolare in grande e poroso nel dettaglio.

Nella <Panchina> sono visibili strutture sedimentarie come lamine piano-parallele, lamine oblique, piste di fossatori e impronte di radici, di solito mascherate ma talvolta messe in risalto dall'inomogeneità della cementazione. La tessitura di questa roccia, il tipo delle laminazioni ed il loro assetto sono caratteristici dei sedimenti di spiaggia sia emersa sia sommersa e, in parte, della duna immediatamente retrostante.

La <Panchina>, come è già stato accennato, è cementata in modo irregolare e discontinuo, tuttavia sono chiaramente riconoscibili nel suo insieme due livelli che si differenziano nettamente per la struttura. Il livello inferiore è caratterizzato dalla presenza delle <concrezioni intrasedimentarie suborizzontali>; il livello superiore è invece caratterizzato dalle <concrezioni intrasedimentarie verticali> (Fig. 28).

Le concrezioni intrasedimentarie suborizzontali sono corpi arenacei a sezione trasversale circolare, ellittica o variamente irregolare, talora anastomizzati e tutti allungati in direzione del mare con inclinazione debolissima. Ne risulta una struttura d'insieme a marcato allineamento ortogonale a quella che doveva essere la linea di riva al momento in cui avveniva la cementazione. Dove quest'ultima è completa le singole concrezioni non sono più distinguibili e la roccia appare massiccia; esistono anche zone a cementazione intermedia con concrezioni più o meno evidenti.

Le concrezioni intrasedimentarie verticali sono corpi arenacei analoghi ai precedenti dai quali si distinguono nettamente per essere allungati in direzione verticale, per una minore uniformità di cementazione, per le dimensioni molto minori e per una complessità notevolmente maggiore delle sezioni trasversali.

Anche questo tipo di struttura è più evidente dove la cementazione è meno omogenea e completa ossia dove le concrezioni sono più rade. La roccia si presenta quasi compatta e omogenea ed è appena riconoscibile una tessitura d'insieme con andamento generale verticale dove le concrezioni sono molto fitte.

Per l'interpretazione di questi due tipi di strutture riteniamo molto significativo il fatto che siano nettamente orientate. Ciò implica che il cemento sia stato deposto da acque che fluivano, sia pur lentamente, attraverso il sedimento e non da acque di impregnazione in condizioni statiche.

In particolare le concrezioni ad andamento suborizzontale devono essere connesse con le acque della falda freatica che, attraverso la parte basale delle sabbie di spiaggia, defluivano verso il mare sopra la spianata intagliata dalla trasgressione tirreniana sul substrato impermeabile (argille calabriane e localmente <argilloscisti con calcri palombini> del Giurese sup. – Cretaceo inf.).

Le concrezioni ad andamento verticale possono essere state formate dalle acque piovane durante il loro lento movimento di percolazione attraverso il pacco di sabbie sovrastanti la falda freatica.

Le acque piovane, prima di raggiungere la saturazione in carbonati ed essere quindi in grado di formare concrezioni, dovevano attraversare un certo spessore di sabbia che generalmente si è conservato incoerente al di sopra della <Panchina> a concrezioni verticali.

Il maggiore grado di cementazione della <Panchina> a concrezioni suborizzontali può essere collegato col fatto che durante la diagenesi essa si trovò continuamente immersa nella falda freatica. La <Panchina> a concrezioni verticali, invece, è meno cementata perché originata da percolazioni temporanee legate ai soli periodi piovosi. Inoltre le acque della falda avevano maggiori possibilità di arricchirsi di carbonati potendo percorrere distanze anche grandi attraverso altri sedimenti prima di arrivare in corrispondenza dell'attuale <Panchina>”.

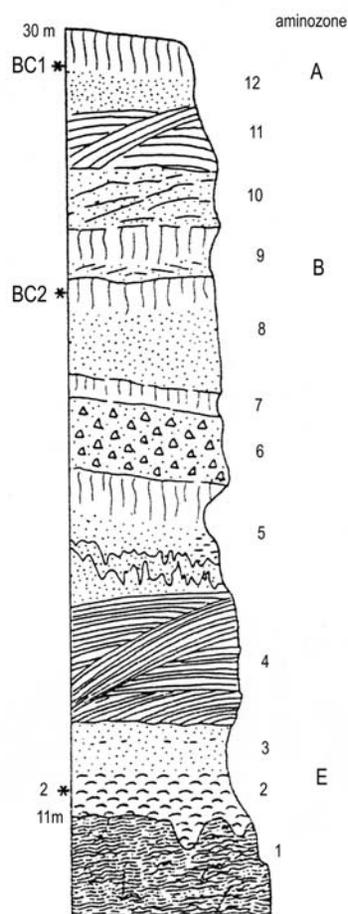


Figura 49 - Stratigrafia della sezione della Buca dei Corvi; 1 – Ofioliti del substrato pre-Quaternario, 2 – deposito fossilifero marino, 3 – suolo rosso, 4 – eolianite, 5 – suolo bruno, 6 – colluvium, 7 – suolo, 8 – sabbie rosicce, 9 – eolianite rossa alterata, 10 – colluvium eolico, 11 – sabbie eoliche “massive” (termine in netto contrasto con quanto segnato in figura!) (da Hearty e Dai Pra, 1986).

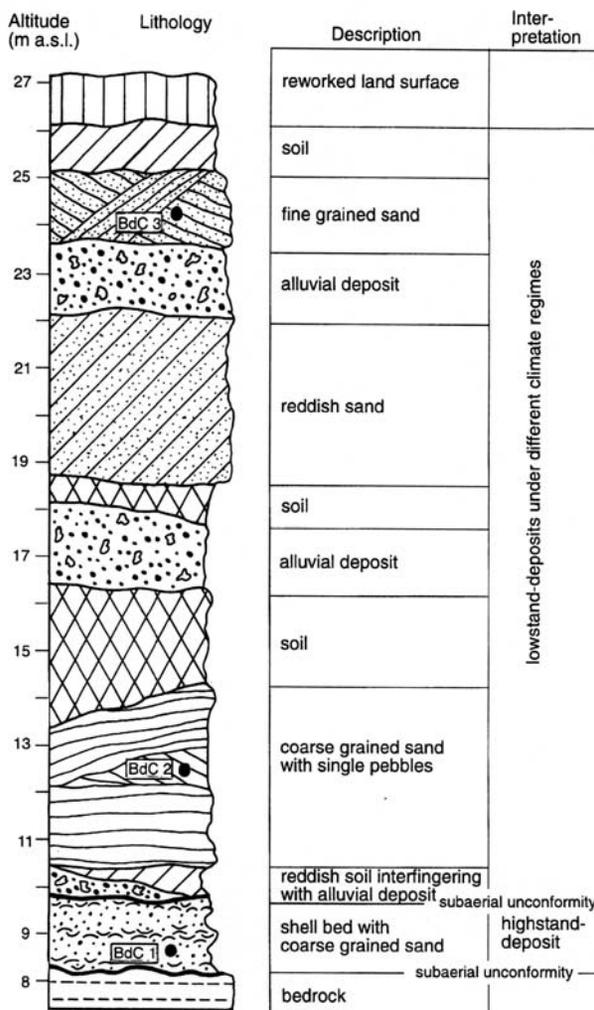


Figura 50 - La sezione della Buca dei Corvi, secondo Barbara Mauz (1999).

La sezione della Buca dei Corvi è stata rappresentata anche da Hearty e Dai Pra (1986), qui riprodotta in Figura 49, nella quale gli Autori hanno riconosciuto 12 livelli, rispettivamente dal basso: 1 – *Bedrock* [Ofioliti del Giurese Superiore, dal livello del mare fino a quota 11 m]; 2 - *Fossiliferous marine deposits*, livello campionato e attribuito all'Aminozone E di circa 125 ka (con forme <senegalesi>: *Glycymeris violacescens*, *Cantharus viverratus*, *Conus testudinarius*); 3 – *Red soil*; 4 – *Eolianite*; 5 – *Brown soil*; 6 – *Colluvium*; 7 – *Soil*; 8 – *Reddish sands*, campionate al tetto ed attribuite all'Aminozone B; 9 – *Red altered eolianite*; 10 – *Eolian colluvium*; 11 – *Massive eolian sands*; 12 – *Red soil*, campionato al tetto ed attribuito all'Aminozone A. In sintesi questi Autori hanno fornito la prima datazione all'OIS 5e della spiaggia alla base della sezione; non si sono allontanati molto da quanto descritto da Ottman (1954) confermando che la sezione presenta una successione delle vicende sedimentarie fino alla transizione dell'OIS 2 ed 1 sempre attraverso determinazioni di Aminozone; infine hanno segnalato la natura di suoli nei livelli 3, 5, 7 e al tetto dei livelli 8, 9 e 12 secondo quanto deducibile dalla Figura 49, in realtà senza specificarne i caratteri oltre genericamente ai colori, neppure riferiti alle *Munsell Soil Color Charts*.

E' del 1999 la pubblicazione di Barbara Mauz sulla Buca dei Corvi con le datazioni IR-OSL e TL di tre campioni prelevati secondo quanto indicato in Figura 50, riproduzione della Figura 2 dell'Autrice ripresa dalla sezione di Hearty e Dai Pra (1986) con minimi cambiamenti nei livelli inferiori e con una misurazione risultata di 3 m inferiore di ciascuno degli stessi livelli riconosciuti da questi ultimi. In sintesi dalla traduzione del capitolo *Late Pleistocene littoral processes* del lavoro di questa Autrice traiamo: "Sulla base delle età IR-OSL e TL (Tav. 1 del testo originale) e dei risultati delle analisi sedimentologiche e degli studi precedenti (Cortemiglia *et al.*, 1983) [certamente non per la località qui in esame della quale Cortemiglia non si è mai occupato], la sezione della Buca dei Corvi copre l'intervallo di tempo tra la posizione alta del livello del mare del Substadio 5e e la transizione tra gli Stadî 2/1. Lo strato del Substadio 5e fu sollevato ed eventualmente esposto ad un clima caldo umido favorevole allo sviluppo di un suolo rossastro. La copertura eolica del ricordato deposito di spiaggia indica un aumento dell'aridità e la progradazione della linea di costa a ~100 ka. La sequenza susseguente degli orizzonti di suolo, sabbia rossastra alterata e depositi alluvionali [o brecce di versante?] mostranti arretramento e progradazione della linea di riva e alternanza tra condizioni semiaride (sedimentazione alluvionale [anche qui brecce di versante] e colluviale) e più umide (pedogenesi), corrisponde alla posizione bassa del livello del mare post-tirreniana.

La successione termina con un sedimento di retrospiaggia deposto nella transizione tra gli Stadî 2/1 [dell'OIS]. Le caratteristiche tessiturali di entrambi i depositi di retrospiaggia e degli strati dunari (BdC 2, BdC 3 in Fig. 50, tav. 2 del testo originale) suggeriscono la deposizione in un profilo costiero debolmente inclinato adiacente all'ambiente di spiaggia. Così, a ~94 ka la linea di riva doveva essere localizzata intorno 4-5 m a.s.l. ed a ~10 ka intorno 18-20 m a.s.l. [qui dobbiamo far rilevare che la sigla *a.s.l.* = *above sea level* non è adatta a quest'ultimo caso che richiede invece l'uso della sigla *b.s.l.* = *below sea level*]. Inoltre, la tessitura dello strato dunare di retrospiaggia più recente (BdC 3) differisce significativamente sia dalla spiaggia precedente, rappresentata dal campione BdC 2, sia da quella moderna che è caratterizzata da una spiaggia a ciottoli di una baia molto piccola, suggerendo che i valori medi di sollevamento devono essere aumentati. Questo aumento è altresì responsabile sia del significativo cambiamento ambientale riconosciuto nel campione BdC 3 sia della scarpata di faglia costiera" (p. 1182-1183). Elemento quest'ultimo completamente inedito a meno che l'Autrice non si sia ispirata a quella <incerta>, in quanto segnata a tratteggio, nel fondale marino a una certa distanza dalla costa tra la Calafuria di Livorno e la Punta di Castiglioncello (Capponi *et al.*, 1990).

La costa alta tra la V.^{la} Carolina di Ardenza e la V.^{la} Casamarina di Castiglioncello (Fig. 30) si è prestata allo studio di Galoppini *et al.* (1996) per la determinazione del livello del mare in epoca tardo ellenistica ed etrusco-romana, rispettivamente per le posizioni di una tomba scavata nel fondale marino roccioso (ofioliti) di Castiglioncello a -1,20 m e delle cave di pietra inondate dal mare alla base della falesia tra la Torre del Boccale e Calignaia (Fig. 30) fino a -1,65 m. Dal primo di questi dati, dividendo 1.200 mm per 2.300 anni (datazione approssimativa della tomba) si ottiene il valore di 0,52 mm/anno come media della velocità d'innalzamento del livello del mare, ovviamente dall'età tardo ellenistica ad oggi. Cioè un valore d'innalzamento di circa la metà rispetto alla media registrata dai moderni mareometri in funzione dalla seconda metà del XIX secolo.

Sulla base delle quote di non più di 15 m oltre le quali non sono conosciuti sedimenti marini del T.^{ZZO}II sia a Livorno che a Rosignano (OIS 5e, risalente a ~125 ka) e considerando una quota di -6 ± 3 m per il livello raggiunto dal mare, in aree ritenute tettonicamente stabili (Ferranti *et al.*, 2006) nella fase massima dell'OIS 5e (quindi tra +9 e +3 m rispetto al livello attuale) si ottiene il tasso medio annuale, post OIS 5e, del sollevamento tettonico in millimetri dividendo 6.000 mm (cioè 15-9 m) per 125.000 anni = 0,048 mm/anno, nel caso del sollevamento tettonico massimo, e dividendo 12.000 mm (cioè 15-3 m) per 125.000 anni = 0,096 mm/anno, nel caso del sollevamento tettonico minimo. Sono questi i due tassi estremi per il sollevamento medio del T.^{ZZO}II a Livorno, entrambi piuttosto modesti e quindi ben corrispondenti ad un'area in lento sollevamento epirogenetico fin dal Pleistocene Medio.

Nell'insieme il tratto di costa ora in esame mostra ancora buoni affioramenti di depositi ben datati al ciclo glacioeustatico Tirreniano, disposti in siti come la Buca dei Corvi, non aperti al pubblico ma facilmente raggiungibili dietro richiesta ai proprietari, per cui è risultata opportuna la localizzazione della Zona Tipo in quel sito per la Fm delle Calcareniti di Castiglioncello. Vista l'opportunità insorta di cambiare nome ai Conglomerati di S. Stefano, per togliere ogni ambiguità tra i conglomerati del fondo della trivellazione di

Bacci et al. (1939), attribuiti alla Fm di Corea da Zanchetta et al. (2006), e la Fm dei Conglomerati di S. Stefano (Lazzarotto et al. (1990), riteniamo utile modificare la denominazione di quest'ultima formazione in Fm dei Conglomerati di Bocca di Chioma, con Località Tipo (Fig. 30) all'intersezione della Via Aurelia con la base della trasgressione del Tirreniano il cui ambiente marino è ivi documentato da fori di litofagi sui ciottoli in corrispondenza della paleofalesia a quota 12 m in destra della Valle del Chioma. Questo sito offre anche il vantaggio di mostrare la netta discordanza con le rocce sottostanti del Dominio Ligure e il passaggio laterale tra i Conglomerati di Bocca di Chioma e le Calcareni di Castiglioncello, esposto per un centinaio di metri lungo il taglio stradale.

Sulla necropoli di Pian dei Lupi, posta a circa 4,5 km a NNE della necropoli di Castiglioncello, così si esprimono Regoli e Palladino (2003): "La posizione strategica del sito, sulle prime alture che dominano la costa, nelle immediate vicinanze di fortezze d'altura quali Monte Carvoli, e le strettissime analogie con la necropoli di Castiglioncello inducono a ritenere che le sepolture di Pian dei Lupi siano riferibili ad un centro inserito in quel sistema difensivo istituito da Pisa, a cavallo tra il IV e il III secolo, al confine meridionale del suo stato, al controllo dei principali assi viari costieri, in un quadro internazionale particolarmente inquieto che vede incrociare nel Mar Tirreno le principali flotte dell'epoca e che sfocerà di lì a breve nella prima guerra punica. Il carattere di presidio militare del centro sembra confermato dall'abbondanza di armi nelle tombe maschili. La qualità e la composizione dei corredi, in special modo di quelli della prima metà del III secolo, indica la presenza di un ceto elevato, se non addirittura aristocratico, che traeva la sua ricchezza dall'agricoltura e dal commercio delle derrate pregiate (come parrebbero indicare le numerose anfore vinarie di tipo greco-italico nei corredi) e aveva stretti contatti commerciali con la vicina Volterra e con gli approdi costieri, presumibili tramite delle merci di importazione, prevalentemente sud-etrusche e campane, rinvenute nella necropoli.

Analogamente al centro di Castiglioncello, anche l'abitato di Pian dei Lupi sembra cessare tra la fine del II e gli inizi del I secolo a.C., quando, in un quadro storico ed economico profondamente mutato dalla romanizzazione, vengono meno i supposti di natura politica e militare che avevano favorito la nascita del centro". Del resto anche il centro di Castiglioncello, molto prossimo al F. Fine confine meridionale del territorio pisano, nacque sullo scadere del IV secolo a.C. per esigenze di carattere difensivo con la duplice funzione di avamposto militare a controllo della viabilità costiera e degli itinerari marittimi e commerciali, sfruttando la conformazione naturale del suo promontorio (Regoli, 2003).

Il T.^{zzo} II a Rosignano Solvay e la P.^{nura} tra P.^{ta} Lillatro e S. Vincenzo

Il Terrazzo di Rosignano Solvay, inclinato di pochissimi gradi verso SO, si può considerare la forma enantiomorfa del Terrazzo di Livorno, inclinato di pochissimi gradi verso NO. Essi sono idealmente congiungibili attraverso la costa alta dei M.^{ti} Livornesi e, dal Tirreniano ad oggi, sono stati sollevati, insieme alla massa sottostante di questi ultimi, per epirogenesi con i tassi medi annui indicati nel capitolo precedente e secondo quanto mostrato dalle incisioni vallive che solcano, frammentandoli, i loro sedimenti tra la T.^{te} Boccale e la V.^{la} Casamarina (Fig. 30). Dalla stessa figura si può trarre che i sedimenti del Pleistocene Superiore affiorano sulla linea di riva, a Sud di Castiglioncello, solo tra la V.^{la} Casamarina e la P.^{ta} Lillatro, viceversa ancora più a Sud fino a S. Vincenzo (Figg. 6 e 18) la costa corrisponde a sedimenti olocenici, di spiaggia, delle dune e delle alluvioni o delle zone umide retrocostiere, mentre i depositi del Pleistocene Superiore affiorano più verso l'interno in una fascia che si allarga maggiormente (fino a poco più di 5 km) nell'interno di Vada, di Cecina e di Renaione, dove si attestano <base contro base> ai depositi del Pleistocene Medio, infine nell'interno di Donoratico, dove si attestano a rocce del substrato pre-Quaternario.

Presso la V.^{la} Casamarina è ancora ben esposta, al livello attuale del mare, la superficie di trasgressione delle Calcareni di Castiglioncello sopra la Fm delle Argille e calcari Palombini del Cretaceo Superiore, senza la presenza di un conglomerato di base, e più a Sud, sempre lungo la linea di riva per circa 200 m fino all'inizio della Baia Caletta e nel mare antistante, è visibile la successione delle forme d'erosione e di alcune particolarità intrasedimentarie di questo tipo di roccia. La Figura 28, tratta da Mazzanti e Parea (1979), corrisponde allo stereogramma di una <fettuccia> di territorio perpendicolare alla costa qui del tipo a T.^{zzo}II semisommerso dal mare olocenico nel quale la sezione geologica frontale è tracciata in corrispondenza dell'inizio della Baia Caletta mentre il profilo di fondo corrisponde all'altezza di V.^{la} Casamarina. Nella sezio-

ne frontale è visibile il substrato delle Calcareniti di Castiglioncello qui corrispondente alla Fm di Morrona, secondo quanto già segnalato da Malatesta (1952) e quanto reso temporaneamente visibile di recente dalla demolizione di un muro, che purtroppo è stato ricostruito: è apparsa chiara la discordanza degli strati del substrato rispetto a quelli delle Calcareniti di Castiglioncello qui con alcune lenti di ciottoli presenti nella parte inferiore del sedimento calcarenitico, caratterizzato per circa 1 m dalla presenza delle concrezioni sub-orizzontali, descritte in precedenza, mentre nei circa 2 m superiori erano ben visibili le concrezioni verticali fino alla sovrapposizione di un livello di sabbie rosso-arancio, verosimilmente attribuibile alla Fm delle Sabbie di Donoratico con la loro parte superiore interessata da un sottile suolo. Un'altra bella sezione oramai celata dietro un muro! Ma per chi possiede un minimo di abilità di nuoto, senza bisogno di immergersi oltre un paio di metri, può ancora rintracciare quanto rappresentato nella parte superficiale dello stereogramma e cioè, iniziando dalla <zona del limo e della sabbia> una trentina di metri al largo, può risalire fino sulla zona supratidale dopo aver traversato la zona infratidale, con la <fascia a solchi> e la <fascia a superficie irregolare e a marmitte slabbrate>, e la zona intertidale. Quest'ultima può essere visitata più semplicemente a piedi (ovviamente con calma di mare), e corrisponde alla <spianata intertidale a marmitte> che termina con la linea di riva marcante il passaggio alla zona supratidale con una <fascia a vaschette di corrosione> inferiore, raggiunta dal getto di riva, e con una <fascia a superficie spugnosa> (ma che i moderni bagnanti chiamano forse più propriamente i <pungenti>, certo in conseguenza di qualche dolorosa caduta o, più semplicemente, dell'attraversamento a piedi nudi) oltre la quale inizialmente cominciava la sovrapposizione delle Sabbie di Donoratico e del loro suolo con macchia mediterranea entrata a far parte del giardino della V.^{la} Casamarina. Quest'ultimo sempre più rimpinguato di *Pinus pinea* e di altre essenze ancora più estranee all'associazione forestale spontanea è attualmente Parco Pubblico delimitato, al contatto tra calcareniti e sabbie, dal cemento della Passeggiata a mare.

Lo stereogramma di Figura 28 offre una dettagliata ricostruzione delle morfologie rintracciabili nelle parti sommerse ed emerse della costa incisa nella calcarenite del T.^{ZZO}II. Quest'ultima rimane ancora visibile per la sola parte sommersa alla Terrazza Mascagni di Livorno, per strette fasce sommerse ed emerse immediatamente a Sud dell'Accademia Navale e in destra della Foce d'Ardenza; inoltre presso la V.^{la} Casamarina, tra la Baia Caletta e la Baia Crepatura e, più a Sud dopo la diga del Porto turistico Cala dei Medici fino alla P.^{ta} Lillatro di Rosignano Solvay. Per l'interpretazione delle morfologie indicate nella Figura 28 rimandiamo ovviamente al lavoro di Mazzanti e Parea (1979) tornando solo su alcuni punti che possono essere ritenuti essenziali per la formazione di una morfologia a <pungenti> sopra un qualunque strato orizzontale o ad inclinazione molto lieve di una calcarenite (quindi non solo sulla Fm delle Calcareniti di Castiglioncello) esposto all'azione del salmastro:

la superficie della calcarenite deve essere libera da altri strati (nel caso delle Calcareniti di Castiglioncello dalle Sabbie di Donoratico); infatti la morfologia a <pungenti> si ritrova solo sopra superfici calcarenitiche che corrispondono, o sono molto vicine, alle coste a T.^{ZZO}II semisommerso dal mare olocenico fin dove mareggiate eccezionali o più frequentemente le acque piovane solcanti il declivio (relativamente ampio perché poco inclinato) della scarpata di falesia ne hanno liberato la superficie dalla copertura sabbiosa;

la vicinanza del mare, non necessita indispensabilmente del raggiungimento diretto del getto di riva, bastando il trasporto dell'umidità marina ricca di salsedine, operato dai venti foranei, non solo, ovviamente, dai dominanti ma anche dai regnanti;

l'aumento dell'azione di corrosione avviene per miscela di acque a soluzioni saturate diverse tra le marine e le pluviali, ed è tanto maggiore per il raffreddamento delle soluzioni saturate delle acque nei periodi del tardo inverno – inizio primavera, a maggiore frequenza dei venti predominanti.

Così gli affioramenti costieri <scoperti> di calcareniti vengono scolpiti in un rilievo di minuscole creste e pinnacoli alveolati, appunto i <pungenti>, verosimilmente in questo tipo di erosione nella Calcarenite di Castiglioncello questo processo è favorito dalle diversità di cementazione della massa interna dovute alla presenza delle concrezioni intrasedimentarie verticali.

Formatasi la fascia a superficie spugnosa, in area costiera molto prossima al mare, il processo erosivo si evolve nello sviluppo della fascia a <vaschette> di corrosione che secondo Castiglioni (1979) “risultano dall'azione solvente di acqua stagnante combinata ad azioni biologiche. La corrosione tende ad allargare le vaschette operando alla base dei fianchi dove è più lunga la presenza dell'acqua nei periodi asciutti, dopo le piogge” e dopo i getti di riva durante le mareggiate che ne aumentano l'aggressività chimica, operando un

piccolo solco orizzontale. Questo orlo le <vaschette> al margine del fondo (Fig. 51) sul quale precipita il sale. Con il tempo ogni singola <vaschetta> si allarga, tanto che le adiacenti possono “consumare” i setti divisorii con la formazione di <vaschette> doppie e multiple.

Nella zona intertidale i <pungenti> e le <vaschette> sono raggiunte periodicamente dall'azione diretta del mare. Si forma la <spianata intertidale a marmitte> che nelle zone nelle quali la falesia delle calcareniti è più alta (difficilmente maggiore di 1 m) evolve nel <solco di battente>. E' questa una zona nella quale all'azione in prevalenza corrosiva della mistura delle acque piovane con gli apporti liquidi e degli aerosoli marini si aggiunge quella meccanica delle onde normali e dei frangenti di tempesta, le <vaschette> vengono raggiunte da sabbia e ciottoli e si evolvono in <marmitte> per un'azione d'erosione rotatoria al loro interno. L'inizio del fondale marino, sempre sommerso immediatamente al di sotto del livello di bassa marea (zona infratidale), presenta caratteristiche analoghe a quelle della zona precedente. Tuttavia verso il largo le <marmitte> tendono a slabbrarsi nell'orlo superiore (<fascia a superficie irregolare e marmitte slabbrate>) e, specialmente oltre una profondità di circa 1 m, a fondersi fra di loro come già abbiamo veduto avvenire nella zona supratidale. Tutte le <marmitte> contengono al fondo ciottoli e ghiaietto ben arrotondati e, sopra le pareti, molti individui di *Paracentrotus lividus* che modellano le piccole cavità rotondiformi nelle quali si annidano. Nell'insieme in questa fascia si può notare che la spianata d'abrasione è quasi completamente sostituita da una superficie irregolare perché le <marmitte> allargandosi si sono unite e, con lo slabbrarsi, hanno perso quell'angolo netto che in corrispondenza dell'orlo superiore le caratterizza così bene nella zona intertidale.



Figura 51 - Profilo verticale di una vaschetta di corrosione tipica; è visibile fra le lettere A e B un bordino aggettante che sovrasta un piccolo solco orizzontale orlante tutta la vaschetta al margine del fondo (da Mazzanti e Parea, 1979).

Su fondali di circa 2 m le calcareniti cominciano a presentare dei solchi lunghi diversi metri, larghi tra 50 e 100 cm e profondi anche più di 1 m (<fascia a solchi ortogonali al litorale>). Questi solchi hanno pareti sinuose che appaiono formate dalla coalescenza di più <marmitte> allineate ortogonalmente al litorale e contengono sul fondo, assai piatto, ghiaietto e blocchi di calcarenite variamente smussati e di diverse dimensioni. Nel capitolo “Origine ed evoluzione delle forme di erosione” della loro nota del 1979 Mazzanti e Parea osservano a proposito di questa struttura erosiva: “Le pareti di questi solchi sono molto più lisce presso il fondo che nelle parti superiori, i blocchi che vi si trovano arrivano a dimensioni di 30-40 cm e mostrano gli spigoli sensibilmente smussati.

Pareti e fondi sono inoltre ricoperti di Alghe per periodi assai lunghi e ciò può sembrare in contrasto con le caratteristiche elencate qui sopra. Ma questa contraddizione non sussiste considerando che, per la profondità dei solchi e le dimensioni dei ciottoli che contengono, solo le onde di mareggiate eccezionali o molto forti possono agire su questo tratto di fondale di calcareniti. In questo caso è verosimile che l'energia del moto ondoso sia sufficiente a muovere con violenza ciottoli e massi di dimensioni notevoli.

A conferma di quanto detto facciamo notare che la fascia dei solchi descritti corrisponde proprio alla linea dei frangenti delle mareggiate più violente. In corrispondenza di tale linea devono verificarsi forti movimenti d'acqua verso terra e verso il largo, ciò che spiega l'orientamento dei solchi.

Una volta abbozzati, e in ciò può avere importanza la preesistenza delle <marmitte> (anche se in parte slabbrate e semidemolite), questi solchi non possono che accentuarsi e approfondirsi poiché i clastici si raccolgono solo al loro fondo mentre sui rilievi fra un solco e l'altro non possono rimanere materiali capaci di agire da abrasivo.

La formazione di solchi perpendicolari ai fronti d'onda dominanti, e approssimativamente alla costa, sembra essere un fatto abbastanza comune lungo i litorali impostati su rocce coerenti ma non molto resistenti dal punto di vista meccanico come le calcareniti”.

La zona a Sud di Castiglioncello fino a S. Vincenzo (Fig. 6), nel settore settentrionale rappresentata in dettaglio tra V.^{la} Magrini e il F. Fine nella cartina geologica di Figura 11, negli stereogrammi di Figura 52 e per la localizzazione delle località in Figura 53, si caratterizza per la presenza di affioramenti quaternari, che mostrano sempre superfici superiori pianeggianti o a debolissima inclinazione, sia se appartenenti a formazioni del Pleistocene Inferiore o alle formazioni di Bibbona e di C.^{sa} Saracino (Pleistocene Inferiore termi-

nale e/o Pleistocene Medio basale), nelle quali si ha motivo di ritenere non si siano mai conservate le antiche superfici di regressione (Mazzanti, 1984), sia se appartenenti al T.^{ZZO}I del Pleistocene Medio (Conglomerati di Bolgheri e Sabbie di Val di Gori) e al T.^{ZZO}II del Pleistocene Superiore (Calcareniti di Castiglioncello e Sabbie di Donoratico). Agli affioramenti di queste formazioni pleistoceniche si aggiungono i sedimenti fluviali olocenici del Fine, del Cecina e degli altri corsi d'acqua minori che discendono dai M.^{ti} della Gherardesca e che, dopo aver tagliato trasversalmente l'insieme dei terrazzi pleistocenici, si allargano nella pianura vera e propria, in origine in gran parte paludosa, fino alle dune ed alla spiaggia attuale.

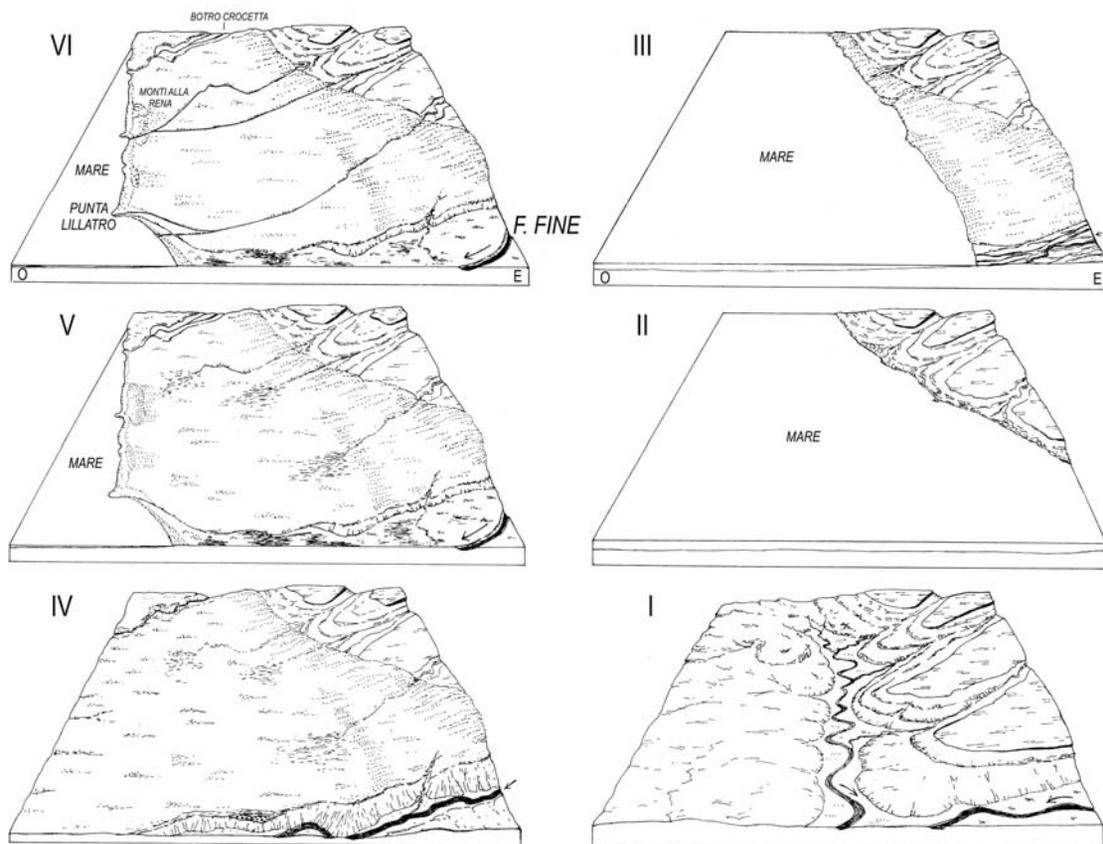


Figura 52 - La Piana di Rosignano Solvay : I - nella situazione precedente alla trasgressione marina del Tirreniano, II - durante il massimo della trasgressione del Tirreniano (OIS 5e), III - durante il massimo della fase (OIS 5c), IV - durante la regressione marina del Würm III, V - durante la trasgressione dell'Olocene prima di ogni intervento umano, VI - nella situazione attuale che mostra la canalizzazione di tutti i corsi d'acqua ma non segna le aree ingombre di edifici abitativi ed industriali che occupano ormai tutta l'area tranne l'estremo lembo meridionale corrispondente all'alveo del F. Fine (da Mazzanti, 1986).

L'insieme di questa zona a superfici pianeggianti non è così una pianura nell'accezione più propria del termine se non in corrispondenza di questi ultimi affioramenti olocenici, mentre per il resto è costituita da una successione di aree terrazzate: le più recenti più basse e a debolissima inclinazione, quelle via via più antiche progressivamente un poco più elevate e a inclinazioni sempre deboli ma un po' più accentuate. Il Fine e il Cecina, durante le fasi dell'ultima glaciazione, hanno inciso trasversalmente la successione di questi sedimenti del Pleistocene Inferiore, Medio e Superiore fino ad una profondità di almeno 30 m al di sotto del livello del mare attuale in prossimità delle loro foci odierne e di circa 10 m in prossimità della Stretta di Le Fabbriche del primo e della Stretta della Magona di Cecina del secondo; hanno poi riempito questi solchi vallivi con le alluvioni fino all'alveo attuale, man mano che il livello del mare si innalzava durante la trasgressione versiliana fino a raggiungere la posizione odierna. Le pianure alluvionali del Fine e del Cecina sono sempre più basse delle superfici superiori delle formazioni pleistoceniche che affiorano ai

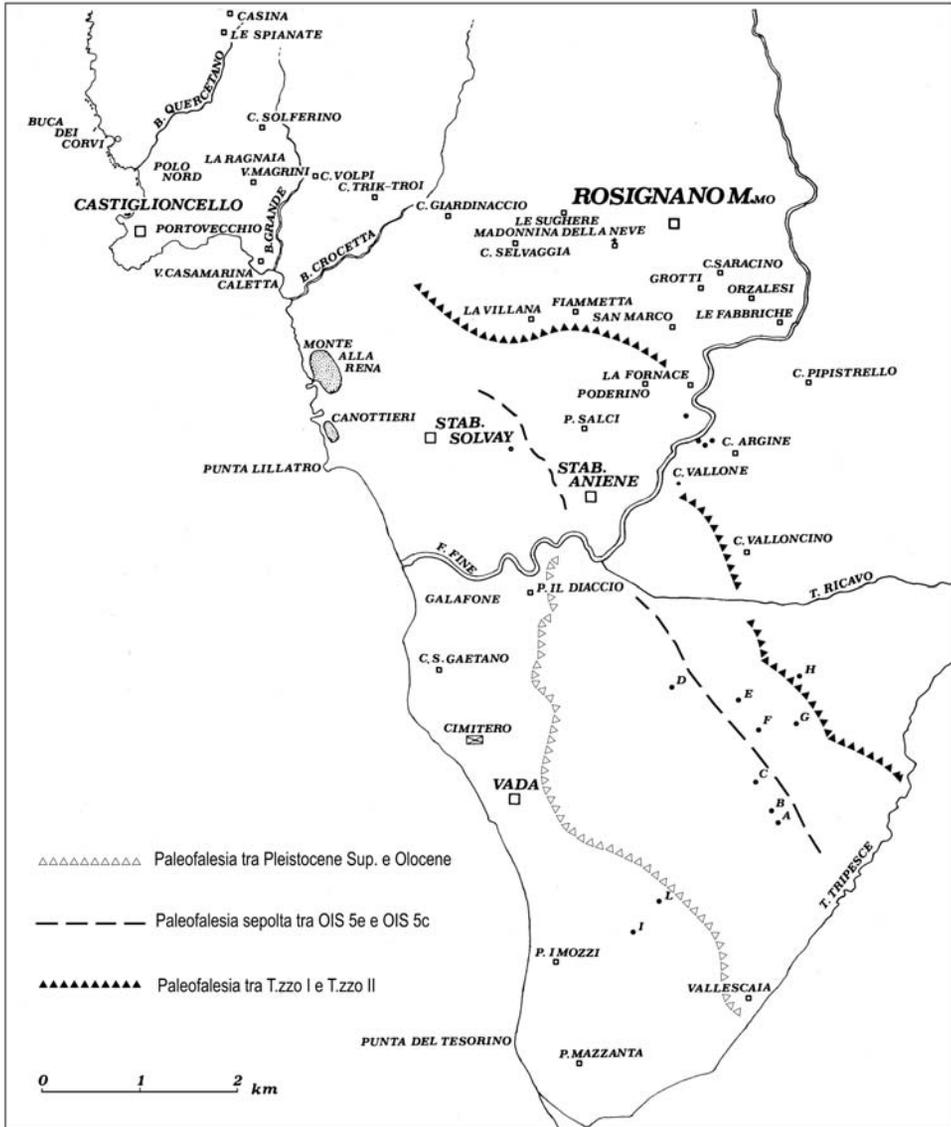


Figura 53 - Ubicazione delle località della parte meridionale del Comune di Rosignano M.^{mo} citate nel testo; le lettere isolate corrispondono alla posizione dei pozzi citati in Figura 54 (da Mazzanti, 2000).

loro lati ed hanno la disposizione di terrazzi in quanto sono separate dalle prime attraverso scarpate. Il dislivello tra la superficie di questi terrazzi ed i piani alluvionali corrisponde alle parti relitte in superficie degli antichi fianchi vallivi würmiani (oggi parzialmente ricoperti di detriti) e comunque man mano esposti per maggiori spessori risalendo verso l'interno.

Circa 1 km ad Est di Caletta a Sud del B.^{tro} Crocetta (Figg. 11 e 53), dal quale il T.^{zzo}II con la sua copertura di Sabbie di Donoratico würmiane inizia ad abbassarsi fortemente e ad allargarsi, si osserva una differenza notevole nelle valli fra il settore inciso a monte dello stesso terrazzo nelle formazioni del Pleistocene Medio ed Inferiore (con valli ben incise, a pareti ripide) e il settore rappresentato dal T.^{zzo}II e dalla sua copertura, nel quale in realtà non esistono più valli ma i botri incidono appena la piana ed hanno in gran parte corsi artificiali per cui si può pensare che in origine divagassero nella pianura stessa senza essere incanalati o si allargassero a ventaglio disperdendo il proprio corso o impaludandosi (Fig. 52 – V e VI).

Questa situazione, chiara per la porzione di terrazzo compresa fra il B.^{tro} Crocetta e il F.Fine, è molto evidente anche a Sud di quest'ultimo nella Piana di Vada, solcata in origine dal solo Tripesce (appunto fino in

località Tripesce dove finiva nell'antico lago-palude della Mazzanta), corso d'acqua che scorre appena incassato nella piana senza una valle vera e propria fin dall'ingresso nei sedimenti tirreniani e würmiani. Anche il fatto che i corsi d'acqua che, nel retroterra di Vada, passano per C.^{sa} Valloncino e per C.^{sa} la Valle (T.ⁿte Ricavo) mostrino alluvioni fino e solo al punto nel quale entrano nei sedimenti tirreniani e würmiani può essere collegato con il medesimo fenomeno.

In altri termini si può ritenere che prima della trasgressione tirreniana esistesse un sistema di valli ben incise, sia in corrispondenza dei tratti, visibili anche attualmente, a monte del limite raggiunto in seguito dai sedimenti tirreniano-würmiani, sia a valle di questo limite (Fig. 52 - I). Le trasgressioni tirreniane (Fig. 52 - II e III), delle quali in Figura 53 sono indicati gli andamenti delle scarpate delle falesie, ed i fenomeni di deposizione specialmente eolica e colluviale del Würm (Fig. 52 - IV) hanno sepolto questa rete di valli ben organizzata ed hanno formato una piana a debolissima pendenza sulla quale i corsi d'acqua più che avere operato delle incisioni nette devono avere divagato in superficie (Fig. 52 - V) fin quando non sono stati canalizzati dall'uomo (Fig. 52 - VI). Una prova di quanto sopra ci è fornita dall'alveo sepolto pre-tirreniano che è stato individuato dai sondaggi più o meno in corrispondenza degli Stabilimenti Solvay (Fig. 52 - I). Questo paleoalveo ha una direzione completamente indipendente da quella dei fossi (in gran parte artificiali) della piana attuale e confluiva nel Fine con un angolo più o meno retto, secondo la modalità di confluenza più comune. Sembra evidente che si unisse, a monte, con i tratti di valli (o almeno con alcuni di essi) pre-tirreniani che abbiamo indicati.

Qualche cosa di analogo era già accaduto prima della trasgressione che ha portato a sedimentare la Fm di C.^{sa} Saracino, come è messo in evidenza dalla rete di valli sepolte da quest'ultima formazione (o dalla laterale Fm di Bibbona) e scavate nella Fm di Morrone, secondo quanto è risultato da numerose perforazioni eseguite nell'interno di Vada tra il T.ⁿte Ricavo e il F.Cecina (Bartoletti et al., 1986; Bossio et al., 1986) (Figg. 53 e 54). Anche queste paleovalli rivelano l'esistenza di un sistema sepolto che dovette essere ben drenato e che si riversava nel Cecina, in modo del tutto indipendente dalla scarsa idrografia superficiale attuale.

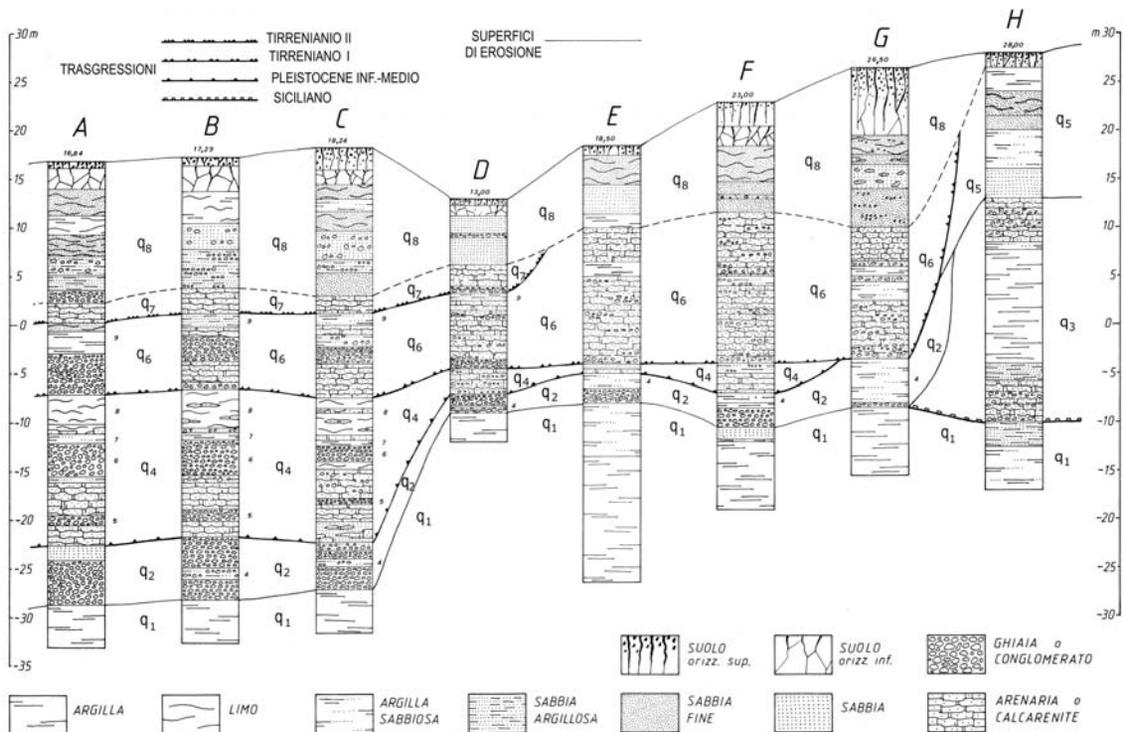


Figura 54 - Stratigrafie dei pozzi dell'interno di Vada; le sigle indicano le seguenti formazioni: q₁ = Fm di Morrone, q₂ = Fm di S. Marco, q₃ = Sabbie delle Fabbriche, q₄ = Fm di C.^{sa} Saracino, q₅ = Sabbie di Val di Gori, q₆ = Calcareniti di Castiglioncello (OIS 5e), q₇ = Calcareniti di Antignano (OIS 5c), q₈ = Sabbie di Donoratico (Würm I e II) (da Bartoletti et al., 1986 con aggiornamento dei nomi e delle sigle formazionali).

Una <paleocosta sepolta> orla, circa 200 m più <verso mare> il limite interno degli affioramenti delle Sabbie di Donoratico da circa 1 km nell'interno di Caletta fino presso La Fornace in destra del F. Fine (Carta geomorfologica in Mazzanti, 1983 e Fig. 53). Questo elemento morfologico, ben evidente tra le Sabbie di Donoratico e i Calcari di Montescudaio fino quasi all'altezza della strada Rosignano Solvay- Rosignano M.^{mo}, continua più verso SE tra le Sabbie di Donoratico e le Sabbie di Val di Gori, ovviamente con evidenza assai minore ma sempre segnalato da una rottura di pendio circa 200 m verso mare dal contatto tra i due tipi di sabbie, appunto fino a La Fornace in destra della Val di Fine. Riprende poi, in sinistra di questa valle all'altezza della C.^{sa} Vallone, per proseguire verso SE poco ad Ovest di C.^{sa} Valloncino, incontrare la Via Emilia circa 500 m a NE delle C.^{se} Tagliaferro e raggiungere la destra della Val di Cecina circa 1 km a NE di S. Pietro in Palazzi (Fig. 55).

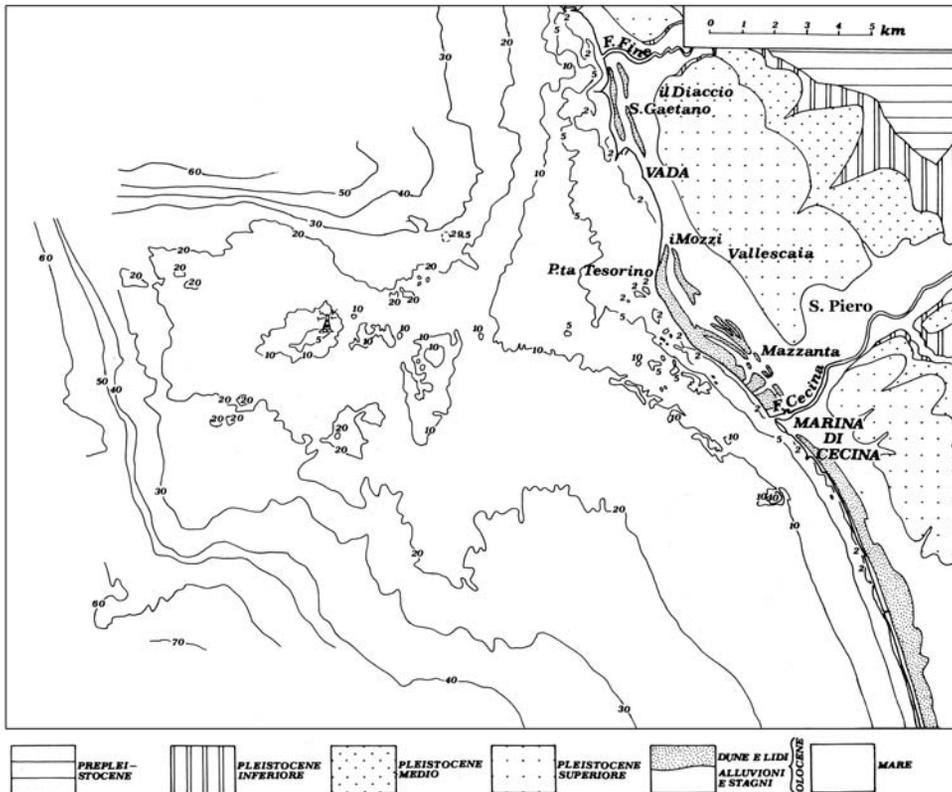


Figura 55 - Carta geologica schematica dei dintorni di Vada (da Mazzanti et al., 1995).

In sinistra del Cecina la Carta geologica della bassa Val di Cecina (in Mazzanti e Sanesi, 1987) segnala il contatto tra queste due formazioni circa 100 m a valle del Ponte dell'Aurelia in una zona ormai molto edificata, perduta per le osservazioni geologiche. Il contatto tra le due formazioni in questa Carta geologica, rilevata prima della grande espansione edilizia nella zona, è cartografato circa 200 m a valle del trivio Cecina-Montescudaio-Bibbona e corre a valle della strada per quest'ultima località fino al F.^{so} dei Parmigiani per poi passare a monte della stessa strada fino alla sua confluenza nella provinciale La California – Bibbona lungo la quale il contatto è segnalato circa 400 m dopo questa stessa confluenza. Più a Sud le Sabbie di Donoratico sono sostituite dalle “Ghiaie e sabbie di Quadrelle” (Mazzanti e Sanesi, 1987) fino allo Stradone dei Cipressi tra S. Guido e Bolgheri in corrispondenza del quale tornano a prevalere fino alla base dei M.^{ti} della Gherardesca (Fig. 18).

Delle “Ghiaie e sabbie di Quadrelle” Mazzanti e Sanesi (1987) scrivono: “Si tratta di più corpi di coni alluvionali molto piatti ed anastomizzati, costituiti di ghiaie di elaborazione fluviale miste a sabbie e dovuti allo sbocco in pianura di più paleotorrenti che provenivano dalle colline [verosimilmente dai paleofossi della

Madonna, della Pantanese, dei Sorbizzi, del Ghinuccio e della Camilla su un fronte di circa 5 km]. La disposizione stratigrafica, sovrapposta alle Sabbie rosse di Val di Gori [e nella parte centrale direttamente ai Conglomerati di Bolgheri] del Pleistocene medio e delimitata verso il basso topografico dalle alluvioni legate alle ultime fasi, oloceniche, della sedimentazione, ne fanno un deposito eteropico alle Sabbie rosso-arancio di Donoratico del Pleistocene superiore". Ciò in buon accordo con le quote segnalate in queste ghiaie che vanno dalla massima di 37 m a Le Badie, lungo la strada dei Sorbizzi, alla minima di 10 m al Pod. Le Sondraie, visto che le Sabbie di Donoratico presentano la massima diffusione intorno quote tra i 35 e i 5 m salvo in certi valloni intorno Castagneto che ne sono riempiti fino a quote intorno a 100 m, verosimilmente per la loro natura in gran parte eolica. L'incisione anteriore al Pleistocene Superiore di questi valloni è evidente per il F.^{SO} dell'Acqua Calda, per il F.^{SO} della Carestia, per il B.^{tro} Cucitoli e per il F.^{SO} ai Molini tra S. Vincenzo e Castagneto ed ancora per la vallecchia dell'Acquabona e per il grande sistema della F.^{sa} di Bolgheri a NE di questo paese dove le prevalentemente eoliche Sabbie di Donoratico risalgono tutte queste incisioni vallive ben oltre il limite delle quote intorno 50 m al quale queste ultime sabbie si sono attestate, al di fuori di questi valloni, lungo questo tratto dei fianchi dei M.^{ti} della Gherardesca. Per scarsità di notizie sulle stratigrafie dei pozzi impostati ad iniziare dalle Sabbie di Donoratico e dalle "Ghiaie e sabbie di Quadrelle" non conosciamo se, come logico, i percorsi di questi valloni continuino al di sotto di questi depositi del cuneo sedimentario del Pleistocene Superiore, secondo quanto noto nelle aree dei Comuni di Rosignano e di Cecina.

Due stretti affioramenti di "Calcareni sabbiose di Biserno" sono conosciuti al Pod. Renaione e nell'immediato retroterra dalla V.^{la} Margherita per 4 km verso Sud (Mazzanti et al., 1981; Costantini et al., 1995) (Fig. 18). La correlazione di queste calcareniti sabbiose con quelle affioranti a Biserno a Sud di S. Vincenzo è stata fatta per analogia di posizione negli affioramenti (paralleli alla costa dietro alle dune e affiancati alle Sabbie di Donoratico). Per questi affioramenti a Nord di S. Vincenzo va precisato che non disponiamo di notizie del substrato; di conseguenza l'attribuzione alle Calcareni di Biserno è indicata per vicinanza e analogia di giacitura ma non va sottovalutato il fatto che questi due affioramenti fanno parte del Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo, separato, almeno in superficie, dal T.^{ZZOII} di Palmentello-Lumiere sul quale è posta la località Biserno (Fig. 18).

Per l'area tra Castiglioncello e il F.Fine le esposizioni delle Calcareni di Castiglioncello al di sotto delle Sabbie di Donoratico non si limitano agli affioramenti costieri fino alla P.^{ta}. Lillatro, già descritti, ma appaiono, quasi continui per circa 1.500 m, anche in destra di quest'ultimo fiume tra Caletta e La Fornace, al di sopra delle argille della Fm di Morrona; altri, molto minori, si trovano al Pod. Salci, al Poderino e, in corrispondenza della falesia al piede delle Sabbie di Val di Gori, lungo la strada delle Morelline, alla Fiammetta e poco a Sud di La Villana (Fig. 53).

Altri dati interessanti sull'insieme degli strati costituenti il T.^{ZZOII} sono ricavabili dalle stratigrafie di livelli analoghi riscontrate da perforazioni eseguite nella Piana di Rosignano Solvay – Vada (Figg. 53 e 54). Da questi dati risulta che l'ingressione marina del Tirreniano, di frequente, invece che con le calcareniti, inizia con un livello conglomeratico dello spessore tra 50 cm e 1 m che può sostituirla del tutto ed allora raggiungere o sorpassare i 4 m (Fig. 54, nel sondaggio A) ed è questo un altro valido motivo per l'istituzione della Fm dei Conglomerati di Bocca di Chioma. Queste perforazioni hanno anche messo in buona evidenza che i livelli di calcarenite sono più di uno e si intercalano talora a livelli di conglomerati, di sabbie e di argille a costituire sequenze che sono state interpretate come l'espressione dell'esistenza di almeno due cicli sovrapposti del Tirreniano (Fig. 54 nei sondaggi da A a G e cioè Tirreniano I e II da A a D e solo Tirreniano I da E a G, pozzi localizzati in Fig. 53). Lo spessore massimo dei sedimenti attribuiti al Tirreniano I è di circa 15 m, quello del Tirreniano II non raggiunge i 5 m, alle Sabbie di Donoratico sono stati attribuiti spessori di circa 15 m.

Infine un'altra traccia, in realtà non molto evidente, di un episodio erosivo che ha delimitato una bassa falesia marina in corrispondenza del limite occidentale dell'affioramento delle Sabbie di Donoratico si trova a Sud del Pod. Il Diaccio fino al Pod. Vallescaia nel retroterra di Vada (Figg. 53 e 55). Questa separa il T.^{ZZOII}, con affioramenti di queste ultime sabbie a quote non più basse di 6 m, dalla pianura olocenica, sempre più bassa di alcuni metri e nella quale, tra sedimenti di spiaggia, lagunari e palustri, affiorano quelli dei due lidi che, in doppio ordine, si elevano leggermente tra il Galafone e il Cimitero di Vada e fra il Pod. I Mozzi e la Mazzanta (Fig. 55).

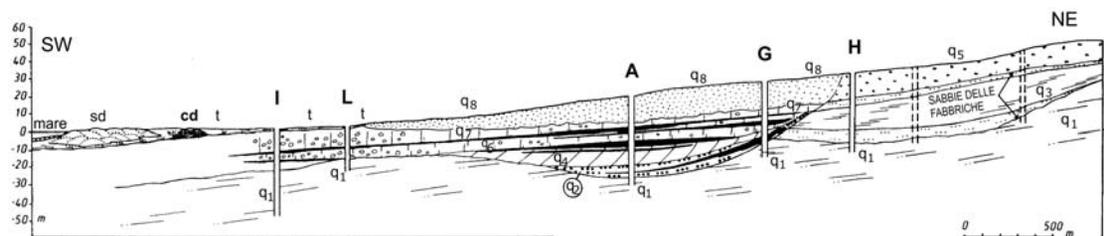


Figura 56 - Sezione geologica attraverso la pianura olocenica, il T.^{ZZ0II} e il T.^{ZZ0I} a Vada. Le sigle che contraddistinguono le diverse formazioni sono le stesse usate in Figura 54 e nel testo, tranne la *sd* (= al lido più esterno) e la *cd* (= al lido più interno), in nero i livelli argillosi (da Bartoletti et al., 1986). L'ubicazione dei pozzi è data in Figura 53.

Dalle indicazioni di una serie di pozzi nel sottosuolo di questa bassa pianura olocenica a Sud del Fine (in particolare pozzi *I* e *L* in Fig. 56) risulta in un massimo di 8 m lo spessore dei sedimenti olocenici ivi presenti al di sopra delle Sabbie di Donoratico del Pleistocene Superiore. Essi sono costituiti da limi, torbe e materiali vegetali anche di provenienza marina (detriti di *Posidonia*) indicanti la comunicazione, o comunque la prossimità, del mare il cui livello non poteva essere, rispetto a quello attuale, più alto di 6 m (cioè della quota dell'apice della falesia olocenica) né più basso di - 8 m (cioè della sottostante e sommersa spianata di abrasione marina olocenica di Vada).

Le Sabbie di Donoratico (q_9 nelle Figg. 54 e 56 e nelle Carte geologiche di Bartoletti et al., 1986, Mazzanti e Sanesi, 1987, Lazzarotto et al., 1990, Costantini et al., 1995) corrispondono a depositi seguiti alle fasi marine (in Toscana sono documentati gli OIS 5e, 5c, l'OIS 5a, come vedremo, è documentato con una certa sicurezza solo nella G.^{tta} di Cala dei Santi all'Argentario da Segre, 1959) dei vari cicli tirreniani quindi le Sabbie di Donoratico coincidono con le fasi continentali intertirreniane (cioè l'OIS 5d e, meno sicuramente, l'OIS 5b) inoltre certamente coincidono con la fase continentale würmiana (OIS 4), senza poter escludere la parte finale, già continentale, dell'OIS 3, cioè l'insieme sedimentario che nella P.^{nura} Pisana è stato indicato nella Fm delle Sabbie di Vicarello. Di questi sedimenti sono note le quote massime attualmente presenti per l'OIS 5e a Livorno e Rosignano Solvay (circa 15 m) e le quote minime (- 5 m al Bacino di carenaggio della T.^{re} del Fanale, - 7 m nei sondaggi *A*, *B*, *C* e - 5 m nei sondaggi *D*, *E*, *F*, *G* dell'entroterra di Vada in Fig. 54). L'insieme e le posizioni di quest'ultime quote possono essere interpretate in più modi:

le più alte corrispondono alla risalita massima del livello del mare durante l'ultima fase dell'OIS 5e; la differenza fra la massima e la minima registrata tra ogni forma terrazzata riferibile al T.^{ZZ0II}, corrisponde ad un <leggero> (circa 20 m) basculamento tettonico; sono il risultato dell'interferenza delle due precedenti possibilità.

Secondo il recente studio di Ferranti et al. (2006) quest'ultima possibilità è la maggiormente attendibile, tuttavia in questo studio vengono date le misure delle quote massime alle quali sono stati rinvenuti sedimenti marini datati all'OIS 5e ma, va precisato, non è segnalato nessun caso della conoscenza di una quota rappresentativa dell'inizio di questa fase trasgressiva sul tipo, per esempio, di quanto noto per l'inizio della trasgressione versiliana nell'ambito dell'OIS 2. Per adesso, almeno lungo la Costa Toscana, dei cunei sedimentari datati, o valutabili, appartenenti all'OIS 5e sono note solo porzioni delle parti superiori delle quali non è agevole la valutazione se, e di quanto, la loro leggera inclinazione verso mare sia originaria perché dovuta allo sviluppo del sollevamento glacioeustatico del livello marino, oppure collegata a basculamento tettonico. Per non parlare poi dell'ultima decisione presa dall'ICS secondo la quale, avendo posto l'inizio del Pleistocene Superiore a 126 ka, cioè in corrispondenza della risalita massima del livello del mare, corrispondente all'OIS 5e, ha finito per relegare tutta la fase costruttiva (o trasgressiva) del ciclo glacioeustatico del Tirreniano nell'OIS 6, cioè nel Pleistocene Medio, a meno che non si voglia ammettere una velocità istantanea per una trasgressione glacioeustatica.

Sulla frequentazione antropica paleolitica al di sopra dei sedimenti del T.^{ZZ0II} tra Castiglioncello e S. Vincenzo le notizie sono scarse: presenze di Musteriano a S. Enrico, Sassicaia, La Selvaggia, Maccetti e C.^{sa} Vallone (Sammartino, 1986) tutte nel Comune di Rosignano M.^{mo}, altre presenze, per altro d'incerta

attribuzione, di Musteriano e di Paleolitico Superiore (Galiberti, 1970) in località Le Mandrie nel B.^{tro} delle Macine a Nord di Castagneto e nel sito di Greppi Cupi, a Nord di Donoratico circa 4 km dalla costa, determinate con scavi regolari che hanno indicato la probabile presenza di una struttura abitativa (piccola tenda o riparo) e con reperti litici attribuiti all'Epigravettiano del Paleolitico Superiore (Sammartino e Tozzi, 1994). Ancora incerta, e comunque poco rappresentata, è la presenza del Neolitico in tutta l'area della bassa Val di Cecina fino a S. Vincenzo, mentre l'Eneolitico è ben rappresentato a Guardistallo dal ricco corredo di strumenti in rame e pietra rinvenuti in una tomba a fossa scavata nella sabbia della Fm di Morrona. Per l'Età del Bronzo il rinvenimento più significativo nell'area ora in esame si deve a Sammartino (1996): "A Casa Saracino [Rosignano M.^{mo} su Fm di C.^{sa} Saracino] si ha dunque un complesso in cui sopravvivono pochi elementi di tradizione eneolitica, quali alcuni colli di vasi a fiasco e alcune ciotole con profilo sinuoso, mentre prevalgono tipi di tradizione campaniforme e compaiono elementi tipici del Bronzo Antico". Un affioramento minore, denotante frequentazioni più che insediamento riferibili genericamente all'Età del Bronzo, è segnalato al Villaggio Fanfani di Vada (Del Rio, 1997). A La Mazzanta di Vada, circa 400 m dall'attuale linea di riva, fu rinvenuta la presenza di frammenti di concotto suggerente un'originaria area insediativa o addirittura un'attività stabile con produzione di varie fogge troncoconiche, quasi sempre aperte, di contenitori decorati unicamente con cordonature plastiche; nel corso delle ricerche fu documentata un'ascia di bronzo, non più reperibile, con tipologia riferibile alla prima età del Ferro e ampiamente diffusa durante l'VIII secolo a.C. (Cherubini e Sammartino, 1997). Infine del ripostiglio di Bambolo (in Comune di Castagneto Carducci) Setti e Zanini (1997) offre uno studio particolareggiato dei materiali e le seguenti informazioni: "I materiali furono acquistati da parte del Museo Archeologico di Firenze dal sig. L. Mannelli nel 1902 e ne rimangono sconosciute le modalità di rinvenimento. Il ripostiglio è costituito da ventun oggetti in bronzo, in massima parte frammentari e con tracce di usura: diciannove asce, di cui due integre, tre fibule frammentarie, un frammento di morso equino, un puntale di lancia spezzato e due scarti di fusione. Bambolo rientra, per cronologia e composizione, in un gruppo piuttosto omogeneo di ripostigli databili all'VIII secolo con un areale di diffusione che copre l'Italia centrale medio-tirrenica". Sulle vicende del territorio in esame nell'età del Ferro schematicamente così informano Marcucci e Megale (2003b): "Nell'età del Ferro lo sviluppo del territorio appare discontinuo; se da un lato l'unico centro intensamente occupato è Volterra, l'area circostante appare punteggiata di piccoli nuclei insediativi che hanno restituito materiale di età villanoviana: Casaglia, dove è stata scoperta una necropoli con tombe a pozzetto, Belora e Bibbona. A partire dall'VIII secolo a.C., nuclei gentili volterrani estendono il loro dominio sui territori della valle del Cecina per lo sfruttamento di terreni coltivabili e, probabilmente, delle risorse minerarie e del sale: numerosi centri, dipendenti da Volterra, sorgono in posizioni strategiche, sulle colline lungo il corso del fiume e dei suoi affluenti per il controllo delle vie marittime e terrestri (Casale Marittimo, Montescudaio, Casaglia, Guardistallo, Bibbona). Dopo un periodo di crisi tra V e IV secolo si registra, in età ellenistica, una notevole ripresa economica agricola integrata, oltre che dallo sfruttamento delle risorse minerarie, dalle consistenti attività artigianali e di scambio: il territorio appare densamente popolato da insediamenti di piccole e medie dimensioni (Pastina, Casalvecchio, Morazzano, Bibbona, Bolgheri, Belora). Fra il III e il II secolo a.C. si ha un periodo di notevole prosperità economica, da mettere probabilmente in relazione con gli intensi rapporti politici e militari che Volterra e il territorio circostante instaurano con Roma. Si verifica una trasformazione del paesaggio agrario: i villaggi si ampliano e piccole fattorie sorgono nelle zone di pianura adatte alla coltivazione di cereali, vite e olivo. A partire dal I secolo a.C. lungo la costa [rovine di S. Vincenzino sul F. Cecina a circa 2.250 m dalla foce e presso Segalari di Castagneto Carducci] nascono ville rustiche di proprietà di ricchi aristocratici, nelle quali venivano prodotte derrate (cereali, vino e olio) destinate, oltre che alla sussistenza, al commercio terrestre e marittimo, come testimoniano le numerose fornaci (La Mazzanta, Palazzetto dello Sport) per la produzione di anfore da trasporto. Un ruolo importante nell'economia del territorio era svolto anche dall'attività di estrazione del sale praticata nelle lagune costiere. Fino alle soglie del Medioevo l'assetto economico del territorio non sembra subire grandi mutamenti come dimostra la continuità di vita delle piccole e medie aziende agricole e delle ville rustiche attive almeno fino al V secolo d.C."

Pasquinucci (2003) così introduce il capitolo sull'Area archeologica di S. Gaetano di Vada della Guida archeologica della Provincia di Livorno: "L'abitato di *Vada Volaterrana*, porto etrusco e romano di Volterra, era nell'area dell'attuale Vada e a Nord di essa. Qui, in località S. Gaetano, è in corso di scavo un settore

dell'abitato antico. Indagini stratigrafiche effettuate dalla Università di Pisa (Dipartimento di Scienze Storiche del Mondo Antico) hanno dimostrato che l'area era stata occupata da un villaggio di capanne, databile all'850±50 a.C. in base ad analisi archeometriche (carbonio C14) effettuate su uno dei pali lignei pertinenti alle abitazioni.

Lo scavo del villaggio fornisce dati significativi per la ricostruzione del paleoambiente: l'abitato risulta infatti coperto da reperti malacologici caratteristici di ambiente marino a bassa salinità e profondità, che documentano un'ingressione marina nell'area.

Questa venne abbandonata fino al I secolo d.C., quando vi fu costruito un quartiere dell'abitato romano che si estendeva in prossimità del porto antico”.

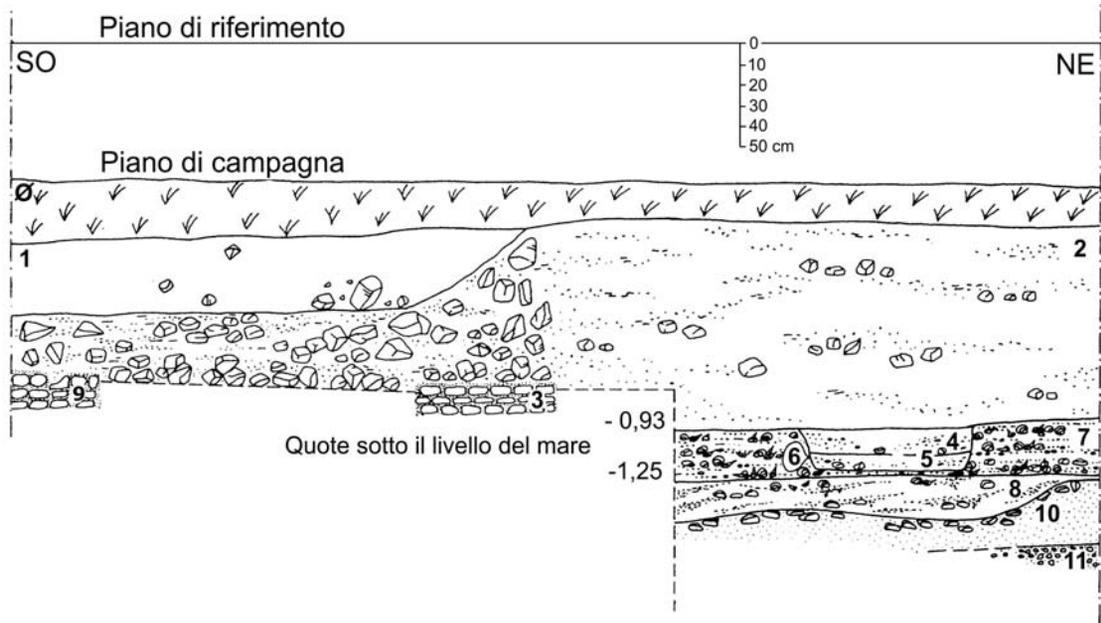


Figura 57 - Sezione lungo il saggio stratigrafico di S. Gaetano di Vada: 0 – terreno agricolo; 1 – strato di manipolazione antropica recente; 2 – sabbia mista a malta disfatta, ciottoli di <Panchina> e materiale eterogeneo anche moderno; 3 – fondazione del muro perimetrale orientale degli *horrea*; 4 – sabbia a granuli fini mista a rari piccoli ciottoli appiattiti, di spiaggia, e a scarsi frammenti in ceramica di impasto; 5 – sedimento analogo al precedente, ancora documentante la frequentazione antropica; 6 – fossa grosso modo circolare; 7 – sabbia con piccoli ciottoli di forma irregolare, mista a numerosissimi fossili di ambiente lagunare a comunicazione con il mare aperto; 8 – sabbia a granuli di dimensioni medie con alcuni fossili (analoghi ai precedenti), lenti arrossate, carboncini e frammenti di ceramica d'impasto; 9 – parte inferiore di un muro divisorio interno degli *horrea*; 10 – sabbia a granuli fini misti a numerosissimi frammenti di ceramica d'impasto; 11 – ghiaia a piccoli ciottoli irregolari che corrisponde con il livello della falda freatica (da Mazzanti et al., 1995).

Così lo scavo archeologico di S. Gaetano di Vada (Fig. 57) ha messo in evidenza, a quota – 1,25 m, arrossamenti, resti di carboncini e frammenti di ceramica d'impasto, denotanti una frequentazione umana riferibile al Ferro arcaico, al di sopra del fianco verso terra del lido più interno (Figg. 55 e 57) (Mazzanti et al., 1995). La formazione di questo lido deve quindi essere almeno di un poco precedente, mentre ancora al Ferro arcaico corrisponde la deposizione, tra le quote di – 1,25 e di – 0,23, del livello che gli si sovrappone e che è costituito da sabbia con piccoli ciottoli e presenta un'associazione fossilifera di ambiente lagunare a limitata comunicazione col mare. Infatti in questo livello è stata rinvenuta una fossa grossolanamente circolare, di chiara escavazione antropica, riferibile ancora al Ferro arcaico per presenza di alcuni frammenti in ceramica quasi esclusivamente di impasto. Al di sopra di questo piccolo livello lagunare lo scavo ha messo in evidenza le costruzioni dell'ampio complesso edilizio riferite al I sec. d.C. (Fig. 57). Nell'insieme è stato scavato un intero quartiere portuale, con due strutture termali, un *macellum*, gli *horrea*, una *schola* e una fontana monumentale (Pasquinucci, 2003).

Il litorale di Vada presenta un grande interesse per la stratigrafia della parte superiore dell'Olocene, nell'am-

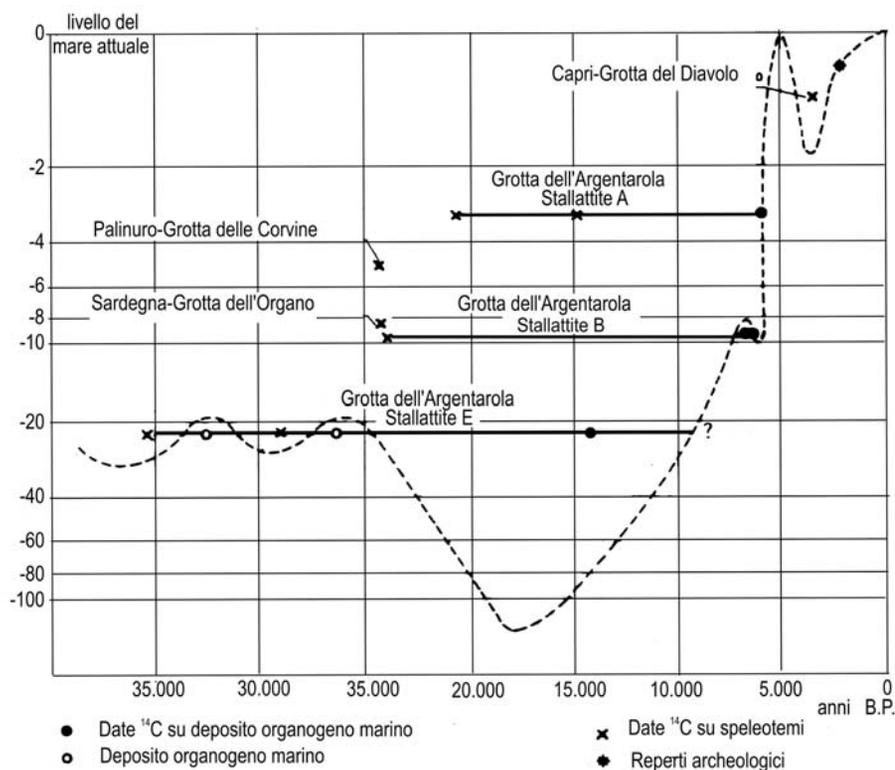


Figura 58 - Curva indicativa delle oscillazioni del livello marino nel Tirreno Centrale per il Pleistocene Superiore-Olocene, le ordinate sono in scala logaritmica (da Alessio et al., 1992).

bito dello spessore di non più di 8 m che, nel sottosuolo, corrispondono alla sedimentazione olocenica. Questa si è svolta negli ambienti di spiaggia sottile, talora intercalata dall'emersione di lidi che isolavano lagune in parziale o temporanea comunicazione col mare oppure evolvevano in paludi. Da questo punto di vista generale è infatti noto che la sedimentazione in ambiente di spiaggia durante l'Olocene ha subito grandemente l'influenza del sollevamento del livello del mare iniziato dopo la fase di minimo assoluto corrispondente a 18 – 20 ka (fase di Würm III dei Glaciologi oppure OIS 2 con livello del mare a quota -110 o -120 m). Dopo questo livello di minimo (Fig. 58) è iniziato il sollevamento che, seppure prevalente, non è stato continuo ma intervallato da due brevi periodi di inversione, ben individuati intorno 6,500 ka e 3,500 ka, con punte di abbassamento di circa 2 m ciascuno (Alessio et al., 1992).

Dallo scavo di S. Gaetano è noto che nel Ferro arcaico il più interno dei due lidi paralleli affioranti nella pianura olocenica di Vada era emerso e frequentato dagli uomini e che ancora al Ferro arcaico appartengono i reperti al fondo della cavità subcircolare operata nel livello lagunare presente tra le quote -1,25 e -0,93. Poiché in Toscana la <civiltà> del Ferro viene ritenuta iniziare intorno al I millennio a.C., è ragionevole riferire la formazione del lido in questione alla fase di abbassamento marino di 3,500 ka e la deposizione del livello lagunare parzialmente sovrapposto alla successiva ripresa del sollevamento intorno, appunto, a 3,000 ka. Secondo questa ipotesi la bassa falesia, presente tra la pianura olocenica e il terrazzo del Pleistocene Superiore nell'entroterra di Vada, potrebbe corrispondere alla massima ingressione marina olocenica durante il forte sollevamento del livello tra i 6,000 e i 5,000 ka (Fig. 53).

Più incerta risulta l'attribuzione cronologica del lido più esterno del litorale di Vada. La sua frequentazione sembra documentata solo dal I sec. d.C., età corrispondente anche a quella delle costruzioni dell'insieme di edifici incontrati negli scavi archeologici. Considerandone la natura almeno parzialmente eolica, si può pensare ad una evoluzione durante la fase <fredda> nota tra il IX e il III sec. a.C. con un livello del mare più basso di quello attuale di 1 m o poco più. Questa interpretazione sarebbe in armonia con la tomba ellenistica rinvenuta a -1,20 m di profondità scavata nel fondale roccioso della Baia Miramare di Castiglioncello.

Il T.^{ZZOII} a Palmentello-Lumiere e la P.^{nura} del Cornia

Le aree pianeggianti a Sud di S. Vincenzo fino al Pod. T.^{re} Nuova e a Nord ed Est del F.^{SO} Allacciante, ad eccezione del piccolo C.^{lle} di Montegemoli, geomorfologicamente sono state suddivise da Censini et al. (1992), in T.^{ZZO} di Palmentello-Lumiere e P.^{nura} del Cornia (compreso in quest'ultima il piccolissimo C.^{lle} di Casalappi), per la netta prevalenza di affioramenti di depositi attribuibili al Pleistocene Superiore nella prima e di quelli dell'Olocene nella seconda (Fig. 18). Tra S. Vincenzo e il Pod. di T.^{re} Nuova i sedimenti riferibili al Pleistocene Superiore si allineano, con una stretta fascia di non più di 100 m di Calcareniti di Biserno, alla altrettanto stretta fascia di dune costiere ed alla spiaggia; tra T.^{re} Nuova e Montegemoli i sedimenti del Pleistocene Superiore risalgono, oltre l'allineamento del F.^{SO} Allacciante in modo piuttosto sfrangiato, su rocce del Dominio Ligure e del Dominio Toscano del R.^{ev} di Piombino; tra Montegemoli e Venturina il limite tra i sedimenti del Pleistocene Superiore e quelli dell'Olocene è segnalato dall'incisione operata dal F. Cornia e, parzialmente, dal sovralluvionamento delle sue esondazioni; verso l'interno, infine tra Venturina e S. Vincenzo, i sedimenti del Pleistocene Superiore (Sabbie di Donoratico) talora si attestano e altre volte si sovrappongono alle Sabbie di Val di Gori del Pleistocene Medio. Questa giacitura può giustificare l'attribuzione dei primi al T.^{ZZOII}, in quanto da un punto di vista generale analoga a quella già descritta per il T.^{ZZOII} a Livorno e a Rosignano Solvay, ciò sia che le Calcareniti di Biserno corrispondano al Tirreniano III, come supposto da Censini et al. (1992) e da Costantini et al. (1995), sia che siano più recenti corrispondendo, invece, all'OIS 3 (tuttavia sempre rientrante nel Pleistocene Superiore), nel caso siano coeve del III livello trasgressivo della Falesia di Baia Baratti (Camp. Bar.4), recentemente attribuito a tale età da Mauz (1999). D'altra parte che le Sabbie di Donoratico rientrino almeno in parte nel Pleistocene Superiore anche nell'ambito del T.^{ZZOII} a Palmentello - Lumiere è attestato dal rinvenimento di industrie del Musteriano al Pod. Pellegrino e al C.^{sale} Le Capanne (Galiberti, 1970) e di Musteriano denticolato al Pod. P.^{gio} alle Formiche (Galiberti, 1984).

Nella differenziazione tra il T.^{ZZOII} e il T.^{ZZOI} a Sud di S. Vincenzo non c'è la sola, del resto importante, differenza tra le Sabbie di Donoratico, presenti nel primo, e le Sabbie di Val di Gori, caratteristiche del secondo; infatti mentre le prime occupano l'ampia e non profondamente solcata superficie superiore del T.^{ZZO} di Palmentello-Lumiere, le seconde riempiono, anche se parzialmente, valloni molto profondamente incisi nelle rocce del Dominio Ligure, del Dominio Toscano e, addirittura, del sottostante batolite granodioritico di Campiglia M.^{ma}. L'escavazione di questi valloni risale quindi almeno al Pleistocene Medio ma può essere anche assai più antica, come vedremo in seguito (Val di Gori, B.^{tro} Bufalone, i due, senza nome e senza acque ma molto profondi che scendono da Campiglia M.^{ma} verso NO, attraverso la Mad.^{na} di Fucina, e verso SO, attraverso la C.^{sa} Romanella). In alcuni di essi, peraltro, oltre alle Sabbie di Val di Gori sono penetrate anche le Sabbie di Donoratico, secondo quanto documentato all'interno del B.^{tro} ai Marmi, dove il profondo scasso praticato per l'allargamento della strada ha messo in luce un profilo alla cui base affiora questa formazione, contenente industria musteriana. In prossimità del tetto ed immediatamente sopra ai livelli con industria litica, è stato rinvenuto un orizzonte pedogenetico di tipo *fragipan* che potrebbe indicare una fase a clima moderatamente freddo, in accordo con le ipotesi più sopra fatte riguardo all'ambiente nel quale si depose questa formazione. La sequenza continua sopra alle Sabbie di Donoratico con una dozzina di metri di depositi di versante alternati a colluvi, costituiti in parte da materiali derivanti dallo smantellamento di Alfisuoli (Boschian, 1996), cioè dell'alterazione pedologica frequentemente riscontrata nelle Sabbie di Val di Gori, molto frequenti nei dintorni.

In Figura 29 è riprodotta la sezione geologica, localizzata in a-b di Figura 18, ripresa da Censini et al. (1992) per mostrare il sottosuolo del T.^{ZZO} di Palmentello-Lumiere ed eseguita sulla base del rilevamento di superficie e delle stratigrafie di quattro pozzi localizzati nella Carta geologica di Costantini et al. (1995).

La superficie del T.^{ZZOII} a Palmentello - Lumiere da poco a NO di questa prima località fino a T.^{re} Nuova fu incisa nella valle del Rio Emiliano e nella sua confluyente F.^{sa} Calda, fino a quando la risalita del livello del mare posteriore all'ultima fase glaciale peggiorò il deflusso delle acque in queste valli strette e poco pendenti determinandone l'allagamento (Lago di Rimigliano) fino alla recentissima bonifica (Mazzanti et al., 1982).

Un episodio collegato con la sedimentazione olocenica della trasgressione versiliana è rappresentato dalle Sabbie brune, leggermente carboniose e con frammenti ceramici dell'Età del Bronzo (Fedeli e Galiberti, 1979) che giacciono 75 m a Sud di La Punticella di S. Vincenzo sotto alla duna attuale (Fig. 59 B) e probabilmente in parte

sotto alla spiaggia. In corrispondenza di La Punticella è possibile anche vedere (Fig. 59 A), specialmente durante le basse maree e con calma di mare, affiorare il tetto delle Calcareniti di Biserno del Pleistocene Superiore al di sotto di pochi cm di Breccie di La Punticella, sormontate a loro volta da un esile livello di Arenarie di S. Vincenzo – P.ta del Molino (Mazzanti et al. 1981). Questi due sedimenti olocenici sono posteriori a circa 3 ka (inizio dell'attività fusoria del ferro in Toscana) ma non è ancora precisabile con esattezza a quale fase storica siano riferibili, potendo in realtà coincidere con il periodo etrusco/romano o con quello medievale, che corrisposero entrambi ad un'intensa attività fusoria nei dintorni di S. Vincenzo, ma anche tra la V.^{la} Margherita di Donoratico e Le Marze all'inizio settentrionale del delta del F.Ombrone. E' questo il notevole tratto di mare lungo il quale i litorali sabbiosi sono bordati, fino su fondali di circa 2 m, da sedimenti semiconsolidati tipo Arenarie di S. Vincenzo – P.ta del Molino che contengono clasti di scorie della lavorazione del Ferro (d'ora innanzi più semplicemente <Spiagge ferrate>, secondo la spiritosa definizione di Pardi, 1990).

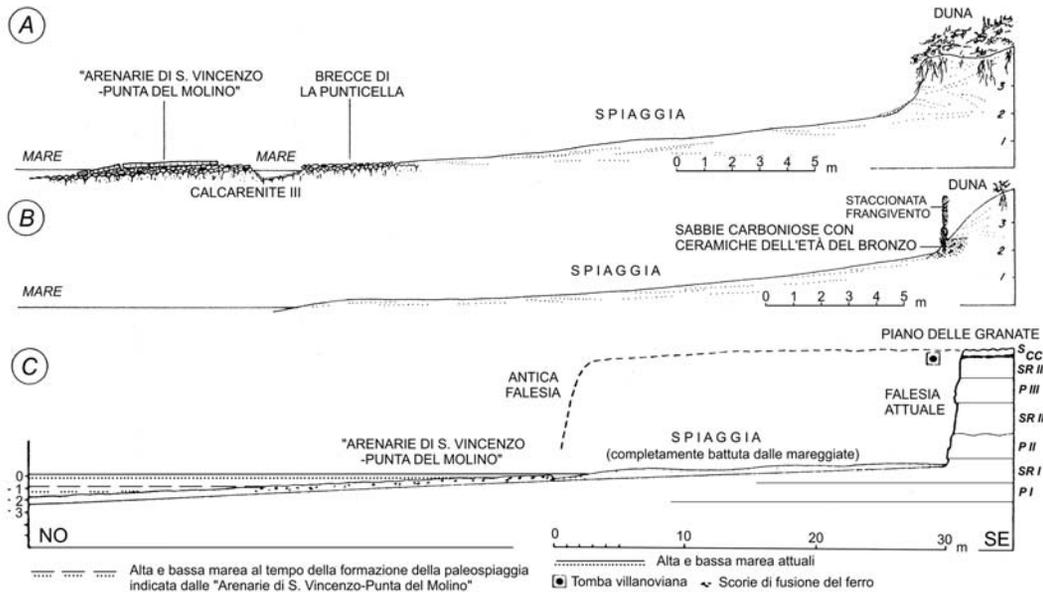


Figura 59 - A – Sezione geologica in corrispondenza de La Punticella a Sud di S. Vincenzo per mostrare i rapporti tra Breccie di La Punticella ed Arenarie di S. Vincenzo-Punta Molino. Entrambe queste formazioni contengono abbondanti clasti della fusione dei materiali ferrosi elbani (da Mazzanti et al., 1981). B – Sezione posta circa 75 m a Sud de La Punticella, in corrispondenza del piccolo affioramento di sabbie brune, leggermente carboniose e con frammenti ceramici dell'Età del Bronzo (da Fedeli e Galiberti, 1979). C – Sezione attraverso il litorale della Baia Baratti all'altezza del Piano delle Granate; P I – <panchina> I; SR I – sabbie rosse I; P II – <panchina> II; SR II – sabbie rosse II; P III <panchina III>; SR III – sabbie rosse III; CC – ceneri e carboni; S – suolo (da Pasquinucci e Mazzanti, 1987).

L'olocenica P^{nura} del Cornia, definita in Fig. 18, è limitata ad Ovest dal R.^{evo} di Piombino e dal T.^{zzo} di Palmentello-Lumiere, a Nord dai M.^{ti} di Campiglia e di Suvereto e ad Est dal R.^{evo} di Montioni, bordato da una stretta fascia di Sabbie di Donoratico fino a Follonica; un anello di quest'ultime circonda anche il piccolissimo R.^{evo} di Casalappi, che sbuca fuori dalle alluvioni oloceniche. E' in quest'ultima località che Galiberti (1970) cita la presenza di industria del Musteriano, ma di incerta attribuzione, mentre sicura è la presenza di Musteriano tipico e di Musteriano tipico - charentiano a C.^{sa} Rossa di Riotorto (Galiberti, 1984) e, ancora a Riotorto, di Paleolitico Superiore (Galiberti, 1970); tutti questi reperti documentano anche in queste località l'attribuzione al Pleistocene Superiore delle Sabbie di Donoratico.

Il F. Cornia, ricevuto sulla sinistra il T. Milia, suo maggiore affluente, e dopo aver percorso circa altri 2 km, entra nell'ultimo suo tratto dalla Stretta di Forni, propaggine meridionale del M.^{te} Peloso (parte centrale della Struttura Campiglia-Montioni, con affioramenti del Dominio Toscano e del Dominio Ligure) e con la punta estrema rivestita di Sabbie di Val di Gori. A valle della Stretta di Forni il manto alluvionale della pianura si allarga da meno di 1 a 4 km, verosimilmente per uno scalino tettonico, nascosto al di sotto dei depositi alluvionali, probabile prolungamento verso Sud della faglia di Belvedere-Suvereto a direzione N150 e ben visibile nel tratto superficiale rilevato da Costantini et al. (1995).

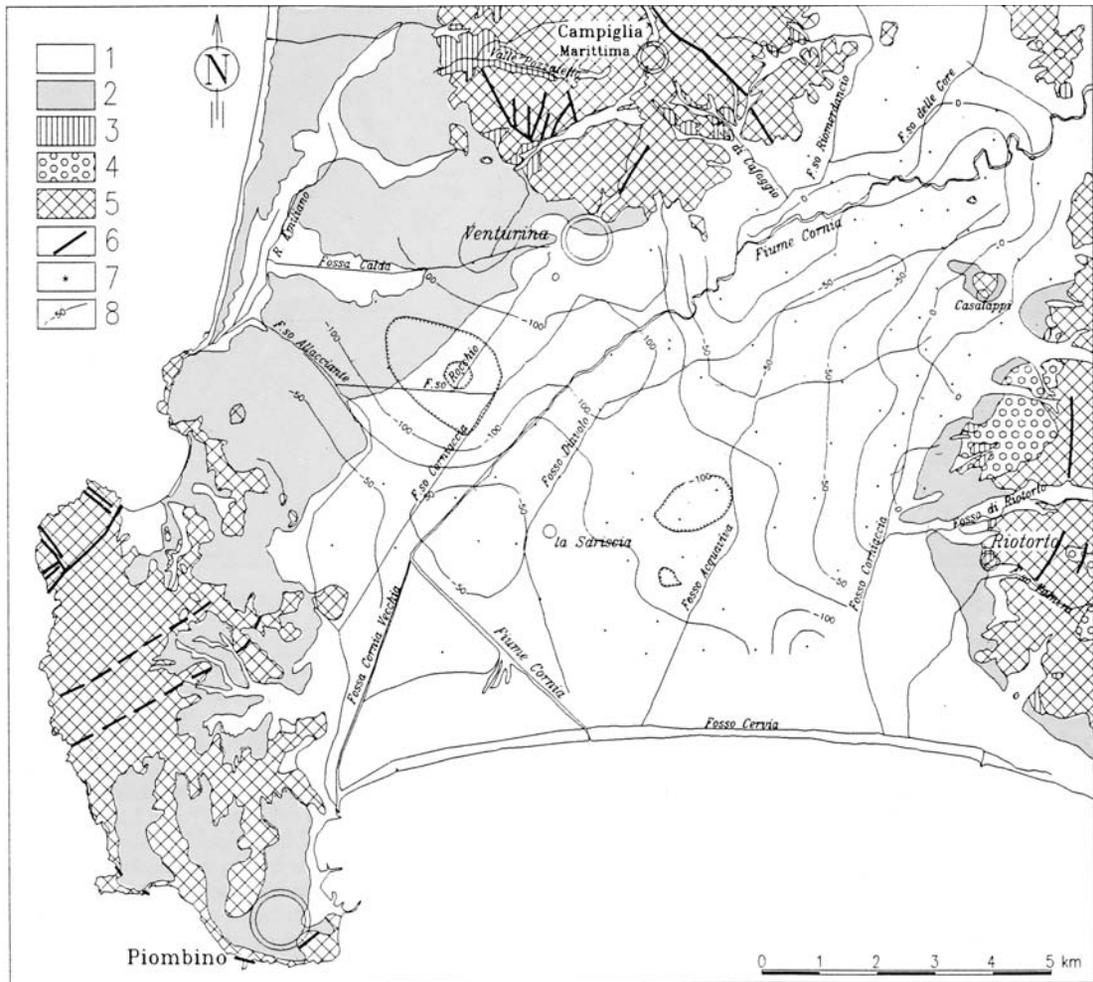


Figura 60 - Carta delle isoipse della superficie sepolta Se_2 . 1 - Sedimenti alluvionali, palustri, lagunari e dei cordoni dunari (Olocene); 2 - Sabbie di Donoratico (Pleistocene Superiore); 3 - Sabbie di Val di Gori, Travertini e Conglomerati di Pod. S. Luigi (Pleistocene Medio); 4 - Conglomerati di Montebamboli (Miocene Superiore); 5 - Insieme delle rocce anteriori al Miocene Superiore; 6 - Faglie; 7 - Indicazione dei sondaggi S.E.V.; 8 - Isoipse della superficie sepolta Se_2 (da Censini et al., 1991).

Tra Suvereto e Venturina (Figg. 18 e 60) giungono nella P^{nura} del Cornia ampi valloni sovralluvionati da depositi olocenici percorsi attualmente da fossi, che appaiono del tutto inadeguati alle dimensioni di questi valloni, quali il F^{SO} del Notro - delle Gore, il F^{SO} del Riomerdancio, con il suo affluente di destra F^{SO} del Cafaggio solcante il ventaglio di fossi che si riuniscono al Palazzaccio. Questi due ultimi sistemi vallivi sono stati incisi prima del Pleistocene Superiore perché sono abbondantemente ingombri di Sabbie di Val di Gori.

Uno studio particolare è stato eseguito in questa pianura e nel sottosuolo del T^{ZZOII} di Palmentello-Lumiere da Censini et al. (1992) dal quale traiamo i risultati principali:

il riconoscimento, su tutta la Piana di Palmentello-Lumiere, di tre sequenze sedimentarie ciascuna delle quali formata in basso da successioni trasgressive di spiaggia o, tutt'al più, di facies marina costiera e in alto da successioni di spiaggia emersa, o di duna, o di piana litoranea ancora collegata ad apporti eolici di provenienza costiera; tutte queste sequenze sono riferibili al Pleistocene Superiore;

la precisazione della posizione delle faglie nel sottosuolo della pianura e del terrazzo con la documentazione di una struttura a *Graben*, ad asse NO-SE, e di una importante dislocazione trasversale nella parte centrale;

una ricostruzione di maggior dettaglio della evoluzione paleogeografica della stessa area a seguito dei dati biostratigrafici dei sondaggi ENEL riportati in Bartolini et al. (1989);

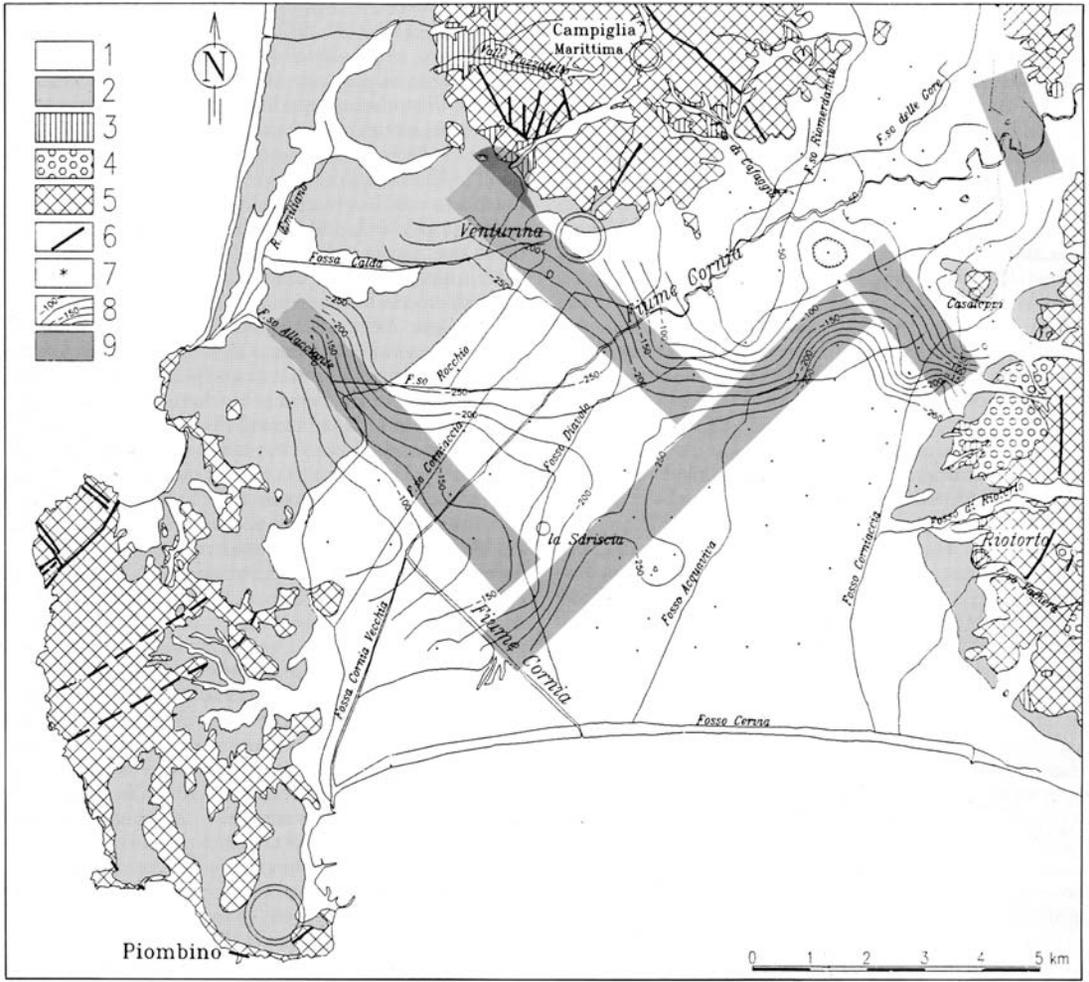
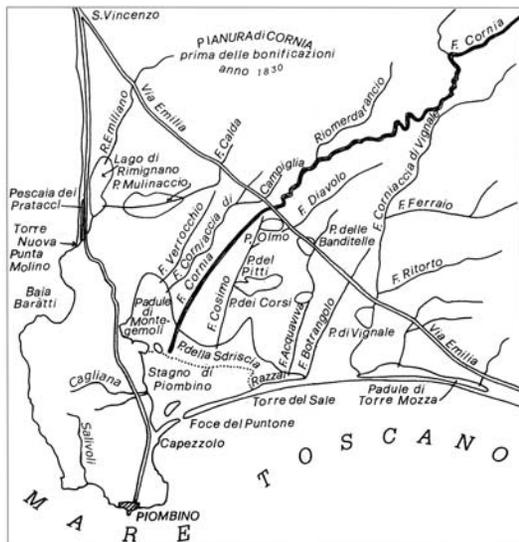


Figura 61 - Carta delle isoipse delle formazioni anteriori al Miocene Superiore (Superficie sepolta Se_1 . 1 - 7 come in Figura 60; 8 - isoipse del tetto delle formazioni anteriori al Miocene Superiore; tratti a notevole ripidità della Superficie Se_1 (verosimilmente corrispondenti a faglie o fasci di faglie).



l'individuazione di due superfici di discontinuità della resistività (Se_1 e Se_2) di grande interesse per l'interpretazione dell'evoluzione geomorfologica di tutta l'area.

Infatti la Se_1 , che si abbassa fino a - 200 m (Fig. 60), può corrispondere all'andamento della superficie delle formazioni pre-neogene; la Se_2 , che si abbassa fino a - 100 m e segna la base di un insieme di litologie ricche di ghiaie e conglomerati oltre che di calcareniti, sabbie ed argille (Fig. 61), può corrispondere a fasi sedimentarie pleistoceniche oltre, ovviamente, alle oloceniche. Le isoipse tra - 50 e 0 di quest'ultima mettono molto bene in evidenza il <Vallone sepolto antiappenninico>, leggermente spostato a Sud dell'attuale corso del Cornia con fianchi piuttosto regolari per circa 8 km a valle della Stretta di Forni.

Figura 62 - La Pianura di Cornia prima delle bonificazioni, carta stampata nel 1830, derivata dalla *Carta del Granducato di Toscana di Giovanni Inghirami* e riprodotta ingrandendo la toponomastica per agevolare la lettura (da Mazzanti, 1996).

La Figura 62, derivata dalla <Carta del Granducato di Toscana> di Inghirami (1830) mostra con precisione (in grisé) la grande quantità di zone umide che esistevano tra la Via Emilia e il R.^{evo} di Piombino <prima delle bonificazioni>. Lo S.^{gno} di Piombino va inteso come sempre allagato e già esistente per la sosta che vi fece Rutilio Namaziano verso la fine del V sec. d.C., il Padule di T.^{re} Mozza e la Pescaia dei Pratacci sono chiaramente <lame> retrolitoranee; nessun corso d'acqua sfociava direttamente in mare.

Per quanto riguarda le presenze e le attività umane in questo territorio disponiamo del sunto schematico di Francovich e Bianchi (2003): “Dai filoni metalliferi dei monti Campigliesi si estraeva il rame, il piombo, l'argento, in misura minore il ferro, l'allume e forse lo stagno ... Nella cosiddetta età dei metalli è molto probabile la frequentazione di queste aree [relativamente] interne da parte di genti eneolitiche alla ricerca di materie prime, come risulta dall'individuazione di alcune sepolture dell'età del Rame in località Biserno e dal ritrovamento di manufatti litici dello stesso periodo nella pianura del Cornia. Se segnali di vita rapportabili all'antica e media età del Bronzo sono ancora poco numerosi, maggiori evidenze si hanno per l'età finale, a cui sono riferibili tracce insediative lungo la fascia costiera ed alcuni insediamenti dell'interno, di cui restano a testimonianza le evidenze in località Vallin del Mandorlo presso S. Carlo, databili al X secolo a.C.

Mentre durante l'età del Ferro ci fu una maggiore concentrazione di insediamenti nel golfo di Baratti e nelle alture circostanti, è probabile che i nuclei abitativi nel distretto minerario del campigliese rimanessero stabili. La frequentazione dell'area interna è del resto testimoniata dalla presenza di una necropoli villanoviana nelle propaggini di Monte Pitti (IX-VIII secolo a.C.) e un gruppo di inumazioni in località Biserno (fine IX-inizio VIII secolo a.C.).

Dal VII secolo a.C. le risorse metalliche erano controllate da gruppi gentilizi etruschi facenti capo a Populonia, retta in questo periodo da una classe dominante già molto attiva. Importanti tracce di frequentazione risalenti al periodo etrusco sono rappresentate dalle tombe a tumulo con ricchi corredi rinvenute alle pendici di Monte Pitti ed in località San Dazio a cui sembra ricollegabile l'abitato di Poggio Le Strette. Degli abitati di altura di questa fase, attivi perlomeno sino al II-I secolo a.C. e legati a proprie aree di sfruttamento minerario, rimangono labili segni rappresentati da mura costruite a secco, mentre le tracce delle attività metallurgiche sono riconoscibili sotto forma di cumuli di scorie lungo i fossi del Temperino e di Capattoli.

Dopo la conquista romana del territorio, un diverso orientamento della politica imperiale in campo minerario determinò l'inizio di una lenta e graduale decadenza di Populonia. Ciò portò una riorganizzazione della rete abitativa con lo sviluppo di una serie di insediamenti minori e di ville lungo la fascia costiera e nell'entroterra, ai limiti della zona mineraria, che sopravvissero fino alla tarda antichità”.

Il R.^{evo} di Piombino

Da un punto di vista geomorfologico conviene considerare l'appartenenza al R.^{evo} di Piombino di tutti gli affioramenti di Macigno del Dominio Toscano e dei sovrapposti affioramenti di rocce del Dominio Ligure, del Pleistocene Superiore e dell'Olocene compresi tra il mare e il F.^{so}Allacciante (Fig. 18), ciò tanto più da quando il lavoro di Censini et al. (1992) ha individuato una scarpata sepolta nel substrato maggiormente resistivo ai sondaggi geoelettrici, che è verosimile corrisponda ad una faglia, al di sotto del tratto settentrionale di questo fosso. E' poi evidente che la copertura dei sedimenti quaternari sopra l'area del rilievo, anche se piuttosto vasta verso Sud e verso Est, è poco profonda. Eseguiamo la descrizione di questi depositi ad iniziare dalla foce del F.^{so}Allacciante.

La scarpata in sinistra del fosso mostra questa sezione da Ovest (in destra di Fig. 63) verso Est; ne diamo la descrizione dal basso secondo Mazzanti et al. (1981):

- 1 – Arenaria Macigno del Dominio Toscano;
- 2 – Sabbia grossolana rossa, colluviale;
- 3 – Sabbia grossolana e fine con clasti sparsi, colluviale;
- 4 – Calcarenite sabbiosa (... di Biserno) con concrezioni intrasedimentarie verticali e fossili marini;
- 5 – Sabbie rosso-arancio (... di Donoratico) con laminazione incrociata alla base.

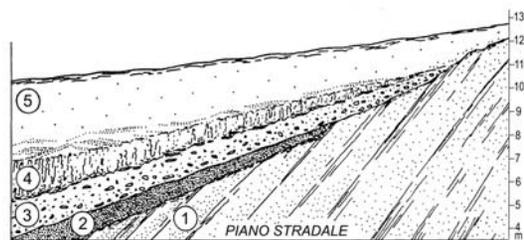


Figura 63 – Piccola sezione visibile in sinistra del F.^º Emissario dell'ex Lago di Rimigliano (oggi bocca settentrionale del F.^º Allacciante) in vicinanza della Punta del Molino. 1 – Arenaria Macigno dell'Oligocene del Dominio Toscano; 2 – Sabbia grossolana rossa, colluviale; 3 – Sabbia grossolana e fine con clasti sparsi, colluviale; 4 – Calcarenite sabbiosa (... di Biserno) con concrezioni intrasedimentarie verticali e fossili marini; 5 – Sabbie di Donoratico con laminazione incrociata alla base (da Mazzanti et al. 1981).

I livelli 2 e 3 corrispondono al deposito subaereo del versante in arenaria Macigno in quel sito piuttosto alterabile e disgregabile, il sedimento 4 è stato deposto in mare (presenza di piccoli Pectinidi, *Glycymeris*, etc.) e risulta trasgressivo sul livello 3 chiudendosi <a bietta> al di sotto del livello 5 che arriva a sormontare direttamente il Macigno; questo fatto non meraviglia, vista la prevalente natura eolica delle Sabbie di Donoratico. Ma questa sezione rivela dei particolari più interessanti della pur notevole successione stratigrafica, infatti:

- a – la presenza di concrezioni intrasedimentarie verticali sul livello 4 di calcarenite sabbiosa malgrado che la sua base, corrispondente con una delle fasi trasgressive del Tirreniano, presenti una inclinazione di 25-30°;
- b – il limite massimo dei sedimenti di facies marina trasgressiva è a quota 11 m;
- c – la trasgressione si è sviluppata su due livelli di alterazione colluviale dell'arenaria Macigno presentanti superfici di strato con inclinazioni solo impercettibilmente superiori rispetto alla superficie trasgressiva.

Da queste evidenze è possibile dedurre che l'insieme non ha subito dislocazioni tettoniche dal momento che si è formato, a meno che queste ultime non siano avvenute rigorosamente sulla verticale. E' poi evidente che la trasgressione del Livello 4 è avvenuta per sollevamento marino sopra una superficie precedentemente inclinata e ricoperta di depositi colluviali che l'energia del mare non è riuscita ad erodere. Infine facciamo notare che il termine Calcarenite sabbiosa di Biserno va ora letto <calcarenite sabbiosa>, con iniziale minuscola perché con significato esclusivamente litologico e locale, non potendo ormai avere alcun riferimento formazionale, date le complicazioni che recentemente si sono aggiunte, con l'avvento delle pur auspicabili determinazioni di età radiometriche, nella precisazione dei diversi livelli della successione litologica del Pleistocene Superiore.

La Figura 64, tratta da Costantini et al. (1995), è la sezione geologica tra il P.^{gio} S. Leonardo e Lumiere che, all'altezza della Fatt. Alba dista circa 500 m dall'affioramento di cui sopra. Anche questa sezione è stata ricostruita sulla base del rilevamento di superficie e di sei pozzi; l'interpretazione proposta ovviamente non è l'unica possibile. Essa parte dalla considerazione della presenza nei sedimenti del Pleistocene Superiore in tutta la Toscana Costiera di almeno tre cicli trasgressivi dovuti a glacioeustatismo, indipendentemente dalla loro attribuzione rispettivamente agli OIS 5e, 5c, 5a oppure all'OIS 5e, 5c, 3. Per ora interessa mettere in evidenza il piccolo spessore del Livello q9_b, equivalente in Censini et al. (1992) alle Sabbie di Donoratico, in tutta la sezione ma, particolarmente, fino all'altezza del F.^º Allacciante; va inoltre ricordato il ritrovamento tra il P.^{gio} S. Leonardo e la V.^{la} Barone De Stefani di industrie di Musteriano denticolato su ciottolotto (Galiberti e Perrini, 1997) e di Gravetto-epigravettiano (Galiberti, 1964), ben rientranti nell'ambito del Pleistocene Superiore. Tuttavia non va trascurato che nei sondaggi lungo questa sezione non sono comparsi livelli di calcareniti che invece compaiono in altri sondaggi laterali.

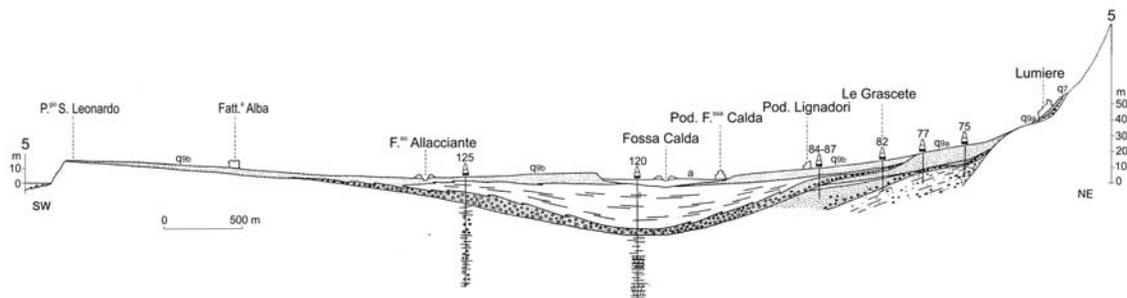


Figura 64 - Sezione geologica tra il P.^{gio} S. Leonardo e Lumiere per mostrare la possibilità di rintracciare tre cunei sedimentari del Pleistocene Superiore (da Costantini et al., 1995).

Proseguendo nella descrizione del versante orientale del R.^{ev} di Piombino, continuano gli affioramenti delle Sabbie di Donoratico con esili spessori, dimostrati dall'affiorare delle rocce del substrato al P.^g al Lupo ed in altri più piccoli, e con quote in genere minori di 20 m fino all'altezza di Montegemoli; anche in queste località l'appartenenza al Pleistocene Superiore delle Sabbie di Donoratico è documentata dalla presenza di industrie del Musteriano, sia pure d'incerta attribuzione (Galiberti, 1984) a Ponte alle Bufale-Piscina degli Olmi e a Montegemoli I e II.

A Sud di Montegemoli (Fig. 18) si aprono i valloni della Cagliana e del Conventaccio, molto ampi e caratterizzati dal riempimento di Sabbie di Donoratico talora fino a quote intorno a 90 m, quindi ben maggiori di quelle comuni nelle valli precedenti. Inoltre al di sotto delle Sabbie di Donoratico, a quote relativamente molto alte, sono presenti strati di conglomerati la formazione dei quali è indizio di una fase climatica prevalentemente umida, ben diversa da quella in maggioranza eolica ed arida che ha corrisposto alla deposizione delle stesse Sabbie di Donoratico; infine va precisato che al di sotto e intercalate a queste ultime cominciano ad apparire piccole lenti di calcareniti in genere a stratificazione incrociata, verosimilmente di origine eolica. Alla Foce della Cornia Vecchia (Fig. 60) inizia l'area industriale, portuale e cittadina di Piombino ormai preclusa alle osservazioni superficiali. A monte di quest'area compaiono due notevoli affioramenti di depositi del Pleistocene Superiore: quello orientale, del Poggetto e del Cotone, quello occidentale che giunge fin sotto il M.^{te} S. Maria. Sono caratterizzati entrambi dal prevalere delle Sabbie di Donoratico tuttavia con la presenza, alla base e intercalate, di piccole lenti di calcareniti a stratificazione incrociata; i sedimenti del Pleistocene Superiore sorpassano quote di 50 m nel primo e di 100 m nel secondo. Più ad occidente dei precedenti si trova l'ampia V.^{le} di Salivoli (Fig. 18), anch'essa riempita da sedimenti del Pleistocene Superiore ma con una abbondante presenza delle calcareniti che appaiono sotto alle Sabbie di Donoratico fino presso alle punte massime degli affioramenti intorno la quota 150. Sulla valle di Salivoli, ormai anch'essa troppo antropizzata, Mazzanti (1984) riferisce: "Salivoli è una lunga (circa 2 km) valle pre-tirreniana aperta a SW e come tale totalmente riempita, talora fino a quote di 125 m, dalla <Panchina> eolica sopra la quale poggiano notevoli placche di sabbie rosso-arancio tipo Donoratico. Alla base di queste ultime, al passaggio con la <Panchina> fu trovato un discreto livello a *Orcula* e *Limnaea* (II ediz. del F° 127 della C.G.I.; Jacobacci *et al.*, 1968) legato verosimilmente a un piccolo, temporaneo, padule di sbarramento retrodunare della valle. Il substrato e la parte bassa della <Panchina> appaiono dietro la spiaggia del Golfo di Salivoli ma l'esposizione non è tale da potervi eseguire osservazioni di dettaglio quali la ricerca di fossili".

Dalla P.^{ta} del Falcone, che culmina con un minimo deposito di calcareniti, fino alla P.^{ta} delle Pianacce (Fig. 18) di Populonia la falesia di Macigno del versante occidentale del R.^{ev} di Piombino è punteggiata di minuscoli affioramenti di calcareniti e di Sabbie di Donoratico. Percorriamo questa magnifica falesia dalla Cala Moresca verso NNO tra strati riarsi e scoscesi di Macigno, che tagliano trasversalmente il procedere agevole, e tra l'inizio della macchia mediterranea su, al di sopra di circa venti metri, dove comincia il suo aspro intrigo vegetale ricoprente tutto il promontorio roccioso fino alla strada-sentiero di crinale: gli strati del Pleistocene Superiore sormontano e fiancheggiano minime spianate, ora sospese, abrase dal mare tirreniano e rimaste a documento di una costa necessariamente continua, reincisa al traverso dai botri würmiani, impetuosi nel gettarsi in un mare di circa 100 m più basso dell'attuale.

Il primo affioramento di calcareniti si incontra sulla sinistra della strada panoramica, attuale adattamento dell'antico <Sentiero dei Cavalleggeri>, scende fino al mare ricoprendo, appoggiandosi, un contatto di sovrapposizione tra rocce del Domino Ligure sul Macigno del Dominio Toscano; precisazione questa indispensabile per chiarire che questo contatto tettonico, molto antico rispetto ai tempi quaternari, riguarda le rocce del substrato ma non il minimo affioramento degli <appoggiati> sedimenti del Pleistocene Superiore. Percorsi altri 250 m della strada panoramica si incontra un altro lembo di calcareniti, denominato come in antico I Tufi (Fig. 65) e che è stato descritto da Mazzanti (1984): "... la successione pleistocenica riempie una piccola porzione di antica valle pre-tirreniana scavata nel Macigno. Il fondo di questa (con un punto più basso della sezione, osservabile dalla sottostante spiaggia, a circa 5 m di quota) presenta grossi ciottoli arrotondati di Macigno sopra ai quali si trova una sabbia rossa grossolana a matrice argillosa mista a livelli di breccie stratificate (per uno spessore massimo di 3 m in corrispondenza dell'asse della paleovalle, mentre si chiude ai lati). Questo livello è sormontato da uno di <Panchina> con fossili marini per i primi 20 cm, mostra al di sopra laminazione piano-inclinata da spiaggia emersa ed evolve verso facies dunari nelle parti superiori raggiungenti la quota 50 [all'altezza della strada]".

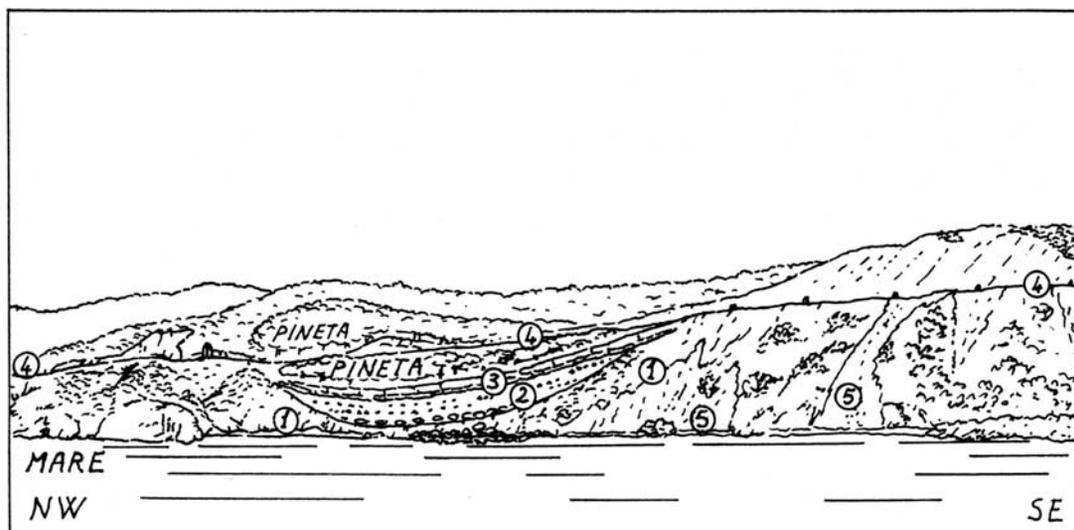


Figura 65 - Visione panoramica della sezione del Pleistocene Superiore de I Tufi sulla costa occidentale del P.^{torio} di Piombino: 1 – Arenaria Macigno del substrato; 2 – Banco di base del Pleistocene Superiore formato da grandi ciottoli di Macigno in basso e da sabbia grossolana a matrice argillosa con livelli di breccie stratificate; 3 – Banco superiore di <Panchina> di facies marina in basso ed eolica in alto; 4 – Profilo della strada – sentiero; 5 – Materiali franati.

Percorrendo il mezzo chilometro che separa I Tufi dalla Spiaggia Lunga (Fig. 18) affiorano due minimi lembi di Sabbie di Donoratico; il primo all'altezza della strada il secondo poco più in basso, entrambi intorno a quota 25. Si giunge così all'affioramento di Sabbie di Donoratico sovrastante la Spiaggia Lunga e che, verosimilmente al centro, corrisponde al parziale riempimento del relitto di un ripido botro pre-tirreniano. A questo punto la strada panoramica gira a 90° per raggiungere la strada-sentiero di cresta e il proseguimento del percorso costiero diventa molto meno agevole; infatti da qui l'abbandonato Sentiero dei Cavalleggeri sprofonda nell'ispida macchia e si avverte solo col piede e, dopo avere incontrato altri due piccolissimi lembi di Sabbie di Donoratico, dall'alto si intravede la minacciosa presenza semisommersa dello Scoglio della Morte, tranello per il navigante in difficoltà che cercasse rifugio nella piccola baia di Rio Fanale (Fig. 18). Il botro al centro di quest'ultima presenta due discrete spianate in sinistra e destra sui 15 m di quota e ricoperte di Sabbie di Donoratico; cioè ha la struttura tipica di un recesso vallivo che ha corrisposto ad una discreta cala nel Tirreniano per poi avere il centro profondamente inciso dal Rio Fanale durante le fasi di mare basso intratirreniane o würmiane. Una situazione analoga è presente ai due lati del botro che divide la piccola cala 100 m a Nord della P.^{ta} di Rio Fanale, a sua volta caratterizzata da una modesta spianata ricoperta da Sabbie di Donoratico, e, ancora più a Nord, la stessa struttura è visibile in corrispondenza della V.^{le} Fornazione in Cala del Termine, allo sbocco del botro che scorre a Sud del P.^{gio} Tondo e in sinistra e destra del F.^{so} S. Quirico allo sbocco della cala omonima (Fig. 18). Un altro piccolo affioramento di Sabbie di Donoratico si trova lungo questa falesia in corrispondenza della P.^{ta} della Galera mentre le Buche delle Fate (Fig. 18), in destra del botro che scende dal P.^{gio} Guardiola, sono aperte in calcareniti e sono state così descritte da Mazzanti (1984): "Su questi depositi furono aperte le <Buche delle Fate>, tombe etrusche del periodo ellenistico di tipo ipogeo con scalinata di accesso scavata interamente nella roccia, della quale si può ripetutamente osservare le strutture sedimentarie e la granulometria di tipo eolico. Si tratta di un deposito di duna che ha riempito una valle pre-tirreniana aperta a SW, cioè nella direzione del vento dominante (del III quadrante) proveniente dal mare". Questo affioramento è sovrastato da un altro, cartografato come Sabbie di Donoratico (Costantini et al., 1995) giacente una decina di metri al di sopra, intorno quota 113. Altri affioramenti <anomali> e piccolissimi di Sabbie di Donoratico sono segnalati sul crinale del R.^{evo} di Piombino in corrispondenza del M.^{te} Pecorino (a circa quota 200) e del M.^{te} Massoncello (a circa quota 285), minimi residui d'erosione da non sottovalutare perché indicativi che tutto il rilievo è stato investito nel passato da venti, ben più forti degli attuali, capaci di sollevare e trasportare materiali con granulometrie notevoli. Gli affioramenti di calcareniti e di Sabbie di Donoratico del versante occidentale del R.^{evo} di Piombino

ai poggi della Fornace e di San Leonardo. Esso si discosta di poco dall'andamento arcuato della baia, raggiungendone la maggiore distanza (circa 3 km) in corrispondenza di Poggio Pecorino e sottende un bacino imbrifero di soli 519 ha. Per questa ragione e per la poca elevazione dei rilievi di questo spartiacque i brevi corsi d'acqua che sfociano nella baia (Botro di Sant'Antonio, due botri discendenti dal Poggio Guardiola, Fosso delle Grotte, Fosso di Valgranita, Fosso delle Casine, Fosso di San Leonardo) sono normalmente privi di acqua, salvo dopo piogge di una certa intensità che abbiano investito il piccolo bacino imbrifero sotteso dallo spartiacque stesso.

L'allineamento Poggio Malassarto – Torre Baratti [P.^{ta} delle Pianacce – Le Grotte in Fig. 66] suddivide due aree ben differenziabili dal punto di vista morfologico e paesaggistico: a Ovest la zona <montana>, completamente rocciosa e ricoperta di bosco di leccio e castagno, salvo l'estremità settentrionale del Poggio di Populonia, sopra la quale si estende un'oliveta; ad Est la zona bassocollinare e pianeggiante, in prevalenza impostata su sabbie e su alterabili scisti argillosi [particolare questo da non sottovalutare nella ricerca di una causa della notevole variazione morfostrutturale di cui sopra], tenuta a coltivi tranne una fascia di macchia mediterranea che ammantava il Poggio delle Granate e l'orlo superiore della falesia costiera, di nuovo rocciosa, che da questo stesso poggio si estende fino al Poggio San Leonardo.

Un sistema dunare, lungo poco più di 500 m e non più largo di 100, borda il retro della parte centrale della stretta spiaggia che si estende al fondo della baia. Una bella pineta artificiale ammantava completamente queste dune; fu impiantata nella prima metà del XIX secolo per volere di Leopoldo II Granduca di Toscana [si possono leggere questi particolari nella cartina geologica di Fig. 66].

La cittadella di Populonia, stretta nel piccolo recinto delle mura medievali costruite dagli Appiani, domina dall'alto del poggio omonimo il fianco SW della baia. Molto più ampi sono i recinti delle mura ellenistiche [ma in alcuni tratti di certa costruzione anteriore] e dell'arce etruschi. Questi si estendono lungo tutto il crinale del fianco destro della valle del Botro di Sant'Antonio fino alla sommità del Poggio Guardiola per raggiungere, più verso SW, la Cala San Quirico, sul versante opposto del medesimo poggio; circondano inoltre completamente il Poggio di Populonia intorno alla quota di 150 m; un ultimo tratto di queste mura unisce i precedenti, più o meno in corrispondenza del crinale dei poggi fra la Baia Baratti e la Cala San Quirico. Un così ampio recinto di mura testimonia l'importanza che questa città ebbe nel periodo etrusco. Ciò è confermato dal grandissimo numero e dalla ricchezza dei sepolcreti che sono stati rinvenuti intorno a tutta la baia e nelle colline circostanti.

In questo studio la presenza dei sepolcreti può servire sia per dare una misura dell'avanzamento della linea di riva (quando siano stati messi in luce dall'erosione marina), sia per datare il momento di maggiore sviluppo dell'attività fusoria del ferro i cui residui li ricoprono. Questa ingente quantità di scorie fornisce a sua volta un elemento particolarissimo per seguire lo sviluppo della sedimentazione e dell'erosione nella baia dall'epoca etrusca in poi”.

Ancora dal lavoro di Cortemiglia et al. (1983) traiamo quanto segue con l'aggiunta di alcune considerazioni nuove: “Nell'insieme la Baia Baratti è una tipica insenatura di forma simile ad un semicerchio, con spiaggia al fondo [e falesia nel terzo di NE con l'affioramento dei tre livelli trasgressivo-regressivi, ormai famosi, di sedimenti del Pleistocene Superiore, secondo la colonna stratigrafica di Figura 32], che non riceve attualmente rifornimenti sedimentari dai tratti di costa adiacenti né dal retroterra dal quale gli apporti alluvionari sono praticamente nulli. Come tutte le altre valli che scendono verso Est e verso Sud del Promontorio di Piombino anche quella di Baratti è stata parzialmente colmata da sedimenti colluviali, alluvionali ed eolici che ne hanno molto addolcito e mascherato le forme originali”. Le maggiori di queste valli si svilupparono e approfondirono in un periodo assai antico, non ben indicabile con precisione, sicuramente tuttavia tra tardo-Messiniano e Pliocene Inferiore, per ammettere il passaggio dall'area dell'Elba dei fiumi che trasportavano i ciottoli d'eurite in Maremma (Brandi et al., 1968; Mazzanti, 1980; Bartolini et al., 1983). Oggi possiamo specificare meglio che, per l'area ristretta tra l'Isola d'Elba e Campiglia M.^{ma}, il collasso tettonico, con sommersione marina, sembra non sia avvenuto prima del Pliocene Medio, *vide* i dati di un sondaggio ENEL dell'area tra Piombino e Follonica riportati da Bartolini et al. (1979). In fine Cortemiglia et al. (1983) così concludono: “Durante le fasi interglaciali del Pleistocene l'innalzamento del livel-

lo del mare spingeva le spiagge sempre più in alto entro queste valli sollevando il livello di base dei corsi d'acqua che le drenavano. Questo innalzamento favoriva il colmamento delle valli stesse con sedimenti alluvionali e colluviali e conferiva loro la forma appiattita e l'idrografia incerta che attualmente le caratterizza.

Decisamente dovuta solo all'azione del mare è la forma arcuata molto regolare della spiaggia. Le piccole irregolarità di curvatura della quale sono dovute ad accumuli di sabbia o a più ridotta erosione in punti riparati da placche di arenarie oloceniche con scorie ferrose, in spiaggia, o ad affioramenti di rocce del substrato, sulla battigia, come avviene lungo i due promontori che delimitano la baia" (Fig. 66).

Delle valli che scendono verso la Baia Baratti il F.^{SO} delle Grotte risulta la più interessante in quanto vi si può vedere la prevalenza di calcareniti nel settore più alto fino a circa quota 125 e la presenza delle Sabbie di Donoratico nel settore medio fino a quota circa 45, al di sotto della quale prevale nettamente fino al mare l'area dei ricoprimenti e degli scavi archeologici recenti, vecchi e addirittura anche antichi, visto che furono gli stessi Etruschi ad iniziare a ricoprire le loro necropoli con gli scarti della fusione delle ganghe ferrose. In questo vallone, di escavazione anteriore e riempito di sedimenti verosimilmente del Pleistocene Superiore, Cortemiglia et al. (1983) hanno raccolto buoni campioni di calcareniti per l'esame microscopico in zone di prelievo relativamente piccole ma bene esposte anche per l'esame di facies. Riprendiamo qui dal loro lavoro: " Il significato geologico e le caratteristiche sedimentologiche di questi depositi di origine eolica sono identici come è stata l'utilizzazione che ne è stata fatta nell'Antichità in quanto vi furono aperte cave importanti di <Panchina> eolica e numerose tombe ipogee del periodo ellenistico (IV-III secolo a.C.).

Il foltissimo manto boschivo che ricopre queste località ostacola le ricostruzioni generali delle successioni stratigrafiche; tuttavia da osservazioni frammentarie si può affermare che le Sabbie rosse si trovano più frequentemente sopra la <Panchina> eolica, anche se qualche lembo isolato ne è conservato al di sotto.

Le uniche osservazioni sulle strutture sedimentarie di questa <Panchina> sono effettuabili su alcune pareti delle antiche cave e delle tombe a ipogeo. Ovunque nel Fosso delle Grotte ciò sia stato possibile questo sedimento arenaceo è risultato fittamente laminato con lamine piane estese anche diversi metri, inclinate da 25° a 30° mediamente verso Est, con una deviazione di $\pm 10^\circ$. Sono state osservate lamine inclinate verso ESE ed anche verso SE. Qualche misura di inclinazione ha fornito valori compresi fra 40° e 55°, ma si tratta di misure su grandi blocchi leggermente ruotati verso valle probabilmente a causa del cedimento di sottostanti Sabbie rosse incoerenti. I venti che accumulavano le sabbie eoliche dovevano spingerle entro il Vallone delle Grotte verso SW e verso Ovest per cui le lamine risultavano inclinate all'incirca verso Est, cioè lungo la massima pendenza dell'accumulo che andava formandosi. Qualche struttura tipo duna poteva svilupparsi con una faccia orientata verso SE e questo spiega le lamine che si immergono secondo questa direzione.

Tutte le arenarie esaminate sono a grana media con tendenza verso le sabbie fini e talvolta verso le sabbie grossolane; le classi modali sono comprese fra i 180 μ ed i 730 μ . Al microscopio queste arenarie risultano ben selezionate, con trascurabile percentuale di matrice e con un 30-35% di cemento spatico e qualche granulo molto arrotondato da 2 mm o poco più. Sono frequenti clasti sostituiti da calcite spatica ed i clasti calcarei costituiscono dal 40 al 50 % del totale della roccia. Questi ultimi sono prevalentemente di origine organica ma non mancano granuli di micrite calcarea provenienti dalla formazione *alb* [cioè dell'<Alberese> del Dominio Ligure]. Gli organismi più rappresentati sono: le Alghe Corallinacee, i Briozoi, seguono i Lamellibranchi, gli Echinidi e i Foraminiferi.

La grande quantità di elementi carbonatici spiega la cementazione di questo sedimento carbonatico arenaceo (tipo <Panchina>) addossato a rilievi intagliati nel <Macigno> che non possono fornire acque cementanti calcaree.

E' possibile che gli attuali corpi arenacei rappresentino solo la parte inferiore degli originari accumuli eolici, cementata dal carbonato di calcio ricavato dall'acqua piovana sciogliendo una parte più o meno importante degli elementi calcarei della zona superiore delle sabbie stesse. La sommità degli originari accumuli, poco o niente cementata, è stata probabilmente asportata dall'erosione prima ancora della ricopertura da parte delle Sabbie rosse. La notevole percentuale di bioclasti in queste

sabbie è prova della loro provenienza da sabbie di spiaggia esposte, prive di vegetazione per l'abbassarsi del livello marino durante l'inizio delle fasi glaciali". Fin qui quanto poterono osservare, agli inizi degli anni Ottanta del secolo scorso, Cortemiglia et al. (1983) nel percorso "... particolarmente suggestivo che conduce attraverso un bosco di querce alla necropoli delle Grotte, scavata all'interno di un'antica cava, posta nella parte alta del parco [Archeologico di Baratti, Marcucci e Megale, 2003c] da cui si gode uno splendido panorama sul Golfo di Baratti e sulla Val di Cornia. Oltrepassato il Campo all'Arpia, il sentiero sale verso la cava della Protome, una cava di calcarenite che deve il suo nome alla vicina tomba della Protome costituita da una camera ipogea scavata nella roccia e decorata all'esterno da una testa femminile scolpita nella roccia stessa. Seguendo il percorso si giunge alla cava Piccola e al Belvedere, da cui si ammira la spettacolare cava delle Grotte, sfruttata dal VII al III secolo a.C. per l'estrazione della pietra panchina e dopo l'abbandono, in età ellenistica, utilizzata come necropoli.

Sul fronte di cava sono state ricavate tombe a camera ipogee disposte su più piani, delle quali una soltanto è sfuggita ai saccheggi dei tombaroli negli anni '60 e '70: la tomba 14 che conteneva il corredo funebre di una donna cremata.

Risalendo il costone della cava si possono visitare le uniche tombe dipinte di Populonia, la tomba del Corridietro decorata con onde correnti e la tomba dei Delfini, costituite da una camera ipogea lungo la quale sono disposti i letti funebri e alle quali si accede mediante numerosi gradini intagliati nella roccia.

Nella discesa che conclude la Via delle Cave sono visibili le cosiddette tombe Limitrofe, anch'esse a camera ipogea, in uso fra il IV e il II secolo a.C."

Disceso il F.^{SO} delle Grotte ed oltrepassata l'ampia area del Pod. S. Cerbone, quella più ricca di scorie ferrose ora attrezzata a Parco archeologico, si giunge alla spiaggia, strettissima presso l'oratorio di S. Cerbone e un poco allargantesi verso NE, comunque tutta lavata dalle mareggiate e adesso interrotta da scavi in corso spinti al di sotto dell'attuale livello del mare per seguire delle costruzioni ovviamente antiche (Fig. 66). Proseguendo lungo la spiaggia all'altezza del Pod. Casone con la bassa marea iniziano ad affiorare depositi arenacei appena cementati con clasti di scorie ferrose e di ceramica primitiva (cioè analoghe alle Arenarie di S. Vincenzo – P.^{ta} del Molino). Circa 150 m oltre il Pod. Casone si alza la duna ricoperta dalla pineta e la spiaggia, al centro della baia, raggiunge la larghezza maggiore, pur essendo ancora delimitata lungo la riva dalle arenarie semisepolte. Dopo circa 600 m di questa situazione finisce la duna e progressivamente si alza la falesia (Fig. 5 in Cortemiglia et al. 1983, qui riprodotta in Fig. 67) con i tre livelli trasgressivo-regressivi del Pleistocene Superiore rappresentati in Figura 32. Nello stesso tratto la spiaggia si riduce man mano interrompendosi contro l'affioramento del livello inferiore di calcarenite che mostra alla base grossi clasti calcarei forati dai litodomi. Poco oltre, verso Nord, ma in una zona ancora raggiunta dal getto di riva, affiorano, o si possono scoprire togliendo qualche ciottolo, rocce del Dominio Ligure, maggiormente affioranti sul fianco settentrionale della baia, cioè il substrato della successione stratigrafica del Pleistocene Superiore. Così lungo i circa 600 m della falesia al fondo NE della Baia Baratti si possono successivamente rintracciare i tre tipi morfologici più frequenti illustrati nell'introduzione al capitolo sulla <Stratigrafia e morfologia del Pleistocene Superiore e dell'Olocene> di questo volume e cioè: la tipologia a T.^{ZZO}II semisommerso dal mare, dalla spiaggia e dalle dune oloceniche, la tipologia a T.^{ZZO}II semisommerso dal mare olocenico, la tipologia a Falesia Versiliana ridossata alla Tirreniana. Insistiamo su quest'ultima tipologia che appare lungo gli ultimi 200 m della Falesia Versiliana della Baia Baratti con calcareniti del primo livello che si innalzano, verso l'interno, dal livello del mare fino a circa 15 m prima di essere ricoperte dalle Sabbie di Donoratico di I fase (Fig. 66), a ridosso dell'apice della Falesia Tirreniana al di sotto del P.⁸¹⁰ della Fornace, quindi in continuazione dell'affioramento sulla Falesia Versiliana ma un centinaio di metri più nell'interno. Nella Figura 66 sono stati suddivisi i tre livelli di calcareniti (in Fig. 4 di Cortemiglia et al. (1983) segnati con lo stesso simbolo data la ristrettezza degli affioramenti alla scala della carta, ma nella nostra Fig. 66 segnalati con simboli differenti) e sono state cartografate indipendentemente la I e l'insieme della II-III fase delle Sabbie di Donoratico. Circa 200 m a OSO del P.⁸¹⁰ Grattalocchio fra le Sabbie di Donoratico di I fase e il substrato di rocce del Dominio Ligure è segnalato un minuscolo affioramento di calcareniti

(fra le quote 15 o 20 m e a strutture intrasedimentarie suborizzontali del tipo di quelle di I fase) e circa 250 m a SO del P.^{g10} delle Granate fra le Sabbie di Donoratico di I fase e quelle di II-III fase è segnalato un discreto affioramento di calcareniti (riteniamo quelle di II fase trovandosi poco sotto quota 10 e mostrando lunghe strutture intrasedimentarie del tipo di quelle di II fase visibili lungo la vicina Falesia Versiliana).



Figura 67 - Schizzo panoramico d'insieme mostrante la sezione della spiaggia e della falesia della trasgressione del Versiliano (cioè attuale e in lenta regressione secondo quanto dimostrato in C di Fig 59): 1 - <Panchina > I; 2 - Sabbie rosse I; 3 - <Panchina > II; 4 - Sabbie rosse II; 5 - <Panchina > III; 6 - Sabbie rosse III; 7 - Sabbie miste a ceneri, carboni e frammenti fittili; 8 - Sabbie superiormente pedogenizzate; 9 - Arenarie con scorie ferrose e clasti fittili; 10 - Spiaggia; 11 - Lame d'acqua in espansione sulla spiaggia; 12 - Flutto frangente (ultima linea dei frangenti (da Cortemiglia et al., 1983).

Questi ultimi indizi rivelano che non è lecito confondere la Falesia Versiliana con quella Tirreniana in quanto erano state precisamente distinte da Cortemiglia et al. (1983) e con questo cade l'asserzione di Barbara Mauz "Cortemiglia et al. (1983) attribute the three marine layers in the Gulf of Baratti-section to the three Substages of the *LIG*. Their interpretation assumes the shoreline in Substage 5c and 5a to be located on a higher level than in Substage 5e" (p. 1181-1182). Al contrario la ricostruzione di Cortemiglia et al. (1983) è conforme a quanto noto nella disposizione del T.^{ZZOII} a Livorno e a Rosignano Solvay, che in definitiva sono le aree più indagate del Tirreniano della Costa Toscana nelle quali, ripetiamo, l'orlo massimo della trasgressione dell'OIS 5e a ridosso di paleofalesia è valutato intorno quota 15 e l'analogo dell'OIS 5c intorno quota 8; ma, se i siti che vengono presi in considerazione non corrispondono a quelli di paleofalesia al massimo delle singole trasgressioni, può capitare, a seconda della distanza di questi siti dall'orlo di ogni massima trasgressione, che i sedimenti dell'OIS 5e si trovino al di sotto di quelli dell'OIS 5d e 5c, per il semplice motivo che le basi delle trasgressioni glacioeustatiche sono inclinate, appunto secondo la risalita del livello del mare e spesso secondo antiche superfici vallive che sono state raggiunte e inondate dal mare tirreniano. Anzi c'è da rimarcare che la sottomissione dei depositi più antichi a quelli più recenti sarà tanto maggiore quanto più la costa interessata sarà ripida ed un eventuale sollevamento tettonico sarà maggiore, ma quest'ultimo non è certo il caso presente a Baratti. A questo proposito va ricordato che molti dei depositi del Pleistocene Medio ad iniziare dai dintorni di Castagneto e di Venturina riempiono valloni di incisione precedente per i quali, considerata nei luoghi la mancanza di affioramenti e di segnalazioni da perforazioni di sedimenti del Pleistocene Inferiore, diventa verosimile un'incisione fin dalla fase di sollevamento tettonico generale nota, per la Toscana Costiera, in corrispondenza del Pliocene Superiore. La trasgressione dell'OIS 5e si è affacciata, talvolta entrandovi più o meno profondamente e comunque riempiendoli di depositi eolici ricchi di granuli calcarei di origine biologica marina, entro i maggiori di questi valloni come, p. es., il F.^{SO} delle Grotte e il Rio di Salivoli, oppure come il sistema del F.^{SO} della Cagliana (Fig. 18) che riunisce un semicerchio di questi valloni convogliandoli verso Est. Altrettanto può essere capitato nell'area della Baia Baratti dove dovevano convergere le ripide e strette valli che solcano il Macigno a NE del P.^{g10} Guardiola

(le due più orientali ormai stracolme di <detriti archeologici>), la valle del F.^{SO} delle Grotte (nei due terzi inferiori anch'essa ingombra di <detriti e meraviglie archeologiche>), la valle del F.^{SO} di Valgranita (ora in gran parte riempita di alluvioni ma intagliata nel Macigno non certo dall'effimero fosso, per metà artificiale, che la percorre oggi), la valle che scende dalla Pescina degli Olmi (anch'essa colma di alluvioni ma che, a valle del Pod. Le Casine ha ben tre pozzi perenni che certo non tirano l'acqua dal T.^{ZZO}II ma verosimilmente da un vallone sepolto negli impermeabili argilloscisti del Dominio Ligure ivi presenti ad Est della linea di sovrapposizione tettonica sul Macigno del Dominio Toscano che congiunge il P.^{GI}O al Finocchio con il P.^{GI}O della Fornace, passando, ovviamente, sotto lo spicchio NE della Baia Baratti) ed infine probabilmente un vallone che, giungendo nella piccola cala (in precedenza gola fluviale?) tra il P.^{GI}O S. Leonardo e il P.^{GI}O della Fornace, poteva dirigersi a SO verso l'area centrale della Baia Baratti, secondo la conformazione attuale del fondale di Macigno rappresentato in Figura 66. Rispetto al vallone della Cagliana la differenza con la Baia Baratti sembra risieda nel fatto che, pur essendo entrambi stati raggiunti dalla Trasgressione Tirreniana, solo la seconda sia stata raggiunta dalla Trasgressione Versiliana; a nostro parere responsabile di questa notevole differenza è stata la formazione, tra la Foce del Cornia Vecchio e Follonica, dell'esile lido che chiude verso mare la P.^{nura} del Cornia. Sulla formazione di quest'ultimo lido l'unico dato disponibile è il reperimento presso T.^{TC} Mozza di un insediamento del Bronzo finale che lo assicura come emerso almeno nella sua sezione più prossima al R.^{EVO} di Montioni (Fedeli e Galiberti, 1979), verosimile area di inizio di questa struttura sedimentaria dovuta all'apporto dei sedimenti dei fiumi Cornia e Pecora redistribuiti sotto l'azione predominante della deriva dei mari del II Quadrante. Comunque anche la formazione, almeno parziale, di questo lido è probabile che sia stata collegata al ripido innalzamento del livello marino dei 6 *ka*, mentre in precedenza il mare deve essere stato notevolmente più lontano dal lido in questione anche se era già iniziata la fase trasgressiva posteriore al Würm III (oppure OIS 2 che dir si voglia).

Il nostro periplo del R.^{EVO} di Piombino termina nella falesia ad Ovest del P.^{GI}O della Fornace in una sezione nel lato meridionale della piccola cala. Su questa sezione si sono espressi Cortemiglia et al. (1983): " Qui si è conservato un lembo della antica costa pleistocenica impostata sul <Macigno> disposto a reggipoggio, cui sono rimasti addossati i sedimenti della seguente successione, che dolcemente immergono verso SW (cioè verso il mare che parzialmente li sommerge):

banco basale di sabbia rossa piuttosto grossolana, con sparse nella parte basale scaglie angolose o poco arrotondate del sottostante <Macigno> (80 cm);

<Panchina> ben cementata, puramente arenacea, a frammenti di Pectinidae e concrezioni sedimentarie sub-orizzontali (10 cm);

<Panchina> con concrezioni intrasedimentarie verticali (2 m)".

In questa sezione, come nella sezione della foce settentrionale del F.^{SO} Allacciante, al di sotto delle calcareniti tirreniane si è quindi conservato un bancone di sabbia limosa rossa di natura colluviale con grandi schegge di Macigno che indicano, assai chiaramente, di essere scivolate su una superficie assai ripida, certamente non adatta alla formazione di un suolo.

Nella Figura 3 (qui riprodotta in Fig. 68) della sezione del Golfo di Baratti, praticamente identica alla Figura 6 di Hearty e Dai Pra (1986), Barbara Mauz (1999) segna un analogo bancone di 1 m di potenza di un "*fanconglomerate*" che effettivamente non siamo riusciti a rintracciare, anche se il fatto è del tutto inconsistente visto che questo tipo di deposito è piuttosto comune quando il substrato è costituito dall'alterabile Fm Macigno. Né siamo riusciti a rintracciare la lama di "*colluvial sediment*" che è segnalata a 2 m dall'inizio della sezione. A questo punto siamo costretti a pignoleggiare in quanto una <sezione> deve corrispondere a una traccia ben precisa che non è stata fornita (il Golfo di Baratti ha una corda di circa 1.900 m), tanto più che la lama di "*colluvial sediment*" è segnalata per suddividere il primo livello di calcareniti in due livelli attribuiti a due diverse fasi sedimentarie per la presenza, appunto di una "*subaerial unconformity*" che è servita all'Autrice per riconoscere un ciclo tirreniano, datato tramite IR/OSL dal Camp. Bar 1 all'OIS 5c di quota 1,8 m, da un secondo ciclo tirreniano sovrapposto, datato tramite TL dal Camp. Bar. 2a all'OIS 5a di quota 2,3 m. La successione dei campioni segue verso l'alto: Camp. Bar. 4 datato tramite IR/OSL all'OIS 3 e prelevato a quota 6 m alla base di un'altra successione di depositi trasgressivi (*silt* con intercalazioni di strati con ciottoli) fino a quota 9 m; Camp. Bar. 6 circa a 9,3 m e Camp. 7a circa a 10,3 m entrambi di retrospiaggia e datati all'OIS 2; infine il Camp. Bar. 7b circa a 10,6 m, datato all'OIS 1 e ancora di

retrospiaggia. A questo punto, fra le segnalazioni della Barbara Mauz (1999) che non siamo stati capaci di rintracciare, riportiamo quanto afferma nella traduzione del riassunto della sua nota: “Questa sezione di scogliera è interessata da faglie normali orientate NNE-SSW, confermando che i processi strutturali di estensione sono ancora attivi [nella sua Figura 7, a direzione NE-SW ma senza alcun riferimento preciso in quale parte della baia sia stata tracciata, l’Autrice segna due faglie nella successione stratigrafica del Pleistocene Superiore con rigetti di 1 m]. I depositi costieri dello Stadio 3, attualmente posti a circa 7 [o 6? Secondo quanto visibile nella sua Figura 3] m sul livello del mare, suggeriscono un tasso di sollevamento anomalamente alto dal momento che la posizione delle relative linee costiere viene assunta tra -40 e -50 m [finalmente un barlume di dubbio fra tanta sicurezza!] (p. 1173). D’altra parte anche le datazioni all’OIS 2 di campioni di retrospiaggia, rispettivamente a circa 9,3 m e 10,3 m, non sono ben allineati con un livello del mare che viene comunemente accettato a circa -100 m e tanto meno è ben allineato con le conoscenze generali il Camp. Bar 7b, attribuito all’OIS 1, e prelevato a 10,6 m. Ovviamente dovremo tornare sull’argomento nel capitolo dedicato alla tettonica.

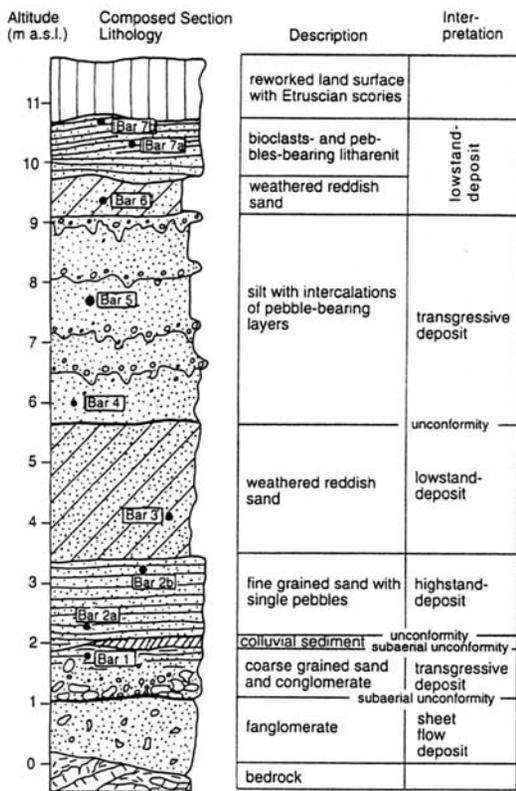


Figura 68 - Colonna stratigrafica ricostruita da Barbara Mauz lungo la falesia della Baia Baratti con la posizione dei campioni raccolti per le determinazioni di età (da Mauz, 1999).

Il R.^{evo} di Piombino è «terra» archeologica per eccellenza e se le sue alte e dirupate falesie occidentali, in netta prevalenza di Macigno, hanno resistito all’assalto delle mareggiate, più foriere di cambiamenti paleogeografici si sono rivelate le grandi variazioni del livello del mare che è possibile leggere al suo contorno a iniziare fin da quando rappresentò una tappa di transito per le genti del Paleolitico Medio che dall’arco collinare di S. Vincenzo - Campiglia poterono passare fino al rilievo elbano e ben oltre ad occidente (Fig. 6). Con il mare più basso di almeno 100 m rispetto all’attuale il R.^{evo} di Piombino, che almeno nelle fasi tirreniane 5e e 5c era stato un’isola, iniziò ad essere frequentato dalle genti del Paleolitico Medio sulla presenza delle quali così sintetizza Fedeli (1983) (Fig. 69): “Da un esame statistico dei materiali rinvenuti in questo ventennio di ricerche [gli anni ‘60 e ‘70] è possibile rilevare su tutta quanta l’area del comprensorio di Piombino una netta prevalenza numerica ed una maggiore diffusione geografica dei manufatti di tipo Paleolitico medio rispetto a quelli del Paleolitico superiore. E’ inoltre interessante notare che la quasi totalità delle stazioni di maggiore consistenza Podere Poggio alle Formiche [in Fig. 69, n. 304], Villa del Barone [n. 291], Piscina degli Olmi [n. 64], Ponte alle Bufale [n. 55], Campo alle Fave [n. 35], Podere La Cagliana [n. 28], Montegemoli [n. 31] si addensa nella parte centro-settentrionale di tale territorio, mentre il rinvenimento di materiali sporadici in settori ad esse intermedi è probabilmente imputabile a movimenti di gruppi provenienti dagli insediamenti principali.

Quanto alla parte meridionale del territorio, le scoperte risultano piuttosto limitate e di minore rilievo. Dal suo versante orientale provengono complessivamente una quarantina di manufatti, raccolti presso Poggio Caselle [n. 5] ed in località S. Rocco [n. 6], mentre pochissima industria litica è venuta alla luce sul lato opposto, nelle località Salivoli [n. 11], Ghiaccioni [n. 16], Casa Mariti [n. 15], Falcone [n. 12] e Picciardo [n. 13]. I dati finora acquisiti lascerebbero pertanto supporre che tutta questa zona fosse soggetta a frequentazioni prevalentemente temporanee e di breve durata, da parte delle genti del Paleolitico medio.

Per ciò che concerne le industrie rappresentate, dobbiamo rilevare che, nella maggior parte delle stazioni, manufatti ottenuti con la tecnica tipica del musteriano compaiono associati ad altri di tipo «pontiniano», ricavati da

altro ostacolo non indifferente è costituito dalle colture agricole e dalla folta vegetazione arborea che riveste ampi appezzamenti di terreno, impedendo qualsiasi azione di ricerca o di verifica di eventuali indicazioni acquisite.

Da un esame dei manufatti finora rinvenuti è risultato estremamente chiaro come era del resto da attendersi, che anche l'area del golfo di Baratti partecipa di quegli stessi orizzonti culturali più estesamente attestati nella sezione di Villa del Barone e nelle altre del promontorio di Piombino; nella zona sono stati raccolti infatti materiali appartenenti ad industrie del Paleolitico medio e superiore, con una certa abbondanza di quella musteriana di facies pontiniana. E' da notare inoltre che i materiali si rinvergono per lo più diluiti in aree di una certa estensione, ed in quantità talmente ridotte che se da un lato servono a documentare la frequentazione della zona da parte dei cacciatori paleolitici, non hanno tuttavia permesso di identificare fino a questo momento alcuna stazione di un certo rilievo".

I territori del R.^{evo} di Piombino, del T.^{zzo} di Palmentello-Lumiere e della P.^{nura} del Cornia hanno rivelato le frequentazioni anche delle genti del Neolitico (Fig. 70) e dell'Età del Bronzo (Fig. 71) in siti e con reperti progressivamente minori specialmente in confronto alla frequenza di quelli del Paleolitico Medio e Superiore.

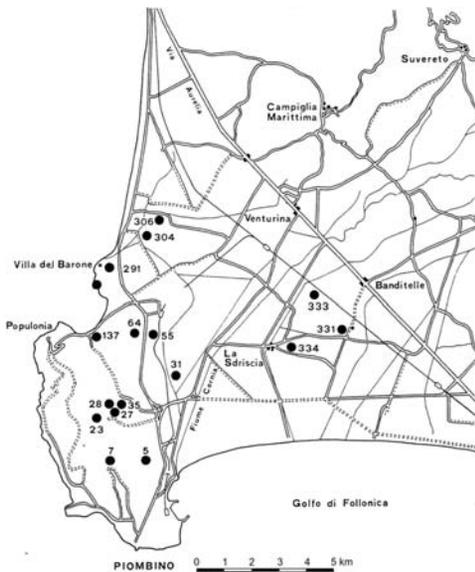


Figura 70 - Distribuzione dei rinvenimenti attribuibili al Neolitico nell'ambito del comprensorio di Piombino (da Fedeli, 1983).

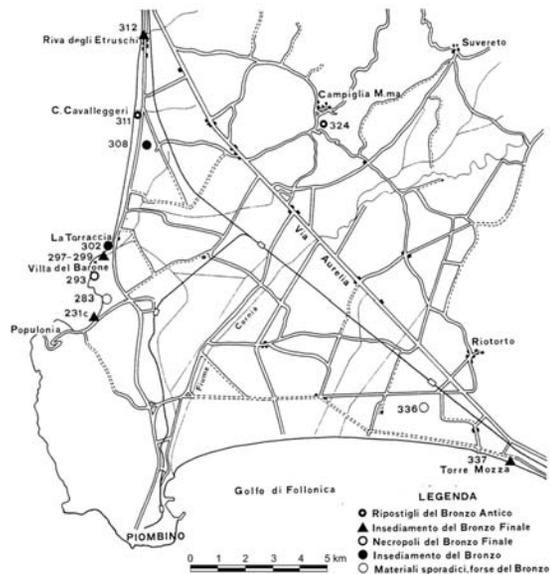


Figura 71 - Distribuzione degli insediamenti dell'età del Bronzo nel comprensorio di Piombino (da Fedeli, 1983).

Dei primi le stazioni maggiori sono note alla V.^{la} del Barone (n. 291 in Fig. 70), al P.^{gio} delle Formiche (n. 304), alla Pineta di Torrenuova (n. 306) e al Pod. La Cagliana (n. 28). Dei siti con reperti del Neolitico sono particolarmente significativi quelli localizzati in territori parzialmente inondati lagunari e palustri, specialmente C.^{sa} Franciana (n. 331) con molti reperti di conchiglie di *Cerastoderma edule glaucum* e La Sdriscia (n. 334), entrambi in posizione molto bassa nella P.^{nura} del Cornia che ormai (cioè intorno 6 ka) doveva essere delimitata da un lido forse un poco più aperto, comunque non molto diverso da quello attuale, dato che il livello del mare in quella fase è considerato molto vicino, se non uguale a quello attuale (Alessio et al., 1992).

Ancora Fedeli (1983) annota: "Il rinvenimento, in alcune delle località che hanno restituito materiali neoneolitici, di un certo numero di macine e macinelli, lascerebbe supporre l'esistenza nei dintorni di qualche villaggio di capanne; di essi però non è stato possibile rinvenire alcuna traccia. La presenza di un discreto numero di schegge e strumenti in ossidiana, costituiti per lo più da lamette a costolature parallele, documenta i contatti e gli scambi che gli abitanti del promontorio dovettero avere, o con le genti che risiedevano nelle isole da cui proveniva la materia prima, o con gruppi di intermediari che la diffondevano attraverso la

Penisola”. Del resto il R.^{ev} di Piombino, localizzato sulla rotta tirrenica di cabotaggio verso il NO mediterraneo e sulla più vicina deviazione per l’Elba e la Capraia, e quindi per la Corsica e la Sardegna, fornito della grande laguna-palude, rivolta a mezzogiorno, e della discreta Baia Baratti, volta a nord-ovest, non meraviglia sia stato una tappa importante della navigazione dei Neolitici, primi gruppi umani a diffondere i commerci marittimi, ma, al tempo stesso, bisognosi di molti approdi per la precarietà delle loro imbarcazioni.

La Figura 71 mostra i siti, effettivamente tutti in riva al mare, salvo quello di Campiglia M.^{ma} nei quali sono stati rinvenuti materiali dell’Età del Bronzo ancora nell’ambito del R.^{ev} di Piombino e zone limitrofe. Sempre Fedeli (1983) informa: “In una posizione dominante il litorale e lo stagno costiero si erge inoltre [cioè oltre ai siti di Riva degli Etruschi, C.^{sa} Cavalleggeri, La Torraccia] il modesto rilievo di Poggio del Molino, sulle cui pendici sono state riscontrate, come abbiamo avuto modo di constatare, abbondanti tracce di un vero e proprio abitato. Gli insediamenti si collocano pertanto in un habitat particolare, che permette di individuare nella pesca e nella raccolta di molluschi alcune delle attività praticate da tali gruppi umani; l’ambiente doveva comunque risultare idoneo anche per attività venatorie aventi come oggetto selvaggina di piccola e media taglia. . . Per quanto riguarda la cronologia dei vari complessi, da un esame tipologico e comparativo dei materiali recuperati è stato possibile determinare che gli abitati di Torre Mozza e del Golfo di Baratti devono avere avuto uno sviluppo pressoché contemporaneo, assegnabile con molta probabilità ad una fase iniziale del Bronzo Finale. Molto più complesso risulta l’inquadramento cronologico del deposito di Riva degli Etruschi, le cui forme vascolari e la relativa sintassi decorativa differiscono sensibilmente da quelle degli altri due insediamenti. La presenza della tazza tronco-conica ad orlo rientrante farebbe propendere per un’assegnazione al Bronzo Finale, in un momento però diverso da quello in cui fiorirono gli abitati di Torre Mozza e di Baratti. Sempre al Bronzo Finale debbono essere ascritti, come abbiamo già avuto modo di riferire, sia le necropoli ad incinerazione di Villa del Barone, che il limitrofo abitato di Poggio del Molino. . . Da quanto finora esposto appare dunque evidente che dopo gli insediamenti di modesta entità attribuibili al Neolitico, il quadro della protostoria del comprensorio di Piombino presenta attualmente una lacuna piuttosto ampia che interessa soprattutto l’età del Bronzo media e recente. A partire dal Bronzo Finale assistiamo invece al moltiplicarsi degli abitati lungo la fascia litoranea, ma la loro durata sarà piuttosto breve e nessuno di essi si protrarrà fino all’età del Ferro, quando i villaggi si concentreranno nell’ambito del Golfo di Baratti”.

Un cenno brevissimo sull’imponente presenza di rinvenimenti di manufatti del periodo dello sviluppo e della maggiore fortuna della città di Populonia e della Baia Baratti si trova in Cortemiglia et al. (1983), estrema schematizzazione tratta dalla lettura del bel libro <Populonia storia e territorio> di Fabio Fedeli (1983), un’opera talmente ricca di dati che non è possibile sintetizzare senza impoverirla e sciuparla, perciò rimandando il lettore interessato a questa opera completa, traiamo queste brevi informazioni dalla nota di Cortemiglia et al. (1983): “Fra la foce del Fosso di Valgranita e Torre Baratti la falesia che orla la spiaggia, divenuta molto stretta, è intagliata prevalentemente in ammassi di scorie residue dell’antica lavorazione di fusione del ferro, di grandi quantità di frammenti fittili, di ceneri e di detriti vari che si estendono per più di 500 m nell’entroterra: è il risultato di un’intensa attività che si svolse per secoli con il trasporto del minerale grezzo principalmente dall’Isola d’Elba e con una prima lavorazione e sgrossatura *in loco*. Questo massiccio ricoprimento di scorie si estende fino oltre la zona del Podere Baratti su circa 20.000 m² di terreno. Fra il 1920 e il 1959 queste scorie, perché ancora ricche di minerale, furono parzialmente scavate per rifornire i moderni altiforni. Vennero così in luce le famose necropoli, conservate nel tempo proprio in virtù del loro seppellimento, iniziato con la fase <industriale> della lavorazione antica del ferro.

I sepolcreti in questa località coprono tutto l’arco dal Villanoviano (IX-VIII secolo a.C.) fino all’Ellenismo e tardo periodo etrusco (IV e III secolo a.C.). I primi manufatti in ferro si rinvennero in tombe delle necropoli villanoviane, ma a Populonia la fase <industriale> cominciò attorno all’ultimo quarto del VI secolo a.C., come è stato dimostrato dai recenti scavi eseguiti sul Poggio della Porcareccia (Martelli, 1981). Tuttavia le necropoli non dovettero essere sepolte contemporaneamente; nella necropoli del Casone, ad esempio, il rinvenimento di ceramiche ellenistiche all’interno della cella della tomba orientalizzante dei Colatoi dimostra che questa sepoltura non era ancora stata ricoperta dalle scorie nel periodo tra la fine del IV e l’inizio del III secolo a.C. E’ noto poi che la fase di maggiore attività fusoria del ferro proveniente dall’Isola d’Elba va considerata fra il III e gli inizi del II secolo a.C. quando gli Etruschi, fra i popoli legati ai Romani, furono con essi solidali al momento della venuta in Italia di Annibale con il suo esercito, fornì-

rono ingenti quantità di ferro per le necessità belliche e contribuirono all'allestimento della flotta di Publio Cornelio Scipione per lo sbarco in Africa. In seguito l'attività fusoria a Populonia dovette avere un repentino abbandono, come indica Strabone che ci descrive questa città ormai quasi deserta sullo scorcio dell'età di Augusto. Né è stata più ripresa su larga scala".

Le cartine delle Figg. da 72 a 74, riprese da Fedeli (1983) con l'aggiunta dei riferimenti all'area di Baratti, che tratta con maggiore definizione di particolari, possono dare un'idea della distribuzione nell'ambito dell'ager populoniese rispettivamente degli insediamenti orientalizzanti (Fig. 72), degli insediamenti e delle necropoli di età ellenistica (Fig. 73), dei centri abitati, degli insediamenti, delle ville, delle necropoli e dei rinvenimenti sporadici di epoca romana (Fig. 74).

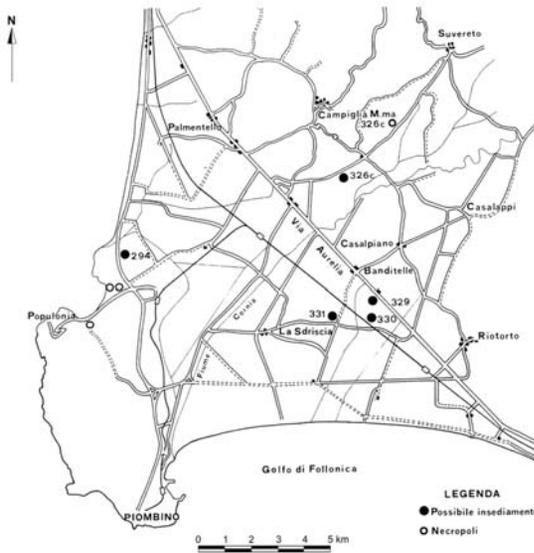


Figura 72 - Distribuzione degli insediamenti orientalizzanti nell'ambito dell'ager populoniese (da Fedeli, 1983).

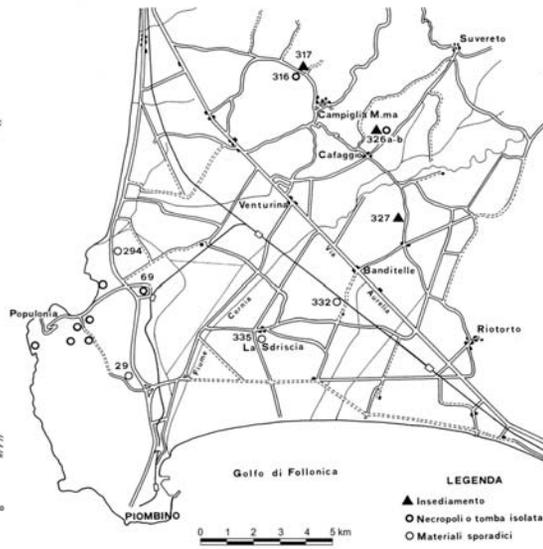


Figura 73 - Distribuzione degli insediamenti e delle necropoli di età ellenistica nel retroterra di Populonia (da Fedeli, 1983).

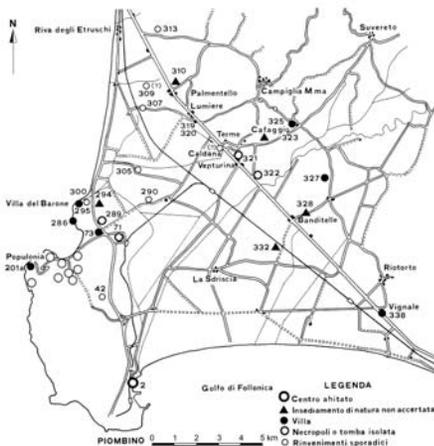


Figura 74 - Distribuzione degli insediamenti e delle necropoli di epoca romana nel retroterra di Populonia (da Fedeli, 1983).

La giacitura di arenarie del tipo S. Vincenzo – P.ta del Molino alla base della stretta spiaggia (circa 30 m) al fondo della Baia Baratti (Fig. 59 C) assume un significato unico in quanto si trova al piede di una falesia viva Versiliana a ridosso di una falesia morta Tirreniana, cioè quelle descritte sopra e aperte nel T.2ZOII, con i loro tre livelli trasgressivo-regressivi. La misura delle quote del limite interno delle Arenarie di S. Vincenzo – P.ta del Molino (ovviamente con presenze di ciottoli di scorie della lavorazione antica del ferro) in questa località, dove affiorano per circa 20 cm solo con le basse maree, e del limite interno della spiaggia attuale a ridosso della falesia viva (mediamente

+1 m sul l.m.m.), oltre alla identità di strutture sedimentologiche nei due depositi (stratificazione sottile pianoparallela, uniformemente inclinata verso terra, tipica dei depositi di spiaggia emersa) hanno fatto prospettare l'ipotesi che i due sedimenti rappresentino un identico ambiente di deposito; secondo questa interpretazione le arenarie con scorie si sarebbero qui deposte al piede della falesia, più avanzata, rispetto a quella attuale, di 30 m, con un livello del mare di circa 1 m inferiore (Pasquinucci e Mazzanti, 1987).

La P^{nura} di Follonica

Questa pianura (Fig. 6) inizia al piede SO del R.^{ev} di Montioni come una stretta fascia che la mette in comunicazione con la P.^{nura} del Cornia (Fig. 18); da Follonica segue il piede SE ancora del R.^{ev} di Montioni fino alla Cura Nuova in prossimità della quale riceve le acque del F. Pecora, suo maggiore confluyente; per poi fiancheggiare i lati SO dei poggi dell'Avvoltore, delle Buche, di S. Ansano e quindi accostarsi ai rilievi di Gavorrano e di Scarlino in direzione SO fino alla Dogana; da quest'ultima località, cioè dopo la piccola Cala di Portiglione (Fig. 75), aperta a maestrale ed ora interrata ma servita da riparo nautico nell'antichità, inizia la lunga e sottile spiaggia che continua con curvatura semiellittica fino alla Foce del Cornia Vecchio al piede del R.^{ev} di Piombino. Questa sottile spiaggia separa dal mare le due pianure: quella del Cornia e quella di Follonica. L'unico corso d'acqua notevole che scorre in questa pianura è il F. Pecora che discende dal *polje* sovrastato dal P.^{gio} di Massa M.^{ma} (Fig. 6), traversa il Piano del Padule ingombro delle <Sabbie calcaree e travertini del F. Pecora> FPE del nuovo 50.000 F° 306-Massa M.^{ma} della C.G.I., dati come risalenti al Pleistocene Medio e/o Superiore (Costantini et al., 2002a) ed infine sfocia nella P.^{nura} di Follonica all'altezza della Cura Nuova. Percorsi circa altri 3 km sulla Fm *a* (<Alluvioni attuali e recenti> del F° 127-Piombino della II Ed. C.G.I., Jacobacci et al., 1968) entra nell'area della bonifica dove è stato più e diversamente canalizzato fino al mare.

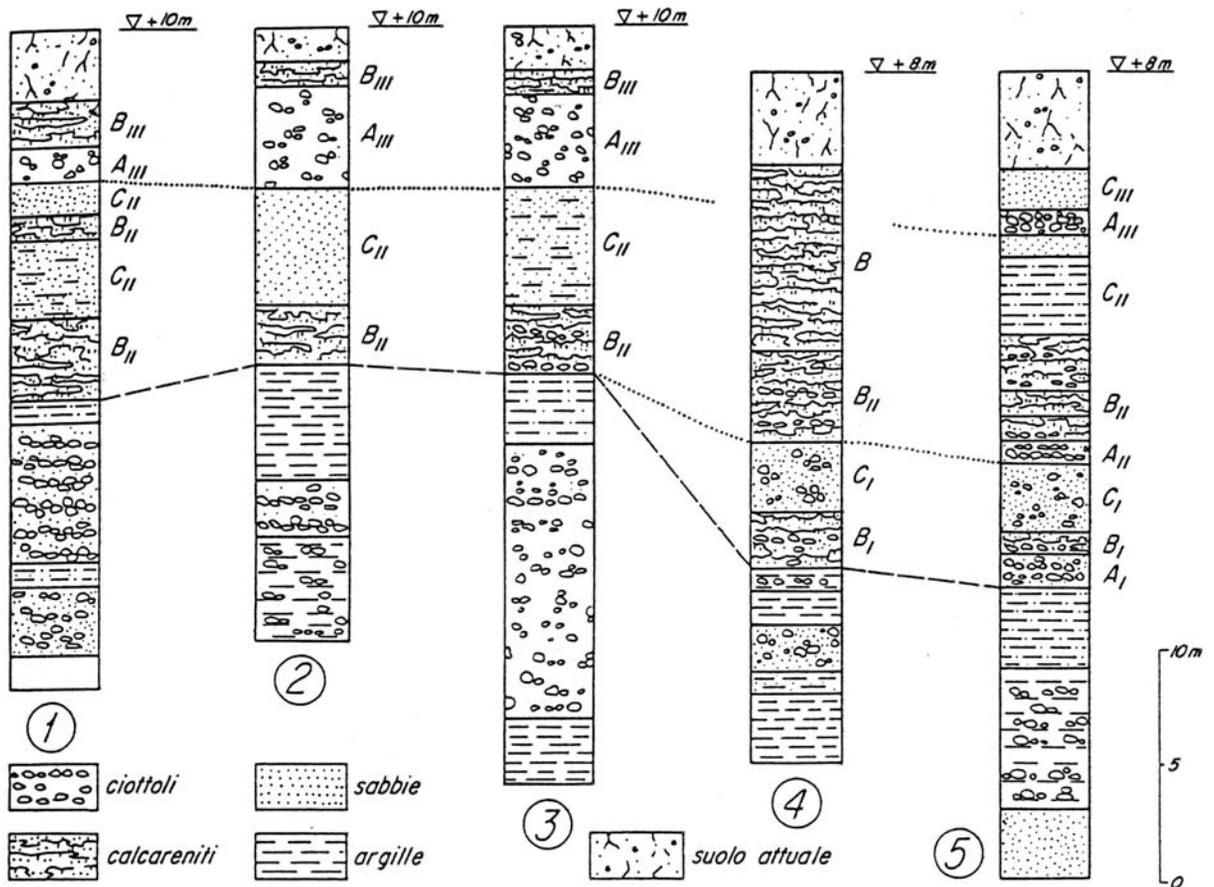


Figura 75 - Sondaggi eseguiti tra S. Vincenzo e La Punticella lungo il retroterra del litorale (Figura 18). La litologia dei vari livelli risulta dall'associazione dei tipi fondamentali mostrati negli appositi riquadri; le lettere A-B-C indicano gli elementi (rispettivamente in prevalenza conglomeratici, calcarenitici e sabbiosi) delle tre sequenze sedimentarie (indicate con i numeri romani a fianco) che si è tentato di rintracciare. La linea a tratti corrisponde con il limite inferiore delle calcareniti e dei ciottoli e conglomerati ad esse associati con significato chiaramente trasgressivo; le linee a puntini indicano i successivi episodi trasgressivi (da Mazzanti et al., 1981).

I due tratti al margine del R.^{ev} di Montioni rientrano nello studio di Costantini et al. (1995) con carta geologica a scala 1:25.000, per il resto l'unico studio finora esistente con carta geologica è la Nota illustrativa del F.° 127-Piombino, II Ediz. (Jacobacci et al., 1968); i due lavori, a parte la differenza di scala e quindi di dettaglio, si sovrappongono nell'area del R.^{ev} di Montioni.

Tra T.^{1c} Mozza e Follonica (Fig. 18) la Carta geologica di Costantini et al. (1995) mostra le Sabbie di Donoratico costituire un orlo praticamente continuo al R.^{ev} di Montioni, solo interrotto dalle alluvioni oloceniche di Val Maggiore, Val Querceta e V.^{1c} Onesta. Tali sabbie entrano nella prima di queste valli, mentre le altre due sono riempite di Sabbie di Val di Gori ed erano verosimilmente incise fin dal Pleistocene Medio, malgrado la loro minima entità e lunghezza. Al di sotto delle Sabbie di Val di Gori appaiono spesso strati di Conglomerati di Pod. S. Luigi che talora sbucano fuori anche direttamente sotto alle Sabbie di Donoratico. Questo tratto di territorio, coperto dalle due carte geologiche ovviamente rilevate in tempi diversi e riferendosi a formazioni nominalmente differenti, si presta per paragonarne i significati in modo da usufruire del F.° 127 anche per le aree non coperte dalla Carta geologica di Costantini et al. (1995) e cioè per tutta l'area del F.° 127 al di fuori dei R.^{ev} di Piombino e di Montioni. A nostro avviso i Conglomerati di Pod. S. Luigi equivalgono alle <Alluvioni antiche> (f²) considerando anche l'alterazione di queste ultime in un alfisuolo *Palexeralf* nel sito delle Collacchie (circa 3 km a Sud di Pian d'Alma) (Sanesi, 1966; Ferrari et al., 1968 e 1970), le Sabbie di Val di Gori corrispondono, nel bordo meridionale del R.^{ev} di Montioni alle <Sabbie arrossate eluviali> (s²) e le Sabbie di Donoratico sono paragonabili, almeno frequentemente, alle <Alluvioni attuali e recenti> (a).

Usufruendo di questi paragoni e secondo rilievi speditivi abbiamo constatato che la P.^{nura} di Follonica (Fig. 6) presenta un orlo di affioramenti quasi continuo di Conglomerati di Pod. S. Luigi cui si sovrappongono le Sabbie di Donoratico, alle quali nella parte centrale e, maggiormente in quella centro-meridionale, è presente l'ulteriore sovrapposizione dei depositi delle paludi e delle bonifiche (p³ nel F.° 127-Piombino).

Dal punto di vista dell'antropizzazione la P.^{nura} di Follonica ha offerto finora solo tre presenze, ma tutte di grande interesse.

La prima in località Vado all'Arancio di Follonica della quale Grifoni Cremonesi (1971) così riferisce: "Uno scavo eseguito nel 1969 in una piccola cavità ha permesso di recuperare industria litica di tipo gravettiano [finale], due frammenti di punteruolo in osso e due canini atrofici di cervo forati. Molto importante è la scoperta di alcuni frammenti ossei recanti figure incise in stile naturalistico. Su di uno si vede la figura di una cerbiatta con il muso alzato e con due incisioni sul dorso che, secondo il Graziosi, potrebbero raffigurare frecce. Un secondo frammento rappresenta la testa di un cervide con segni fitti significanti il pelame: oltre a questo disegno si notano segni che potrebbero essere un secondo muso e altri che sembrano una figura umana. Un terzo frammento reca incisioni sovrapposte tra cui si nota una testa di cervide, le zampe anteriori di un quadrupede e segni che sembrano corna. Nella parte più profonda del deposito è stata trovata una sepoltura di inumato supino con le braccia lungo il corpo, scavata nel fondo travertinoso della grotta. Nel 1970 è stata scoperta la sepoltura di un bambino e, tra le opere d'arte, una placchetta di calcare recante un profilo umano. Il rinvenimento delle opere d'arte è particolarmente importante in quanto è il primo del genere in Toscana".

La seconda è localizzata all'altezza del km 215 della Vecchia Aurelia in un affioramento di Sabbie di Donoratico del quale Galiberti (1997; a p. 126) così sintetizza: "A parte un piccolissimo gruppo di manufatti riferibili al Musteriano (facilmente identificabili), il resto dell'industria è inquadrabile nell'Epigravettiano, quasi certamente in quello <antico> (fase a foliati) e in quello <evoluto-finale> (non precisabile)... per difficoltà di separazione sul piano tipologico. All'Epigravettiano *sensu lato* vengono riferiti, seppure con qualche incertezza, alcuni manufatti di steatite, fra cui un pendaglio con foro".

La terza è la già citata presenza dell'abitato della fase iniziale del Bronzo Finale di T.^{1c} Mozza, appena ricoperto dalla duna dell'esile lido attuale che delimita dal mare le pianure del Cornia e di Follonica, evidente indicazione che questo lido ha raggiunto la conformazione attuale solo contemporaneamente o posteriormente a questo abitato.

Questo lido unisce la parte meridionale del R.^{ev} di Piombino presso la Foce del Cornia Vecchio con i M.^{ti} di Gavorrano in corrispondenza della Dogana, cioè delimita due pianure piuttosto ampie e del tutto indipendenti salvo la stretta fascia al piede del R.^{ev} di Montioni. Esse ricevono i due maggiori fiumi, rispetti-

vamente il Cornia e il Pecora, che, da quando il lido in questione si è attestato sulla posizione attuale (cioè intorno alla fase iniziale del Bronzo Finale), hanno sempre scaricato la maggior parte dei loro materiali grossolani alluvionali all'uscita dei loro tratti vallivi incisi in rocce pre-pleistoceniche, tratti lontani più di 10 km dalle foci. E' per questa ragione che il lido che delimita queste pianure è tanto stretto e povero di ghiaie; in altri termini queste due pianure devono la loro costruzione più al sollevamento versiliano del livello del mare che all'apporto alluvionale dei loro fiumi, secondo anche quanto indicato dalla grande diffusione in esse di lagune e paludi.

Sull'origine della P.^{nura} del Cornia e della P.^{nura} di Follonica, chiuse verso mare dallo stesso lido, sono stati emessi molti pareri alcuni dei quali, anche se relativamente recenti, possono essere smentiti; l'interpretazione del sottosuolo ha comportato poi ipotesi e ricostruzioni perlomeno opinabili. In questa situazione ci sembra opportuno esporre inizialmente il nostro pensiero, frutto di rilevamenti di campagna completi con carte geologiche in scala 1:25.000 fino al R.^{evo} di Montioni e di numerose escursioni più a Sud. Come è stato già detto in un capitolo precedente, in affioramento i sedimenti più antichi costituenti l'«attacco» del R.^{evo} di Piombino a quello di Campiglia M.^{ma} sono rappresentati dalle calcareniti del Pleistocene Superiore che affiorano, più o meno continuamente, dietro alle dune litoranee e sui fianchi dell'alveo prosciugato del Lago di Rimigliano, nella parte più settentrionale della piana da S. Vincenzo alla T.^{re} Nuova (Fig. 18). Verso l'interno questo lungo e stretto affioramento di calcareniti è sormontato dalle Sabbie di Donoratico, ancora come noto pleistoceniche, che affiorano nella parte più settentrionale della piana nell'area definita come T.^{zzo} di Palmentello-Lumiere; a Sud la pianura è tutta formata in superficie da sedimenti olocenici alluvionali, lagunari, palustri e di colmata, fino allo strettissimo e basso cordone dunare, o lido che dir si voglia, che la delimita dal mare e si prolunga, oltre il piede del R.^{evo} di Montioni, fino a chiudere la P.^{nura} di Follonica; lungo la battigia di questo, o poco più a largo, durante le basse maree, affiorano o subaffiorano praticamente in modo continuo, sedimenti del tipo delle «Spiagge ferrate».

La successione stratigrafica del Pleistocene Superiore in questa piana è identica a quella delle altre piane litoranee di Livorno e di Rosignano Solvay, come già è stato fatto notare nei capitoli precedenti, tanto che è stata assimilata al T.^{zzo}II. Le calcareniti, ben lungi da essere un cordone dunare o lido fossile (come indicato da Saggini, 1967), rappresentano un livello diffuso abbondantemente al di sotto delle Sabbie di Donoratico che affiora anche nell'interno lungo le incisioni, in precedenza rive del Lago di Rimigliano, e che si ripete dalle due alle tre volte, secondo quanto mostrano i sondaggi di Figura 76 ubicati sul litorale tra 1,5 e 2,5 km a Sud di S. Vincenzo (Mazzanti et al. 1981), e che è probabile nel sottosuolo passi lateralmente a un conglomerato vicino al piede dei M.^{ti} di Campiglia M.^{ma}, secondo quanto indicato nella sezione di Figura 29. Questi sedimenti marcano la maggiore estensione del mare nell'area sulla quale in seguito è emerso il T.^{zzo} di Palmentello-Lumiere e verosimilmente la stessa P.^{nura} del Cornia. La deposizione delle Sabbie di Donoratico corrisponde al congiungimento continentale del R.^{evo} di Piombino, prima isolato dal mare, con i M.^{ti} di Campiglia M.^{ma}, avvenuto durante le fasi regressive del Würm.

Ma le Sabbie di Donoratico non affiorano nella parte centrale della P.^{nura} del Cornia, come sopra precisato. Questo fatto può essere spiegato sia con una forte erosione fluviale del substrato nelle fasi würmiane più tardive (p.es. OIS 2), sia con uno sprofondamento molto recente dello stesso substrato nell'area della pianura. In entrambi i casi durante la risalita del livello del mare legata alla trasgressione versiliana si formava un esile lido emergente di 1 – 2 m sullo stesso livello marino del quale seguiva l'evoluzione, mediamente in salita. Quest'ultima è stata ampiamente indagata, anche nel Mar Tirreno, e indicata in Figura 58 da Alessio et al. (1992) con uno studio ormai classico che ha posto l'inizio della trasgressione versiliana a cominciare da circa 110 m al di sotto dell'attuale livello del mare, corrispondente al minimo di circa 18 ka, seguito da un sollevamento di livello piuttosto uniforme fino a quota -8 m, raggiunta circa 6,5 ka, e, dopo un breve abbassamento di circa 2 m, da una vera e propria impenata che ha portato il mare ad un livello quasi uguale all'attuale intorno a 5 ka. In seguito il livello marino sarebbe tornato a discendere di circa 2 m intorno 3,5 ka per poi risalire in modo piuttosto uniforme ovviamente fino al livello attuale. I dati di alcuni studi eseguiti sulla costa a Sud di Livorno e a Castiglioncello (Galoppini et al., 1996) e la stessa ampia presenza delle «Spiagge ferrate» lungo tanti chilometri delle spiagge maremmane confortano questo quadro generale di un livello del mare tra 1 e 2 m inferiore all'attuale nel periodo etrusco-romano.

Zona a *Discoaster tamalis* della parte superiore del Pliocene Medio con sedimenti non profondi e di modesto spessore, ben noto in molti bacini della Maremma Toscana (Bossio et al., 1993). Così in Toscana a Sud del Bacino di Castiglioncello – S. Vincenzo sedimenti marini del Pleistocene Inferiore non sono documentati né in superficie né nel sottosuolo. Le indagini geofisiche di Censini et al. (1992) hanno individuato le superfici di discontinuità della resistività geoelettrica Se_1 ed Se_2 nel sottosuolo della P.^{nura} del Cornia che possono corrispondere rispettivamente alla superficie di trasgressione del cuneo sedimentario dell'alto Pliocene Medio e alla superficie dei cunei sedimentari prevalentemente conglomeratico-calcarenitici-sabbioso-argillosi del Pleistocene Superiore e, probabilmente, del Medio. Risolvendo in questo modo, con la buona pace di qualche polemica, la questione del trasporto in Maremma dei ciottoli di eurite elbana da fiumi Est-vergenti del Miocene Superiore-Pliocene Inferiore (probabilmente scorrenti al limite orientale della Tirrenide) che sarebbe stato interrotto solo con la trasgressione del ciclo dell'alto Pliocene Medio. Quest'ultimo poi, poco potente e relativamente breve, sarebbe stato coinvolto dal sollevamento epirogenetico nel Pliocene Superiore con l'ultima regressione generale di tutta la Toscana Costiera. E' da quest'ultima regressione che può essersi impostata una rete idrografica Ovest-vergente, attuata nelle linee principali non solo nella Toscana Costiera, ovviamente con l'eccezione delle aree tornate a sprofondare tettonicamente nel Pleistocene Inferiore, ma anche nella Toscana Interna fino al crinale dell'Appennino di quel periodo. La seconda possibilità d'interpretazione può sembrare in prima analisi avvalorata dalla misura (Salvioni, 1957) di un abbassamento di ben 13 cm, risultata dalla ripetizione (nel 1891 e nel 1951) di livellazioni di alta precisione presso la Stazione FF.SS. di Follonica. Ma i dati forniti da questo Autore, espressamente dichiarati <puntuali> (cioè valevoli solo nel punto di misura), sembrano estrapolabili con difficoltà a periodi <geologici> e ad una dimensione <regionale>. D'altra parte è noto l'enorme emungimento della falda del sottosuolo di Follonica, operato a partire fin dai primi anni '50; ci sembra quindi più verosimile collegare questa eccezionale subsidenza più all'azione antropica che non a fatti naturali che, comunque, non sono necessariamente estrapolabili a tutta l'area della pianura stessa.

L'esistenza di incisioni vallive nelle Sabbie di Donoratico è stata documentata in tutta l'area dell'affioramento di queste a Sud di S. Vincenzo; il Lago di Rimigliano aveva l'alveo appunto in corrispondenza di un sistema di tali valli (Mazzanti et al., 1982). Sembra così possibile che l'area della P.^{nura} del Cornia, oggi occupata in affioramento da sedimenti olocenici, corrisponda a zone nelle quali le Sabbie di Donoratico sono state più profondamente erose nelle fasi fluviali tardo würmiane (collegate a un livello di base dei fiumi più basso almeno 100 m rispetto a quello attuale) o nelle quali il loro accumulo, iniziato da quote molto basse per la presenza di profonde paleovalli pre-tirreniane, si è mantenuto al di sotto delle quote in seguito raggiunte dalla stessa pianura olocenica. Ciò sembra accettabile anche per le aree più meridionali della P.^{nura} di Follonica nelle quali si trovava il Padule di Scarlino (Fig. 6). A questo proposito può essere significativo il <Profilo geognostico attraverso il padule di Scarlino>, presentato nella Tav. III di Merciai (1910) e risultato da una fitta serie di perforazioni operate dal Genio Civile di Grosseto. In questo profilo sono chiaramente visibili, al di sotto dell'area del padule, profondi solchi vallivi scavati nei <terreni antichi> e ricoperti da <Sabbia e Argilla intercalanti conchiglie>, legate chiaramente a una fase lagunare che ha preceduto la formazione del padule vero e proprio (individuabile in un sottile <strato torboso> superiore ai precedenti). Per chiudere questo argomento ci sembra ragionevole porre in dubbio la validità dell'ipotesi forte subsidenza <geologica> dell'area della P.^{nura} del Cornia e di quella di Follonica; pertanto affacciamo l'ipotesi di un substrato solcato da notevoli paleovalli würmiane, pre-tirreniane e del Pliocene Superiore – Pleistocene Inferiore all'interno delle quali mal compattati sedimenti alluvionali ed eolici possono dar luogo a subsidenze localizzate anche di notevoli e di grandi entità, specialmente dove siano operati forti prelievi di acque del sottosuolo.

I M.^{ti} di Gavorrano e la P.^{nura} di Grosseto

Questi monti rientrano quasi completamente nella II Ediz. (Jacobacci et al., 1968) del F° 127-Piombino e per la piccola fascia più orientale nella II Ediz. (Casella et al., 1969) del F° 128-Grosseto. Per la parte del Quaternario la prima di queste carte geologiche è attribuita a Malatesta, la seconda a Del Bono. Dai nostri sopralluoghi si è ritenuto di poter parallelizzare i criteri da noi eseguiti nella "Carta geologica della Provincia di Livorno a Sud della Val di Cecina" (Costantini et al., 1995) con quelli seguiti da Malatesta, a parte ovviamente le differenze tra i nomi delle formazioni, secondo quanto già indicato; meno chiara è risultata la pos-

sibilità di decifrare la legenda del F° 128 anche se, nell'insieme, riteniamo che il rilevamento sia affidabile malgrado una legenda del tutto obsoleta. Infatti in questa legenda il Quaternario è suddiviso in "Antico" e in "Recente-Attuale"; i depositi addossati ai M.^{ti} di Gavorrano (Fig. 76), dintorni di Vetulonia e di Buriano, rientrano nella Fm *q* = "Conglomerati sciolti o debolmente cementati da una matrice sabbioso-argillosa, con diffusa colorazione bruno rossastra, accompagnanti in genere tutti i corsi d'acqua e terrazzati in due o più ordini cartograficamente non distinti (solo il margine netto di scarpata di terrazzo ha segno proprio); terreni ghiaioso-sabbiosi dei margini della piana di Grosseto, morfologicamente rialzati e quindi più antichi rispetto a quest'ultima" probabilmente parallelizzabili alle Sabbie di Donoratico oppure alla loro facies più conglomeratica delle "Ghiaie e sabbie di Quadrelle", e nella Fm *a* = "Sedimenti alluvionali attuali e recenti, ciottolosi, sabbiosi, argillosi" parallelizzabili ai depositi alluvionali veri e propri.

Il gruppo dei M.^{ti} di Gavorrano è inciso quasi a metà dalla V.^{le} dell'Alma tra la Cinghera e la Foce d'Alma (Fig. 76), un vallone lungo circa 9 km tutto scavato nel Macigno che prosegue ad affiorare oltre lo spartiacque-sella di Cinghera in Val di Rigo anch'essa orientata N75 secondo una faglia, o un fascio di faglie, intersecante il prevalente fascio N-S che delimita il nucleo mesozoico del Dominio Toscano di Gavorrano, con affioramento di un ammasso a cordierite monzo-syenogranitica datato a 4.4 Ma (Serri et al., 1992). In destra dell'Alma, al di sotto di detriti molto recenti del ripido versante, sono segnalate quattro valli confluenti in parte riempite di Conglomerati di Pod. S. Luigi, a loro volta ricoperti di Ghiaie e sabbie di Quadrelle e, più in alto, di detriti di disfacimento del Macigno; tutto il fianco sinistro della valle, fino a Pian d'Alma, ha il fondo ricoperto dai Conglomerati di Pod. S. Luigi. Questi ultimi risalgono anche le vallecole, incise nel Macigno, che sfociano all'altezza di quest'ultima località, oltre la quale esisteva una palude lunga circa 3 km, sbarrata da un lido costiero.

La strada che dal Pian d'Alma reca a Castiglione della Pescaia risale la maggiore valle confluyente in sinistra della V.^{le} d'Alma fino al Passo della Collacchia, in Macigno, per poi ridiscendere fino al mare al fondo di una valle riempita, in sinistra, da Conglomerati del Pod. S. Luigi, con alfisuolo *palexeralf* dei quali già è stato detto nel paragrafo precedente, e da detriti di Macigno e, sulla destra, da Ghiaie e sabbie di Quadrelle. Una situazione analoga mostrano le valli che, dallo spartiacque in Macigno congiungente la P.^{ta} Fortezza con il P.^{gio} Peroni (poco a NO delle Rocchette), costituisce il settore di P.^{ta} Ala - P.^{ta} delle Rocchette dei M.^{ti} di Gavorrano. Le valli che discendono ad Est di questo spartiacque (V.^{le} della Santa, V.^{le} del Melo, Val Maestra, V.^{le} Serignano a NE delle Rocchette in Fig. 76) prima delle recenti bonifiche immettevano nelle paludi retrodunari, quelle che discendono ad Ovest (Val di Febo, Val del Piastrone, F.^{so} delle Streghe, V.^{le} Tartana) attualmente riversano le loro acque direttamente in mare mentre prima si impaludavano dietro l'esile lido a NE di P.^{ta} Ala (Fig. 76), comunque tutte hanno i fondi colmi di Ghiaie e sabbie di Quadrelle. Altrettanto va detto per le due valli che incidono il Macigno prima di giungere a Castiglione della Pescaia: la Val Ficaia e la V.^{le} delle Cannucce; entrambe hanno al fondo affioramenti di Conglomerati di Pod. S. Luigi, sormontati da Ghiaie e sabbie di Quadrelle e da detriti sciolti di arenaria Macigno.

L'insieme della Val di Rigo con i suoi affluenti di destra e di sinistra, Vallone di Tergilli e F.^{so} di Bizzilibello, che si aprono a ventaglio nello stretto *Graben*, a direzione prevalente Nord-Sud, riempito di sedimenti del Miocene Superiore e del Pliocene tra i M.^{ti} di Gavorrano e i M.^{ti} di Vetulonia-Giuncarico, in superficie risulta ricolmo di sedimenti dei Conglomerati di Pod. S. Luigi ai quali si sovrappongono i depositi *q^{1f}* (= Conglomerati antichi e sabbie derivanti dal disfacimento del Macigno nel F° 127-Piombino) oppure indicati come *Q* (= Conglomerati sciolti o debolmente cementati dei terrazzi alti dell'entroterra, nel collaterale F° 128-Grosseto). Nelle legende di entrambi i F.^{gli} questi conglomerati sono definiti <antichi> a parer nostro giustamente per la loro posizione stratigrafica che tuttavia non è la stessa in tutti gli affioramenti nei quali sono segnalati. Nel caso della Val di Rigo essi sono chiaramente sovrapposti alla Fm *f²* (Conglomerati di Pod. S. Luigi del Pleistocene Medio), secondo quanto giustamente segnalato nel F° 127, anche se, risalendo i versanti, in alcuni luoghi arrivano ad appoggiarsi direttamente sul Macigno: in definitiva essi potrebbero corrispondere al materiale di una successione di grandi frane, suggerite dalla presenza di pezzame spigoloso anche di notevoli dimensioni, alle quali possono essersi intercalati periodi di deposizioni di materiali più elaborati da dinamiche ruscellanti. Il tutto potrebbe essersi svolto nell'ambito del Pleistocene Medio più verosimilmente se il ventaglio idrografico del T.^{n^{te}} Rigo e dei suoi affluenti a monte della sella del M.^{lino} Donati non fosse stato raggiunto dalla sedimentazione delle fasi würmiane, fortemente eolica sia nella P.^{nura} di Follonica sia in quella di Grosseto (Fig. 75).

A Castiglione della Pescaia (Figg. 6 e 76) inizia la P.^{nura} di Grosseto e i M.^{ti} di Gavorrano, nei contrafforti a Sud di Tirli e di Buriano (Fig. 76), costituiscono il fianco nord-occidentale di questa pianura in un primo tratto a direzione anti-appenninica fino alla sella in corrispondenza della quale il T.^{nte} Ampio abbandona la direzione Ovest-Est per assumere quella Nord-Sud; da questo punto anche il limite tra i M.^{ti} di Gavorrano e la pianura cambia direzione poiché inizia un tratto a direzione appenninica fino alla Fatt. Badiola; infine da questa località i M.^{ti} di Gavorrano, intorno ai contrafforti di Buriano e di Vetulonia, fiancheggiano la P.^{nura} di Grosseto con un andamento grosso modo Sud-Nord fino alle C.^{line} di Giuncarico, non più in affioramenti di Macigno bensì di argilloscisti del Dominio Ligure. All'altezza delle colline a Sud di Ribolla (Fig. 76) il limite settentrionale della pianura si sfrangia sempre di più fra piani alluvionali di molti terrazzi sovrapposti ai sedimenti del Miocene Superiore e del Pliocene Inferiore (Bossio et al., 1994) fin sotto Montemassi; l'estremo limite settentrionale della P.^{nura} di Grosseto si collega con la Val d'Asina (Fig. 76) fino al Pod. Sugherecci, appunto ad Est di Montemassi, nella pianura che si estende per circa 5 km al di sotto di colline neogeniche fino alle rocce triassiche di P.^{gio}. Linari, facenti parte della Dorsale Medio Toscana. Da questa località la P.^{nura} di Grosseto fiancheggia i rilievi della Dorsale Medio Toscana con allineamento antiappenninico sotto Sticciano fino a Montepescali, dove l'allineamento diventa Nord-Sud fino sotto P.^{gio} Calvella e continua a tratti probabilmente ancora collegati a faglie Nord-Sud lungo i circa 10 km di affioramenti sempre della Dorsale Medio Toscana all'altezza dei Bagni di Roselle e fino all'inserimento del F. Ombrone. Quest'ultimo, tagliata la gola tra Istia e Poggio Cavallo, tutta aperta in Macigno, raggiunge con ampi meandri la Grancia costeggiando rilievi in Macigno per distaccarsene, ancora meandreggiando, fino all'altezza dei M.^{ti} dell'Uccellina, dove inizia a tagliare il suo stesso delta seguendo una direzione grosso modo antiappenninica e raggiungendo il mare senza più meandreggiare. La P.^{nura} di Grosseto presenta un diverticolo (chiamato anche P.^{nura} di Collecchio) che si apre verso SE dalla Grancia e S. Maria di Rispecchia fino ad Alberese (Fig. 76) e si addentra, oltre Collecchio, verso Fonteblanda e Bengodi ai piedi dei contrafforti di NO ed occidentali dei rilievi di Montiano (Fig. 24). In questi ultimi prevalentemente affiorano rocce terziarie del Dominio Toscano con parziali sovrapposizioni tettoniche del Dominio Ligure (fra poco a Sud della Fatt. di Collecchio e il P.^{gio} Ospedaletto (Campetti et al., 1999), mentre verso Ovest questa pianura bordeggia il lato orientale dell'Uccellina fino alla spiaggia tra Talamone e Bengodi-Talamonaccio (Figg. 6 e 24). Dal punto di vista geografico si può discutere se questa definizione della P.^{nura} di Grosseto sia corretta, ma, dal punto di vista geomorfologico, interessa mettere in chiaro la differenza tra aree montane e collinari rispetto alle morfologicamente piatte, sia pure con debolissime inclinazioni.

Dopo la precedente premessa passiamo all'esame delle conoscenze stratigrafiche attuali dell'area sopra definita P.^{nura} di Grosseto e poiché queste conoscenze sono rimaste, a parte alcune riguardanti sondaggi molto vicini al F. Ombrone, alle ricognizioni e a quanto ne scrisse Mazzanti (1984), torniamo a proporre quelle vecchie pagine con qualche nuova osservazione tra parentesi quadra: "Per lo studio del Pleistocene superiore nella Pianura di Grosseto è [ancora] indispensabile partire dall'accurato rilevamento di Del Bono, riportato nella II Ediz. del F° 128 della C.G.I. (Casella et al., 1969) [già preso in considerazione in precedenza]... Nella ricerca di quanto del <Quaternario recente> è probabile appartenga al Pleistocene superiore può essere utile la considerazione che fra i depositi della Pianura di Grosseto si può riconoscere una parte leggermente più alta, corrispondente in pratica agli affioramenti delle unità sedimentarie *q* e *acg* del F° 128, da una appena più bassa, corrispondente a tutte le altre unità verosimilmente più recenti; le dune del litorale [unità *d* in F° 128 e recentemente trattate, con "Carta dei lineamenti morfologici", nel lavoro di Bellotti et al. (1999)] vanno poi considerate a parte perché, pur essendo più rilevate sulla pianura, è ben nota la loro formazione molto recente. Le unità *q* e *acg*, malgrado le quote poco elevate che raggiungono, sono assimilabili a terrazzi perché incise da una rete, ampiamente sviluppata, di vallecicole a loro volta alluvionate e dai fianchi spesso raccordati da fenomeni colluviali. L'incisione di questa rete di vallecicole non può essere che pre-versiliana per cui le unità *q* e *acg* sono da riferirsi al Pleistocene superiore, verosimilmente a fasi würmiane [qui va però osservato che le nuove conoscenze sull'evoluzione olocenica della trasgressione versiliana, con una o più fasi di abbassamento del livello marino, parzialmente tolgono rigore a questo ragionamento].

L'ipotesi che i sedimenti della Pianura di Grosseto non siano tutti <recenti> è avvalorata dai profili pedologici dei Casoni del Terzo e di Alberese (Fig. 75), attribuiti ad Alfisuoli *Palexerals* (Ferrari et al., 1970) e di

quello di Rispecchia (ENAOI), attribuito a un Ultisuolo (Ferrari et al., 1968 ; 1970), ma forse anch'esso ricadente nell'ambito degli Alfisuoli, dato che ha un ph troppo elevato per giustificare la bassa saturazione in basi (comunicazione verbale del prof. Guido Sanesi). Il profilo dell'Alberese è impostato su sabbie eoliche, appoggiate sui calcari dei Monti dell'Uccellina. Queste sabbie richiamano le Sabbie rosse di Val di Gori (in buon accordo con un'attribuzione cronologica a fasi rissiane) ma si tratta di un affioramento che sembra piuttosto modesto. Alle nostre ricognizioni di campagna la grande maggioranza dei sedimenti sabbiosi rosso-arancio dell'unità *q* è apparsa invece del tutto simile alle Sabbie di Donoratico e, come tale, probabilmente collegata a fasi sedimentarie würmiane [comunque in definitiva ancora nell'ambito del Pleistocene Superiore]. Anche ai Casoni del Terzo il profilo pedologico sembra sia stato eseguito su un piccolo affioramento sottostante la massa prevalente dell'unità *acg* per cui il riferimento a una deposizione corrispondente alle fasi rissiane non riguarderebbe quest'ultima. Rimane comunque questo importante documento dell'esistenza di sedimenti relativamente <antichi> poco al di sotto della coltre sabbioso-ghiaiosa dell'unità *acg*".

Dopo queste premesse sulla stratigrafia degli affioramenti quaternari nella P.^{nura} di Grosseto veniamo ad una loro descrizione necessariamente collegata a quella delle valli e vallecole confluenti, veduta in precedenza. La Val Colombo, circa 1 km a NNE di Castiglione della Pescaia, presenta il fondo ripieno di Sabbie di Donoratico e delle coeve Ghiaie e sabbie di Quadrelle ed i fianchi ricoperti da detriti di Macigno. Molto più lungo e più ampio è il vallone che si apre subito a NE del precedente, chiaramente non inciso dai modesti fossi che lo solcano attualmente. Il preciso rilievo di Malatesta (siamo ancora nell'ambito del F° 127) segnala lungo i fianchi di questo vallone, dei suoi confluenti e di tutte le altre valli fino all'interno della Sella dell'Ampio, un talora stretto, talaltra più largo (piana di C.^{sa} Andreina) affioramento della Fm *f*² da noi parallelizzata con i Conglomerati di Pod. S. Luigi. Al di sopra di questi ultimi i fianchi vallivi in Macigno sono ingombri fino ad una certa altezza dei detriti recenti della stessa arenaria, verso valle invece a sormontare la Fm *f*² è la Fm *a*, cioè le alluvioni secondo Malatesta, ma le Sabbie di Donoratico o, al solito, le Ghiaie e sabbie di Quadrelle secondo la nostra interpretazione, tanto più che da queste proviene l'industria del Paleolitico Superiore arcaico (Uluzziano), uno dei rari documenti della presenza del Pleistocene Superiore (Dani, 1979) nella P.^{nura} di Grosseto. La presenza di quest'ultime come orlo tra le placature, più o meno continue, di una formazione del Pleistocene Medio e i depositi palustri olocenici della pianura, è indicativa del fondamentale riempimento eolico di queste valli di escavazione essenzialmente pre-tirreniana, ma che comunque hanno continuato a ricevere materiali detritici, sia sabbiosi che lapidei, dalla relativamente agevole disgregazione del Macigno, secondo quanto dimostrano i depositi recenti e attuali che ricoprono diffusamente i loro versanti anche al di sopra dei sedimenti del Pleistocene Medio. E' questa una regola che vale per tutte le valli incise ai bordi e all'interno (lunga Val d'Alma) nel Macigno di questo gruppo montuoso di Gavorrano. I piccoli affioramenti di Macigno a C.^{sa} i Poggetti, a il Montolo, circondati dalle Sabbie di Donoratico, e quelli della Badiola Vecchia e della Badiola al Fango, addirittura circondati dai sedimenti del padule olocenico, sono un documento che le valli incise nel Macigno si continuano ben più in basso del limite attuale fra montagna e pianura.

L'ultima di queste valli che discendono montagne di Macigno sfociando nella P.^{nura} di Grosseto, compresa nel rilievo di Malatesta (F° 127), è la valle del T.^{nte} Ampio. Essa è molto interessante perché quasi a metà lunghezza vi si apre la sella, scavata nel Macigno ma riempita dalla Fm *f*², in corrispondenza della quale il T.^{nte} Ampio, con una deviazione a 90°, abbandona la valle diritta che evidentemente percorreva prima, appunto per traversare questa sella sulla destra. Poco a monte di questa deviazione sul fianco sinistro della valle appaiono sedimenti della Fm *a*, indicati poco più a valle (cioè nel F° 128) come appartenenti alla Fm *q* (secondo noi molto più giustamente, in quanto più che di un deposito alluvionale si può trattare di un deposito eolico di riempimento della valle). In altri termini la valle del T.^{nte} Ampio, come del resto le altre descritte in precedenza, va considerata di escavazione pre-tirreniana, verosimilmente fino (ed oltre) l'attuale P.^{nura} di Grosseto; infatti nel suo tratto più alto risulta riempita al fondo dai Conglomerati di Pod. S. Luigi (cioè la Fm *f*² del F° 127), qui sicuramente attribuibile al Pleistocene Medio in quanto presenta a C.^{sa} Toninelli alterazione paleopedologica in Alfisuolo *palexeralf* (Sanesi, 1966; Ferrari et al., 1968; 1970). La deviazione del T.^{nte} Ampio può essere spiegata con l'intasamento della valle originale ad opera dei depositi eolici (Sabbie di Donoratico = Fm *a* del F° 127 = Fm *q* del F° 128) e sarebbe avvenuta ovviamente durante una fase würmiana.

Nella descrizione dei sedimenti quaternari sul fianco occidentale della P.^{nura} di Grosseto siamo giunti così al F.^{so} di Cortiglione ormai nel rilevamento di Del Bono (F° 128), vale a dire nel fosso che attualmente percorre l'antica valle del T.^{nte} Ampio al di sotto del tratto dove quest'ultimo ha subita la deviazione.

Il F.^{so} di Cortiglione sfocia nella P.^{nura} di Grosseto all'altezza della Fatt. Badiola da dove inizia il tratto Sud-Nord della sezione di Buriano dei M.^{ti} di Gavorrano, fasciati al piede da un cordone quasi continuo di Sabbie di Donoratico o di Ghiaie e sabbie di Quadrelle fino all'altezza della V.^{le} di Buriano che ne è anch'essa riempita sulla destra. Più verso Nord si ritrovano i medesimi sedimenti solo al di sotto del R.^{evo} di Giuncarico di fronte al P.^{gio} Lepri, collina miocenica isolata dalle alluvioni (Fig. 75). A NE di questo piccolo rilievo, emergente dalla pianura, compaiono gli affioramenti più settentrionali delle Sabbie di Donoratico, tra la Porcareccia Lepri, la C.^{sa} Brucia, la Locanda ed il Selvello, in un'area più o meno rettangolare di circa 15 km² che tuttavia sbuca fuori dai ricoprimenti alluvionali olocenici del T.^{nte} Asina, sovrapposti sulla parte centrale.

Piccoli affioramenti di Sabbie di Donoratico appaiono ridossati al piede delle rocce triassiche della Dorsale Medio Toscana sotto Sticciano, Montepescali, Braccagni e il P.^{gio} Calvella, intorno a quest'ultimo sia sul lato occidentale che su quello orientale: sono tutti interessanti perché documentano, malgrado le loro dimensioni effimere, che questa formazione è presente al di sotto della Fm *acg*, che chiaramente li sovrasta tra la Grancia di Montepescali e il Bottegone. L'affioramento di Sabbie di Donoratico al piede di P.^{gio} Calvella riveste inoltre un'importanza particolare in quanto da esso proviene l'industria del Paleolitico Superiore arcaico (Uluzziano) (Andreoni et al., 1987) che è uno degli scarsi documenti, in queste località, per l'appartenenza delle stesse al Pleistocene Superiore.

Immediatamente a Sud de il Bottegone riprendono gli affioramenti della Fm *acg*, definiti "*plaghe sabbioso-ghiaiose...spesso lievemente emergenti sulla piana stessa*" (definizione quasi identica a quella delle nostre <Ghiaie e sabbie di Quadrelle> ma non possiamo spingerci oltre su questa similitudine per mancanza di documentazioni pedologiche, paleontologiche, paleontologiche o comunque cronologiche). Questi sedimenti sono indicati nella parte centro-orientale della pianura fino a Grosseto e a Il Poggiale (Fig. 76) e rappresentano, a nostro avviso, il problema meno chiarito della serie stratigrafica quaternaria della P.^{nura} di Grosseto; a meno che non sia in realtà un falso problema, secondo quanto adombrato qui sopra! Infatti non è da escludere l'ipotesi che rappresentino una formazione laterale alla parte superiore della *q*, semplicemente più ricca di conglomerati in quanto corrispondente alla sovrapposizione della continuità sepolta della Dorsale Medio Toscana (un affioramento triassico di quest'ultima sbuca fuori ai Poggetti Vecchi nel bel mezzo degli affioramenti della Fm *acg*). D'altra parte gli scaricatori torrentizi della Dorsale Medio Toscana (F.^{so} ad Est del P.^{gio} Calvella, F.^{so} Acquaviva, F.^{so} la Valle e F.^{so} Salica) si riversano tutti nell'area dei Casoni del Terzo da dove comincia il maggiore affioramento della Fm *acg* (ancora in Fig.75).

A Sud degli affioramenti della Fm *acg* appare, fino alla fascia dei "*limi sabbiosi s*" della golena attuale del F. Ombrone, una fascia di depositi di bonifica *b* (F° 128), la quale riprende più a Sud della golena stessa fino a raggiungere le Sabbie di Donoratico che in genere sono distribuite a quote di qualche metro più alte ed affiorano nel diverticolo meridionale della P.^{nura} di Grosseto, o P.^{nura} di Collecchio che dir si voglia, secondo i contorni definiti in precedenza.

L'area sulla quale sono state eseguite le colmate, cioè il sistema di bonifica in prevalenza ottocentesca ottenuto con il sollevamento del suolo attraverso sedimenti condotti dai fossi adduttori, e non con il più antico metodo rinascimentale della canalizzazione per lo sgrondo delle acque ferme, risulta dal rilievo di Del Bono (F° 128) indicato dalla Fm *b*. E' ovvio che nei terreni di colmata non si può pretendere di arrivare a ricostruire la stratigrafia precedente alla colmata stessa se non attraverso perforazioni adeguatamente profonde. La bonifica per colmate si estese dalla parte del mare a NE del F.^{so} Tanaro, cioè a NE della fascia dei cordoni dunari; dalla parte di occidente fino al piede dei M.^{ti} di Castiglione della Pescaia-Vetulonia (dove ancora sono parzialmente ricoperti dalle acque i terreni del Padule di Castiglione) e fin sotto i P.^{ggi} Lepri. Più verso Grosseto si spinse a levante fino alla Fatt. Acquisti e a una linea, molto tortuosa perché rientrante nelle vallecole incise nella Fm *acg*, che giunge fino a il Poggiale, per poi salire fino quasi a lambire il lato meridionale della città di Grosseto e ridiscendere, successivamente, verso SO al fianco dei terreni golenali dell'Ombrone, leggermente più alti sulla pianura per l'apporto prevalente di sabbie e limi.

Quest'area occupata dai terreni di bonifica per colmata corrisponde, come è ovvio, all'estensione dell'antico lago di Castiglione e dei paduli circostanti. Tuttavia è noto (Tartini, 1838) che si provvide a rialzare

i terreni dei P88ⁱ Lepri fino alla Fatt. Acquisti, prima della canalizzazione e arginatura del F. Bruna e del Sovata, non tanto perché questi terreni facessero parte del lago-palude vero e proprio, quanto per impedire che, con il sollevamento per colmata del fondo di questo, si creassero contropendenze e ristagni nel corso di questi fiumi e peggiorassero le condizioni di questo diverticolo settentrionale della pianura. Altrettanto va inteso per l'area a SE de il Poggiale, messa in colmata per evitare che l'innalzamento del livello del fondo del lago-palude si torcesse negativamente su quest'altra parte che, tuttavia, ne era estranea almeno dagli ultimi decenni del XVII secolo, come risulta dalla mappa (1682) manoscritta e conservata all'Archivio di Stato di Firenze (n. 785 dell'Atlante Maremmano).

Quest'ultima mappa è molto interessante, se non la vogliamo utilizzare per improponibili operazioni di misura, perché dà una prima rappresentazione molto attendibile e dettagliata dello stato della pianura prima che si iniziassero bonifiche di largo impegno. Il <Lago detto della Pescaia> vi è rappresentato nel lato occidentale della pianura, in buona corrispondenza con quanto si può rilevare dalla distribuzione dei terreni di colmata nella II Ediz. del F° 128 della C.G.I. (Casella et al., 1969), quando si consideri che a NO della Fatt. Acquisti la colmata fu effettuata non tanto per riempire il lago vero e proprio ma per motivi di prudenza e per prosciugare ristagni d'acqua minori e che altrettanto fu fatto per i terreni, tutti rappresentati come estranei al lago, posti a levante del <Querciolo> (località vicina a il Poggiale, non citato in questa vecchia mappa).

Anche la P.^{nura} di Grosseto è area archeologica per eccellenza e spesso le indicazioni geomorfologiche e sedimentologiche del Pleistocene Superiore e quasi sempre quelle dell'Olocene possono essere utili a risolvere problemi scientifici delle Scienze Archeologiche e viceversa. Nelle pagine precedenti abbiamo puntualizzato l'importanza degli studi sui siti archeologici per le datazioni dei sedimenti specialmente in mancanza di reperti paleontologici e di radiodeterminazioni di età.

Fra i siti archeologici d'eccellenza il più antico si trova nella G.^{tta} La Fabbrica, ai piedi della falesia del versante occidentale dell'Uccellina in località Caprarecce (Fig. 24), è stato oggetto di scavi sistematici da ricercatori dell'Università di Pisa tra il 1964-73. L'ingresso attuale della grotta si trova a circa 11 m sul piano di campagna, quello originale era situato più in alto (Grifoni Cremonesi, 1971). La stratigrafia si compone di cinque strati, riferiti alla seguente scansione culturale, dall'alto (Pitti et al., 1976):

strato 5: Epigravettiano;

strati 3, 4: Aurignaziano;

strato 2: Uluzziano;

strato 1: Musteriano.

Galiberti (1997), nel suo volume sul Paleolitico e il Mesolitico della Toscana, così schematizza le conoscenze su questo sito: "L'Uluzziano di Grotta La Fabbrica-strato 2 è a tutt'oggi l'unico complesso in giacitura primaria nella regione. Esso è considerato forse l'insieme più antico di questo aspetto industriale tardoneandertaliano in Toscana. Caratteri arcaici potrebbero essere individuati nell'inflazione degli strumenti del Substrato (raschiatoi corti, denticolati, raschiatoi lunghi) e nella scarsa incisività dei dorsi curvi e spessi e dei segmenti di cerchio.

Le associazioni faunistiche attestata nello strato 2 con abbondanti equidi e più raro cervo paiono indicare una fase climatica arida (forse Würm III iniziale) e, quindi, in rapporto alla sequenza uluzziana pugliese (Grotta del Cavallo) e campana (Grotta di Castelcivita) l'Uluzziano di Grotta La Fabbrica potrebbe corrispondere ad una sua fase intermedia.

Tale ipotesi sarebbe in accordo con la buona presenza di grattatoi carenati e a muso che potrebbero indicare una posizione cronologica non del tutto iniziale, come avviene nell'Uluzziano pugliese.

L'industria ossea è rappresentata da un punteruolo ricavato da un metapode atrofico di equide, a sezione circolare verso l'apice e piatta alla base, e da un frammento di placchetta".

Per l'Aurignaziano, ancora da Galiberti (1997) traiamo: "Le industrie degli strati 3 e 4 rappresentano, insieme a quella del sito all'aperto di Vallombrosina, il filone aurignaziano a dorsi marginali in Toscana. Il deposito aurignaziano poggia su una superficie d'erosione che ha intaccato il precedente strato 2 (Uluzziano). Rispetto a quest'ultimo il quadro paleoambientale risulta mutato, con equidi in diminuzione sostituiti da faune di foresta e di macchia (cervo, capriolo, cinghiale...). Sarebbe quindi attestata una fase interstadiale di miglioramento climatico identificabile con Arcy.

Le osservazioni sull'industria restano alquanto generiche poiché il numero complessivo dei reperti non è elevato. Diagnostiche sono le lamelle a dorso marginale (cfr. Dufour) ma anche taluni grattatoi carenati e l'apprezzabile, anche se non frequentissima, produzione di supporti laminari".

Un altro sito archeologico famoso è la Grotta dello Scoglietto, sempre nella falesia settentrionale dell'Uccellina. Grifoni Cremonesi (1971) ricorda: "... fu individuata nel 1935 (Sestini e Cardini, 1936). Un primo scavo effettuato nel 1947 da Cardini e Rittatore e continuato dal 1948 al 1950 (Cardini e Rittatore, 1948; 1952) mise in luce la seguente stratigrafia dall'alto verso il basso:

a - stallatico cm 20;

b - terreno bruno sciolto con focolari etruschi e romani cm 40;

c - terriccio bruno sciolto con carboni alla base, ossa combuste spezzate e caotiche, ceramiche, cm 70;

d - pietrisco e sabbia di disfacimento della volta, sterile, cm 20;

e - sabbia quarzosa di duna cm 50.

Le ceramiche del livello *c* sono simili, secondo gli autori, a quelle rinvenute a Cetona e comprendono vasi cilindrici con cordoni lisci o a tacche, anse con appendici puntute o arrotondate, bugne, decorazioni a linee triangoli, solcature, e sono quindi attribuibili all'età del bronzo (Rittatore, 1951; Cremonesi e Radmilli, 1963). Parecchi tra i crani presentano trapanazioni per perforazione, raschiamento o incisione circolare (Parenti, 1962). Uno di essi presenta un T sincipitale giunto fino a perforazione (Messeri, 1957; 1962).

Un sopralluogo effettuato da Blanc e Cardini nel 1935 (Blanc e Cardini, 1955) permise di osservare sulle pareti lembi concrezionati di un riempimento più antico per cui veniva data la seguente successione:

formazione di riempimento continentale durante la regressione post-tirreniana;

distruzione del riempimento durante la trasgressione versiliana;

accumulo nel Würm 2 della duna che riempie la grotta;

estensione della pianura: le dune divengono interne e sono fissate dalla vegetazione; la grotta viene frequentata durante l'età del bronzo.

Una grotta vicina a quella dello Scoglietto dette un livello a micromammiferi con focolari sterili e un livello con conchiglie (Sestini e Cardini, 1936)".

I dati tratti dallo studio delle grotte si possono considerare a metà fra le conoscenze di superficie e quelle del sottosuolo. Per queste ultime la P.^{nura} di Grosseto è stata indagata attraverso l'esame di numerosissime stratigrafie eseguite per ricerche d'acqua senza un minimo di documentazione oltre le solite differenze tra ghiaie, sabbie, limi ed argille per cui il loro uso da un punto di vista scientifico resta vanificato per eccesso d'indeterminazione in specie cronologica. Ciò tanto più da quando è uscita la pubblicazione di Bellotti et al., (2001) su una perforazione a carotaggio continuo per 50 m di profondità (dal piano campagna di 2 m) in sinistra d'Ombrone presso l'ultimo meandro, supportata da quattro determinazioni radiometriche e da studi sedimentologici, micropaleontologici e palinologici delle carote.

Traiamo dal riassunto e dalla tabella 3 della nota di Bellotti et al. (2001) i dati essenziali ottenuti con questo studio secondo il quale "...la successione è caratterizzata da sedimenti costieri suddivisibili nei seguenti intervalli:

50/-45 m – sedimenti pelitici di piana costiera con paludi salmastre in clima freddo umido con età superiore a 30 ka;

45/-39 m – depositi prevalentemente ghiaiosi, ritenuti un corpo deltizio lagunare prodotto dal F. Ombrone; a -35 m 15.987/15.471 ka, a -30 m 15.450/14.319 ka;

39/-10 m – sedimenti limoso-fangosi deposti, durante l'ultima fase di deglaciazione, in un bacino costiero i cui caratteri fisiografici variavano nel tempo. Sono riconoscibili ambienti palustri, di laguna ristretta, di laguna ben collegata con il mare e di foce fluviale. Il clima presenta diverse oscillazioni con un *trend* di generale riscaldamento; a -23 m 8.537/8.377 ka;

10/0 m – sedimenti sabbiosi e pelitici deposti, in clima caldo o temperato, dopo la stabilizzazione del livello marino. Questi sedimenti derivano dalla progradazione dell'attuale delta del F. Ombrone".

Dati più recenti sono forniti da Biserni et al. (2005) attraverso la perforazione e lo studio di analisi paleobotaniche, del tasso di sedimentazione e di datazioni radiometriche di 120 *boreholes* profondi da 8 a 10 m su due transetti perpendicolari al quart'ultimo e all'ultimo meandro dell'Ombrone. Traiamo dal riassunto di questo lavoro: "I dati ottenuti dalle micro-perforazioni hanno permesso di ricostruire due sezioni litologiche dell'area analizzata evidenziando, grazie alle datazioni radiometriche, come durante l'Olocene il

Fiume Ombrone, contrariamente da quanto affermato da precedenti studi (Bellotti et al., 2001; 2004), non abbia mai effettuato avulsioni. I nuovi dati AMS hanno permesso in oltre di calcolare anche nuovi valori di 0.9 mm/anno tra 7750 cal yr BP e 2800 cal yr BP e di circa 1.4 mm/anno successivamente.

Analisi paleobotaniche hanno permesso di ricostruire le variazioni ambientali locali, evidenziando un passaggio da ambienti ad affinità marina ad ambienti palustri-lacustri, sigillati negli altimi 1.5 – 2.0 m da sedimenti di piana alluvionale. Tale studio ha permesso inoltre di ricostruire le variazioni paleobotaniche regionali, evidenziando inizialmente una vegetazione regionale caratterizzata da una foresta decidua in cui la specie *Quercus* era predominante. Approssimativamente intorno a 2800 cal yr/BP si assiste a una forte diminuzione delle specie che costituivano la foresta decidua in concomitanza con le prime comparse di attività rurali”.

Della P.^{nura} di Grosseto Mazzanti (1984), tra l'altro, dà queste informazioni: “Fra le fonti letterarie è noto che Cicerone, nell'orazione Pro Milone (53 a.C.) cita un'isoletta nel Lago Prelio... identificabile con la piccola altura della Badiola al Fango, indicata, nella II Ediz. del F° 127 della C.G.I., con due piccoli affioramenti di Macigno in mezzo a sedimenti palustri.

Le località nelle quali sono stati trovati documenti archeologici [etruschi e romani] sono indicate nelle figure 1 e 23 del lavoro di Curri (1978), con riferimento rispettivamente dal VII al IV secolo a.C. e dal III a.C. al IV d.C. La forma del lago ovviamente è obbligata per la costa alta in tutto il fianco occidentale da Castiglione della Pescaia fino sotto a Buriano; infatti in questo tratto le presenze archeologiche sono tutte confinate sopra i fianchi di Macigno di quelle colline. A NE di Buriano i reperti, compresi fra il VII e il IV secolo a.C., delle Pietre Bianche, del Casino e degli Acquisti, lasciano supporre che le acque del lago non si spingessero a Nord della linea che congiunge queste località. Il limite orientale del lago fino al Poggiale è ancora, in un certo senso, obbligato per la presenza dei terreni leggermente più alti rappresentati dagli affioramenti della Fm *acg*; ma non sono segnalati reperti archeologici sopra tali affioramenti.

Il limite a SO, cioè verso il mare e i sedimenti delle dune costiere, è più incerto. Resti di una pavimentazione di una strada antica, sicuramente romana anche se non meglio precisabile, erano in posto fin quando non furono prelevati per utilizzarli altrove agli inizi del XIX secolo (Repetti, 1833-45, Vol. II). Curri (1978) riporta che questi tratti di pavimentazione antica si trovavano presso la C.^{sa} Canova e presso il Pingrosso, documentando così l'esistenza in epoca romana della fascia più interna costituente i cordoni dunari, che delimitavano il lago dal mare.

Passati così brevemente in rassegna i documenti archeologici [e dei più recenti dati del sottosuolo] riconosciuti in località passibili di cambiamenti paleogeografici in tempi recenti, torniamo alle evidenze naturalistiche specie per quanto riguarda la forma e origine delle dune limitanti a SO il Lago Prile. Il Fosso Tanaro ha costituito il limite interno degli affioramenti dei depositi dunari. I diversi cordoni delle dune sono stati indicati nella II edizione del F° 128 della C.G.I. (1969) (parte rilevata da Del Bono). Allo studio aereofotogrammetrico i più interni di questi cordoni sono apparsi assai evidenti da Castiglione della Pescaia fino circa 2 km a SE del Pingrosso; ricompaiono poi, in tre piccolissimi affioramenti al di sotto dei sedimenti di colmata e delle alluvioni tra la Tenuta San Carlo e la Tenuta La Trappola. Se immaginiamo di congiungere il limite interno di questi cordoni con il più interno di questi tre piccoli affioramenti, si viene a descrivere un arco perfettamente raccordato che da Castiglione della Pescaia raggiunge la Vacchereccia sui Monti dell'Uccellina, dopo aver rasentato il punto dove l'Ombrone cessa il suo corso a meandri per assumerne un altro solo leggermente arcuato e volgersi man mano sempre più a SO.

Questo cambiamento del corso dell'Ombrone può corrispondere al punto in cui l'alveo fluviale, che precedentemente sfociava in una laguna interna, è venuto a incontrare e incidere le dune e il lido che racchiudevano questa stessa laguna (Mori, 1935). La Monica (1976) ha fatto osservare come i 6 cordoni di dune più interni e verosimilmente più antichi convergono dalle vicinanze d'Ombrone verso Castiglione della Pescaia, mentre i successivi, più esterni e recenti, convergono verso la Bocca d'Ombrone, essendo più distanziati man mano che se ne allontanano, fino a raccordarsi o confondersi con la falcatura del litorale. Questo fatto può significare che i primi 6 cordoni dunari sono estranei al delta dell'Ombrone. Essi possono appartenere ad un lido che separava una laguna prima che l'Ombrone, aprendosi un corso attraverso il corpo di questo stesso lido, raggiungesse il mare e iniziasse la costruzione del suo delta, con percorso solo leggermente arcuato e deviazione verso SO della bocca per il prevalere del protendimento del lobo destro rispetto al sinistro nei periodi di accrescimento e la maggiore erosione del secondo rispetto al primo nelle fasi, come l'at-

tuale, di arretramento dell'apice deltizio.

Secondo questo modello interpretativo la Pianura di Grosseto sarebbe stata formata, almeno nella sua ultima fase, da un meccanismo completamente analogo a quello delle pianure di Piombino [ora detta del Cornia] e di Follonica: al fondo di un golfo molto accentuato sfociava un fiume di notevoli portate solide, caratterizzate da sedimenti prevalentemente fini, questi in parte si deponevano alla bocca del fiume in una specie di delta, in parte si disperdevano nelle zone più esterne del golfo, dove la deriva litoranea e la rifrazione delle onde fra i due promontori rocciosi, all'ingresso del profondo golfo stesso, determinava una serie di barre sommerse e poi un lido completamente o parzialmente emerso. La differenza fra queste tre pianure sembra consistere nel fatto che mentre il Cornia, per quella di Piombino, e il Pecora per quella di Follonica, non sono riusciti a portare il loro delta lagunare fino al lido, l'Ombrone c'è riuscito, tagliandolo e scavalcandolo.

Se vogliamo dar fede alla testimonianza di Plinio il Vecchio (I secolo d.C.), al tempo nel quale scrisse, l'Ombrone aveva uno sbocco proprio in mare ed era in parte navigabile; abbiamo così un termine *ante quam* cui riferire lo svolgersi di questo avvenimento. Più incerta rimane l'età cui attribuire la formazione del lido che divide le acque interne del golfo da quelle del mare aperto. I cordoni più interni oggi affioranti e verosimilmente più antichi degli altri non si possono considerare sufficientemente datati, malgrado le fibule villanoviane del Pingrossino; esistono poi indizi della presenza, nell'immediato sottosuolo della fascia dei cordoni dunari e della spiaggia, di banchi arenaceo-conglomeratici di incerta attribuzione fra le oloceniche Arenarie del Molino e la <Panchina> del Pleistocene superiore.

La spiaggia a Sud di Castiglione della Pescaia in un primo tratto, di circa 500 m, è difesa da pennelli paralleli, in un secondo tratto di circa 1.000 m, presenta una leggera erosione; questa scompare poi e subentra equilibrio fino verso Le Marze (Fig. 75); a Sud di questa località inizia il delta vero e proprio dell'Ombrone in continuo protendimento salvo le aree dei due lobi".

Infine considerazioni molto interessanti sono svolte da Luti et al. (2000) nel loro lavoro sul territorio di Roselle in modo particolare per quanto riguarda lo sviluppo della conformazione ed evoluzione delle aree umide nella P.^{nura} di Grosseto con particolare riferimento alla possibile zona portuale di Roselle: "Nonostante non ci siano accenni espliciti ad un porto della città in epoca etrusca, la vitalità di Roselle a partire dalla fine del VII secolo e la vicinanza di un'ampia insenatura del Mar Tirreno, suggeriscono la presenza di un approdo che favorisse le attività commerciali della città. Non è facile localizzare questo scalo, perché non ci sono resti tali nella pianura grossetana da permetterne una identificazione sicura: l'incertezza è testimoniata dalla molteplicità delle proposte degli autori che precedentemente si sono occupati dell'argomento, anche se non con trattazioni specifiche. L'impossibilità di individuare con precisione la linea di riva all'interno del golfo in quel periodo aumenta le difficoltà: a tal proposito va detto che gli studi che vogliono identificarla con l'isoipsa dei 5 m di quota sembrano poco fondati. Infatti, alla luce degli studi attuali sul livello del mare durante l'Olocene, è inverosimile pensare che le acque all'interno del golfo, collegate al mare e perciò sottoposte a seguirne le variazioni, avessero raggiunto in quell'epoca i 5 m. Anche i reperti archeologici ritrovati a 3 m di quota intorno all'area della pianura un tempo occupata dal lago, dimostrano che questa ipotesi è sbagliata: l'antica linea di spiaggia è probabilmente sommersa sotto i sedimenti depositati in pianura dalle bonifiche. Tuttavia in base ai resti sul terreno si possono individuare le aree emerse nella parte orientale della pianura in epoca etrusca: gli unici ritrovamenti nella zona per quanto riguarda il VI secolo a.C. sono quelli di Recco e Querciolo, quelli tra Casoni del Terzo e Poggetti Nuovi, e quelli rinvenuti al centro di Grosseto. A questo bisogna aggiungere la possibilità che la documentazione sia incompleta soprattutto nella meridionale e centrale della pianura, dove le opere di bonifica hanno sconvolto maggiormente l'aspetto originale del terreno".

I M.^{ti} dell'Uccellina e la P.^{nura} di Collecchio

Queste due unità fisiografiche, appaiate lungo una direzione circa appenninica tra il mare ad occidente e meridione, tra la P.^{nura} di Grosseto a tramontana e ad oriente tra gli ultimi versanti occidentali dei R.^{evi} di Montiano, hanno presentato fino a tempi recentissimi numerosi argomenti di problematica e controversa risoluzione di ordine stratigrafico sia nell'insieme triassico-oligo-miocenico inferiore del Dominio Toscano nel gruppo montuoso, sia nei depositi quaternari presenti prevalentemente ai contorni di quest'ultimo. Per i primi rimandiamo al recente lavoro di Campetti et al. (1999), nel quale sono stati brillantemen-

te risolti in chiave di tettonica strutturale problemi di ardua e non completa risoluzione in chiave stratigrafica; per i secondi le ricerche sono rimaste ferme alla parte dedicatagli nella monografia sul Quaternario di Mazzanti (1984), salvo la pubblicazione della “Carta geologico strutturale dei Monti dell’Uccellina” in scala 1:25.000 di Campetti et al. (2003) presentata nel Vol. 2002-2003 degli Atti della Soc. Tosc. Sc. Nat. come più completo dettaglio della Carta geologica schematica di Figura 4 della nota di Campetti et al. (1999). Le “Coperture quaternarie”, secondo la legenda di questa Carta del 2003, sono rimaste prive di descrizione particolareggiata per cui ne riportiamo l’indicazione:

- a – Depositi alluvionali attuali e recenti;
- s – Sabbie del litorale, delle dune costiere e delle aree deltizie;
- t – Terreni palustri e depositi di bonifica per colmata;
- dt – Coperture detritiche eluvio-colluviali, detriti di falda e frane (fr);
- tir – Depositi di spiaggia antichi (Tirreniano);
- cp – Conglomerati poligenici sciolti o debolmente cementati riferibili ai terrazzi alti dell’entroterra (Pleistocene inf. – Villafranchiano?).

Sulla base di quanto riportato in Mazzanti (1984) e di nostri reiterati rilevamenti posteriori, adesso che è disponibile la convincente carta geologica del precedentemente meno noto nucleo a successione del Dominio Toscano dell’Uccellina, guardiamo di dare un contributo al chiarimento dei problemi sulle successioni quaternarie presenti nell’interno e al contorno di questo rilievo ed anche nella collaterale P.^{nura} di Collecchio fino al piccolo R.^{evo} di Bengodi-Talamonaccio (Fig. 24).

L’affioramento della Fm “cp” dei Magazzini d’Alberese (Fig. 24), riferito alla Fm “Q” nel F° 128 della II Ediz. della C.G.I. (Casella et al., 1969) completamente isolato e circondato da detriti di falda, eleva i suoi strati conglomeratici poligenici orizzontali fino alla quota di 45 m da quella di poco meno di 25 m ricoperta completamente dai detriti di versante. Il suo significato stratigrafico è stato e rimane un mistero nella mancanza di datazioni macro e micro paleontologiche o paleontologiche e di un riferimento comparativo con affioramenti analoghi nei sovrastanti M.^{ti} dell’Uccellina. Nel F° 128 l’affioramento più vicino, indicato con la stessa sigla “Q” è segnalato sul crinale di P.^{gio} del Lupo fino alla C.^{sa} Marconi a circa quota 127 m e nella sottostante lunga valle del Rispescia in destra orografica lungo i circa 6 km tra il P.^{gio} Rossino e il Pod. Spadino nei pressi di Grancia (Fig. 75). Lungo tutto questo versante è chiara la sottomissione di questi conglomerati, che si abbassano fino a circa quota 30, alla Fm *q* del F° 128 da noi paragonata alle Sabbie di Donoratico od alle eteropiche Ghiaie e sabbie di Quadrelle del Pleistocene Superiore. Considerando il carattere prevalentemente eolico di queste ultime formazioni, la loro sovrapposizione ai conglomerati fluviali in questione ha un significato puramente *ante quam* non estensibile ad una continuità di sedimentazione. Con ciò riteniamo impossibile spingersi oltre nel tentativo di una maggiore precisazione cronologica per questi conglomerati, né l’indeterminazione del livello litologico sul quale è stato eseguito lo studio del profilo pedologico dell’ENAOIL può dare garanzie in tal senso, secondo quanto suggerito da Mazzanti (1984) per un parallelismo con i Conglomerati di Bolgheri sui quali sono state determinate alterazioni in Ultisuoli. Tuttavia la presenza di questi Conglomerati “cp”, o “Q”, in specie nella lunga V.^{le} di Rispescia ed ovviamente anche nell’isolato affioramento dei Magazzini d’Alberese, offre il documento che l’area dell’attuale P.^{nura} di Grosseto, anche sul versante meridionale, deve essere solcata nel sottosuolo dalla continuazione di questi valloni pre-tirreniani.

La carta geologica di Campetti et al. (2003) mostra nel P.^{gio} di Bengodi il lungo e stretto affioramento “tir” di “depositi di spiaggia antichi (Tirreniano)”, parzialmente già indicati da Mazzanti (1984): “Il Colle di Bengodi e il Poggio di Talamonaccio mostrano nel versante occidentale, sulla falesia marina, un conglomerato intorno a 2 m di quota, ricoperto da sabbie rosse alla base ancora contenenti ciottoli. Queste sabbie si addossano ripidamente ai rilievi stessi. I conglomerati di base, solo dietro lo scoglio di Bengodi con fossili marini, sembrano prevalentemente di elaborazione fluviale; il mare potrebbe essere penetrato in valli già bene scavate in pratica lasciando un velo di deposito, oggi per altro di difficile reperimento alla base delle sabbie; le sabbie superiori sono poi la testimonianza del ritorno dell’ambiente continentale prevalentemente eolico”. Ricognizioni posteriori hanno messo in evidenza un livello di calcareniti di 25 cm di spessore al di sopra dei conglomerati di base che, circa 100 m a Sud dello scoglio di Bengodi, si vedono nuovamente sormontare il Macigno su una piccola spianata a 4 m s.l.m. Oltre la vallecchia che divide i P.^{ggi} di Bengodi e di Talamonaccio, il livello conglomeratico alla base delle Sabbie di Donoratico riappare fino a quota 5 m,

per 300 m verso Sud lungo la falesia e, dal momento che questa è costituita dal Calcare Nummulitico, la trasgressione tirreniana è segnalata da una fascia continua di fori di litodomi intorno all'altezza di 5 m che non è detto rappresenti il livello massimo trasgressivo per la presenza al di sopra di una breccia di versante ad elementi cementati, non forata dai litodomi, e dunque posteriore. Le Sabbie di Donoratico fasciano, al di sopra di uno stretto affioramento di "alluvioni" a forte componente antropica di carboni e frammenti di laterizi, la stretta valle che divide i due poggi suddetti; riprendono poi ad affiorare al piede degli stessi e lungo quello del P.^{g^{io}} Civitella fino presso Fonteblanda ben differenziandosi dai limi neri della diramazione di SE del Padule di Talamone. Questi ultimi limi neri occupano tutta l'area del vecchio padule tra i due F.^{si} Collettori, Orientale ed Occidentale, dall'altezza dello stradone del C.^{sale} Valentina verso Nord fino al sottile lido verso Sud. Tuttavia la parte centro settentrionale della P.^{nura} di Collecchio appare riempita di sedimenti in prevalenza sabbioso-limosi ben attribuibili alle Sabbie di Donoratico secondo quanto risulta evidente lungo i contatti settentrionali con i depositi olocenici *b*, del F° 128, "t", della Carta geologica di Campetti et al. (2003), che si trovano sempre più bassi di alcuni metri rispetto alle stesse Sabbie di Donoratico evidentemente per l'interposizione di una notevole fase erosiva fra le deposizioni dei due sedimenti.

L'estrema punta meridionale dell'Uccellina, da sotto le mura di Talamone alla base del P.^{g^{io}} di Fontelunga, è tappezzata da breccie di versante di calcare cavernoso più o meno cementate e mescolate con sabbie arancio-rosse, tipo Donoratico. Queste breccie ricordano quelle presenti in destra della Cala di Forno, anch'esse costituite da pezzame calcareo cementato sulle punte degli spigoli dei singoli elementi in contatto tra di loro in modo da costituire una specie di spugna rocciosa che il mare dilava degli interstizi meno cementati. L'attuale falesia che dal Faro, sotto il Molinaccio e Capo d'Uomo, giunge fino alla frana staccatasi dalla P.^{ta} del Semaforo è ancora tappezzata a metà costa da un misto di sedimento calcarenitico e sabbioso, relitto della parte superiore di una copertura che dovette in origine estendersi maggiormente al piede di quello che sembra sia stato il fronte della falesia del Tirreniano, nuovamente raggiunto e in gran parte demolito dalla falesia versiliana-attuale. Merciai (1910) segnala fasce di fori di litofagi sulla falesia calcarea circa 100 m a Nord di Capo d'Uomo a 2,50 m, a Ovest e Sud dello stesso capo "fori, talora fittissimi, fino a 2 m", a Sud di Talamone "fori, fino a 1,50 m"; si tratta di livelli raggiunti dal mare verosimilmente in una delle fasi tirreniane, visto che le opinioni sulle quote raggiunte dal livello di quest'ultimo durante la trasgressione versiliana sembrano escludere l'ipotesi che abbiano sorpassato quella del mare attuale (Pirazzoli, 1981).

Sulla stratigrafia interna alla G.^{tta} del Golino, scoperta, esplorata e scavata dallo Zucchi nel 1865 presso Talamone, relaziona ampiamente Renata Grifoni Cremonesi (1971) che, dopo avere ricordati i diversi interventi sull'argomento fino al 1966 di noti studiosi italiani e stranieri di paleontologia, così schematicamente conclude: "Nonostante sia ormai impossibile stabilire quale fosse la successione stratigrafica nella grotta si può avanzare l'ipotesi che vi fosse un livello musteriano, attestato da alcuni strumenti e dalla presenza dell'orso speleo e del rinoceronte e uno o più livelli del paleolitico superiore. E' probabile che vi fosse un livello mesolitico, testimoniato da alcuni tipi dell'industria e dall'abbondante chioccioloio".

La Figura 77, tratta dalla nota di Ciampoltrini (2001), rappresenta la ricostruzione dell'andamento della laguna-palude di Talamone riferita al I millennio a.C., sulla quale l'Autore così schematizza i risultati dei suoi studi: "Se si traccia un'ideale isoipsa intorno alla quota di m 1,2/1,3, emerge che le aree di frequentazione individuate – con la parziale eccezione del sito centrale del Tombolello – si collocano su questa, e in corrispondenza dell'emergere dei sedimenti limosi che segnalano l'area propriamente palustre, ancora nell'Ottocento, della laguna di Talamone (Fig. 77 in basso). Collocazione topografica, plausibilmente sulla linea di costa della laguna, e natura specializzata delle restituzioni ceramiche convergono dunque nel suggerire che per un lunghissimo periodo, che potrebbe protrarsi dal Bronzo Antico fino alle soglie dell'Età del Ferro, le sponde della laguna di Talamone conobbero una frequentazione funzionale a sfruttarne le peculiari risorse, probabilmente ittiche, forse anche saline. Ancora un insediamento etrusco del tardo VII e VI secolo, al margine sudoccidentale del Tombolello, con la presenza quasi esclusiva di olle d'impasto (Fig. 77, E) – in suggestiva sintonia con un altro sito perilagunare del VII secolo, a Migliarina di Viareggio (per questo Vaggioli, 1990) – conferma, sul lungo periodo, la continuità di un modello economico e degli insediamenti. Sono meno evidenti le caratteristiche dell'insediamento, ancora di età arcaica (VI secolo a.C.), sul versante meridionale della vetta del Tombolello (Fig. 77, F).

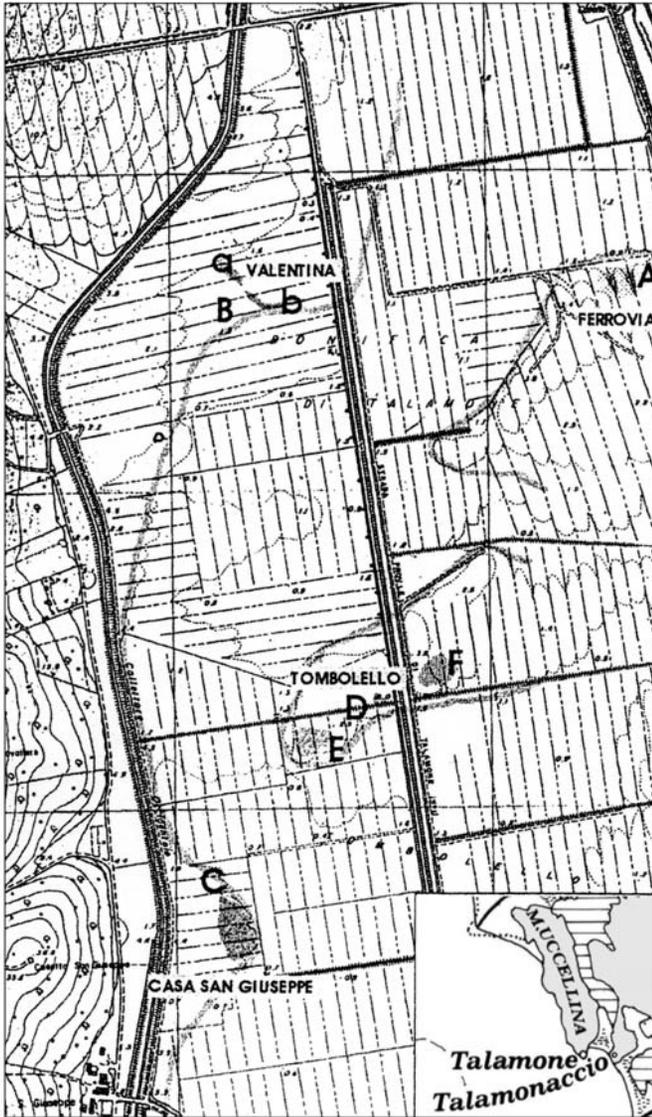


Figura 77 - Siti individuati dalla ricerca di superficie nella bonifica di Talamone (Fonteblanda) (da Ciampoltrini, 2001).

L'insediamento villanoviano di Casa San Giuseppe e – con le riserve della cronologia – del Tombolello consolidano il tessuto insediativo sin qui indiziato solo dalla piccola necropoli villanoviana incontrata poco a nord della stessa Casa San Giuseppe nei lavori di bonifica dei primi del secolo e dagli sporadici materiali del Villanoviano II recuperati sul Talamonaccio (Ciampoltrini e Paoletti, 1994), e ampliano decisamente verso settentrione la sequenza di abitati costieri villanoviani con specifica vocazione produttiva che il riesame di vecchi e nuovi dati di scavo ha permesso di apprezzare sul litorale ceretano (Pascucci, 1999; Belardelli, 1999). Analogamente, sul lungo periodo che potrebbe andare dall'Eneolitico all'intera Età del Bronzo, integrando l'evidenza dell'abitato del Bronzo Finale di Fonteblanda, o, sulla Laguna di Orbetello, di quello del Bronzo Medio di Casa Brancazzi, gli insediamenti della Valentina e della Ferrovia suggeriscono di cercare nella vitalità dell'insediamento sul litorale, sia nelle proiezioni marine che nelle occasioni offerte dalle risorse di pesca delle lagune, una possibile chiave di lettura dei complessi, essenzialmente sepolcrali, sin qui noti sul litorale fra Ombrone e Orbetellano, dalla Grotta dello Scoglietto a Punta degli Stretti (da ultimo Negrone Catacchio, 1999). Come già magmaticamente emergeva dalla pionieristica indagine di Bronson e Uggeri

(1970), è possibile che i complessi in grotta altro non siano che la punta dell'*iceberg* del tessuto insediativo su cui i recuperi della bonifica di Talamone consentono di gettare un primo sguardo”.

La Pnura dell'Osa - Albegna e il R. evo di P. gio del Leccio – Ansedonia

Tra le C. line di Talamonaccio – Magliano, a prevalenti affioramenti dei Dominî Toscano e Ligure, le C. line tra Magliano e la Marsiliana, ad affioramenti di formazioni neogeniche, tra la Marsiliana e il P. gio del Leccio, dove affiorano in maggioranza rocce calcaree triassiche, in fine tra il P. gio del Leccio e Talamonaccio si estende un'area sub-rettangolare, allungata grosso modo a direzione ENE-OSO, occupata quasi completamente da sedimenti quaternari e chiusa verso occidente dalla lunga spiaggia che la separa dal mare tra la Bocca dell'Osa e la Bocca d'Albegna e, più verso Sud, continua, al di fuori del rettangolo, lungo il Lido di Giannella fino all'Argentario, delimitando il settore di Ponente della grande Laguna di Orbetello (Figg. 6 e 21).

Quest'area, tra gli altri, è stata oggetto di ricerche da parte di Mancini (1960), Bertini et al. (F° 135 C.G.I., 1968), Mazzanti (1984) con investigazioni speditive, Bettelli et al. (1990) con carta geologica 1:50.000, Bonazzi et al. (1992) con nota esplicativa della carta precedente, ed infine Bossio et al. (2004) con una nuova carta geologica e con la documentazione micropaleontologica dei diversi livelli componenti la suc-

cessione stratigrafica, che per il settore quaternario è la seguente nella successione dall'alto:

(d) – Detrito, (dt) – detrito differenziato;

(a) – Depositi alluvionali recenti;

(at4) – Depositi alluvionali del IV Ordine, 1-spianata 2-scarpata;

(at3) – Depositi alluvionali del III Ordine, 1-spianata 2-scarpata;

(at2) – Depositi alluvionali del II Ordine, 1-spianata 2-scarpata;

(at1) – Depositi alluvionali del I Ordine, 1-spianata 2-scarpata;

(Pls) – Sabbie e conglomerati di P.^{g^{io}} del Molinaccio, Pleistocene Superiore;

(Pla) – Fm di B.^{tro} Le Stiacciole, a –argille scure con ciottoli, b –tuffiti, c-limi lacustri, Pleistocene Medio;

(Plc) – Conglomerati di C.^{lle} Lupo di facies fluvio-lacustre, Pleistocene Inferiore.

Mancini ha posto le basi della stratigrafia moderna in quest'area. Riprendiamo dal suo lavoro del 1960: “Nei pressi del ponte sull'Osa, di recente costruzione a circa 4 km, dalla foce, esiste una cava di sabbia. La località è indicata sulla carta come fossilifera. Vi troviamo infatti dall'alto la seguente successione...:

da m 0 a 0,40 – Suolo piuttosto argilloso, bruno grigiastro, a tratti sensibilmente eroso;

da m 0,40 a 1,50 – Alluvioni argillo-limose, salmastre, bruno giallicce, talora bruno scure, con numerose concrezioni calcaree. Abbondanti resti di *Cardium (Cerastoderma) edule* L., var. *umbonata* Wood, con individui di dimensioni assai disperate;

da m 1,50 a 3,50 – Sabbie in parte eoliche di color bruno, più giallicce in profondità, con qualche concrezione ferromanganesifera e rari ciottolini di arenarie a grana minuta e diaspro. Contengono industria musteriana in posto;

da 3,50, sabbie fino a m 9 – Sabbie marine di color bruno grigiastro, talora del tutto sciolte, talora fortemente cementate a creare una vera arenaria i cui strati aggettano allora sugli altri. Presentano delle *poupées* e dei tratti cementati da acque dure che hanno circolato orizzontalmente [si tratta con ogni evenienza delle <concrezioni intrasedimentarie suborizzontali> riscontrate nella <Panchina> di altre località da Mazzanti e Parea (1979)]. Fauna marina costituita da... [segue elenco che non riportiamo perché di specie non significative dal punto di vista cronologico, comunque di facies sicuramente marina litorale, tanto che permettono il parallelismo di questo livello con il (Pls) <Sabbie e conglomerati di P.^{g^{io}} Molinaccio di Bossio et al. (2004)]. Questa serie permette di dedurre che, dopo la deposizione degli strati marini tirreniani, che arrivano qui oggi fino a 9-10 metri, vi fu una regressione durante la quale, oltre a un modesto fenomeno eolico, si ebbe la presenza, più che l'insediamento, dell'uomo musteriano. Sovrasta tali sabbie un'argilla maremmana con fossili di acque salmastre che si ritrova a pari quota in altri vari luoghi come, ad esempio, nei pressi di Pian del Tesoro, dove nello scavo delle fondazioni del ponte sul Patrignone [circa 6 km a SE dalla località esaminata], sottostava a 3 o 4 metri di alluvioni fluviali limo-argillose e conteneva due varietà del *Cardium edule*...

Tale argilla a *Cardium* potrebbe rappresentare un deposito interdunare e retrodunare delle fasi più umide dell'anaglaciale Würm I o anche l'interstadiale W I – W II. In genere questi sedimenti affiorano in modesti lembi per cui non fu possibile distinguerli cartograficamente dalle sabbie”.

A questo proposito Mazzanti (1984) osserva: “La descrizione e l'interpretazione di questa serie ci trova completamente consenzienti: si può notare, senza invalidarne minimamente la correttezza locale, che l'episodio eolico (verosimilmente tipo Sabbie di Donoratico), che qui appare <modesto> perché disteso in corrispondenza di un'ampia pianura, fa parte di quelli che assumono grande importanza al ridosso delle colline e, ancor più, nelle vallate dei monti prospicienti il mare dove i loro sedimenti, talora per potenze di decine di metri, arrivano a quote di 60 m e oltre”.

Un'altra sezione descritta da Mancini (1960) si trova presso C.^{sa} Tiberini, al piede NE del P.^{g^{io}} del Leccio e circa 4 km a Nord di Orbetello (Fig. 21):

“ 1) m 0 a 0,25 – Suolo scarsamente umifero, color bruno rossastro, argilloso;

2) m 0,25 – 0,70 – Detrito di falda di elementi del calcare cavernoso, debolmente cementato e misto a scarsa terra rossa;

3) m 0,70 – 1,80 – Sabbia mista a terra rossa colluviale con rari ciottoli anche diasprigni;

4) m 1,80 – 2,20 – Detrito di falda piuttosto cementato dai prodotti di decalcificazione della sabbia soprastante;

5) m 2,20 – 3,20 – Sabbia fine, di color bruniccio, con qualche nodulo calcareo.

Mi parrebbe che questa alternanza di deposizione di sabbia, con conseguenti fenomeni pedogenetici, e di formazione di detrito di falda abbia un significato climatico abbastanza chiaro e indichi i vari mutamenti avvenuti nel ciclo würmiano. Considerando come W. I e W. II le due coltri di detrito, la sabbia mista a terra rossa si sarebbe deposta nel cataglaciale Würm I, subendo una pedogenesi nell'interstadio W. I – W. II. Gran parte di quello che si vede della sabbia inferiore sarebbe un paleosuolo fine interglaciale – inizio anaglaciale. Pare probabile una deposizione, per analogia con quanto hanno trovato Radmilli, Romagnoli e Tongiorgi (1955) alla grotta Rose Mary sul vicino promontorio di Ansedonia a regressione non molto avanzata. Purtroppo manca un caposaldo incontrovertibile a cui riferirsi”.

Mazzanti (1984) così concludeva: “Nella pianura compresa tra l’Osa e l’Albegna in superficie i sedimenti del Pleistocene superiore sono quindi rappresentati da sabbie continentali rosso-arancio del tipo delle Sabbie di Donoratico [possiamo aggiungere rinforzate nei colori sul rosso dalle decalcificazioni nelle zone dove sormontano i calcari cavernosi triassici <Terra rossa (tro)> del F° 135 Orbetello della II Ediz. C.G.I.]. Queste sono appena più rilevate morfologicamente rispetto alle alluvioni degli stessi due fiumi e di loro affluenti come il Fosso Albegnaccia, il Fosso del Guinzone, il Fosso della Radicata; sono inoltre appena più rilevate dei terreni limoso-torbosi dei vecchi paduli retro dunari: in definitiva formano un terrazzo. <Verso terra>, però, si sollevano impercettibilmente addossandosi alle prime colline fino a raggiungere e superare la quota 50 m nel poggio di Casa Valloria; anche in questa pianura [o insieme di terrazzi molto piatti che dir si voglia] non è quindi rintracciabile direttamente il limite più esteso della trasgressione tirreniana.

Le pendici inferiori di Poggio del Leccio sono ricoperte, quasi completamente, da brecce variamente cementate e con diverse alternanze di terra rossa, accumuli ripetuti nel tempo dei detriti e delle dissoluzioni cariche di quei versanti calcarei, misti, inoltre, a materiali di apporto eolico. Circa 200 m a monte della Via Aurelia, nel recinto del Polverificio di Orbetello, fu trovata, durante scavi in queste brecce, una fauna sicuramente riferibile al Pleistocene superiore (*Ursus spelaeus*, *Bos primigenius*, *Lepus europaeus*) per la quale la grande frequenza di *Equus hydruntinus* indica un clima scarsamente piovoso a forte siccità estiva (Blanc, 1955a)”.

Nel P.^{torio} di Ansedonia, completamente di calcari triassici, si aprono numerose grotte i cui riempimenti sono di notevole interesse nello studio del Pleistocene Superiore. Radmilli (1956) dà questa descrizione del riempimento della G.^{tta} Balella, aperta sul mare nel versante SO del promontorio: “Il riempimento nelle due cavità è rappresentato alla base, a circa due metri sul livello del mare, da lembi di spiaggia fossile tirreniana con *Pectunculus*, a cui fa seguito una stalagmite di 5-10 cm di spessore, oggi sospesa per l’asportazione della sottostante spiaggia tirreniana; sopra la stalagmite si osserva un deposito di sabbia rossa in cui sono sparsi frammenti di rocce a spigoli vivi di piccole dimensioni e resti di fauna (*Dama dama*, *Cervus elaphus*, secondo l’elenco datone in seguito), il tutto fortemente cementato. Questa sabbia rossa è contenuta nelle fessure e negli incavi della parete della caverna e raggiunge la volta, presentando uno spessore vario da 10 a 50 cm. Lo stesso deposito a sabbia rossa cementata con pietre si trova in rari lembi sulla parete esterna della caverna a 5-6 metri sul livello del mare. A varia altezza: metri due nella caverna, metri cinque o sette sulla parete esterna, esistono fasce di fori di litodomi, ricoperti in alcuni punti, specie sulla parete esterna, da veli stalagmitici e da concrezioni coralloidi. E’ evidente che la Grotta Mariella (nome della grotta dalla sua scopritrice sig.ra Mariella Balella) e le altre cavità attigue sono le nicchie terminali di una caverna molto più ampia, lunga circa 20 m, larga 5-6 metri, con l’asse maggiore orientato in direzione nord-sud, la cui demolizione ebbe origine con l’ultima trasgressione ed è tuttora in atto. I lembi di riempimento situati a cinque metri sulla parete esterna attestano il notevole spessore del deposito a sabbia rossa e pietre, prima della sua asportazione per l’azione marina, avvenuta dopo la demolizione della grande grotta. Le fasce di litodomi ed i residui della spiaggia fossile tirreniana dimostrano che la grotta era aperta sul mare; successivamente in questa penetrò la sabbia rossa, trasportata dalle acque, durante il dilavamento del versante, sul quale originariamente, questa sabbia si era depositata per azione eolica”.

Sul riempimento di questa grotta, con associazione a *Hyaena crocuta*, *Lepus europaeus*, *Equus caballus*, *E. hydruntinus* tipicamente del Pleistocene Superiore, si sono intrattenuti Radmilli et al. (1955) specificandone l’evoluzione stratigrafica-cronologico-ambientale, secondo l’ordine di sovrapposizione:

“1) La stalagmite di base può essersi formata in un periodo di tempo molto lungo mentre la grotta non aveva ancora un’apertura verso l’esterno. Una notevole importanza nella sua formazione debbono certamente aver avuto le fasi piovose calde dell’interglaciale Riss-Würm [oggi Tirreniano o, per essere più moderni,

MIS 5], sia per il fatto che durante esse le piogge dovevano essere abbondanti, sia per il contributo che alla sua formazione può aver dato l'anidride carbonica originata dalla ossidazione delle sostanze organiche (humus di foresta).

2) Il pietrame, misto a sabbia di duna (50 cm circa), con abbondanti resti di vertebrati e fortemente cementato alla base, è probabilmente il testimonio della frana o del disfacimento della volta per cui si è determinata l'apertura della grotta. Sembra logico pensare che questo avvenimento debba essersi verificato in seguito ad un dilavamento del versante, non più sufficientemente protetto dalla vegetazione a causa di una modificazione delle condizioni climatiche, che andavano a mano a mano assumendo quelle caratteristiche che sono testimoniate dal successivo deposito eolico e della fauna.

3) La fauna frammista al pietrame deve essere stata trasportata nella grotta dai lupi che ne avevano fatto la loro tana, dopo la deposizione del pietrame. Essa è il testimonio di un certo intervallo di tempo trascorso tra l'apertura della grotta e la penetrazione in essa della sabbia eolica che si andava intanto accumulando sul versante.

4) Tale accumulo, datato dalla frana, è riferibile ad una fase temperata in cui si cominciava a risentire l'effetto eustatico dell'anaglaciale würmiano, ad una fase cioè in cui la regressione marina metteva allo scoperto, attorno all'attuale promontorio di Ansedonia, un fondo sabbioso il quale ha funzionato come zona di alimentazione per i depositi eolici che, estendendosi sempre più, hanno potuto risalire il versante fino ad oltre 80 metri sul mare attuale...

5) Il dilavamento del versante con la conseguente penetrazione in grotta della sabbia eolica deve appunto corrispondere alla fine di tale periodo, determinata dal sopravvenire di una fase con piogge più abbondanti.

6) La stalagmite superiore segna il coronamento di questa nuova condizione climatica. Essa deve essersi inizialmente formata durante la prima oscillazione würmiana ed essersi accresciuta nelle fasi successive a partire dal momento in cui si è ostruito l'ingresso della grotta".

Ancora nel P.^{torio} di Ansedonia nella G.^{tta} delle Sette Finestre Blanc (1955b) ha riconosciuto un riempimento "... costituito da una breccia, quasi sempre molto tenacemente cementata da un terreno di colore rossiccio e contenente resti fossili di *Cervus*, *Equus* (*Asinus?*), *Arctomys marmota*". Ovviamente quest'ultima specie (rinvenuta del resto anche nella G.^{tta} delle Fate di Ardenza presso Livorno) indica chiaramente il grande abbassamento della temperatura in una delle fasi massime del Würm.

Altri documenti della trasgressione tirreniana sono stati segnalati precisamente da Merciai (1910) nell'area qui presa in considerazione:

"- alla foce dell'Osa, nella falesia calcarea del Poggio di Talamonaccio, un solco di battente a 4 m con fori di litofagi anche più in basso;

presso il Canale Emissario della Laguna di Levante di Orbetello nella parete calcarea del Promontorio di Ansedonia, solco di battente a 3 m e fori di litofagi tutto in basso;

fra la foce di questo emissario e la Torre di San Pancrazio, fori fino a 2 m;

nel golfo situato a Oriente della Torre San Pancrazio, solco a 4 m; e in una grotta del lato orientale del piccolo golfo, solco a 5 m;

presso la Torre Vecchia di San Pancrazio, due solchi sovrapposti a 4 e 2 m con fasci di fori sottostanti a entrambi; al di sotto del superiore si trova anche un conglomerato grossolano cementato da alghe calcaree".

In conclusione e schematizzando, quanto fin qui visto sull'esistenza di sedimenti riferibili al Pleistocene Superiore assicura sulla presenza di una non meglio precisabile trasgressione del Tirreniano con la Fm delle Sabbie e conglomerati di P.^{gio} del Molinaccio nella bassa Val d'Osa (Bossio et al., 2004) cui si sovrappongono le Sabbie rosse più o meno grossolane ("sr" nel F° 135 della II Ediz. della C.G.I.) di chiaro deposito prevalentemente eolico (cioè tipo Sabbie di Donoratico) fino almeno a ridosso del P.^{gio} Sacchetto in Val d'Osa e alla Fatt. Doganella in destra Albegna e a la Polverosa in sinistra dello stesso fiume. Con il lavoro di Bossio et al. (2004) nel quale sono stati precisati gli affioramenti della Fm di P.^{gio} Sassineri, attribuita al Pliocene Medio, e della Fm dei Conglomerati di P.^{gio} Lupo (di facies fluvio-lacustre) datata al Pleistocene Inferiore resta chiarito il limite interno oltre il quale non c'è da aspettarsi la presenza, nelle valli dell'Osa e dell'Albegna, di depositi marini o comunque collegati al mare del Quaternario.

La nota di Mazzini et al. (1999) sulla stratigrafia di un sondaggio fino a 51 m di profondità a partire dal livello del mare (Fig. 78) ha offerto ottimi riferimenti per la conoscenza del sottosuolo della pianura alluvionale del F. Albegna in destra del quale questa perforazione è stata eseguita a circa 1,5 km dalla linea di riva. Lo stu-

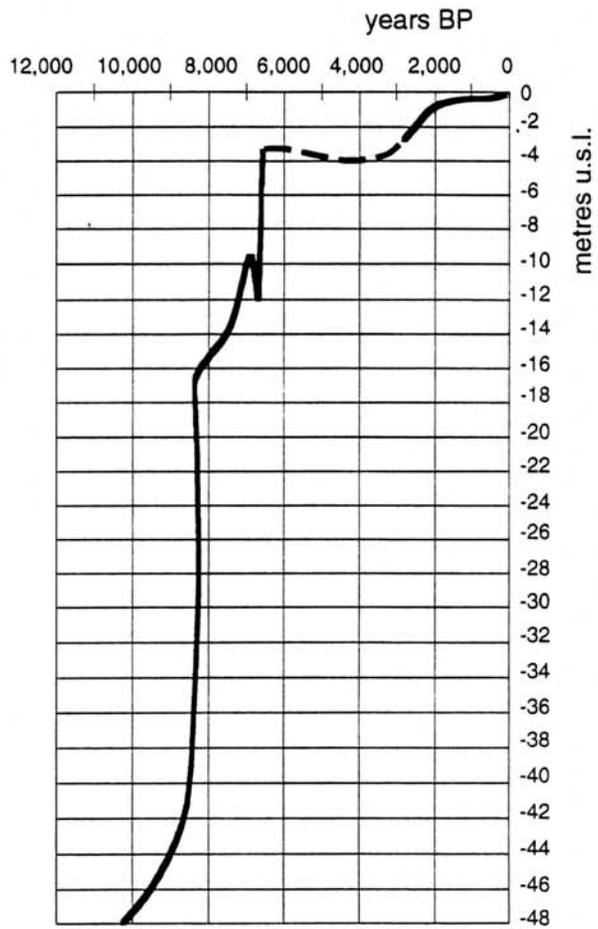
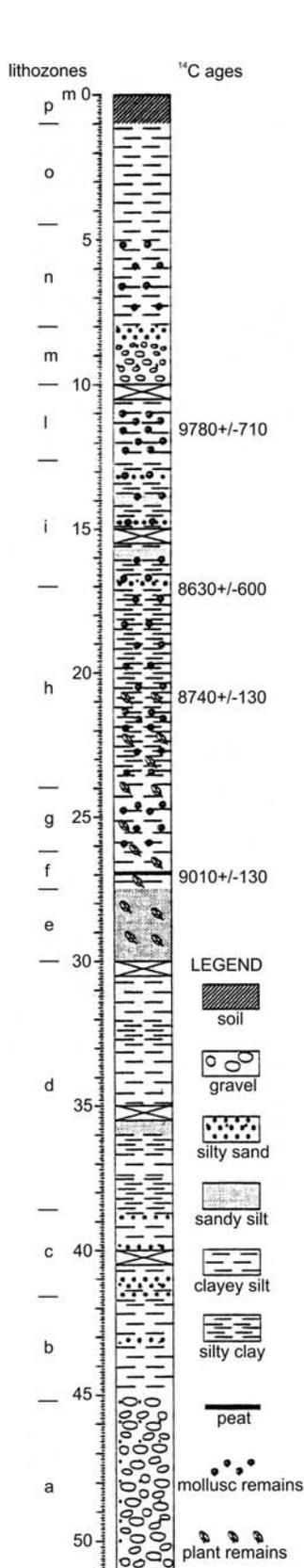


Figura 78 - Colonna litologica del sondaggio Albinia S4 (profondità in metri dal livello di campagna) (da Mazzini et al., 1999).

Figura 79 - Curva di risalita del livello del Mare Tirreno per gli ultimi 10.000 anni (da Alessio et al., 1997).

dio interdisciplinare di questo sondaggio ha offerto una ricostruzione dettagliata dell'evoluzione paleoambientale tra Pleistocene Superiore ed Olocene inferiore di quest'area costiera. I dati litostratigrafici, paleontologici e geochimici su conchiglie di Ostracodi hanno mostrato che lo sviluppo olocenico del paraggio è il risultato dell'interazione tra il sollevamento del livello del mare e gli apporti sedimentari del F. Albegna. Ciò appare dalla stretta corrispondenza tra i diversi indicatori geochimici e la ricostruzione paleoambientale basata sull'ecologia degli Ostracodi. Nondimeno esiste un'ampia correlazione tra $\delta^{13}\text{C}$ e la salinità, probabilmente risultante dai cambiamenti nella produttività collegata alle entrate di acque salmastre.

L'insufficienza di correlazione tra l'incremento in $\delta^{18}\text{O}$ e la paleosalinità è dovuta soprattutto al complesso mescolamento delle acque tra le diverse fonti e gli effetti evaporativi nella laguna. Il complesso mescolamento si sovrappone ai minori cambiamenti negli indicatori geochimici collegati a temperatura e salinità. Questo mescolamento è dunque il primario responsabile della mediocre corrispondenza fra piccola quantità di elementi e rapporti tra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nelle conchiglie degli Ostracodi e nelle ricostruzioni paleoecologiche complete.

Il sondaggio di Figura 78 rappresenta una laguna costiera dell'Olocene Inferiore interessata in larga misura da un ciclo trasgressivo-regressivo. L'associazione ad Ostracodi suggerisce una successione da un ambiente d'acqua dolce (dominanza di *Candonidae*) verso un ambiente progressivamente più salmastro (dominanza di *Cyprideis torosa* e *Loxococoncha elliptica*) culminante, a -12.00 m, in una laguna polisalata; il sistema in seguito evolve verso un ambiente di acque dolci (dominanza di *Candona neglecta*, *Ilyocypris bradyi* e di *Paralimnocythere messanai*). Questo andamento a larga scala è interrotto da episodi non-marini dovuti agli apporti del F. Albegna.

Il confronto fra l'andamento paleoambientale della paleo-laguna e le curve del livello del mare negli ultimi 10.000 anni (Alessio et al., 1997) (Fig. 79) insieme con l'interpretazione paleoambientale del sondaggio di Albinia, mostra che la tendenza del F. Albegna a progredire in direzione del mare è continuamente osteggiata dalla rapida risalita del livello del mare fino a 8.400 anni fa. Successivamente l'andamento decrescente del livello del mare conduce all'elevarsi di una fase regressiva registrata vicino al tetto del sondaggio, alla restaurazione dell'ambiente continentale e al ritiro della spiaggia nella posizione attuale.

Va comunque fatto notare che il sondaggio di Albinia, con i suoi 51 m di profondità, con sedimenti almeno fino a -45 m sicuramente di facies lagunari non-marine e con il passaggio Pleistocene-Olocene già avvenuto a quota -27 m (Fig. 78), rappresenta un'altra bella documentazione che tutta la sua colonna stratigrafica si è deposta in un'incisione valliva anteriore al Pleistocene Superiore.

La Pnura di Burano

In questa pianura, al limite meridionale della Toscana Costiera tra il ptorio di Ansedonia e il T.ente Chiarone, Hearty e Dai Pra (1986; 1989) hanno studiato le stratigrafie a C.sale Monte Alzato, C.sale Selvanera e Vadopiano (rispettivamente colonne 8, 9 e 10 nella sezione C della loro Figura 7, da noi riprodotta in Figura 80). Le colonne 9 e 10 mostrano marne a *Cerastoderma* di facies salmastra riferite alla Aminozona E (da questi Autori considerata equivalente al Tirreniano OIS 5e) cui si sovrappongono a Vadopiano depositi vulcanici e a Selvanera eolianiti fino a 16 m di quota. A Monte Alzato le eolianiti si sovrappongono, a quota 6 m, a sabbie con conchiglie che non hanno dato risultati positivi all'esame degli aminoacidi.

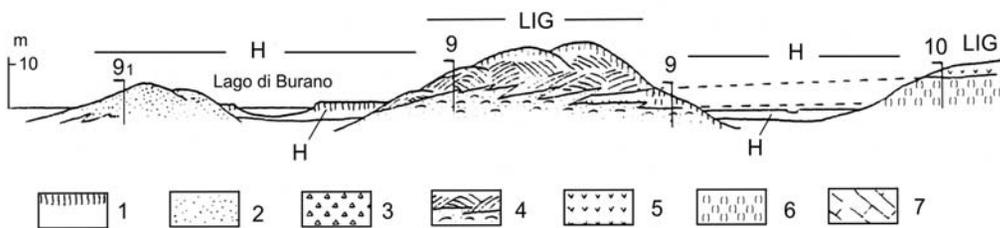


Figura 80 - Sezione stratigrafica attraverso il Lago di Burano; 1 - Suolo, 2 - Duna olocenica (e/o Pleistocene Superiore), 3 - Breccia, 4 - Spiaggia alta su duna costiera; 5 - Depositi vulcanici; 6 - Laguna a *Cerastoderma*; H - Olocene; L.I.G. - Ultimo interglaciale (da Hearty e Dai Pra, 1986).

Aldinucci et al. (2004) presentano un nuovo rilevamento e una sezione geologica, da noi riprodotta in Figura 81, leggermente modificata rispetto alla precedente, nella quale è segnalata un'Unità di base (1) – comprendente sabbie non fossilifere alluvio-colluviali e conglomerati alluvionali, esposti al ridosso delle colline dell'interno del Neogene e delle rocce dei Dominî Liguri e Toscani e riferiti, sulla base delle condizioni di giacitura, probabilmente al Pleistocene Medio. Al di sopra si trova l'Unità (2) – con due litofacies tra loro eteropiche la 2a e la 2b. La Litofacies 2a è costituita da sabbie ben selezionate e da conglomerati ad elementi sottili con resti di molluschi di un complesso di barra semisommersa, il suo limite verso terra raggiunge quote leggermente più alte rispetto alle sabbie fini-fangose ed ai limi costituenti la Litofacies 2b che contiene un detrito bioclastico di molluschi articolati e disarticolati (*Cerastoderma*, *Tellina*, *Bittium*, *Loripes*) tipico di un ambiente marino limitato verso il largo dalla barra semisommersa della Litofacies 2a. Da quest'ultima litofacies sono stati prelevati gli esemplari di *Cerastoderma* datati all'Aminozone E da Hearty & Dai Prà (1986; 1989). L'Unità (3) si sovrappone alla (2) e si compone anch'essa di due litofacies tra loro eteropiche la 3a e la 3b. La Litofacies 3a, situata sull'entroterra della Laguna di Burano, è composta di sabbie da medie a fini, ben selezionate ed a lamine incrociate, alcune delle quali presentano gradazione inversa e tracce di radici. Questa tipologia di litofacies, caratterizzata dalla presenza di gasteropodi continentali (*Helix*, *Rumina* e *Cyclostoma*, notati da Hearty e Dai Prà, 1986) insieme a pochi esemplari di *Ammonia beccarii* rimaneggiati, è indicativa di un ambiente variante con zone di cementazione calcitica in acque vado-se. La Litofacies 3b è conforme alla 2b e si trova a poche centinaia di metri verso terra rispetto alla 3a; essa è formata da straterelli calcarei con Gasteropodi ed Ostracodi alternati a sabbie gradate normalmente e a grana grossolana ricche di elementi vulcanici che passano verso l'alto a clasti silicei fini e torbosi. Aldinucci et al. (2004) hanno riferito l'Unità (3) al Tirreniano II e la sovrapposta Unità (4) al complesso attuale di spiaggia, di duna retrolitoranea e della Laguna di Burano.

L'evoluzione paleogeografica della pianura costiera di Burano è schematizzata da Aldinucci et al. (2004) nella loro Figura 2. In particolare, durante il Tirreniano I una barra, semisommersa e probabilmente a tratti emersa, delimitandolo verso il mare, sviluppa un ambiente marino relativamente ristretto (Unità 2). Un successivo livello marino calante porta all'emersione della barra con la formazione di un suolo in cima alla Litofacies 2a, mentre si instaura un ambiente deposizionale salmastro, apparentemente senza discontinuità, le condizioni ambientali marine ristrette ricordano la Litofacies 2b.

Una rinnovata trasgressione marina risulta nella formazione di dune eoliche (Litofacies 3a) e di un acquitrino salmastro (Litofacies 3b), quest'ultimo sovrapposto allo stagno della Litofacies 2b. L'Unità 3 è considerata corrispondere ad una di spiaggia più alta della moderna, separante oggi il mare aperto dallo scalino di spiaggia, dalle dune di retrospiaggia e dagli stagni dell'area di Burano.

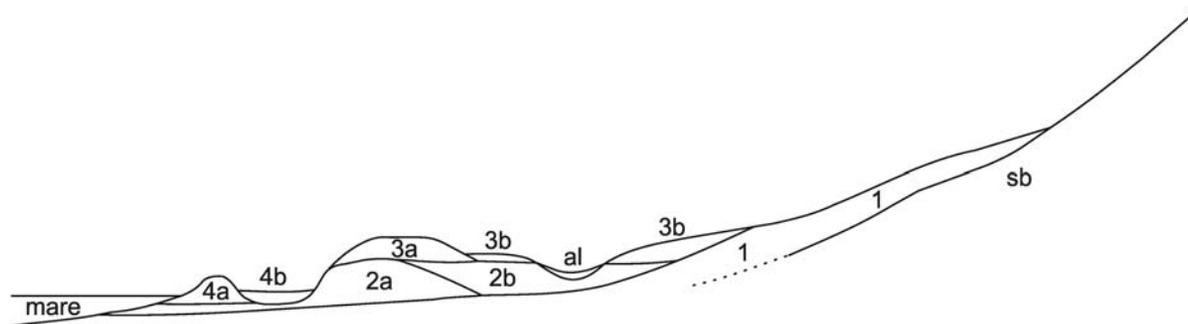


Figura 81 - Sezione geologica attraverso il Lago di Burano; sb – Substrato pre-pleistocenico; 1 – Conglomerati e sabbie alluvionali (Pleistocene Medio e/o Superiore?); 2a - Sabbie e conglomerati marini, 2b – Sabbie fini siltose e limi marini (Pleistocene Superiore – 125 ka); 3a - Sabbie a stratificazione incrociata, 3b – Sabbie sottilmente calcaree e ricche di vulcaniti (Pleistocene Superiore – 110 ka); 4a – Sabbie eoliche, 4b – Sedimenti lacustri (Olocene); al – Sedimenti alluvionali (da Aldinucci et al., 2004).

Il Ptorio Argentario e la Laguna di Orbetello

Questo promontorio presenta una grande quantità di piccoli affioramenti attribuibili al Pleistocene Superiore; appaiono tutti segnalati, e distinti in marini (pm) e in eolici (pe), nella Carta Geologica del Monte Argentario (Grosseto) alla scala 1:25.000 di Gianniello et al. (1962), in Lazzarotto et al. (1964) e nel F° 135 della II Ediz. (Bertini et al., 1968) della C.G.I. sotto la sigla Qp = “Panchina marina e sabbie eoliche in terrazzi (Orbetello-Monte Argentario)”, ma alcuni di questi ultimi, per le quote alle quali si trovano, vanno attribuiti, come già riferito, al Pleistocene Medio. Le ricognizioni eseguite da Mazzanti specificamente per il suo lavoro sul Quaternario hanno confermato la precisione cartografica con la quale questi sedimenti sono stati segnalati ma, al tempo stesso, l’inadeguatezza dei riferimenti descrittivi di cui sopra. Bisogna inoltre ricordare che gran parte dei detriti di versante, specie se cementati, che si trovano abbondantissimi addossati ai dirupi calcarei dell’Argentario risalgono almeno al Pleistocene Superiore se non al Medio, malgrado siano segnati in queste carte semplicemente come <detriti>; ed ancora i <Detriti di materiali sottili in spianate sovrapposte alle frane (sf)>, che si trovano sulla Piana di Biagio a quote di quasi 500 m, lasciano incerti sulla loro natura dato che tutt’ora non hanno trovato un’adeguata spiegazione. D’altra parte non va dimenticato che il rilevamento geomorfologico del M.^{te} Argentario non potrà considerarsi sufficientemente realizzato fino a quando non sarà riprecisato il rilevamento geologico anche con l’applicazione dei moderni metodi dell’analisi strutturale, come è recentemente stato fatto per i M.^{ti} dell’Uccellina, non trascurando il riconoscimento preciso della natura delle grandi quantità di breccie presenti in specie nell’area occidentale del promontorio; con queste premesse veniamo a quanto finora noto.

Agli sbocchi al mare della V.^{le} dei Pozzoni, a Occidente della T.^{re} di S. Liberata, e della V.^{le} del Pozzarello, parallela alla precedente ma aperta ancora più ad Ovest, si trovano, fra la spiaggia e le alluvioni o detriti, due piccoli lembi di conglomerati con tenace matrice sabbioso-calcareo, cioè calcarenitica, alternati a più livelli di terra rossa (Fig. 21). Questi sedimenti appartengono verosimilmente al Pleistocene Superiore ma non danno altra indicazione se non che queste due valli sono di escavazione precedente.

Il lato Est di Cala Grande presenta sui 15-20 m una spianata, sepolta tuttavia da una grande quantità di materiali, anche molto grossolani, franati dai ripidi versanti che la contornano; è dubbio se si tratti di un residuo di terrazzo tirreniano.

Alla P.^{ta} Maddalena (circa 1 km a SE del Capo d’Uomo) si sono conservate superfici a inclinazione non superiori ai 20°, molto più dolci di tutte quelle dei rilievi circostanti. Queste superfici è probabile si raccordassero più in basso con una spianata tirreniana, verosimilmente demolita dall’azione del mare sottostante; sono ingombre di breccie, miste a terra rosso-arancio, di un antico detrito che risale il versante fino a 75 m di quota.

Alla Cala dell’Olio la spianata di abrasione tirreniana, a circa 10 m di quota, è visibile lungo un fronte di 250 m parallelo alla costa attuale; al di sopra si trova una grande quantità di breccie, anche molto grossolane alla base, che diminuiscono di dimensioni verso l’alto e a mano a mano acquistano disposizione stratificata.

Alle Scorpacciate (la cala a Nord dell’I.Rossa) si individuano ancora due lembi di spianata tirreniana intorno ai 10 m di quota, rispettivamente allungati di circa 400 e 150 m in direzione parallela alla costa attuale. Quello più settentrionale è completamente sepolto dalle solite breccie più o meno grossolane; quello più meridionale mostra 50 cm di breccia di base, legata da matrice di conglomerato fine – sabbia grossolana, e, al di sopra, calcarenite di probabile origine eolica, oggi osservabile assai malamente per la costruzione di una villa che la ricopre e per l’inagibile giardino che la circonda.

Sul lato meridionale del promontorio che si protende dietro l’I.Rossa si trova un piccolo gradino senza sedimenti pleistocenici, sui 20 m di quota, probabile morfologia legata ad una trasgressione glacioeustatica. Il vallone che scende a Oriente del P.^{gio} Paladino è ampiamente tappezzato, specie sul fianco destro, di alternanze di breccie, di calcarenite verosimilmente eolica e di sabbia rosso-arancio che ne indicano l’escavazione pre-tirreniana.

Alla punta nord, che delimita la Cala di T.^{re} delle Cannelle si trova la sezione più bella ed esposta in modo migliore di tutto l’Argentario, con la seguente successione a partire dal basso:

- a) - breccie in matrice limoso-sabbioso-calcareo;
- b) - grande banco di calcarenite (120 cm di spessore) a concrezioni intrasedimentarie suborizzontali, privo di fossili;

- c) - sabbia gialla (40 cm) con incrostazioni calcaree al tetto;
- d) - sabbia rossa, talora mista a detrito (50 cm);
- e) - detrito superficiale.

Il banco b) da 15 m di quota raggiunge i 6 m, con una inclinazione <verso mare> regolarissima che si effettua su una lunghezza di poco più di 200 m e che è tutta visibile sul lato nord della punta. Le brecce di base riempiono incisioni, anche molto strette e profonde, negli scisti del Verrucano del substrato. Questa sezione sembra ottima per dedurre che il banco di calcarenite si è depositato (verosimilmente in un ambiente di spiaggia o di duna) su una spianata di abrasione marina caratterizzata da una discreta inclinazione originaria. Il mare nella sua azione di abrasione ha <piallato> una precedente morfologia fluviale piuttosto accidentata incisa nelle rocce (Verrucano) del substrato, che ora risulta riempita di brecce (a) contemporanee alla fase marina o, almeno in parte, risalenti a detriti di versante a questa precedenti. Queste brecce si trovano incuneate, nelle fessure delle rocce del substrato, in alcuni punti fino quasi al livello del mare attuale, tuttavia la spianata d'abrasione, qui ben conservata, compare al massimo compresa tra le quote di 6 e 15 m. Se ne può dedurre, ancora una volta, che dalla quota (se inferiore a 15 m) di un piccolo lembo sedimentario residuo della trasgressione tirreniana non è lecito trarre deduzioni sul livello massimo da questa raggiunto e quindi, tanto meno, trarre implicazioni dell'avvento di sprofondamenti: se la quota è maggiore di 15-20 m (ma oggi questo limite per il Mediterraneo è stato portato a 6 ± 3 m da Ferranti et al., 2006) si potrà pensare invece a un sollevamento tettonico, in regioni lontane da magmatismo superficiale o poco profondo attivo o quiescente, solo se il lembo sedimentario sia sicuramente marino e riferibile al Pleistocene Superiore.

Il fondo della Cala di T.^{re} delle Cannelle, al di sopra della spiaggia, è formato ancora da brecce, sabbia rossa e calcarenite, ma l'esplorazione è ridotta a tratti minimi dagli edifici che vi sono stati costruiti sopra o al ridosso. Rimane comunque la testimonianza che anche la valle che sfocia in questa cala è di escavazione pre-tirreniana.

L'insenatura, o piccola baia, che si apre fra la P.^{ta} di T.^{re} Ciana e la P.^{ta} Avoltore contiene al fondo, verso NE, tre lembi di sedimenti riferibili verosimilmente al Pleistocene Superiore perché si appoggiano su superfici d'erosione <sospese> sul mare di 10-20 m. L'osservazione ravvicinata e di dettaglio di questi sedimenti è ostacolata dalla ripidità della sottostante falesia e dalla impenetrabilità della macchia sull'orlo superiore; tuttavia è stato possibile notare che prevalgono le brecce in basso e che la calcarenite è presente, al di sopra di queste ultime, solo nel più orientale di questi lembi.

Grauso e Zarlenga (1991) per il Quaternario ad Ovest e Nord di T.^{re} dell'Avoltore danno questa successione stratigrafica a partire dal livello secondo loro più antico: "Arenarie del I ciclo; Brecce antiche; Arenarie e Brecce del II ciclo; Brecce intermedie; Sabbie eoliche rosse; Sabbie del III ciclo (con Molluschi marini molto usurati e disposte fra 70 e 90 m di quota); brecce recenti; Detriti di falda". Nelle Arenarie del I ciclo questi Autori hanno rinvenuto frammenti di *Glycymeris* fra quote di 3 e 15 m nell'unico affioramento (A - 1) della Cala di T.^{re} dell'Avoltore. Questo affioramento è verosimile che corrisponda al Tirreniano per cui non può essere più antico delle Arenarie e Brecce del II ciclo dell'affioramento (A - 7) delle quote 125 - 150 m, situato 300 m a Nord di Cala Piazzoni con fossili marini (*Monodonta turbinata*, *Patella safiana*, *P. cerulea*, *Purpura haemastoma*, *Ostrea* sp. e *Glycymeris glycymeris*) e dell'affioramento (A - 3) delle quote di 125 - 170 m, di circa 500 m a NO di Cala dei Santi, con *Glycymeris glycymeris* e *Pecten* sp. per i quali Grauso e Zarlenga (1991) ammettono un sollevamento di circa 80 m e quindi un riferimento al Pleistocene Medio; tanto più che collegano la deposizione di queste arenarie con un episodio eustatico del Pleistocene Medio, per la presenza di augite e diopside in quantità tali da ipotizzare una connessione col vulcanismo peritirrenico di età, appunto, medio pleistocenica.

Alla Cala dei Santi si apre la grotta il cui riempimento stratigrafico è stato studiato da Segre (1959) che ne dà questa descrizione a partire dall'alto:

" e - Sabbie gialle e focolari di età énea (con superficie superiore a circa 12 m di quota);

st₃ - Stalagmite superiore attribuita al Würm III;

a₂ - a₁ - Orizzonti di argilla rossa a *Cecilianella acicula* con soprastante, sottile livello detritico;

d - Duna d'addossamento, di sabbia gialla superiormente rossiccia nella massa con alla base crostoni arenacei;

br₂ - Breccia ossifera superiore con intercalazione di limi rossi cementati (Würm II);

- st₂ – Potente stalagmite inferiore, attribuita al Würm I;
 br₁ – Breccia con fauna a stambecco e industria musteriana, attribuibile all’anaglaciale Würm I;
 t – Spiaggia tirreniana (a circa 4 m di quota);
 st₁ – Ruderer di stalagmite pre-tirreniana”.

A nostro modo di vedere questo riempimento della G.^{tta} di Cala dei Santi è una rara documentazione di sicuro affidamento della quota raggiunta dal mare nella fase di Tirreniano III, od OIS 5a, considerando che questo livello (t) è sormontato dal livello (br₁) con industria musteriana sormontato dalla potente stalagmite (st₂) del Würm I, a sua volta sormontata da altri livelli che è stato possibile precisamente riferire rispettivamente al Würm II e al Würm III.

Le pendici che sovrastano la Cala dei Santi sono tappezzate da incrostazioni di breccie, di terra rossa e, anche se più scarsa, di calcarenite; si tratta evidentemente del solito velo di detrito cui si agguameva materiale di provenienza eolica e di residui di dissoluzione dei calcari. A partire da 300 m a Nord di questa stessa cala compaiono sul litorale ammassi enormi di materiali calcarei sconnessi e crollati dalla soprastante Costa della Scogliera. Gran parte di questo detrito è tenuto insieme da matrice sabbioso-calcareo o da terra rossa; su massi di questa rovina si trovano fori di *Lithodomus*, spesso ancora contenenti la conchiglia, fino a quota di 1 m e più, lasciando intravedere come l’attitudine a franare della costa sovrincombente era già iniziata nel Tirreniano. Per finire l’esame di questo tratto di costa ricordiamo come una piccola placca di breccie a matrice calcarenitica si trova sul lato meridionale del poggio della Rocca di Port’Ercole, di fronte all’Isolotto.

I versanti orientali dell’Argentario, compresi fra gli attacchi dei due lidi (Feniglia e Giannella) sono famosi per i ritrovamenti e gli studi delle breccie ossifere e dei riempimenti di grotta. L’elenco degli Autori che si sono occupati di queste breccie ossifere è lungo. Iniziò Meneghini (1865) che fu seguito da Cocchi (1870), da D’Achiardi e Busatti (1879), da Forsyth Major e Busatti (1882), da Portis (1887), da Caterini (1919 e 1921), da Merciai (1910) e da Fucini (1912). A questo elenco vanno aggiunti i lavori più recenti di Ducci e Segre (1950), di Segre (1959) e di Baschieri e Segre (1957), quest’ultimo con l’importante studio della fauna villafranchiana che è stato già preso in considerazione nel capitolo dedicato al Pleistocene Inferiore. Nei riempimenti diaclastici del calcare cavernoso della Polveriera secondo Caterini (1919) era presente questa successione a cominciare dall’alto:

- “- a) breccia con fauna e industria su diaspro e quarzo;
 b) massi di frana sconnessi, con resti ossei;
 c) argilla ocrea priva di ogni traccia organica e di industria litica;
 d) spiaggia tirreniana con *Patella ferruginea* (secondo la testimonianza di Forsyth Major e Busatti)”.

E’ noto che la *Patella ferruginea* viene annoverata fra le specie che oggi sono più frequenti lungo le coste africane del Mediterraneo che non lungo quelle settentrionali. La sua presenza rientra quindi bene fra le faune tirreniane, anche se non fa parte rigorosamente delle forme che servono a contraddistinguerle, perché oggi non più viventi nel Mediterraneo ma nell’Atlantico tropicale. Dai livelli a e b proviene la fauna delle breccie, riferibili a fasi würmiane per la presenza e l’associazione di *Bos primigenius*, *Dama dama*, *Elephas antiquus*, *Lepus europaeus*, *Felis pardus*, *Lutra lutra*, *Hyaena crocuta*.

Il riempimento rinvenuto nella Grotta del Granduca a P.^{ta} degli Stretti è così descritto da Segre (1959) a partire dall’alto:

- “- a) breccia compatta;
 b) orizzonte di argilla rossa;
 c) grosso livello stalagmitico;
 d) potente riempimento di terra rossa con abbondante detrito calcareo”.

Nella breccia post-tirreniana dell’entrata della grotta è stata trovata una fauna würmiana caratterizzata da *Felis Leo*, *Hyaena crocuta*, *Dama dama*, *Bos primigenius*, *Equus caballus* s.l.

Anche lungo le molte falesie calcaree del P.^{torio} Argentario Merciai (1910) ha riconosciuto e precisamente segnalato fasce di fori di litofagi e solchi di battaglia: “alla Torre Avoltore... solco di battente a 1 m con fascia di fori al di sotto; in prossimità della Grotta del Falcone... solco di battente a 1 m; all’Isolotto dell’Argentario, sul versante settentrionale, fori fino a 2 m; sotto la Rocca di Port’Ercole, solco di battaglia a 2,50 m e fori tutto in basso e, ancora più a Oriente, solco a 1m; presso il Forte di Port’Ercole, in una grotta, solco a 2 m e fori tutto in basso; a Cala Galera, fori al di sotto di 3-4 m; al Poggio Pertuso, fori al di sotto di 2,50 m”. Riprenderemo questo argomento nel capitolo dedicato alla tettonica.

La Laguna di Orbetello corrisponde a un bacino di sprofondamento tettonico ad asse appenninico compreso tra il M.^{te} Argentario e il P.^{gio} del Leccio (Lazzarotto et al., 1964). Sedimenti probabilmente quaternari sono stati incontrati per 120 m nella parte centrale di questo bacino dal sondaggio della Piazza delle Carceri di Orbetello.

Questo sondaggio, condotto fino alla profondità di 160 m, è molto antico, essendo stato effettuato fra il 1835 e il 1837. A partire da 1 – 2 m di quota e dopo circa 3 m di <Panchina> e conglomerato, ha incontrato una successione di sabbie fini conchigliifere fino a circa -60 m; a -63 m è stata rinvenuta <Torba e fossili vegetali con lignite, nericcia> e, ancora al di sotto, strati di sabbie più o meno fini conchigliifere con un livello di marna argillosa verso il fondo e uno di <Argilla compatta e del tutto impermeabile, rosso bruna> a -120 m sopra lo <Scoglio calcareo> (evidentemente il calcare cavernoso) di fondo pozzo.

L'interpretazione di questa successione è problematica:

Lazzarotto et al. (1964), considerando come post-würmiani i 60 m di sedimenti, al di sopra del livello sicuramente continentale dei -63 m, li hanno attribuiti al Versiliano insieme, ovviamente, alla soprastante <Panchina> dell'affioramento di Orbetello.

Un'interpretazione diversa è stata prospettata da Mazzanti (1984) che ha considerato tirreniana la <Panchina> degli affioramenti di Orbetello e del Pleistocene Medio la successione sottostante, ovviamente al di sopra di quota -120 m.

Hearty e Dai Pra (1986; 1989) hanno fornito una cartina geologica schematica dei sedimenti pleistocenici dell'area in questione, una serie di colonne stratigrafiche e una serie di sezioni geologiche. Nella colonna stratigrafica di Orbetello (7 di Fig. 4 di Hearty e Dai Pra) è indicata una A a fianco della base della <eolianite> di Orbetello, che andrebbe indicata quindi come olocenica, secondo il riferimento alla Aminozona A. Ma in Figura 7 i medesimi Autori indicano l'<high beach to dune shore> di Orbetello con la sigla LIG indicativa del <Last interglacial>, non meglio specificato ma comunque evidentemente da considerarsi pre-olocenico, tanto più che nella Figura 2 degli stessi Autori, immediatamente ad Est di Orbetello, è segnalato un affioramento di <dune ridges (3) Eutyrrhenian deposits>.

Senza dubbio il Lido di Orbetello, provvisto di una calcarenite apparentemente identica a quelle conosciute come tirreniane, è più antico dei lidi di Giannella e di Feniglia che chiudono la Laguna di Orbetello e che sono privi di questo tipo di calcarenite. La presenza del mare tirreniano anche sul fianco orientale dell'Argentario può essere suggerita, seppure non assicurata, dal citato ritrovamento di *Patella ferruginea* nel riempimento di anfratti carsici del P.^{gio} Polveriera (Caterini, 1919), appunto sul versante orientale dell'Argentario nel tratto compreso tra l'affioramento delle calcarenite di Orbetello, che comunque non si congiunge col promontorio, e il Lido di Feniglia. L'assetto attuale tra i rilievi dell'Uccellina-Talamonaccio, di P.^{gio} del Leccio-Ansedonia e dell'Argentario in definitiva è conseguenza della trasgressione versiliana. Tuttavia il mare tirreniano aveva già lambito, come è stato precisamente documentato, la P.^{ta} di Talamone, il R.^{vo} di Bengodi-Talamonaccio, il P.^{torio} di Ansedonia e le coste settentrionale, occidentale e meridionale, ma molto probabilmente anche quella orientale dell'Argentario, spingendosi fino a quote più alte di quelle raggiunte dal mare attuale, cioè oscillando, nei suoi tre stadiali alti, tra la quota 9-10 m, raggiunta dal Tirreniano I, e la quota 3-4 m, raggiunta dal Tirreniano III, ben documentata alla G.^{tta} dei Santi. Sulle quote cui si sono attestati gli interstadiali Tirreniano I-II e II-III, come su quelle alle quali si sono attestati gli stadiali inferiori di Würm I e di Würm II non disponiamo per ora di nessuna informazione concreta; dal sondaggio di Albinia possiamo trarre l'esistenza di una fase molto umida di ghiaie tra le quote -45 e -51 (fondo pozzo), verosimilmente indicative di un anaglaciale, probabilmente di Würm III, tuttavia troppo indeterminato per poterne trarre indicazioni precise. Queste comunque riguarderebbero la posizione dell'alveo del paleo-Albegna ma non certo la posizione del livello del mare. Quest'ultima, anche sulla base delle considerazioni indicate qui sopra, va ritenuta nel Würm III sicuramente inferiore ai 51 m del fondo della perforazione di Albinia che, d'altra parte, ha dimostrato come il F. Albegna, nel corso olocenico e per la parte corrispondente ai 15 m superiori alle ghiaie presenti al di sotto di quota -45, ha sempre trasportato sedimenti fini (argille siltose e silt argillosi). Se ne può trarre che la formazione del lido che unisce il P.^{gio} di Talamonaccio all'Argentario è legata principalmente alla dinamica marina e alle variazioni del livello del mare in un'area di bassi fondali in gran parte per accumuli pre-olocenici. Attualmente l'isobata dei 30 m passa in corrispondenza della corda del golfo fra Porto S. Stefano e 1,5 km al largo di Talamone e nel sondaggio di Albinia è proprio a circa -30 m che corrisponde il passaggio tra i sedimenti del Pleistocene Superiore e quelli dell'Olocene, nell'insieme di un ambiente lagunare.

Bronson e Uggeri (1970) hanno documentato che i lidi di Giannella e di Feniglia erano completamente sviluppati in periodo romano e hanno indicato come su questi siano stati rinvenuti anche notevoli materiali preistorici più antichi. Lo scarso apporto torbido olocenico dei fiumi Osa e Albegna, per l'alimentazione della Giannella, e la lontananza di corsi d'acqua importanti, per la Feniglia, sono la ragione della sopravvivenza della Laguna di Orbetello, solo parzialmente divisa nelle due lagune di Ponente e di Levante da uno stretto e lungo affioramento di calcarenite, verosimile residuo del Pleistocene Superiore al tetto di una successione stratigrafica del Pleistocene Medio, costituente un setto divisorio superato dalla trasgressione tirreniana ma ripristinato durante le fasi würmiane di mare basso.

A proposito delle mura etrusche di Orbetello, Schmiedt (1972) osserva: "E' stato ritenuto pertanto molto interessante determinare la posizione altimetrica di questi resti sia rispetto al mare sia nei confronti dello specchio lagunare che in età etrusco-romana era in comunicazione col mare per mezzo di tre canali (Canale di Fibbia a nord e due a sud resecanti il tombolo di Feniglia). Pertanto si è proceduto in primo luogo a determinare la quota delle acque della laguna appoggiandosi al caposaldo verticale di Orbetello e poi a rilevare quella di alcuni resti romani rinvenuti lungo la linea di spiaggia interna del Tombolo di Feniglia. In base ai dati rilevati si può affermare:

- che la laguna ha lo stesso livello del mare attuale;
- che i resti lungo il Tombolo di Feniglia risultano giacenti a quote che vanno da 0,01 m a 1,53 m sul livello delle acque lagunari;
- che alcuni di essi sono sommersi a circa 40-50 cm dalla linea di spiaggia alla profondità di -0,51 m circa. Ne deriva pertanto che il livello del mare in età etrusco-romana (III secolo a.C.) doveva essere più basso di almeno un metro. Di conseguenza la laguna era leggermente meno ampia di quella attuale e le mura poligonali dell'anonimo centro etrusco di Orbetello non erano, come oggi, sommerse in parte dalle acque lagunari (il lato sud-est delle mura risulta sommerso a -1,00 m".

E' probabile che inizialmente la Laguna di Ponente si estendesse, oltre il tratto attuale dell'Albegna, fino al Campo Regio, cioè comprendesse l'antico padule ora prosciugato che si trovava, dietro il lido prosecuzione della Giannella, fra Bocca d'Albegna e Bocca d'Osa. Lo stesso Albegna sarebbe inizialmente sfociato in laguna (come il Cornia, il Pecora, il Bruna e l'Ombrone) e avrebbe raggiunto il mare con le sue alluvioni solo in un secondo tempo, lasciandosi sulla destra un piccolo braccio della vecchia, più ampia laguna. Questo si sarebbe presto impaludato per le sue piccole dimensioni e la vicinanza dei due fiumi. Secondo Mancini (1960) gli ultimi tre meandri dell'Albagnaccia, a SO di S. Donato, spetterebbero in origine a un antico corso abbandonato dell'Albegna e solo successivamente sarebbero stati innestati al primo corso d'acqua.

A ridosso del versante Est del P.^{torio} di Ansedonia inizia il lungo lido che sbarrava una laguna, stretta circa 1 km, della quale il Lago di Burano è un residuo. Nel Calcere cavernoso triassico del P.^{torio} di Ansedonia, in vicinanza del lido stesso, ci sono una grande fessura naturale (lo Spacco della Regina) e una artificiale (la Tagliata); entrambe trasversali al litorale e che hanno più volte destato l'attenzione degli studiosi.

Secondo Schmiedt (1972), che fa riferimento anche agli studi di Mc Cann e Lewis (1970), lo Spacco della Regina e la Tagliata "... sboccando nel bacino ovest dell'avamporto-rientranza ricavata con un grande taglio a picco della parete rocciosa - avrebbero provocato una corrente forzata tale da spazzare via i detriti accumulatisi nel bacino interno ed alla bocca del porto canale ed avrebbero inoltre contribuito a fare defluire in bassa marea le acque provenienti dal canale in comunicazione diretta con il Lago di Burano, allora molto più esteso ed idoneo ad essere utilizzato come bacino interno (funzione provata da strutture rinvenute sulla spiaggia a circa 1 km ad est del Porto di Cosa)". Da alcune strutture relitte di questo ultimo, ancora Schmiedt (1972), calcola che nel II secolo a.C. il livello del mare doveva essere di circa 1 m più basso dell'attuale.

I reperti segnalati da Bronson e Uggeri (1970) in depositi alluvionali dell'Argentario sono ciascuno una testimonianza *ante quam* per l'età di questi ultimi:

- di età romana - alla Sgalera e nell'ex Vigna dei De Dominici, nel piano che si apre nella Cala Galera;
- di età villanoviana - alle Piane ad Ovest di P.^{gio} Terrarossa;
- di età romana - alla Fermata di Terrarossa.

La Peschiera di S. Liberata ha richiamato l'attenzione di numerosi studiosi, fra i quali Merciai (1910); il punto delle conoscenze, specialmente per quanto riguarda l'antico livello del mare è fatto, ancora una volta da Schmiedt (1972): "Quanto al livello medio del livello del mare relativo all'epoca (tarda età flavia) in cui

venne costruita la peschiera non sono state rinvenute cataractae che possano fornirci indicazioni concrete. Tuttavia alcune ipotesi si possono fare riferendosi al molo meglio conservato che è quello occidentale il cui piano (larghezza 7,20 m), come si è visto, risulta sommerso a -0,21 m sul livello medio del mare. Tenuto conto del valore massimo dell'alta marea (0,20 m) e di un ulteriore franco di emergenza di almeno 0,20 m, utile ad offrire garanzia di transito sul molo, si avrebbe un'emergenza totale di circa 0,61 m (21+20+20). Ne consegue che il livello del mare allora doveva essere più basso di almeno 0,61 m".

L'Arcipelago.

L'I. Gorgona non presenta sedimenti riferibili al Pleistocene Superiore. Un piccolo gradino, a circa 5 m di quota, si trova nel lato settentrionale della punta che delimita a Nord la Cala Marcona. E' l'unica morfologia che può essere riportata, sia pure con ampia riserva, a una fase tirreniana.

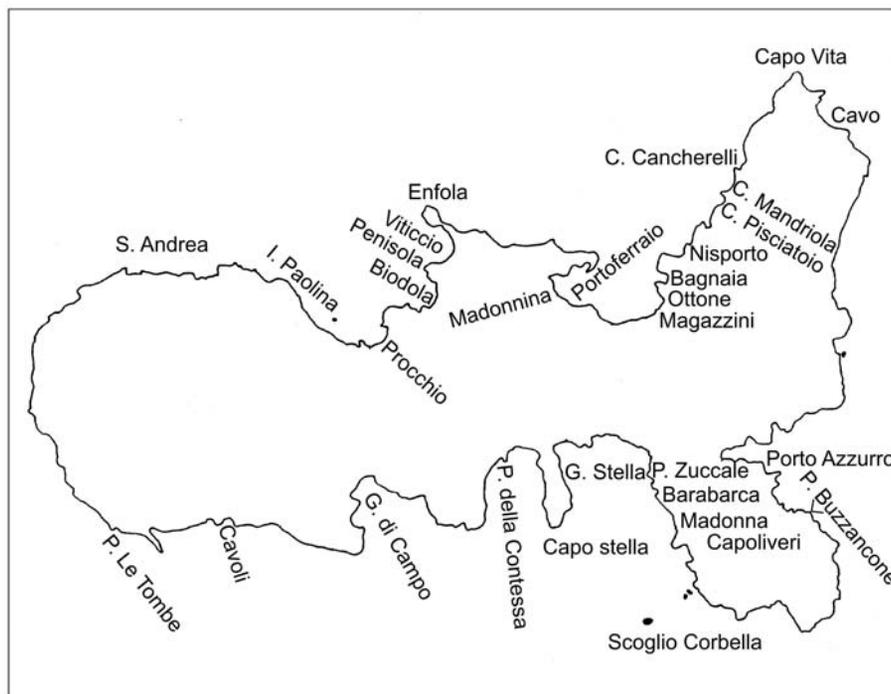
Le uniche testimonianze paleontologiche segnalate in quest'isola, probabilmente riferibili all'Età del Rame sono state perdute durante l'ultimo conflitto mondiale (Ducci e Perazzi, 2000). Gli scavi della Soprintendenza, iniziati nel 1993, sulla base di affioramenti di *opus reticulatum*, hanno tratto alla luce alcuni ambienti comunicanti di una villa romana risalente tra la tarda età repubblicana e la prima età imperiale (Ducci Sanna Randaccio, 2003).

All'Isola Capraia secondo Sestini (1934) è riconoscibile un piccolo terrazzo da 25 a 30 m sul mare alla Poppa della Nave e uno analogo alla P.^{ta} del Turco; si tratta, comunque, di morfologie non accompagnate da sedimenti per cui il loro significato rimane molto incerto.

I reperti di industria in ossidiana della Piana dello Zenobito possono indicare una saltuaria frequentazione delle genti neolitiche (Ducci e Perazzi, 2000).

All'Isola d'Elba i sedimenti verosimilmente attribuibili al Pleistocene Superiore per somiglianza litologica e di posizione morfologica generale con quelli osservati (e talora datati) sul continente, sono molti, tuttavia mancano documenti paleontologici o di altro tipo che sostengano queste attribuzioni in modo inoppugnabile.

A partire da Capo della Vita, procedendo verso Occidente (Fig. 82), sul mare si incontrano le calcareniti alla Cala Cancherelli, alla Cala Mandriola e alla Cala del Pisciatolo. Sono presenti quasi sempre due livelli tra i quali si intercala una sabbia rossa grossolana; sul lato meridionale della Cala Mandriola si può vedere iniziando dal livello del mare:



- a) un livello di calcareniti con superficie superiore a vaschette di corrosione;
- b) una breccia cementata, che riempie le vaschette ubicate più <verso terra> della superficie delle calcareniti sottostanti;
- c) sabbia rosso-arancio, tipo Donoratico.

Figura 82 - Ubicazione dei luoghi dell'Isola d'Elba richiamati in questo saggio.

Questo riempimento di brecce nelle vaschette delle calcareniti indica una fase di erosione paleocarsica fra la formazione delle vaschette e il loro riempimento di brecce; quest'ultimo non è presente nelle vaschette più basse che verosimilmente sono di escavazione più recente.

Le valli di Nisporto, di Bagnaia, dell'Ottone, dei Magazzini sono ampiamente riempite, fino a quote di 30-50 m da sabbie rosso-arancio tipo Donoratico che ne indicano l'escavazione pre-tirreniana. Ancora ampiamente riempite, talora oltre 50 m di quota, da sabbie e limi rosso-arancio sono le valli che confluiscono nel F.^{SO} della Madonnina, sfociante nel lato occidentale della Rada di Portoferraio, e tutto quel sistema di vallecole che si apre sui poggi a Occidente di questa cittadina. Al di sotto di queste sabbie appaiono in più punti piccoli affioramenti di calcareniti, talora con ciottoli di eurite, denotanti un apporto torrentizio e una probabile rielaborazione marina.

Sul lato meridionale dell'Enfola, a Occidente della Tonnara, è piuttosto evidente uno stretto gradino, lungo circa 300 m, privo di sedimenti pleistocenici, sui 15-20 m di quota. A Viticcio compaiono ancora, sospese a 10-15 m sul mare, calcareniti e sabbie rosso-arancio; queste ultime risalgono le vallecole convergenti su quel paese. Alla P.^{ta} Penisola, tra il Golfo di Viticcio e quello della Biodola, un raddolcimento di pendio, privo di sedimenti pleistocenici, intorno ai 30 m di quota, può corrispondere al residuo del raccordo con un'eventuale spianata tirreniana, oggi per altro quasi completamente smantellata dall'erosione lungo la falesia marina attuale.

I colli fra Scaglieri e Biodola, al fondo del Golfo della Biodola, hanno vallecole riempite di calcareniti e sabbie rosso-arancio; a Scaglieri le calcareniti, di tipo eolico, si appoggiano su una sabbia grossolana mista a brecce, di probabile formazione colluviale. Anche le valli che sfociano nel Golfo di Procchio sono tutte riempite ampiamente fino a circa 50 m di quota da sabbie rosso-arancio.

Alla P.^{ta} Agnone, che delimita a SO il Golfo di Procchio, si intravede, sui 20 m di quota, una spianata semioccultata dagli edifici. La piccola I. Paolina, 500 m ad Occidente della P.^{ta} Agnone, ha la sommità (quota 13 m) nettamente spianata con ogni verosimiglianza dall'abrasione del mare tirreniano.

Al di sotto di Sant'Andrea, fra il Capo Sant'Andrea e la P.^{ta} del Cotoncello, una morfologia sub-pianeggiante intorno ai 10-20 m richiama il terrazzo tirreniano pur non contenendo sedimenti pleistocenici. Questo terrazzo sembra individuabile ancora, in un piccolo lembo residuo, al fondo della Cala della Cotaccia.

Alla P.^{ta} le Tombe e 500 m più a NO si aprono, sulla falesia di ofioliti che prosegue sul P.^{torio} di Fetovaia, due piccole spianate al di sotto di 25 m di quota; anch'esse evidentemente riferibili all'abrasione del mare tirreniano. Spianate analoghe si aprono sulla granodiorite nei due promontori che delimitano la Baia di Cavoli.

Anche le valli che convergono nel Golfo di Campo sono tutte ampiamente riempite da sabbie rosso-arancio, come quelle che sono aperte sul lato occidentale del Golfo della Lacona. Qui, in particolare, la trasgressione, verosimilmente attribuibile al Tirreniano, è messa in bella evidenza da conglomerati (ancora sui 10-15 m di quota) che sottostanno a sabbie rosso-arancio a Sud della P.^{ta} della Contessa.

Tutto il versante occidentale e la parte più meridionale di quello orientale del M.^{te} Capo Stella (che divide il Golfo della Lacona dal Golfo Stella) sono punteggiati di piccoli affioramenti di calcareniti e di sabbie rosse, a livello del mare, o sospesi a partire ancora da 10-15 m di quota. Altre belle morfologie sub-pianeggianti, riferibili verosimilmente al Tirreniano, si trovano, in lembi residui quasi sempre privi di sedimenti pleistocenici, lungo tutta la falesia al fondo del Golfo Stella.

Il fianco orientale del Golfo Stella, al di sotto di Capoliveri e fino alla Cala dell'Innamorata, mostra gli affioramenti meglio conservati del Pleistocene Superiore elbano. Le calcareniti appaiono a Nord e Sud della P.^{ta} di Zuccale, sul mare, con brecce alla base e piccoli ciottoli. Al fondo della piccola baia a Sud di questa punta è ben esposta una bella successione stratigrafica con breccia basale e calcareniti a concrezioni intrasedimentarie suborizzontali (alla base) e verticali (nella massa centrale e superiore del sedimento).

Tra la P.^{ta} di Barabarca e la Spiaggia della Madonna calcareniti, miste a sabbie rosso-arancio, affiorano continuamente dal livello del mare, ridossandosi alla falesia di rocce più antiche e risalendo ampiamente le valli (pre-tirreniane) che si aprono al di sotto di Capoliveri. In queste località si può ripetutamente osservare che i livelli di calcareniti sono due, separati da uno di sabbie rosso-arancio e, talvolta, di brecce; è inoltre molto ben visibile la stratificazione incrociata di tipo eolico di gran parte di queste calcareniti che si trova fino oltre i 100 m di quota (Madonna delle Grazie, C.^{sa} Peducelli). Ancora riempite di calcareniti e di sabbie rosso-arancio sono, fino a quote di circa 30 m e più, le valli di Morcone, di Pareti e dell'Innamorata; Lotti (1886)

cita poi la presenza di una <puddinga> verosimilmente quaternaria, allo Scoglio Corbella. Tutta la costa che dalle I. Gemini delimita il P.^{torio} del Calamita è priva di morfologie e sedimenti riferibili al Pleistocene Superiore. Questi ricompaiono a partire da circa 500 m ad Ovest della P.^{ta} di Buzzancone, ancora con piccole spianate al di sotto dei 10 m di quota e con abbondanti riempimenti eolici di sabbie rosso-arancio nelle valli. I riempimenti eolici, anche di calcareniti a stratificazione incrociata, assumono particolare entità al di sotto di Capoliveri fino alle soglie del paese (intorno a quota 120 m). Nella conca che si apre a Nord di Capoliveri, al di sotto di un piccolo strato di calcareniti del versante occidentale, sottostante a sabbie rosso-arancio tipo Donoratico, un taglio per sistemazione stradale ha messo in affioramento sabbie rosso-vivo a *pseudogley*, probabilmente pretirreniane e assai simili alle Sabbie di Val di Gori. Sedimenti senza dubbio attribuibili al Pleistocene Superiore si trovano poi, per chiudere questo periplo delle coste elbane, sui versanti settentrionali della zona del Cavo; si tratta ancora di una sabbia grossolana, probabilmente colluviale, di base, cui si appoggiano calcareniti miste a livelli di brecce e un secondo livello di sabbia rosso-arancio. Questi elementi si elevano fin oltre i 100 m di quota.

Come depositi quaternari continentali indipendenti dagli accumuli eolici e dalle azioni colluviali e alluvionali, all'Elba si trovano solo le argille grige con frustoli carboniosi e molte brecce della parte superiore del F.^{so} di Mar di Carpisi, sul versante meridionale di M.^{te} Puccio, spartiacque fra la Rada di Portoferraio, il Golfo Stella e quello di Porto Azzurro. Si tratta di un deposito formato al fondo di un laghetto originato verosimilmente per lo sbarramento della stretta valle ad opera di una frana; non si conoscono elementi paleontologici indicativi per riferire questi sedimenti lacustri al Pleistocene Superiore o all'Olocene.

Nel Calcare cavernoso triassico lungo il F.^{so} Reale, circa a 1 km dallo sbocco nel Golfo di Porto Azzurro, si apre la G.^{tta} di Reale, a circa 30 m di quota. Questa grotta è nota per gli studi di Nesti (1823), Forsyth Major (1875), Del Campana (1910) e Malatesta (1950) dedicati ad una fauna fossile a vertebrati, cui la presenza di *Lynx lynx* indica il Pleistocene Superiore e, più precisamente, una delle fasi würmiane, visto che il popolamento dell'Elba non può essere avvenuto durante il Tirreniano per il suo stato di isola.

Sulle ricerche dedicate alla preistoria dell'I. d'Elba Grifoni Cremonesi (1971) così informa in modo conciso: "Tralasciando il breve accenno del Thébaud de Bernaud nel 1808 relativo ad una cuspidè di freccia, una nota del 1700 ed una del 1823 per la Grotta di Reale (Spadoni, 1789; Nesti, 1823), il periodo caratterizzato da vere e proprie ricerche preistoriche nell'isola è quello che va dal 1860 al 1870, anni durante i quali il Foresi e il Mellini raccolsero numerosi oggetti e individuarono stazioni: il Mellini si occupò soprattutto dell'età del ferro in rapporto allo sfruttamento delle miniere (Mellini, 1879; Monaco, 1965) mentre il Foresi recuperò abbondante materiale dal paleolitico all'età del bronzo e del ferro individuando circa quaranta stazioni di superficie e una grotta a Punta Calamita: inoltre segnalò al Chierici le grotte di Pianosa. Dal punto di vista dell'interpretazione dei materiali bisogna ricordare che egli, a proposito delle ossa di orso speleo trovate alla Grotta di Reale, avanzò l'ipotesi che l'isola fosse stata unita al continente e che accettò le teorie del Lubbock, distinguendo nell'età della pietra il paleolitico e il neolitico. Forse per questo il Pigorini, nella sua opera di rassegna paleontologica italiana, citò solo i titoli delle sue opere omettendone i riassunti e dicendo che i lavori del Foresi non meritavano alcuna considerazione (Pigorini, 1874).

La ricca collezione del Foresi, che tuttavia conteneva anche molti falsi dovuti ai contadini cui egli si rivolgeva per ottenere materiali, e che fu anche inviata all'Esposizione Universale di Parigi (Foresi, 1865; 1867a; 1867b; 1870) fu ripresa in esame dalla Gori (1924), la quale divise i giacimenti in paleolitici, neolitici e misti. Gli strumenti paleolitici furono, in base a confronti con i materiali della Chiocciola e della Grotta Romanelli, attribuiti all'aurignaziano medio, intermedio tra l'aurignaziano superiore di Romanelli e quello rozzo della Tecchia d'Equi, attribuzione chiaramente dovuta all'influsso delle teorie del Mochi (Gori, 1924). Il Vauflrey attribuì le industrie paleolitiche dell'Elba ad una fase finale del paleolitico superiore simile per lui al <talamoniano> (Vauflrey, 1928).

Recentemente sono state riprese le ricerche nell'isola a cura dello Zecchini il quale ha pure riesaminato le industrie che erano state illustrate dalla Gori (Zecchini, 1968 e 1970). Le località da cui provengono manufatti litici sono trentaquattro di cui quattro hanno dato oggetti musteriani (Burraccio, Pomonte, S. Andrea, Schiopparello), sette oggetti musteriani e del paleolitico superiore (Caubbio, Spartaia, Procchio, S. Martino, Capo di Fonza, Campo all'Aia, Acquabona), quattro oggetti del paleolitico superiore (Biodola, Campo Forcioni, Serrone delle Cime, Tre acque, S. Lucia), quattro oggetti del paleolitico superiore, del neolitico e

dell'eneolitico (Capo di Bove, Capoliveri, Campo, Madonna di Lacona) e sei oggetti del neolitico e dell'eneolitico (Montagna di S. Ilario, Portoferraio, Punta del Cavo, Romitorio della Madonna della Neve, Scalea, S. Piero in Campo). Delle rimanenti, S. Lucia, Lacona, Laconella, hanno restituito manufatti del musteriano, del paleolitico superiore, del neolitico e dell'eneolitico, mentre gli oggetti di Longone alla Polveriera sono risultati essere tutti falsi. Altri falsi erano nella serie proveniente da S. Martino.

Il musteriano di queste località presenta somiglianze con quello della Grotta di Gosto e del circondario di Firenze. A Piano dei Pini di Procchio, Tre Acque, Fosso del Pino di Lacona e sulla Spiaggia di Reale è stato raccolto musteriano classico associato ad oggetti che presentano affinità con quelli del Livornese (Zecchini, 1969). Per quanto riguarda il paleolitico superiore sono rappresentati due orizzonti culturali attribuiti all'aurignaziano medio e al gravettiano italiano. Il neolitico è per ora documentato solo da un frammento di ceramica impressa trovato in località imprecisata. Molto abbondanti sono invece i resti attribuibili all'eneolitico, documentato dalla grotta sepolcrale di Rio Marina e, nelle stazioni di superficie, da cuspidi di freccia a ritocco bifacciale con peduncolo e alette. Una cuspidi a base concava è stata raccolta a S. Maria di Marciana Marina. Frequenti sono anche manufatti di ossidiana.

Al Museo Archeologico di Firenze sono conservati anche cinque pani di rame e due frammenti di ceramica decorata, uno a solcature parallele e l'altro a solcature disposte a spina di pesce. Inoltre il Von Duhn (1925) ricorda alcuni bronzi provenienti da S. Martino”.

Infine, a proposito dei problemi sulla frequentazione umana dell'I. d'Elba, non va trascurato quanto osservato da Zecchini (1982): “All'Elba mancano, infatti, strumenti uluziani e protoaurignaciani, mentre l'orizzonte più antico del Paleolitico superiore è rappresentato dall'Aurignaciano medio con grattatoi erti e a muso, grattatoi a ritocco lamellare su scheggia spessa, grattatoi nuclei. Esiste quindi uno iato di 10 mila anni, e forse più, nella frequentazione umana dell'Elba. In questo caso l'*argumentum e silentio* potrebbe essere una prova indiretta del fatto che, come si è accennato, durante l'interstadio W. II – W. III (corrispondente a 31.000 anni secondo Radmilli (1974); a 38-28.000 anni secondo Klein (1974), l'Elba fu separata dalla terraferma”. Dovremo tornare su questo argomento nel capitolo sulla neotettonica e sulla paleogeografia.

A proposito della <neolitizzazione> delle isole dell'Arcipelago Toscano, quale nuova frequentazione umana collegata alle primitive rotte marittime risalenti la costa toscana verso la Liguria e la Corsica, Ducci e Perazzi (2000) così sintetizzano: “Il panorama delle conoscenze sulla neolitizzazione dell'Arcipelago si presenta certamente lacunoso, ma i dati offerti dalle scoperte e ricerche recenti, benché parziali, consentono comunque alcune considerazioni sul fenomeno. Anzitutto la precocità con cui esso si manifesta; l'evidente legame di parentela di Pianosa-La Scola con i siti corsi di più alta datazione si apprezza non soltanto nella produzione fittile e litica, ma anche nel modello economico, che riconduce a società dove notevole importanza riveste ancora l'attività di raccolta di molluschi e di caccia, mentre l'agricoltura sembra praticata in misura assai ridotta. Anche le percentuali degli animali allevati, con la netta prevalenza dei caprovini, seguiti dai suini, paiono ricalcare i dati noti per gli insediamenti corsi del Neolitico antico (Vigne, 1997). Secondariamente, è da notare che alla capacità di penetrazione estesa, in misura maggiore o minore, a tutte le isole (solo Gorgona sembra finora esclusa), si coniuga una vivacità di manifestazioni culturali che consente di ipotizzare, per i gruppi neolitici che hanno <colonizzato> le isole toscane, contatti ed esperienze differenti, legati anche alla circolazione delle materie prime. Non è forse casuale, a tale proposito, che l'ossidiana del Giglio-Le Secche provenga da Lipari, mentre quella finora analizzata di Pianosa-La Scola sia di esclusiva provenienza sarda (Tycot, 1992). Dato che l'ossidiana di Cala Giovanna, ove sicuramente è rappresentato, rispetto a La Scola, un momento più tardo, sempre nell'ambito del primo Neolitico, proviene non solo dalla Sardegna ma anche da Lipari e Palmarola (Zamagni e Tozzi, 2000), si può ipotizzare che le differenze notate in base ai dati finora disponibili siano dovute a sfasature cronologiche.

Concludendo si può immaginare che non tutte le isole abbiano contribuito in ugual misura e nello stesso tempo alla diffusione della civiltà neolitica; sicuramente alcune di esse potevano offrire condizioni più favorevoli per un insediamento stabile (approdi, fonti d'acqua, aree coltivabili) mentre per altre si può ipotizzare una funzione di semplice scalo”.

Sul medesimo argomento Tozzi (2000) osserva: “Un caso particolare è la concentrazione dei giacimenti aurignaciani e gravetto-epigravettiani dell'Isola d'Elba (Zecchini, 1967; 1969), databili al periodo in cui l'isola era collegata al continente in seguito all'abbassamento del livello marino durante l'ultima glaciazione.

L'isobata dei 100 m (Fig. 6) indica l'andamento della piattaforma costiera emersa, sulla quale erano sicuramente presenti altri siti attualmente sommersi. La piattaforma comprendeva l'Isola di Pianosa, raggiunta dall'uomo durante l'Epigravettiano, come testimonia l'industria contenuta nel deposito della Grotta Giovanna (Grifoni, 1966). Considerata la curva di risalita del Mare Tirreno (Alessio et al., 1992; Fig. 58) e la batimetria dei fondali, Elba e Pianosa dovevano essere ancora unite con un abbassamento eustatico del livello marino di 70-75 metri, cioè tra i 20.000 e i 15.000 anni da oggi, se non sono intervenuti movimenti tettonici; pertanto l'industria della Grotta Giovanna risale probabilmente a tale intervallo cronologico. Poiché i fondali tra l'Elba e il promontorio di Piombino sono intorno a 40 m, la separazione dell'Elba dal continente è avvenuta intorno ai 12.000 anni da oggi e quindi i siti paleolitici elbani dovrebbero essere anteriori a tale data".

Fra l'I. d'Elba e il p.^{torio} di Piombino si trovano le due piccole isole Palmaiola e Cerboli. La prima non ha sedimenti quaternari, essendo tutta costituita dal Macigno del Dominio Toscano; ma alcune sue superfici orizzontali a quote intorno 12 m (Fig. 83) perfettamente raccordabili, possono corrispondere ad un gradino inciso dall'abrasione del mare tirreniano.

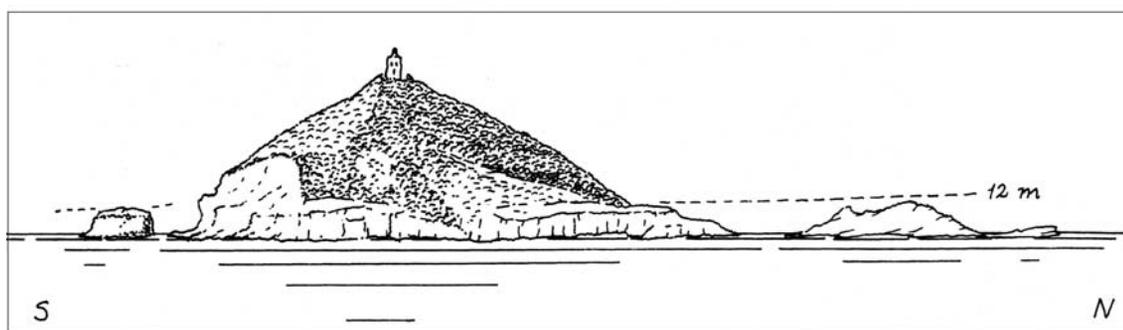


Figura 83 - L'Isola di Palmaiola nel Canale di Piombino con una spianata sui 12 m che potrebbe corrispondere alla trasgressione del Tirreniano.

Nel versante orientale di Cerboli è visibile la falesia, aperta lungo tutto il lato Est dell'isola nel Calcare massiccio (7 in Fig. 84; G in Fig. 85) del Dominio Toscano, corrispondente allo specchio di una faglia diretta N18° rappresentata in 7 di Fig. 84 e in f di Fig. 85; altre tre faglie (4 in Fig. 84, dirette N340° e trasversali alla precedente principale intersecano la falesia, un tratto significativo della quale è rappresentato in Fig. 84). Calcareniti con fossili marini, per presenza di Pectinidae, (P₁ in Fig. 85; 1 e 2 in Fig. 84) si appoggiano fino a placcarsi (P₂ in Fig. 85; 5 in Fig. 84) allo specchio della faglia a direzione N18°, che finiscono per sormontare al di sopra della quota di 18 m (P₃ in Fig. 85; 6 in Fig. 84). In definitiva in più parti di questa falesia si può notare chiaramente che le calcareniti (ovviamente del Tirreniano) hanno riempito la fessura aperta nel Calcare massiccio, corrispondente allo specchio beante della faglia a direzione N18°, sormontando e riempiendo anche gli specchi delle tre faglie a quest'ultima trasversali, senza esserne tagliate; ovviamente perché la deposizione di queste calcareniti è avvenuta quando le faglie avevano finito la loro attività.

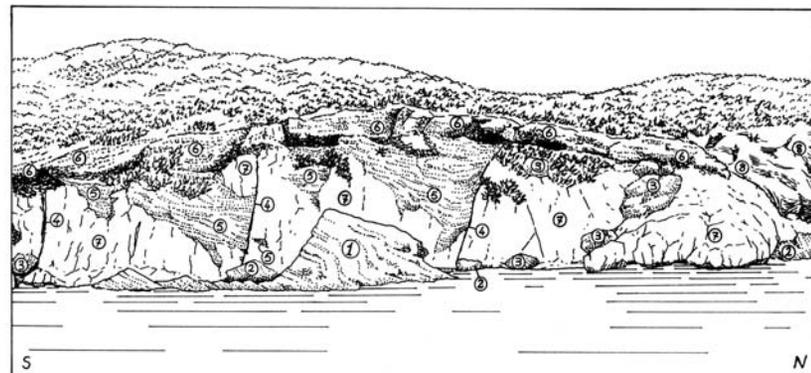


Figura 84 - Parte centrale dell'Isola di Cerboli nel Canale di Piombino. 1 - <Panchina> in primo piano (radicata), 2 - <Panchina> in secondo piano (radicata), 3 - <Panchina> in massi caduti, 4 - Specchi di faglia nel calcare liassico, 5 - <Panchina> appoggiata contro il calcare liassico, 6 - <Panchina> e breccie con croste calcaree di chiusura del ciclo pleistocenico, 7 - Calcare Massiccio (Lias), 8 - Altri elementi della Serie Toscana.

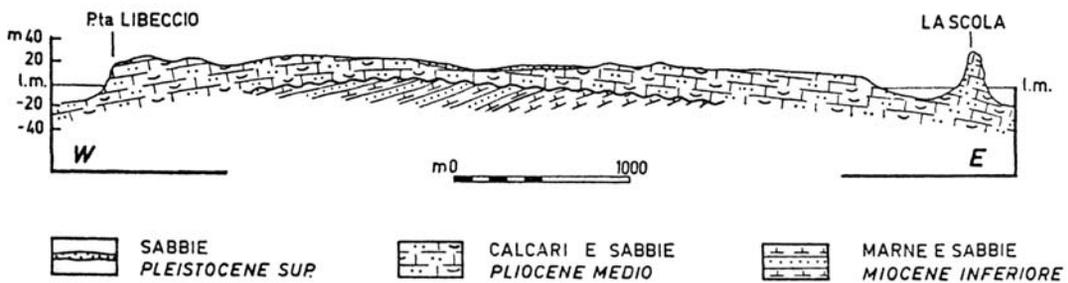
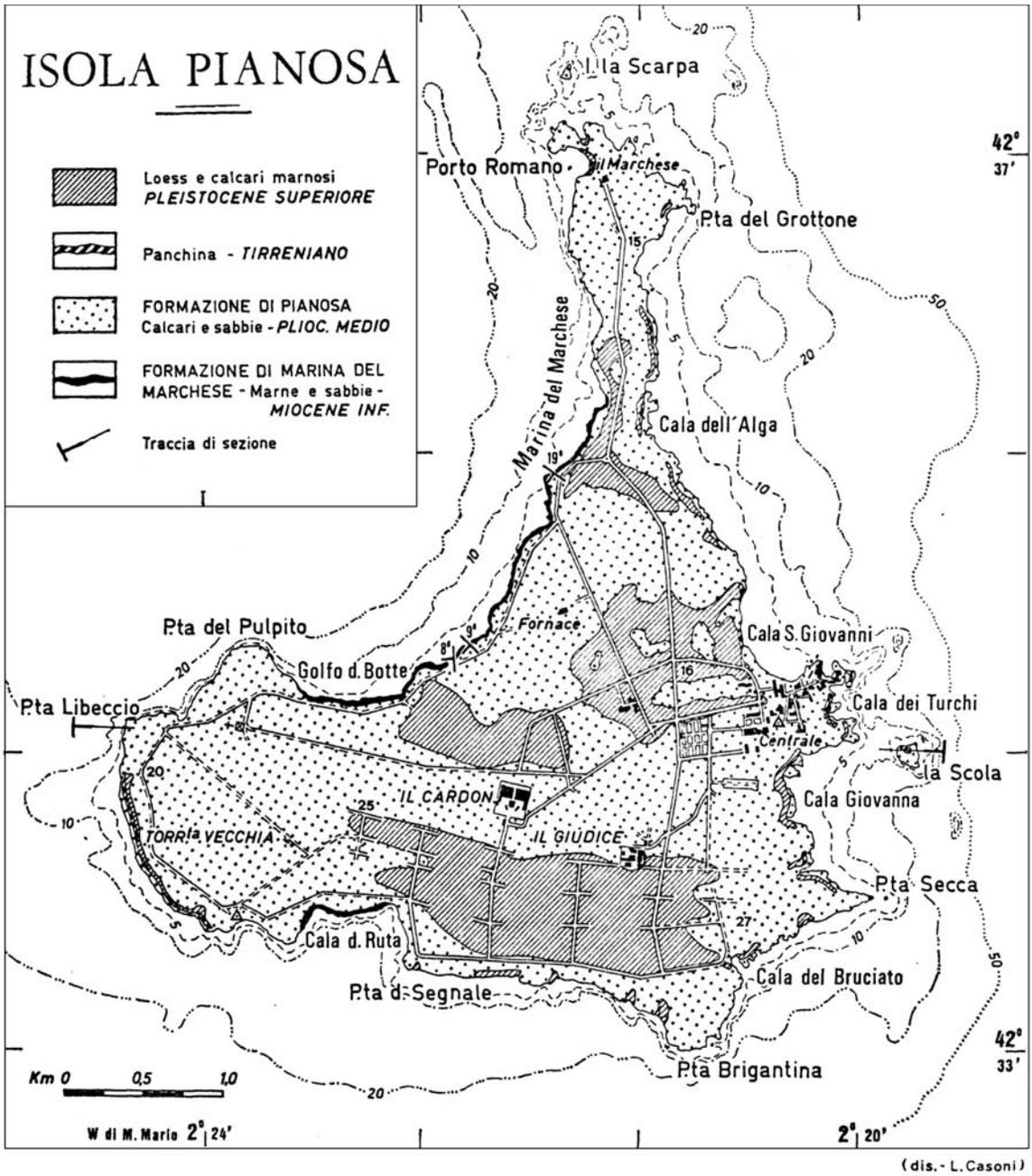


Figura 86 - Carta geologica schematica dell'Isola di Pianosa (da Colantoni e Borsetti, 1973).

Per quanto riguarda l'I. del Giglio Lazzarotto et al. (1964) segnalano minuscoli affioramenti di calcareniti sulle coste del P.^{torio} del Franco, tra la P.^{ta} di Mezzo Franco e la P.^{ta} Pietralta, del fianco orientale della Baia del Campese, presso la T.^{re} del Campese e 300 m più a Nord, ed infine presso l'imboccatura Nord di Giglio Porto.

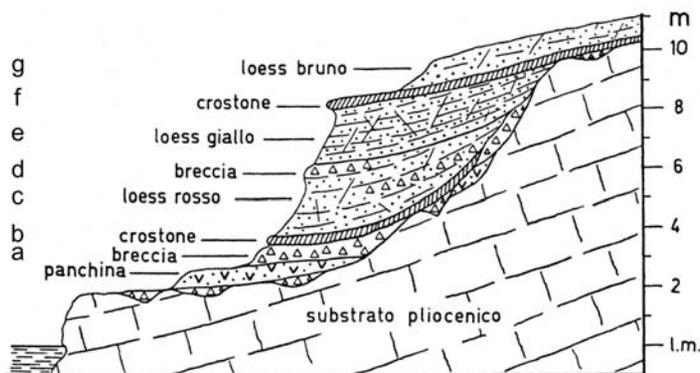


Figura 87 - Schema dei depositi quaternari dell'Isola di Pianosa. a - <Panchina> tirreniana a faune marine; b - Breccia; c - Crostone; d - <Loess rosso> talora con breccie; e - <Loess giallo>; f - Crostone; g - <Loess bruno> (da Colantoni e Borsetti, 1973).

avere asportato gradualmente non solo le sovrastrutture, ma anche buona parte della sommità del nucleo interno che, come si è detto, è in conglomerato con scapoli in granito. In conclusione riteniamo che l'aumento del livello del mare non sia qui stato superiore ai 0,55-0,60 m. Questa infatti è la immersione della crepidine naturale intagliata sotto gli incastri dello scoglio L, la cui base in alta marea rimane sempre a fior d'acqua".

Dalle breccie a cemento calcareo e matrice di terra rossa dell'I. di Giannutri provengono frammenti di *Cervus elaphus*, che suggeriscono collegamenti, verosimilmente würmiani, di questa isola con il continente (Mazzanti, 1984).

L'I. di Montecristo non mostra morfologie né sedimenti quaternari; anche suolo e detriti sono rari. Le valli, sempre molto ripide, sono incise in roccia salvo i tratti terminali corrispondenti ad alcune cale principali, dove si trovano accumuli molto grossolani di blocchi franati. Recentemente sono stati rinvenuti da G. P. Spinelli a C.^{la} Maestra alcuni frammenti di ceramica ed uno strumento in quarzo attribuiti ad una fase antica del Neolitico (Ceramica Impressa) (Ducci e Perazzi, 2000; Ducci Sanna Randaccio, 2000). Messi in luce da un evento erosivo eccezionale, sembrano provenire da depositi di versante/torrentizi debolmente pedogenizzati.

L'I. di Pianosa, malgrado il quasi totale abbandono attuale, è un gioiello naturalistico ricco di evidenze sedimentarie e paleontologiche, racchiuse nei circa 10 km² della sua piatta superficie, che si offre spontanea quale museo naturale dello sviluppo del fondale marino dell'area centro settentrionale del Tirreno (Fig. 6), negli ultimi venti milioni di anni (cioè dal Piano Burdigaliano del Miocene Inferiore). Povera di <complicazioni> tettoniche mostra una successione stratigrafica in prevalenza di ordinati sedimenti marini, intercalati da fasi di emersioni senza corrugamenti, che hanno portato a lacune nel suo corpo centrale durante il Miocene Medio, il Pliocene Inferiore e parzialmente il Medio, infine durante il Pleistocene Inferiore e Medio. In seguito tutto intorno alla costa è stata lambita dalle trasgressioni glacioeustatiche tirreniane dopo l'ultima delle quali, per l'abbassamento del livello del mare würmiano e la conseguente emersione del basso fondale centro tirrenico (Africhella, Pianosa, SE Capraia), si è trovata collegata alla Toscana continentale attraverso il <ponte> elbano (Fig. 6); in ultimo è stata nuovamente circondata dal mare in conseguenza della trasgressione versiliana.

Il chiarimento di queste vicende, leggibili nelle rocce dell'isola, anche se notevolmente complesse è il risultato di anni di studi e di affinamenti delle tecniche e conoscenze della ricerca. Colantoni e Borsetti (1973) così informano sulla storia delle ricerche geologiche sull'isola: "La prima descrizione geologica di Pianosa si deve a Pareto (1845) che indicò sommariamente la storia dei terreni, mentre Simonelli (1889) precisò

Intorno al porto romano (attuale Giglio Porto) appaiono resti archeologici romani (Peschiera detta il <Bagno del Saraceno>), studiati ancora da Schmiedt (1972), offrono altre indicazioni sull'antico livello del mare: "La soglia del canale è sommersa a -0,53 m. Supponendo che in età romana la sua profondità fosse uguale all'altezza media delle basse maree (-0,21 m), si potrebbe pensare che il livello del mare sia aumentato di una trentina di cm. Quanto alle crepidini artificiali si è notato che quella sud è immersa in media a -0,23 m, mentre quella nord è immersa a -1,10 m. Tale differenza deriva dal fatto che quest'ultima risulta in buona parte demolita. Il mare e probabilmente anche gli uomini debbono

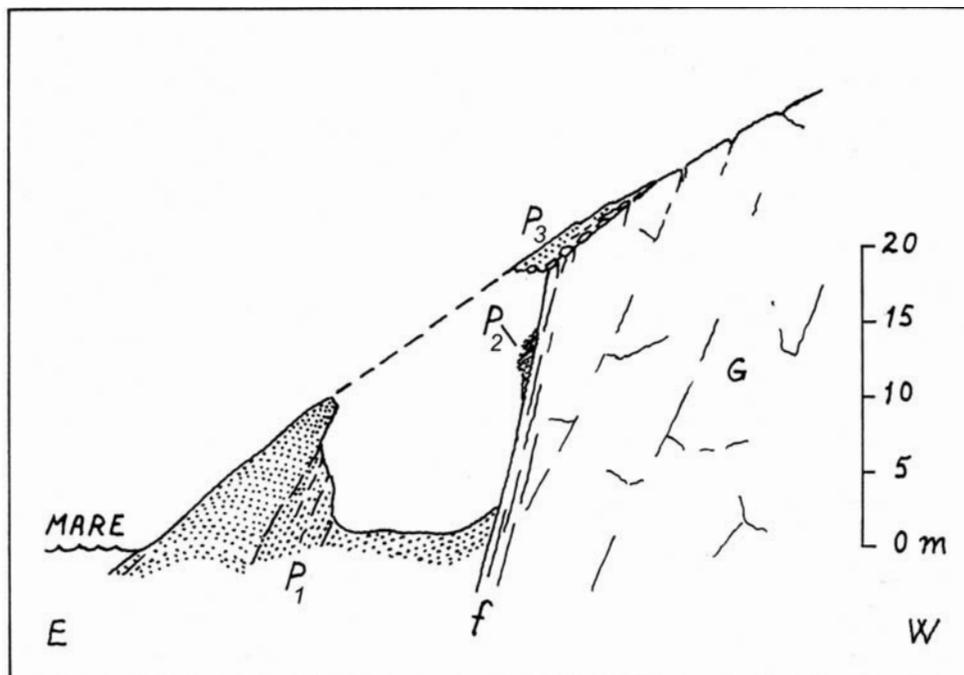


Figura 85 - Isola di Cerboli sezione trasversale a quella di Figura 84 per mostrare che la <Panchina> in P_3 ha sormontato lo specchio della faglia f l'attività della quale va considerata quindi precedente alla deposizione della <Panchina>.

Quanto rappresentato nelle Figg. 84 e 85 non è una novità, infatti su questa isola così scrisse Fossen (1885): “Dal lato Nord-Ovest di Cerboli si vedono affiorare dal mare degli scogli di panchina quaternaria identica a quella dell’Elba, come se ne trovano altresì dei piccoli lembi isolati erosi dalle onde ed appiccicati più qua e più in là, fino ad un’altezza di 25 o 30 metri, sulle balze calcaree di questa parte dell’isolotto [oggi siamo più sofisticati e specifichiamo – per non essere contraddetti – più che dalle onde dai <getti di riva>]. Sarebbe questo il luogo conosciuto col nome Testa di morto, dove furono scoperti nella stessa formazione quaternaria i fossili umani citati dal Cocchi” e, inoltre: “L’ing. V. Mellini ha trovato recentemente dei frammenti di vasi di terracotta cementati nella panchina di Cerboli e la scoperta di questi avanzi dell’industria umana concorderebbe con quella dell’uomo fossile segnalata dal Cocchi” (Cocchi, 1865).

Queste notizie lasciano molto perplessi sull’effettiva provenienza di questi reperti, ormai dispersi, dalla <Panchina> di Cerboli. D’altra parte attualmente la <Panchina> si trova sul versante orientale e non su quello NO dell’isola. Se non si tratta di un errore di citazione del Fossen, si può pensare che la <Panchina> del versante NO sia stata asportata in seguito alla apertura delle cave che hanno semidemolito quel versante. La <Panchina> del versante orientale sembra del tutto simile a quella tirreniano-würmiana; una ipotesi di spiegazione, conciliatrice di tutti gli elementi controversi, è stata prospettata da Mazzanti (1984) e cioè che: “... i resti ossei umani e i frammenti fittili fossero dentro una, o più, delle spaccature, talvolta parzialmente riempite di <Panchina>, che solcano quest’isola in corrispondenza di numerosi specchi di faglie beanti. In tal caso questi reperti, anche se parzialmente legati alle pareti di queste cavità da incrostazioni calcaree, sarebbero senza dubbio posteriori alla deposizione della <Panchina>; si potrebbe addirittura arrischiare l’ipotesi di un sepolcreto eneolitico o posteriore”.

Alle Formiche di Grosseto, tre minuscole isole ubicate circa 20 km al largo dei M.^{ti} dell’Uccellina, formate di Calcarea massiccio del Lias Inferiore del Dominio Toscano e alte rispettivamente 11, 6 e 2 m, Millosevich (1914) riconobbe delle brecce, <frammenti angolosi di calcarea e grossi pezzi di ossa> nel materiale fornitogli da altri. De Stefani, come riferisce Millosevich, vide questo materiale e ritenne di riconoscerci il genere *Cervus*, utile per la documentazione di un collegamento anche di queste piccole isole col continente. Vista la loro posizione è verosimile che questo collegamento sia avvenuto in una fase würmiana.

meglio la stratigrafia e diede i primi ampi elenchi di fossili miocenici, pliocenici e quaternari rinvenuti. Successivi contributi essenzialmente paleontologici furono forniti da Gioli (1889) e Neviani (1902) che studiarono i Briozoi. Sommier (1909) diede quindi un'esauriente descrizione geografica dell'isola corredata da note geologiche di De Stefani. I Vertebrati dei depositi quaternari furono studiati da Gastaldi (1886), De Stefano (1913, a, b; 1914) e Caterini (1921). Più recentemente Dallon (1964 e 1967), sulla base di una microfauna a Foraminiferi, ha indicato la presenza sull'isola del Langhiano Inferiore. Il foglio 126 della Carta Geologica d'Italia e relative note illustrative (Barberi et al., 1969) compendiano queste conoscenze. De Giuli (1970) ha fornito infine un quadro generale delle notizie geologiche finora esistenti e Gabin (1972) ha messo in relazione la geologia dell'isola con profili sismici eseguiti in mare".

Si deve a Graciotti et al. (2003) la monografia più recente sulla geologia dell'isola, dall'inquadramento geologico della quale riprendiamo: "I depositi più antichi dell'isola, riconoscibili lungo gran parte della falesia occidentale e a Cala della Ruta, sono di età miocenica. Recentemente (Bossio et al., 2000) il Miocene di Pianosa è stato distinto in due formazioni: quella di Marina del Marchese, con questo nome Colantoni e Borsetti (1973) indicavano invece tutto il Miocene dell'isola, di età burdigaliana, caratterizzata da uno spessore affiorante di circa 150 m di marne-argillose in facies torbida di piattaforma esterna, e quella di Golfo della Botte di età Tortoniano superiore – Messiniano, contraddistinta da circa 300 m di depositi argilloso-sabbiosi e conglomeratici nella porzione superiore, depositi dapprima in ambiente lacustre e poi di acque salmastre o marine costiere. Fra le due formazioni mioceniche è presente, quindi, un'ampia lacuna stratigrafica che abbraccia l'intervallo Burdigaliano superiore – Tortoniano inferiore. Durante questo intervallo si sarebbe realizzato un sollevamento dei depositi burdigaliani e un successivo sprofondamento che giustifica l'inizio della deposizione della Formazione di Golfo della Botte. Quest'ultima probabilmente poggia in discordanza angolare (il contatto non è osservabile) sul Burdigaliano. Infatti, le due formazioni presentano immersioni di strato simili, ma inclinazioni differenti: fino a 15-20 gradi la prima, e 5-10 gradi la seconda. Su entrambe le formazioni mioceniche poggia, in discordanza angolare e con assetto sub-orizzontale, la Formazione di Pianosa. La marcata discordanza fra quest'ultima e i depositi del Tortoniano superiore – Messiniano inferiore indica che fra le due fasi sedimentarie si è manifestato un sollevamento, con emersione e basculamento dei depositi del Miocene superiore e conseguentemente ulteriore deformazione di quelli del Miocene inferiore. La Formazione di Pianosa è costituita da poche decine di metri di biocalcareni, con residua componente inorganica, ricche in fossili, in particolare Molluschi (Simonelli, 1989) ed Alghe, ma anche Briozoi (Gioli, 1889 e Neviani, 1902), Echinidi ed in minor misura resti di crostacei e pesci, a testimoniare una deposizione in ambiente marino di bassa profondità. Colantoni e Borsetti (1973), che per ultimi si occuparono di questa unità, la suddivisero in due membri distinti e sovrapposti (il <Membro sabbioso> inferiore e il <Membro sabbioso-organogeno> superiore) e la considerarono di età Pliocene medio. E' nostra opinione, tuttavia, che tale suddivisione non sia facilmente applicabile a tutta la formazione; in essa sono invece riconoscibili due unità deposizionali di età differente. Infatti, lungo gran parte della falesia occidentale e presso Cala dell'Alga sulla costa orientale, è ben visibile e spesso in rilievo nel profilo morfologico, un livello bruno rossastro ben litificato (un'analisi diffrattometrica a RX ha messo in luce la presenza di ossidi e carbonati di ferro, nonché di fluoroapatite ed è probabilmente quest'ultima che conferisce particolare durezza alla roccia) che <spezza> in due la successione sedimentaria. I sedimenti al di sotto di tale livello presentano giacitura sub-orizzontale ed hanno età del Pliocene medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*; Foresi et al., 2001), mentre quelli al di sopra si presentano spesso clinostratificati e contengono *Globorotalia inflata*, che ne determina un'età non più antica del Pliocene superiore. Le due unità della Formazione di Pianosa sono perciò paraconcordanti e l'ossidazione-fosfatizzazione al tetto dell'unità inferiore indica che fra i due episodi sedimentari si è realizzato un episodio di emersione".

Per i depositi quaternari preferiamo riferirci alla monografia di Colantoni e Borsetti (1973) corredata da carta geologica e schema dei depositi quaternari rispettivamente riprodotti nelle Figg. 86 e 87. Quest'ultima figura mostra la giacitura della <Panchina> alla base di questo schema, trasgressiva, con presenza di una bella fauna <senegalese>, alla Cala dei Turchi tra le quote di 2 e 3 m. Nel capitolo che le è dedicato è così descritta: "Si tratta di una calcarenite biancastra, talora di aspetto terroso, ricca di Molluschi cui si associano Briozoi, Coralli ed Alghe calcaree. Essa poggia su di un ripiano corrispondente ad una superficie di erosione marina che si può seguire per quasi tutto il periplo dell'isola a 2-3 m s.l.m. Lembi discontinui di panchina si ritrovano fino a quota di 4-6 m s.l.m. addossati alle pareti. Probabilmente sono coevi alla formazione del netto solco del battente che

Figura 88 - Cala dei Turchi, I. Pianosa. Solco di battente a quota 9.67 m, scolpito nelle biocalcareniti della pliocenica Fm di Pianosa.

si può osservare sulla costa tra il porto di Pianosa e Cala dei Turchi a 9,4 m s.l.m. La panchina affiora diffusamente sulle coste dell'isola ma per spessori molto modesti. Come già indicato da Simonelli (1889) gli affioramenti migliori sono localizzati nella parte orientale dell'isola ed in particolare nei pressi di Cala dei Turchi è stata raccolta la seguente malacofauna:

[segue l'elenco della malacofauna di ambiente marino costiero e caratterizzata dalla presenza di specie <senegalesi>].

Nella parte occidentale dell'isola la panchina è generalmente ridotta a un crostone arrossato a 2-3 m s.l.m. che raggiunge il massimo spessore di 120 cm al Porto Romano. Qui la malacofauna appare dominata da *Gourmia vulgata* RISSO e comprende [segue l'elenco che non riportiamo].

In altri piccoli affioramenti nei pressi di Punta Libeccio, Punta Secca, La Scuola, ecc. sono stati infine rinvenuti solo abbondanti *Astrea rugosa*, *Anodonta turbinata*, *Patella* sp., associati a rari fori di litodomi.

L'età della panchina di Cala dei Turchi è certamente tirreniana come dimostrano [in coerenza con le conoscenze del tempo]: *Strombus bubonius*, *Polinices lacteus* e *Conus testudinarius*. La stessa età hanno evidentemente il solco di battente a 9,4 m s.l.m. e la superficie d'erosione di 2-3 m s.l.m. Per le panchine a faune banali deposte su quest'ultima superficie [sarà bene specificare in altre località dell'isola] non si può escludere però talora un'età più recente". A proposito del <solco di battente> a 9,4 m sulla parete di Fm di Pianosa, Graciotti et al. (2003) così si esprimono: "Nella falesia presente alla Cala dei Turchi, nei pressi del porticciolo, ad una quota stimata di poco superiore agli 8 m, è possibile osservare una forma allungata concava incisa nella formazione pliocenica (Fig. 7, nostra Fig. 88). Essa si estende parallelamente alla costa per una decina di metri ed è alta circa 1 metro. Osservato da una certa distanza, questo morfotipo potrebbe essere identificato come un antico solco di battente. Un esame più attento rivela, però, al suo interno la presenza di depositi carbonatici concrezionati rilevati, disposti trasversalmente alla sezione longitudinale; inoltre, il rinvenimento di una serie di massi franati alla base della parete, la sua altezza sul livello del mare, di poco maggiore rispetto ai solchi precedentemente descritti [cioè tra 6 e 8 m] e lo sviluppo molto diffuso di carsismo ipogeo nelle immediate vicinanze, inducono a credere di essere in presenza di una sezione di un'antica condotta carsica, parzialmente riempita di concrezioni, successivamente messa a giorno a seguito dei crolli che hanno interessato la parete".

Graciotti et al. (2003) nel loro lavoro raccomandano: "Per identificare con sicurezza le tracce di antichi solchi di battente ed effettuare correlazioni tra le varie zone dove essi sono presenti, sarà necessario procedere a misure topografiche di precisione per determinare la loro esatta altezza sul livello del mare ed eventuali dislivelli orizzontali", raccomandazione valida tanto più per la costa di Pianosa lungo la quale esistono lembi di <Panchina> anche intorno 6 m e fori di litodomi nella grotta semi-demolita di P.^{ta} Brigantina tra 5.5 e 7 m.

L'ipotesi che il solco di C.^{la} dei Turchi sia una forma esclusivamente carsica non sembra però più sostenibile ad un approfondito esame delle evidenze di campagna ed in seguito alle misure topografiche di precisione eseguite dagli scriventi. Infatti queste, oltre alla quota media assoluta di 9.67 m (rispetto al solco di battente attuale), pongono in evidenza la perfetta orizzontalità del solco e la sua corrispondenza sia con un altro analogo osservabile sul lato sud del promontorio che divide la C.^{la} dei Turchi dalla C.^{la} Giovanna, sia con altre simili ancorché meno evidenti forme di erosione che modellano altre probabili paleofalesie dei dintorni. Non è verosimile che la condotta carsica ipotizzata da Graciotti et al. (2003) potesse avere in origine un andamento sinuoso che dopo lo sfondamento della grotta risultasse perfettamente parallelo all'attuale concavità della falesia su entrambi i lati del promontorio. Tanto più che lo sviluppo del carsismo va considerato precedente e quindi del tutto indipendente a quello della paleofalesia; inoltre le concrezioni, alcune ancora in corso di formazione, sono paleosamente posteriori al solco, come numerose altre chiaramente visibili su tutta la parete della stessa paleofalesia ed entro le varie grotticelle che la perforano a diverse quote.

Ma la scoperta da noi fatta (Fig. 89), ad una quota di 3.7 m al di sotto del solco e pertanto di 5.97 m sul livello marino attuale, di sicuri fori di litofagi in una zona priva del velo di calcite concrezionare toglie ogni dubbio sulla natura <da battente> della morfologia sotto inchiesta. A parte l'opportunità dell'uso del termine <solco di battente> per una morfologia diffusa maggiormente nelle rocce calcaree e gessose, comunque solubili, che quindi non ha in prevalenza un'origine meccanica bensì di dissoluzione chimica, è ormai dimostrata l'origine marina di questo solco che del resto si vede, anche se con minore evidenza, pure sull'antistante piccolo promontorio che suddivide la C.^{la} dei Turchi dalla C.^{la} Giovanna (Figg. 86 e 90). D'altra parte l'osservazione di Graciotti et al., (2003) che il solco è rivestito da un velo di concrezione calcitica e della presenza di altri indizi di carsismo ipogeo, va considerata giustissima come l'ipotesi che si tratti di un sito di caverna sventrata.

Figura 89 - Fori di litofagi a quota 5.97 m al di sotto del solco di battente di Figura 88 all'altezza della penna e velo di calcite di neoformazione sul quale appoggia quest'ultima.

Figura 90 - Solco di battente alla stessa quota del precedente che si intravede nel torrione biocalcarenitico che suddivide la C.^{la} dei Turchi dalla C.^{la} Giovanna.

Le medesime misure di quota hanno aggiunto nuovi dati alle conoscenze sui livelli raggiunti dal mare durante il Tirreniano.

Alla grotta semi-demolita di P.^{ta} Brigantina (Fig. 91) un evidente solco posto a circa 1,5 m dal fondo della cavità si trova ad una quota assoluta di 2.1-2.7 m (base e tetto del solco, livello medio a 2.3 m); in questo caso le evidenze che si tratti di una forma carsica (ovviamente la grotta), ripresa dall'abrasione del mare, sono effettivamente maggiori, dato che i numerosissimi fori di litodomo in essa concentrati ne assicurano l'origine marina. All'interno della grotta i fori di litodomo sono presenti, in concentrazione lievemente minore, anche ad una quota compresa tra 5.5 e 7 m, immediatamente sotto al livello della galleria più alta. Quantunque questa galleria abbia aspetto largo e basso che potrebbe richiamare quello di una forma di abrasione marina, al suo interno non vi sono evidenti tracce di solchi né fori di litodomi; perciò, nonostante la sua quota assoluta sia approssimativamente quella del solco di battente di C.^{la} dei Turchi, non è possibile considerarla come indicatore certo di uno stadiale alto marino. Al di là di queste considerazioni, va posto in evidenza che la quota massima dei litodomi nella grotta di P.^{ta} Brigantina è in accordo con quella di C.^{la} dei Turchi.

Figura 91 - Fori di litofagi a quota 7 m nella G.^{tta} di P.^{ta} Brigantina.

Ulteriori misure di quota effettuate in vari punti della costa dell'isola hanno inoltre posto in evidenza che il punto di raccordo tra le piattaforme di abrasione e le paleofalesie situate all'interno, misurato ove non è coperto da depositi più recenti, è situato attorno a 4 ± 1 m sul livello attuale del mare.

Questi dati suggeriscono alcune considerazioni. In primo luogo, il livello a 2.3 m sembra non raccordarsi con quello che diede origine alle <Panchine>, che si rinvengono sotto quote massime di circa 6 m. In secondo luogo, il punto di raccordo tra piattaforme e falesie a 4 ± 1 m dovrebbe indicare il massimo livello raggiunto dal mare che diede origine alla piattaforma d'abrasione inferiore, anche se non sono stati finora identificati solchi di battente o fori di litodomo alla sua quota. Questa sarebbe compatibile con la posizione delle <Panchine>, anche se un diretto rapporto finora non è stato dimostrato. Inoltre se si assume che la risalita del livello marino abbia provocato contemporaneamente l'avanzamento della piattaforma e l'arretramento della paleofalesia, risulta difficile spiegare la presenza di un solco di battente che sovrasta la piattaforma, come si trova a C.^{la} dei Turchi a 9.67 m, se si suppone anche che questo sia contemporaneo o di poco posteriore della piattaforma stessa.

In definitiva l'ipotesi sostenuta da Colantoni e Borsetti (1973) dell'appartenenza ad un'unica fase tirreniana della <Panchina>, a 2.3 m, e del solco di battente, a 9.67 m, sulla paleofalesia della C.^{la} dei Turchi, in un certo senso avvalorata dalla nostra scoperta dei fori di litodomi fino a quote di 7 m, oltre che dall'attribuzione all'Aminozone E (cioè al MIS 5e), operata su conchiglie prelevate nel livello, appunto, di quota 2-3 m da Hearty e Dai Pra (1989), risulta ancora sostenibile solo sulla base dell'esattezza di quest'ultima attribuzione. In questo caso la trasgressione del MIS 5e sarebbe giunta operando la spianata al piede della paleofalesia incisa nelle biocalcareni della Fm di Pianosa, con un lavoro necessariamente piuttosto lungo, e poi il mare improvvisamente sarebbe risalito fino alla quota di 9.67 m senza avere la forza (o il tempo) di procedere oltre nell'esecuzione della spianata d'abrasione. Né vanno trascurati i fatti che quest'ultimo solco è piuttosto raro sulla costa di Pianosa mentre la presenza di <Panchina> a 2-3 m è molto comune. L'ipotesi che la Paleofalesia della C.^{la} dei Turchi corrisponda alla parete di una grotta dal tetto sprofondato (Graciotti et al., 2003) elimina molte difficoltà in quanto suggerisce un'altra soluzione che, ovviamente, affacciamo come ipotesi: il mare nel MIS 5e sarebbe penetrato nella grotta, ancora esistente, sollevandosi fino a quota 9.67 m, si sarebbe poi ritirato in corrispondenza dell'intertirreniano MIS 5d, tornando in seguito nella fase MIS 5a fino a quota 4 ± 1 m, dopo (o contemporaneamente) aver demolito la grotta che sembra sia esistita al posto dell'attuale C.^{la} dei Turchi e dintorni. Quest'ultima ipotesi è diventata sostenibile da quando Hillaire-Marcel et al. (1986) nella costa meridionale della Spagna hanno rivelato la presenza di fauna <senegalese> a 180, 128 e 95 ka, diminuendone in effetti il significato alla sola presenza di acque più calde delle attuali.

Se potessimo dimostrare che il livello dei fori di litodomi a 5.5-7 m rinvenuto a C.^{la} dei Turchi e a P.^{ta} Brigantina sia riferibile al MIS 5c, supponendo che il mare corrispondente abbia eroso le <Panchine> deposte durante il MIS 5e, Pianosa diverrebbe l'Eldorado degli studiosi delle oscillazioni del livello del mare durante il Pleistocene Superiore, tanto più che, come vedremo, ci sono buoni argomenti per considerarla tettonicamente stabile, o pochissimo indicata dal Tirreniano ad oggi.

Dopo questo intermezzo, pignolo ma chiarificatore, torniamo alla descrizione della successione stratigrafica delle "Brecce, loess e calcari marnosi" del Pleistocene Superiore di Pianosa data da Colantoni e Borsetti (Fig. 87): "Questi depositi compaiono lungo le coste e all'interno dell'isola. Sono costituiti da sedimenti diversi esclusivamente di origine continentale, caratterizzati generalmente dal colore rosso e rosato che ricoprono a tratti la panchina tirreniana. Successioni tipiche affiorano a Cala Giovanna e al Porto Romano.

A Cala Giovanna la successione è la seguente:

- a) Paraconglomerati e brecce con abbondante matrice calcarenitica e calcareo-marnosa di color rosso vivo, generalmente molto compatta. Gli elementi sono a spigoli vivi, delle dimensioni di qualche centimetro e costituiti esclusivamente da calcareniti e calcari pliocenici. Affiorano in lembi ed in tasche in piccole depressioni più raramente come coperture continue dello spessore massimo di 30-40 cm. Probabilmente in queste brecce di riempimento di cavità sono stati rinvenuti i resti di vertebrati studiati da Gastaldi (1866) e De Stefano (1913a, b; 1914) che li considerano del primo Pleistocene e che sono ritenuti, più giustamente, del tardo Pleistocene o interglaciale W I – W II da De Giuli (1970).

- b) Calcare compatto talora arenaceo rosato, che forma un crostone discontinuo prodotto probabilmente dalla decalcificazione dei depositi sovrastanti. Il suo spessore è dell'ordine di 10 cm.
- c) Sabbie medie e fini più e meno argillose, poco cementate. I granuli sono prevalentemente quarzosi, a spigoli più spesso arrotondati ma talora anche vivi, immersi in una matrice siltoso-argillosa molto abbondante di colore rosso. Sono talora evidenti concrezioni e cementazioni irregolari (<bambole>) più frequenti nella parte bassa dell'intervallo. La origine di questo materiale è chiaramente eolica (<loess>). Lo spessore varia da 10 a 70 cm circa.
- d) Sabbie medie e fini con breccie sciolte a matrice sabbiosa e siltosa di colore rosso. I granuli delle sabbie sono ancora in prevalenza quarzosi e più spesso subangolosi e sono immersi in abbondante *silt*. Gli elementi delle breccie sono a spigoli vivi e provenienti dalla formazione pliocenica. Questi materiali mostrano una inclinazione di alcuni gradi verso mare e rappresentano depositi detritici che passano lateralmente a veri depositi eolici. Lo spessore è compreso tra 10 e 50 cm circa.
- e) Sabbie medie e fini più o meno siltose talora con lieve accenno di cementazione e piccole concrezioni (<bambole>). Il colore è giallo aranciato e talora è evidente una laminazione, spesso incrociata. I granuli sono in prevalenza quarzosi calcarei poco arrotondati. Lo spessore si aggira sui 30 cm. [la descrizione dei tre livelli c, d, e si adatta perfettamente alle Sabbie di Donoratico].
- f) Calcare compatto, talora laminato o farinoso e vacuolare di colore giallastro ricco di Molluschi polmonati terrestri. L'origine di questo <crostone> è dovuta alla decalcificazione del loess sovrastante, talora asportato per ampi tratti. Il suo spessore è di 5-10 cm.
- g) Sabbie medie e fini con abbondante materiale argilloso grumoso di colore rosso e bruno ricche di granuli di quarzo. Sono il prodotto della pedogenesi di un loess e costituiscono il terreno agrario dell'interno dell'isola ove affiorano in larghe placche spesso mescolate alla terra rossa originata dalla degradazione dei calcari. Lungo la costa sono state invece più frequentemente erose.

Al Porto Romano sopra la panchina con fossili marini si può osservare la seguente successione:

- cm 40 di loess rosso terroso con gasteropodi terrestri riferibile al punto c) della successione di Cala Giovanna;
- cm 100 di sabbie giallastre laminate simili a quelle del punto e);
- cm 150 di sabbie simili alle precedenti ma con cementazioni irregolari, gasteropodi terrestri e abbondantissime tracce di organismi scavatori;
- cm 10 di crostone calcareo giallastro”.

Lo studio stratigrafico e micromorfologico di dettaglio effettuato dagli scriventi ha posto in evidenza alcuni nuovi dati sui depositi continentali dell'isola, mediati da osservazioni effettuate in numerose località. Qui di seguito si fa riferimento al profilo descritto da Colantoni e Borsetti (1973) a C.^{1a} Giovanna, che è il più rappresentativo di una successione che presenta sovente variazioni e lacune a seconda degli affioramenti.

a) Le breccie e paraconglomerati affiorano in tasche e depressioni, o talora in lembi di alcune decine di metri quadrati di superficie. Soprattutto in quest'ultimo caso sono chiaramente identificabili come detriti di versante, in cui è ben esposta l'embricatura dei clasti appiattiti: la presenza di frammenti di speleotemi, soprattutto crostoni stalagmitici, può effettivamente derivare dallo smantellamento più o meno occasionale di cavità carsiche, ma nella norma la deposizione è certamente di ambiente subaereo. Quest'unità può giacere addossata ai versanti delle falesie, giungendo talora sino alla piattaforma di erosione, ove in alcuni casi ricopre la <Panchina> tirreniana; ciò rinforza l'ipotesi che l'età di questi depositi sia posteriore al Tirreniano.

b) Non osservato.

c) Più che di sabbie si tratta di argille rossastre (5YR 4/6 *strong brown* con macchie più scure 5YR 3/4 *dark brown*) con scarso scheletro sabbioso fine e medio, costituito da quarzo ed in subordinate feldspati potassici; mancano completamente i carbonati clastici. In sezione sottile la presenza di argille a reticolo espandibile è indicata dalla birifrangenza della massa di fondo. Sono presenti sporadiche concrezioni di calcite secondaria entro i pori. Si tratta probabilmente di un loess pedogenizzato, completamente decalcificato, con componenti eoliche da trasporto breve.

d) Limi argillosi con colore rossastro 2.5YR 3/6 *dark red*; tra i minerali osservabili in sezione sottile, oltre a quarzo e feldspati compare abbondante mica bianca in minuti foglietti non alterati. Quantunque l'argilla sia abbondante, la birifrangenza della massa di fondo è minore. In questo caso si tratta di un loess meno alterato del sottostante, ma purtuttavia completamente decalcificato.

e) Sabbie relativamente <fresche> di colore rossastro chiaro 7.5YR 5/6 *strong brown*, non decalcificate, costituite da clasti sia quarzosi e feldspatici che carbonatici, spesso bioclasti rimaneggiati, derivanti dal disfacimento delle calcareniti plioceniche; lo scheletro è costituito da elementi delle ghiaie grossolane, angolosi, calcarenitici; la matrice, argillosa, è presente in modesta quantità. La granulometria sabbiosa con presenza di clasti grossolani, la laminazione e la forma delle unità suggeriscono un'origine mista dei depositi, eolica per la frazione fine, con provenienza dall'antistante spiaggia, e di versante per la frazione grossolana.

f) Orizzonte petrocalcico a struttura nodulare, inglobante modeste quantità di argilla e clasti silicatici. Derivante da forte evapotraspirazione in clima temperato secco, fa parte di un ampio gruppo di concrezioni simili distribuite in tutta l'isola, che interessano depositi anche più recenti, fino all'Olocene antico.

g) Sabbie grossolane e medie in matrice franco argillosa bruna 7.5YR 4/6 *strong brown*. Anche in questo caso gli elementi sono sia silicatici che carbonatici, dimostrando la scarsa maturità del deposito, nonostante la discreta quantità di argilla e Fe-ossidi. Si tratta verosimilmente di colluvi derivanti in parte dallo smantellamento di suoli preesistenti, come indicato anche dalla presenza di pedorelitti argillosi, cui si aggiungono tracce di una componente arenacea di origine probabilmente eolica.

I loess ed i suoli piuttosto evoluti (Alfisuoli) da essi derivati indicano rispettivamente fasi aride catastadiali alternate a periodi più umidi di diffusione della copertura boschiva, ascrivibili a numerose e non meglio precisabili fasi del tardo Pleistocene Superiore.

Da questi depositi si differenziano nettamente quelli olocenici, costituiti prevalentemente da sabbie fresche, contenenti elevate quantità di clasti carbonatici spesso formati da gusci di Molluschi marini frammentati finemente.

A C.^{la} Giovanna Piano, scavi archeologici condotti dalle Università di Pisa e Corte nel quadro del Progetto Interreg IIIB, hanno evidenziato la seguente successione dal basso in corrispondenza di un sito neolitico a ceramica impressa datato intorno a 6200-6000 ¹⁴C BP:

a) Sabbie medie e fini più o meno compatte e/o cementate di colore chiaro 7.5YR 7/4 *pink*, senza strutture sedimentarie evidenti; costituiscono un deposito di origine eolica addossato in parte alla piattaforma di abrasione ed in parte ai versanti dei rilievi circostanti.

b) Suolo di tipo Calcaric Arenosol costituito da:

b₁) Orizzonte C impostato sulle sottostanti sabbie a), franco sabbioso o franco argilloso bruno 10YR 4/3 *brown* con macchiettature centimetriche più chiare e più scure interpretate come tane di lombrichi riempite; contiene reperti neolitici nella parte sommitale.

b₂) Orizzonte A franco sabbioso bruno scuro 7.5YR 3/3 *dark brown* troncato al tetto, contenente comune scheletro calcareo costituito da ghiaie angolose da fini a grossolane; reperti neolitici presenti in tutto lo spessore, peraltro non superiore a 15 cm.

c) Franco sabbioso bruno 10YR 3/3 *dark brown* come abbondante scheletro calcareo costituito da ghiaie angolose da fini a grossolane; si tratta probabilmente di un deposito colluviale e di versante, come indicato da pedostrutture da rotolamento osservabili a scala microscopica. Contiene reperti neolitici e dell'Età del Bronzo.

Questo affioramento, situato su un corto istmo che unisce un promontorio roccioso al resto dell'isola, è delimitato da due basse ripe d'erosione parallele alla costa sui due lati dell'istmo e costituisce probabilmente un lacerto di un insediamento di maggiori dimensioni.

Questa successione pedosedimentaria testimonia il susseguirsi di vari processi legati sia a situazioni climatico-ambientali particolari, sia all'azione dell'uomo. Cioè:

Deposizione di dune addossate ai rilievi dell'isola, in un periodo non meglio precisabile posto tra la fine del Pleistocene e l'inizio dell'Olocene allorché il mare, di circa 6-8 m più basso dell'attuale, ancora non occupava il seno di C.^{la} Giovanna, che si presentava perciò come un'ampia spianata. Il progressivo innalzamento del livello marino favoriva, probabilmente assieme alle condizioni di clima arido, la mobilitazione e il trasporto verso l'interno delle sabbie di spiaggia.

Insediamento sui depositi dunari di popolazioni neolitiche attorno a 6200 ¹⁴C BP. Il fatto che i reperti si trovino all'interno del suolo suggerisce che i processi eolici fossero ancora attivi durante il periodo di frequentazione. Più che da condizioni climatiche di aridità è verosimile che ciò fosse dovuto al progredire della risalita del livello marino, ma soprattutto all'attività antropica che impediva lo sviluppo di vegetazione nella zona di insediamento favorendo così la mobilitazione dei sedimenti fini.

Abbandono dell'insediamento e conseguente formazione di un suolo in seguito alla ricolonizzazione delle superfici da parte della vegetazione.

Frequentazioni sporadiche da parte di popolazioni dell'Età del Bronzo in concomitanza di fasi di attivazione di processi di versante ed accumulo di modesti depositi colluviali.

Risalita del livello marino fino alle quote attuali, con rimozione degli apparati dunari e di buona parte dell'insediamento su essi ubicato e sommersione di C.^{la} Giovanna.

Delle faune a mammiferi dell'I. di Pianosa si è occupato in più occasioni Azzaroli (1978) che così riassume anche sulla base di altri lavori precedenti: "Nell'Isola di Pianosa si possono distinguere due faune di mammiferi fossili. La più antica proviene da brecce ossifere, la seconda da piccole grotte nelle falesie costiere. La fauna delle brecce è cronologicamente eterogenea: comprende varie specie di erbivori e carnivori note anche sul continente, e due sottospecie nane endemiche, rispettivamente il cervo e il bue, che necessariamente vissero dopo i loro precursori di statura normale. L'immigrazione della fauna delle brecce risale a un momento imprecisato del tardo Pleistocene (periodo glaciale di Würm). La fauna delle grotte, associata a industrie tardo-paleolitiche e neolitiche, non contiene specie endemiche. La sua immigrazione risale alle fasi finali del Pleistocene". Su quest'ultima frase Mazzanti (1984) annota: "A quest'ultimo proposito si deve ricordare che manufatti appartenenti alla fase finale del Paleolitico Superiore provenienti da Pianosa furono riconosciuti da Radmilli (1963) e dalla Grifoni (1966) nella Collezione Chierici del Museo Civico di Reggio Emilia. La presenza di questa industria indica un collegamento con il continente, verosimilmente attraverso l'area elbana, nelle fasi finali del Würm, in buon accordo appunto con quanto visto in precedenza per l'Isola d'Elba".

Infine all'I. di Pianosa importanti resti di costruzioni romane offrono buone indicazioni nella ricerca per la precisazione dell'antico livello del mare. Schmiedt (1972), che ha studiato il complesso archeologico della Peschiera detta i <Bagni di Agrippa> così conclude al riguardo: "Quanto all'aumento del livello del mare gli elementi che giova prendere in considerazione sono la crepidine nei tratti non corrosi e la sommità del setto meglio conservato della peschiera. La crepidine in media risulta sommersa a -50 cm sul l.m.m. nel settore nord-ovest (il meno corrosivo) analogamente al setto 2 (il più conservato). Supponendo che questi elementi dovessero emergere in età romana di un franco tale da impedire che fossero sommersi durante le più alte maree (valore massimo +20 cm) ne deriva un aumento del livello del mare di 90 cm (50+20+20=90 cm).

Una riprova a questa ipotesi si ha nei valori della sommersione di alcuni resti antichi rinvenuti lungo la linea di costa compresa tra la villa marittima di cui si è parlato e punta Teglia. Questi sono la cava romana intagliata a circa 200 m a Sud della villa e un gruppo di resti emergenti nella cala, chiamata localmente col suggestivo nome, di <Darsena di Augusto>. Infatti le parti più avanzate della cava risultano sommerse a circa -80 -90 cm sul l.m.m., mentre strutture di epoca incerta ed in conglomerato cementizio, relative ad opere ed edifici di cui ci riserviamo di approfondire la funzionalità, risultano con le fondazioni sommerse a circa un metro di profondità".

Osservazioni conclusive sul Pleistocene Superiore – Olocene

Dopo quanto esposto si può ben affermare l'abbondanza e buona qualità di molti affioramenti del Pleistocene Superiore – Olocene presenti lungo i litorali rocciosi e sabbiosi della Toscana Costiera continentale ed insulare. Va subito precisato che questi affioramenti, ovviamente di qualità più o meno buona, sono inseriti in lunghe successioni continue, per chilometri lungo le spiagge e nelle aree retrostanti, con minore continuità ma sempre con notevolissima frequenza lungo le coste rocciose. Né va sottovalutato il fatto che lo studio di questi sedimenti <recenti> è stato eseguito in gran parte dagli stessi ricercatori che hanno studiato le rocce dei substrati di modo che esiste un insieme di carte geologiche moderne di grande dettaglio su tutta l'area presa in considerazione della quale sono note, oltre che le stratigrafie, i lineamenti tettonici particolari e generali. Così di ogni affioramento di sedimenti del Pleistocene Superiore è conosciuto il substrato, sia quaternario che antecedente, sia da un punto di vista stratigrafico sia morfologico, secondo le seguenti tipologie e fonti di informazioni:

presenza di un substrato già da molto tempo in prevalenza pianeggiante come al di sotto del T.^{ZZOII} su sedimenti pleistocenici o comunque neogenici a Livorno, nella Piana tra Castiglioncello e S. Vincenzo, in quella a Sud di Ansedonia e, sia pure con modalità un poco diverse, a Pianosa;

presenza di un substrato in prevalenza a valli profondamente incise in rocce pre-neogeniche, praticamente negli affioramenti compresi tra S. Vincenzo e Ansedonia e nelle isole dell'Arcipelago ad eccezione di Pianosa;

disponibilità di un notevole numero di perforazioni, pochissime in realtà eseguite a carotaggio continuo con scopo di ricerca, moltissime forzatamente meno accurate ma pur sempre in grado di fornire informazioni sulle litologie incontrate e, più che altro in caso di argille, passibili di fornire indicazioni su cronologie ed ambienti di sedimentazione;

disponibilità di rilevamenti geofisici del substrato "roccioso" (in genere anteriore alla parte superiore del Miocene Inferiore) sia in mare che in terra, in quest'ultima su gran parte del Valdarno Inferiore e nell'ampia area "vaporifera" della Toscana Meridionale; disponibilità di rilievi geoelettrici per ricerche d'acqua di aree a profondità minori ed in zone più circoscritte;

riconoscimento di due cicli sedimentari di origine glacioeustatica a sviluppo trasgressivo marino – regressivo continentale: il primo attualmente elevato fino a quota 15 m, il secondo sovrapposto in parte al primo fino a quota 6-8 m sia nella Piana di Livorno sia in quella di Rosignano Solvay-Vada e di altri due, da ritenersi analoghi lungo la Laguna di Burano; sono tutti di potenze modeste (generalmente inferiori a 10 m) e di nessuno di questi cicli è nota la quota di inizio, ovviamente tuttavia più profonda del livello del mare attuale; sono stati attribuiti rispettivamente ai cicli sedimentari Tirreniano I (=OIS 5e) e Tirreniano II (=OIS 5c) nelle fasi marine e Intertirreniano I-II continentale (coevo alla fase marina OIS 5d);

riconoscimento del tetto del ciclo Tirreniano III (=OIS 5a) a quota 4 m e delle sovrapposte fasi di Würm I (=OIS 4), Würm II e Würm III (=OIS 2) nella G.^{tta} dei Santi all'Argentario (Segre, 1959);

riconoscimento di tre cicli di sedimenti marino-continentali sovrapposti nell'affioramento di Baia Baratti in apparenza assai simili ai precedenti ma con attribuzioni cronologiche discordanti: -Cortemiglia et al. (1983) Tirreniano I, II e III senza datazioni dirette di nessun genere, comunque tutti e tre da attribuirsi al Pleistocene Superiore per la presenza di industria del Musteriano denticolato su ciottolotto nelle Sabbie di Donoratico della V.^{la} del Barone De Stefani sul P.^{gio} S. Leonardo al tetto della successione stratigrafica; -Hearty e Dai Pra (1989) attribuzione all'Amino Zona C, corrispondente all'OIS 5c del più profondo di questi cicli; -Mauz (1999) attribuzione del livello inferiore (campione Bar 1 a quota circa 1,8 m) tramite IR/OSL all'OIS 5c, attribuzione del livello intermedio tramite Tl all'OIS 5a (campione Bar 2a a quota circa 2,3 m), attribuzione del livello superiore tramite IR/OSL all'OIS 3 (campione Bar 4 a quota circa 6 m), attribuzione dei soprastanti sedimenti di retrospiaggia all'OIS 2 (campioni Bar 6 a quota circa 9,3 m, Bar 7a a quota circa 10,3 m) e rispettivamente all'OIS 1 (campione Bar 7b a quota circa 10,6 m).

Queste ultime datazioni e le quote alle quali sono stati raccolti i campioni corrispondenti non coincidono con quanto noto negli altri affioramenti della Toscana né con quanto riportato nella bibliografia del Mediterraneo (p. es. da Ferranti et al., 2006) e neppure in generale. Infatti la stessa Barbara Mauz nel corso della <Discussion> del suo lavoro così si esprime nella traduzione in italiano:

<Tenendo in considerazione la struttura ad *Horst e Graben* dell'area è ragionevole prendere in esame i processi tettonici del Pleistocene Superiore, in questo caso un livello eustatico del mare intorno -20 m durante il *Substage* 5a (Bard et al., 1990), fra -40 e -50 m durante lo stadio 3 (Chappel et al., 1996) e circa -40 m alla fine dello stadio 2 (Bard et al., 1996) richiederebbe un tasso di innalzamento medio tra 0.05 m ka^{-1} e 2.6 m ka^{-1} . Sebbene siano credibili tassi di innalzamento in progressivo incremento, valori massimi di sollevamento $> 1 \text{ m ka}^{-1}$ non sono ragionevoli [ovviamente fin qui non possiamo che dichiararci in perfetto accordo con l'Autrice]> (p. 1182). Assumendo che le età di luminescenza siano accurate con limiti di fiducia accettabili [qui Barbara Mauz non ce ne voglia ma nelle <Conclusions> del suo lavoro afferma: "At the present state of art luminescence dating methods provide total 1 σ -errors between 12% and 25% on coarse grained alkali feldspar samples with an age in excess of 60 ka" (p. 1183) quindi i limiti di fiducia non possono che essere superati] tanto più che l'Autrice così continua (ancora nella traduzione dall'inglese): <Nel presente studio le età di luminescenza sono accurate ma imprecise, in primo, perché alcuni campioni sono affetti da anomalie di dissolvenza e, secondariamente, perché gli errori casuali sono relativamente alti. Conseguentemente, i Substadi 5e, 5c e 5a possono solo essere distinguibili con l'aiuto di analisi geologiche e controlli indipendenti di età > (p. 1183).

Non si può affermare che nell'area di studio mancassero ricerche geologiche moderne con carte geologiche di grande dettaglio, d'altra parte il controllo di età indipendenti è stato basato sui risultati delle

Aminostratigrafie che poco prima sono stati, dalla stessa Autrice, considerati solo relativamente degni di fede e successivamente accettati per buoni. In quanto alla presa in considerazione dei dati bibliografici e cartografici esistenti non si può dire che siano stati minimamente presi in considerazione, visto che tutti sono concordi nel ritenere i sedimenti del Pleistocene Superiore e dell'Olocene affioranti nella Toscana Costiera essenzialmente non interessati da dislocazioni tettoniche per faglia ma, tutt'al più, da un sollevamento epigenetico la misura della cui entità dipende, appunto, dal riconoscimento delle differenze tra la precisazione delle quote di giacitura attuale e di quelle presumibili all'atto delle deposizioni.

Queste ultime differenze in tutta la Toscana Costiera rientravano molto bene nell'ambito dei valori conosciuti in località <semistabili> mediterranee ed extramediterranee. Il lavoro di Barbara Mauz ha confermato questo assunto per la Buca dei Corvi, mentre lo ha negato per la Baia Baratti malgrado in tutte le località che circondano quest'ultima, secondo quanto ricordato in questo nostro saggio, stratigrafie e quote dei sedimenti del Pleistocene Superiore sembrano al loro posto: per quanto ci riguarda prima di ammettere un fortissimo sollevamento di un'area veramente minima (circa 2 km²) ci vien fatto di suggerire una certa <cautela>, nelle conclusioni di questa Ricercatrice molto fiduciosa della validità in toto del suo operato.

Tuttavia, prima di contestare completamente questi nuovi dati forniti dalla Barbara Mauz desideriamo, abbandonato come inaccettabile il significato tettonico da Lei prospettato, prenderne in considerazione il significato sedimentologico-stratigrafico nei confronti delle quote alle quali sono stati prelevati i campioni e con un attento esame di quanto ci è noto dal rilevamento geologico delle aree sia circostanti sia assai più lontane, anche se sempre nella Toscana Costiera. Intanto la presenza di sedimenti di mare sottile dell'OIS 5c a quota 1,8 e di sedimenti del medesimo ambiente dell'OIS 5a a quota 2,3 a parere nostro, dopo quanto abbiamo illustrato in questo saggio, è possibilissima; possiamo quindi accettare questi dati e passare ad esaminare gli altri, senza dubbio di più problematica accettazione. La presenza di sedimenti di <retrospiaggia>, verosimilmente eolici anche se pieni di clasti organici di origine marina, attribuiti all'OIS 2 rispettivamente alle quote 9,3 e 10,3 diventa sostenibile dietro le nostre ripetute osservazioni in località molto vicine (al F.^{SO} delle Grotte a quota 125 m) e relativamente vicine (sotto Capoliveri all'I. d'Elba a circa 120 m) di <Panchine> eoliche verosimilmente di età corrispondenti o non molto diverse nel senso di gravitare intorno alle fasi degli inizi regressivi delle fasi di Tirreniano I (a circa quota 15), Tirreniano II (a circa quota 8) e Tirreniano III (a circa quota 4). A questo punto rimane un ultimo caso di ardua spiegazione e cioè l'attribuzione all'OIS 3 del campione prelevato a circa quota 6 m, probabilmente alla base della <Panchina II> di Cortemiglia *et al.* (1983) riconosciuta di facies marina per la ricchezza di clasti di organismi sicuramente marini e di alcuni esemplari interi di *Turritella* oltre che di altri Gasteropodi e di Lamellibranchi pure marini. Anche tenendo presente l'attribuzione ad un interstadiale alto würmiano (OIS 3 ? o Würm II-III ?) cioè un riferimento a sedimenti del tipo delle Sabbie di Vicarello, che a Coltano si trovano tra le quote 3 e 10 m e a Castagnolo alle quote 4 e 11 m, rimane il fatto incontestabile che queste ultime sono decisamente eoliche mentre per la presenza dei macrofossili ricordati nella <Panchina II> di Baratti risulta difficile non ammettere una deposizione se non sotto (p. es. <getto di riva>), di certo estremamente vicina al mare.

Con ciò chiudiamo la replica alla Barbara Mauz, riconoscendole l'utilità del suo lavoro con tecnica nuova che sarebbe auspicabile non fosse abbandonata, ma che certo va migliorata se vogliamo renderla universalmente credibile. Tuttavia non ci sentiamo di passare sotto silenzio la meraviglia, per non dire quasi l'incredulità, nel leggere e trovare poi confermata l'indicazione che fra Livorno e l'I. d'Elba la tettonica d'estensione sarebbe cominciata fin dal Pliocene; frasi come questa, più che altro, non fanno onore alle conoscenze di chi le scrive.

Il quadro tettonico generale e lo sviluppo paleogeografico

Nei capitoli precedenti in più occasioni è capitato di fare riferimenti a strutture tettoniche particolari in riferimento ad alcune situazioni specifiche di sedimenti quaternari mentre ne stavamo illustrando le caratteristiche sedimentarie e le posizioni morfologiche. Si tratta ora di illustrare, nel modo più generale possibile, la posizione della Toscana Costiera nell'ambito geologico regionale.

La Toscana Costiera rientra in un tratto della Catena Paleoappenninica, sviluppatasi nell'Oligocene Superiore-Miocene Inferiore (tra 28 e 23 Ma) per effetto della collisione fra il margine del Continente Paleoeuropeo e la Microplacca Adria, promontorio nord-orientale del Continente Africano, ed entrata in regime di collasso postcollisionale a iniziare dalla fine del Miocene Inferiore (22-16 Ma).

In essa sono rintracciabili gli effetti di deformazioni tettoniche verificatesi in fasi diverse a iniziare dalla fine del Cretaceo Inferiore (tra 99 e 65 Ma), ed in ambienti paleogeografici differenti, con polarità orogenetica da Ovest verso Est in direzione dell'avampaese Adriatico.

I movimenti, verificatisi durante gli eventi pre e sin-collisionali, hanno contribuito alla costruzione di un edificio a falde tettoniche di ricoprimento. Esso prevede la presenza, al di sopra delle Unità della Toscana metamorfica di affioramenti più profondi (cioè del basamento prealpino e del Gruppo del Verrucano del Trias Superiore 200-190 Ma) di una successione di unità alloctone che, quando completa, è costituita dal basso da:

- a) Unità della Toscana non metamorfica (o Falda Toscana);
- b) Unità Subliguri, in quanto derivano dal Dominio Subligure, formate dal Gruppo di Canetolo;
- c) Unità Liguri, in quanto derivano dal Dominio Ligure; formate dall'Unità di S. Fiora, dall'Unità ofiolitifera di Monteverdi M.^{mo} – Lanciaia, dall'Unità ofiolitifera di Montaione e dall'Unità ofiolitifera delle Argille a Palombini, nell'ordine di sovrapposizione tettonica.

Il corrugamento di queste unità si è verificato, procedendo dal Dominio Ligure verso l'avampaese Adriatico, dal Cretaceo Superiore all'Eocene Superiore (tra 65 e 36 Ma), fino cioè alla completa chiusura del Bacino Ligure. Gli eventi deformativi che cadono in questo intervallo di tempo vengono indicati con il nome di <fasi liguri>.

Nell'Oligocene Superiore si struttura, in corrispondenza del margine della Microplacca Adria, un sistema orogenetico di <catena-avanfossa>, che contraddistingue la fase collisionale. All'interno di tale sistema si sviluppa una sedimentazione, in prevalenza clastica, in bacini fortemente subsidenti, detti di avanfossa, posti tra la catena montuosa e l'avampaese, ed in bacini più piccoli, detti bacini satelliti, a più debole subsidenza, situati sulla catena. Il sistema catena-avanfossa nord-appenninico ha subito, dall'Oligocene all'Attuale, una migrazione verso l'avampaese, con spostamento verso Est dei depocentri e graduale ricoprimento e corrugamento dei settori di avanfossa più occidentali. Gli eventi deformativi che coincidono con la fase collisionale vengono indicati con il nome di <fasi appenniniche>.

La strutturazione della Catena Paleoappenninica si verifica nel Miocene Inferiore. Durante tale evento si determina l'accavallamento delle Unità Subliguri e Liguri sul Dominio Toscano: quest'ultimo subisce un forte corrugamento e va a sovrapporsi al Dominio Umbro-Marchigiano.

La Catena Paleoappenninica, pertanto, nel Miocene Inferiore si configura come un edificio a falde di ricoprimento che sarà, più tardi, in gran parte smantellato dalla tettonica distensiva.

L'assetto strutturale attuale della Toscana ad Occidente della Catena Appenninica è dominato dalle deformazioni collegate alla tettonica distensiva postcollisionale che nel Neogene e Quaternario ha determinato il collasso e lo smembramento di questo ampio settore dell'Appennino Settentrionale. Recenti studi sul Tirreno Settentrionale e sui depositi epiliguri della Toscana M.^{ma} pongono l'inizio degli eventi deformativi in regime di distensione alla fine del Miocene Inferiore. A iniziare da questo momento sono stati distinti nella Toscana M.^{ma} due diversi eventi distensivi: durante il primo evento, riferito ad un intervallo di tempo compreso tra il Miocene Inferiore ed il Superiore (tra 16 e 10 Ma), si è verificata una denudazione della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo e geometria complessa; ne è derivata una situazione geometrica molto caratteristica, nota con il nome di <serie ridotta>, che consiste nella elisione di forti spessori di successione stratigrafica e nella diretta ed anomala sovrapposizione delle Unità Liguri direttamente sulla formazione anidritica triassica o addirittura sui termini supe-

riori della Toscana metamorfica. Il grado di estensione è almeno del 60%. Durante il secondo evento, che è riferito ad un intervallo di tempo iniziato durante la parte superiore del Miocene Superiore (circa 7 Ma), si sono sviluppate faglie a geometria listrica che hanno dato origine ad un sistema di fosse tettoniche, subparallele, allungate in direzione da S-N a SE-NO, la cui apertura non si è verificata contemporaneamente ma è proceduta con gradualità da Occidente ad Oriente.

Il grado di estensione calcolato in questo secondo evento è sensibilmente inferiore a quello del primo e si aggira su un valore di circa il 7%.

Nella Toscana Costiera esiste un'ampia documentazione attestante che lo sviluppo sedimentario neogenico-quadernario è stato in gran parte condizionato da movimenti verticali della crosta, indotti dalla tettonica distensiva post-collisionale, con conseguenti variazioni relative del livello del mare (da non confondersi con quelle glacioeustatiche). Molto più difficile è invece documentare gli effetti della ciclicità eustatica sulla sedimentazione, proprio perché obliterati dall'attività tettonica.

Sulla base delle analisi di facies e della identificazione delle discontinuità (o inconformità) di carattere regionale è stato possibile suddividere la <Successione sedimentaria neogenico-quadernaria del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale> (ex <Successione Neoautoctona> in otto Unità deposizionali (dette UBSU). A queste si aggiunge un'unità deposizionale in precedenza indicata come <epiligure> e corrispondente all'Arenaria di Ponsano, secondo lo schema seguente nell'ordine giaciturale discendente:

Unità di Chiani-Tevere-Montescudaio

Unità Pliocene III

Unità Pliocene II

Unità Pliocene I

Unità Lago-mare

Unità di Castelnuovo

Unità dell'Acquabona-Spicchiaiola

Unità del <Lignitifero>

Unità di Ponsano.

Per quanto riguarda questo saggio sono state prese in visione solo l'Unità di Chiani-Tevere-Montescudaio, appunto con le formazioni datate al Pleistocene Inferiore legate certamente a sprofondamento tettonico e presenti, ricordiamo, nel Valdarno Inferiore e nel Bacino di Castiglioncello-S. Vincenzo e l'Unità Pliocene III, presente nell'area della Toscana Costiera, con la Fm di Pianosa, e della quale teniamo a puntualizzare la possibilità di una deposizione in due cicli glacioeustatici diversi, per la potenza d'insieme di soli 20 m, tra l'altro suddivisi da un episodio di emersione in due unità deposizionali di età Pliocene Medio l'inferiore e Pliocene Superiore la superiore.

Già abbiamo riferito della possibilità che siano riferibili a cicli sedimentari di origine glacioeustatica, quindi indipendenti dalla tettonica, la Fm delle Fabbriche del Pleistocene Inferiore, la Fm di Bibbona del Pleistocene Inferiore-possibile Medio e tutte le altre collegate a cicli glacioeustatici del Pleistocene Medio, del Pleistocene Superiore e dell'Olocene.

Dal punto di vista geodinamico l'evoluzione geologica della regione compresa tra la Corsica e la catena dell'Appennino (Bacino Tirrenico) dal Miocene Inferiore ad oggi, va vista come lo sviluppo di un grande solco ad apice settentrionale e progradazione antioraria, composto da una serie di fosse tettoniche impostatesi man mano verso Est, le più antiche ad asse Nord-Sud, le più recenti ad asse NO-SE. Questa evoluzione ha trovato conferma in studi recenti di petrografia delle rocce magmatiche e di geochimica volta alla loro datazione (Serri et al., 1992). La formazione di queste fosse ha comportato dei significativi cambiamenti nella paleogeografia dell'area e l'inizio della deposizione dei sedimenti della successione neogenico-quadernaria del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale.

Nel Burdigaliano Superiore si apre un bacino marino (il paleoTirreno) le cui testimonianze sedimentarie affiorano soltanto nella Corsica Orientale, poco a Sud di Bastia, ed all'I. di Pianosa.

Nel Langhiano il bacino marino si estende progressivamente e sedimenti di questa età affiorano estesamente nella Corsica Settentrionale ed all'interno della Toscana Meridionale e del Lazio Settentrionale, nelle zone di Radicofani, Manciano, Capalbio e Civitavecchia.

Nel Serravalliano, ad un leggero sollevamento della Corsica con deposizione di sedimenti continentali, fa riscontro una estensione ed un approfondimento dei bacini marini, sia ad Est di Pianosa che nella Toscana interna fino a Rencine e Ponsano.

Col Tortonianiano Inferiore il mare invade nuovamente il Bacino di Aléria, mentre i bacini ad Est di Pianosa e della Toscana interna mostrano tendenze regressive fino all'esaurirsi della sedimentazione marina.

Il Tortonianiano Superiore vede il Bacino di Aléria ancora coperto dal mare, in Toscana si sviluppano delle fosse tettoniche che raccolgono una sedimentazione lacustre; questa è documentata in affioramento nella parte settentrionale dei M.^{ti} Livornesi, nel volterrano, nel senese e nel grossetano. In queste ultime località inizia ad individuarsi la Dorsale Medio Toscana (affioramento di rocce triassiche e pretriassiche al <centro> della Toscana, tra il M.^{te} Pisano, la Montagnola Senese e il M.^{te} Leoni). Per l'interpretazione di quanto compreso al di sotto della piattaforma continentale toscana si fa riferimento a dati geofisici ed in particolare al lavoro di Lazzarotto et al. (1995). All'I. di Pianosa la sedimentazione riprende con depositi continentali di ambiente lacustre.

Nel Messiniano Inferiore in Corsica affiorano solo sedimenti regressivi di mare sottile nell'area di Aléria. A Pianosa rimangono le testimonianze di un passaggio dall'ambiente lacustre a quello salmastro prima, e successivamente marino di acque basse; questa trasgressione è possibile che si sia sviluppata ampiamente nella piattaforma toscana a Sud dell'Elba, in accordo con le facies trasgressive di scogliera conosciute a Nord e Sud dei M.^{ti} Livornesi. All'interno della Toscana, le depressioni tettoniche, già formate ed occupate da laghi, registrano un aumento della salinità e l'instaurarsi di un ambiente lagunare fino, localmente, alla precipitazione di un primo livello evaporitico. Ancora nel Messiniano Inferiore, in tempi successivi, nel Bacino di Aléria ed a Pianosa, evidentemente emersa, non sono conosciuti sedimenti. Si registra invece la sommersione completa del bacino del Tora-Fine, ad Est dei M.^{ti} Livornesi, del Bacino di Volterra fino alla Dorsale Medio Toscana, e di una zona a Nord di Civitavecchia. Mentre al fondo dei bacini l'ambiente presenta faune oligotipiche per scarsa ossigenazione, nelle aree più superficiali si sviluppano ciuffi di scogliera. La Dorsale Medio Toscana, ormai completamente sollevata ed emersa, separa il Bacino di Siena-Grosseto, nel quale prosegue la sedimentazione in ambiente lacustre, da quelli più occidentali. Alla fine del Messiniano Inferiore, a seguito dell'isolamento del Mediterraneo, avviene il principale episodio di precipitazione delle evaporiti, documentate in Toscana nei dintorni di Livorno, nel bacino del Tora-Fine e nel Bacino di Volterra inteso nella sua interezza originaria.

Nel Messiniano Superiore nelle aree depresse, precedentemente occupate dal mare, si raccolgono le acque fluviali che danno origine ad acquitrini endoreici in parte evaporanti che costituiscono l'ambiente cosiddetto di Lago-Mare. Si registrano anche alcuni movimenti tettonici che permettono il superamento della soglia fra il M.^{te} Pisano e i M.^{ti} di Casciana Terme, lungo il Valdarno, fino al Bacino di Siena; anche in Corsica sedimenti di Lago-Mare affiorano nel Bacino di Aléria.

L'inizio del Pliocene Inferiore registra la riapertura delle comunicazioni del Mediterraneo con l'Oceano Atlantico attraverso lo Stretto di Gibilterra; di conseguenza si sviluppa una rapida trasgressione dell'acqua marina su quella dolce del Lago-Mare in tutte le aree da questo occupate.

In seguito, ma sempre nel Pliocene Inferiore, la trasgressione marina raggiunge la sua massima estensione in Toscana. Il mare si estende verso Oriente e sommerge quasi completamente la Dorsale Medio Toscana. Al contrario né in Corsica né a Pianosa sono presenti sedimenti di questa età.

In una terza fase del Pliocene Inferiore si registra la regressione del mare da un'ampia area della Toscana Costiera a Sud del F. Cecina, fino al limite meridionale della regione.

Nel Pliocene Medio si assiste ad un ritorno trasgressivo del mare in particolare nella parte settentrionale dell'area in precedenza emersa e in parte delle valli dell'Ombrone e dell'Albegna; anche l'I. di Pianosa viene sommersa. In seguito a questa seconda trasgressione pliocenica in Toscana si verifica una situazione per cui certe aree presentano un unico ciclo pliocenico, altre due cicli separati da una fase di emersione. In Corsica non affiorano sedimenti marini di questa età. Nel Pliocene Superiore tutta l'area attualmente continentale della Toscana è in emersione, né sappiamo quanto questa emersione abbia interessato anche aree limitrofe ora sommerse dal mare.

Nel Pleistocene Inferiore continua il sollevamento epirogenetico della Toscana Costiera, solo interrotto da circoscritti episodi di sprofondamento nel Valdarno Inferiore – Versilia e nel Bacino di Castiglioncello-S. Vincenzo dove si sviluppa nuovamente una trasgressione marina che non si estende oltre 30 km verso Est.

Nel Pleistocene Medio il sollevamento epirogenetico si estende a tutta la Toscana. Le fosse tettoniche, apertesi nel Pleistocene Inferiore, si colmano di sedimenti o si svuotano delle acque lacustri; la rete idrografica assume, nelle linee generali, l'assetto attuale. Nel Pleistocene Superiore è probabile continui il sollevamento epirogenetico dell'intera Toscana ma, per la brevità dell'intervallo cronologico le documentazioni sono scarse e piuttosto insicure; molto importanti, e assai ben documentate, sono invece le oscillazioni climatiche con variazioni fino a 125 m del livello del mare (quota 15 nel Tirreniano, quota -110 nel Würm III) e di conseguenza del livello di base dei fiumi.

Nell'Olocene il livello del mare continua a risalire, sia pure oscillando, dai -110 m cioè dal livello che lo aveva caratterizzato circa 18 *ka* durante la massima espansione glaciale del Würm III.

Così, riepilogando, per l'area marina del Tirreno Settentrionale a Nord dell'I. d'Elba Lazzarotto et al. (1995) specificano: "I sedimenti del Burdigaliano Superiore – Tortonian inferiore del Tirreno Settentrionale possono essere interpretati come primi sedimenti post-orogenetici depositatisi in un ampio bacino sedimentario distensivo che si estendeva dalla Corsica alla Toscana Meridionale.

L'evoluzione sedimentaria successiva al Miocene Superiore basale sembra essere, dal punto di vista stratigrafico-strutturale, perfettamente in sintonia con quella della Toscana Meridionale fino al Pliocene Medio. Dal Pliocene Medio all'Attuale, la Toscana Meridionale, a differenza del Tirreno Settentrionale, è stata interessata da un processo regionale di sollevamento che può trovare una giustificazione nella forte anomalia termica che caratterizza la parte interna dell'Appennino Settentrionale". Viene a giustificarsi così, dal punto di vista geodinamico, l'evoluzione del Mare Tirreno verso Est e NE seguita dallo sviluppo di aree a forte anomalie termiche con sollevamento di magmatismi intrusivi (Elba, Montecristo, Giglio, Campiglia, Gavorrano) che delimitano prima un'area di emergenze localizzate ma comunque più ampie delle aree insulari e montane attuali, e in seguito, con il procedere dell'area a massima anomalia termica verso E e NE (cioè in Toscana Meridionale) il sollevamento epirogenetico maggiore segue progressivamente lo sviluppo geotermico. A questo processo interno alla crosta terrestre che ha condotto e sta conducendo lo sviluppo orogenetico delle fasi sopra definite post-collisionali e distensive, con ampi sollevamenti e sprofondamenti tettonici, sono venute ad interferire, almeno dal Miocene Superiore, le variazioni del livello dei mari conseguente allo sviluppo ed alle variazioni dei ghiacciai polari e montani collegate a variazioni climatiche. Poiché le variazioni tettoniche sono comunque molto più lente di quelle del glacioeustatismo marino l'interferenza tra i due ordini di fenomeni risulta più esplicita per le prime nei sedimenti più antichi e per le seconde in quelli più recenti. Tanto più per il fatto che le dislocazioni tettoniche hanno comportato variazioni di livelli dell'ordine di grandezza di alcune migliaia di metri, mentre i dislivelli collegati a glacioeustatismo marino, tra l'altro ancora meno noti, non sembra che siano andati oltre variazioni di 125-130 m. Tuttora le due fasi più conosciute sono quelle del livello del mare dell'OIS 2 (corrispondente ai sedimenti marini nella fase di Würm III) che si trovano, almeno nel Mediterraneo in genere a -110 m e quelli dell'OIS 5e (prima fase dell'ultimo interglaciale) recentemente con innalzamento stimato a 6 ± 3 m (Ferranti et al., 2006) e quindi con una variazione massima di dislivello di circa 120 m.

Bibliografia

- Aguzzi M., Amorosi A. e Sarti G. (2005) – Stratigraphic architecture of late Quaternary deposits in the lower Arno plain (Tuscany, Italy). *Gologica Romana*, 38: 1-10.
- Aiello E., Bartolini C., Gabbani G., Mazzanti R., Pranzini E. e Valleri G. (1982) – *Morfologia e geologia delle Secche di Vada (Provincia di Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., 100 (1981): 339-368.
- Aldinucci M., Capezzuoli E. e Sandrelli F. (2004) – *Geological framework of the Burano coastal plain*. In “Paleosols: memory of ancient landscapes and living bodies of present ecosystems”, International conference and field trip – Escursion guide, Firenze, 7-11/6/2004: 45-47.
- Alessio M., Bella F. e Cortesi C. (1964) – *University of Rome Carbon 14 dates II*. Radiocarbon, 6: 77-90.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Ferranti L., Improta S., Manfra L. e Proposito A. (1992) – *Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale*. Giornale di Geologia, 54: 165-193.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L. e Prette M. (1997) – La curva di risalita del livello del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici. Mem. Descr. Serv. Geol. D'It., 52: 235-256.
- Alioto M. N. e Sanesi G. (1987) – I paleosuoli dei terrazzi quaternari della fascia costiera compresa tra Castiglioncello e San Vincenzo (Toscana Marittima). I – Caratteri morfologici ed analitici. Suppl. 1, Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 7: 29-35.
- Amadei A. e Grifoni Cremonesi R. (1987) – *La Grotta all'Onda. Revisione ed inquadramento dei materiali*. Rassegna di Archeologia, 6: 171-216.
- Ambrosetti P., Arias C., Bigazzi G., Bonadonna F. P., De Giuli C., Girotti O., Kukla G., Iaccarino S., Malatesta A., Mazzanti R., Radicati di Brozolo F. e Trevisan L. (1975) – *Guide book – Meeting of the INQUA subcommission on mediterranean and black sea shorelines*. Pisa-Perugia-Tarquinia, marzo-aprile 1975: 1-20.
- Ambrosetti P., Carboni M. G., Conti M. A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti O., Lazzarotto A., Mazzanti R., Nicosia U., Parisi G. e Sandrelli F. (1979) – *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini toscano-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., 19 (1978): 573-580.
- Andreoni C., Baldassarri G. e Moroni A. (1986-87) – *L'industria del Paleolitico superiore arcaico di Poggio Carvello (Grosseto)*. Rassegna di Archeologia, 6: 23-42.
- Antonioli F., Girotti O., Improta S., Nisi M. F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000) – *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica nella Pianura Versiliese*. In “Barchesi P., Angelelli A., Forni S. (eds). Atti del Convegno Le Pianure – conoscenza e salvaguardia”, Ferrara 8-11/11/1999: 214-218.
- Antonucci B. (1977) – *Lucca*. Riv. Arch. St. Econ. Costume Ist. St. Lucchese: 3-12.
- Appelius F. L. (1871) – Catalogo delle conchiglie fossili del Livornese desunto dalle collezioni e manoscritti del defunto G. B. Caterini. Bull. Malac. It., 2: 1-123.
- Argnani A., Bernini M., Di Dio G. M., Papani G. e Rogledi S. (1997) – *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy)*. Il Quaternario, 10: 595-602.
- Arias C., Bigazzi G. e Bonadonna F. P. (1980) – *Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia Appenninica*. Contributi alla Carta Neotettonica d'Italia. III. Progetto Finalizzato Geodinamica – Sottoprogetto Neotettonica, 356: 1441-1448.
- Aruta L. e Ruggieri G. (1983) – Il genere *Aurila* (Ostracoda, Padocopa) nel Pleistocene inferiore di Olivella (Palermo). Boll. Soc. Paleont. It., 22: 287-295.
- Azzaroli A. (1977) – The Villafranchian Stage in Italy and the Plio-Pleistocene Boundary. Giornale di Geologia, 41: 61-79.
- Azzaroli A. (1978) – Fossil mammals from the Island Pianosa in The Northern Tyrrhenian Sea. Boll. Soc. Paleont. It., 17: 15-27.
- Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G. e Torre E. (1982) – Table of the stratigraphic distribution of terrestrial mammalia faunas in Italy from the Pliocene to the early middle Pleistocene. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5: 55-58.

- Bacci A., Malatesta A. e Tongiorgi E. (1939) – Di una formazione glaciale rissiana riscontrata a Livorno nei sedimenti della fase costruttiva del ciclo tirreniano. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, 48: 74-85.
- Bagnone D. (1982) – L'insediamento neolitico e dell'inizio dell'età dei metalli di Poggio di Mezzo (San Rossore-Pisa): nota preliminare. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, A, 89: 61-82.
- Balestri M. e Sammartino F. (1987) – *Nuovi ritrovamenti di Mammiferi fossili nel Pleistocene dei Monti Livornesi*. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 8: 183-190.
- Banti L. (1937) – *Luni*, Firenze.
- Banti L. (1943) – *Pisae*. Monumenti Pontificia Acc. Romana. *Archeol.*, serie III, 6: 67-141.
- Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L. M., Iaccarino S., Laurenzi M. A., Sbrana A., Vernia L. e Villa I. M. (1994) – *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. *Mem. Descr. Carta Geol. D'It.*, 49: 77-134.
- Barberi F., Giglia G., Innocenti F., Marinelli G., Raggi G., Ricci A., Squatci P., Taffi L., e Trevisan L. (1969) – *Note illustrative Carta Geol. d'It. F° 126 – Isola d'Elba*. Servizio Geologico d'Italia.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. e Rougerie F. (1996) – *Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge*. *Nature*, 382: 241-244.
- Bard E., Hamelin B. e Fairbanks R. G. (1990) – U-Th ages obtained by mass spectrometry in coral from Barbados: sea-level during the past 130.000 years. *Nature*, 346: 456-458.
- Barsotti G., Federici P.R., Giannelli L., Mazzanti R. e Salvatorini G. (1974) – Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del Bacino di carenaggio della Torre del Fanale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 425-495.
- Bartoletti E., Bossio A., Esteban E., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sanesi G. e Squarci P. (1986) – *Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25.000*. *Suppl. Quad. Mus. St. Nat. Livorno*, 6 (1985): 33-127.
- Bartoletti E., Mazzanti R., e Squarci P. (1983) – *Carta idrogeologica del Comune di Rosignano Marittimo alla scala 1:25.000*. *Suppl. 1, Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 6 (1985).
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G. C., Costantini A., Federici P. R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P. L., Castaldini D. e Francavilla F. (1983) – *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 101 (1982): 523-549.
- Bartolini C., Palla B. e Pranzini E. (1989) - Studi di geomorfologia costiera: X – Il ruolo della subsidenza nell'erosione litoranea della pianura del Fiume Cornia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 108: 635-647.
- Bartolini C., Pranzini E., Lupia Palmieri E. e Caputo C. (1979) – *Studi di geomorfologia costiera: VI: L'erosione del litorale di Follonica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 96 (1977): 87-116.
- Baschieri F. e Segre A. G. (1957) – Notizie sul ritrovamento di fauna a Rinoceronte etrusco e Macairodo all'Argentario (prov. Di Grosseto). *Quaternaria*, 4: 195-197.
- Bedini E., Bertolini N., Braschi S., Cotrozzi S., Gani P. e Niccoli M. A. (1981) – *Dati preliminari sull'età della comparsa di *Arctica islandica* nella zona di Collesalveti (Pisa)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 4: 135-137.
- Belardelli C. (1999) – *Torre Valdaliga*. A cura di R. Peroni e L. Rittatore Vonwiller: 79-90.
- Bellotti P., Belluomini G., Bergamin L., Carboni M. G., Di Bella L., Improta S., Letuova P. P., Mandra L., Potyomkina T. G., Valeri P. e Vesica P. (2001) – *Nuovi dati cronostratigrafici sul sottosuolo della piana deltizia del Fiume Ombrone (Toscana Meridionale)*. *Studi costieri*, 4: 33-42.
- Bellotti P., Caputo C., Davoli L., Evangelista S., Garzanti E., Pugliese F., Valeri P. (2004) – *Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone delta (Southern Tuscany)*. *Geomorphology*, 61: 71-90.
- Bellotti P., Caputo C., Davoli L., Evangelista S. e Valeri P. – *Lineamenti morfologici e sedimentologici della piana deltizia del Fiume Ombrone (Toscana meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118: 141-147.
- Benvenuti M., Bertini A., Conti C., Dominici S. e Falcone D. (1995) – *Analisi stratigrafica e paleoambientale integrata del Pliocene dei dintorni di San Miniato*. *Suppl. 1, Quad. Mus. St. Nat. Livorno*, 14: 29-49.
- Benvenuti M., Bettini P., Bonini M., Moratti G. e Tonini C. (2004) – *Stratigraphic framework of the Quaternary succession in the terminal reach of the Cecina River valley*. *International Conference and field trip "Paleosols: memory of ancient landscapes and living bodies of present ecosystems"*, Firenze, 7-11/6/2004. 59-86.
- Bertini M., Cocozza T. e Signorini R. (1968) – *F° 135 - Orbetello*. *Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000*, II Ediz.

- Bertoldi R. (1988) – Una sequenza palinologica di età rusciniiana nei sedimenti lacustri basali del bacino di Aulla-Olivola (Val di Magra). Riv. It. Paleont. Strat., 94: 105-138.
- Bettelli G., Bonazzi U., Fazzini P., Fontana D. e Gasperi G. (1990) – *Carta geologica del Bacino del F. Albegna*. Scala 1:50.000, Firenze.
- Bianciardi T. (1999) – *Studio palinologico di due sondaggi eseguiti in sedimenti olocenici nell'area del bacino di Massaciuccoli (Lucca)*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche; Univ. Degli Studi di Pisa, A.A. 1998/1999 (inedita).
- Bigazzi G., Bonadonna F. P., Cioni R., Leone G., Sbrana A. e Zanchetta G. (1994) – *Nuovi dati geochimici, petrografici e geocronologici su alcune cineriti Plio e Pleistoceniche del Lazio e della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 49: 137-150.
- Biserni G., Berendsen H. e Sandrelli F. (2005) – *Holocene evolution of the Ombrone alluvial plain (Tuscany, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 124: 465-474.
- Blanc A. C. (1934) – *Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia (Nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43: 129-143.
- Blanc A. C. (1936) – La stratigraphie de la plaine cotière de la Basse Versilia (Italie) et la transgression flandrienne en Méditerranée. Revue Géogr. Et Géol. Dyn., 9: 129-160.
- Blanc A. C. (1937) – Nuovi giacimenti paleolitici del Lazio e della Toscana. Studi Etruschi, 11: 274-304.
- Blanc A. C. (1942) – Variazioni climatiche ed oscillazioni della lineadi riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era Glaciale. Sond. Geologie Meere Binnenengenwasser, 5: 50-90.
- Blanc A. C. (1953) – *Plage Tyrrhénienne et dunes fossiles de la Buca dei Corvi (Castiglioncello)*. IVème Congrès International pour l'étude du Quaternaire, Roma-Pisa, 1953.
- Blanc A. C. (1955a) – *Breccia ossifera a Leone delle caverne di Orbetello*. Relaz. Atti sc. I.I.P.U., 1940-1955. Quaternaria, 2: 313-314.
- Blanc A. C. (1955b) – Giacimento con fauna pleistocenica a Marmotta e livelli a ceramiche ed inumazioni dell'Età del Bronzo, nella Grotta delle Sette Finestre ad Ansedonia. Quaternaria, 2: 309-310.
- Blanc A. C. e Cardini L. (1955) – *Sopraluogo alla Grotta dello Scoglietto (Grosseto)*. Quaternaria, 2: 301.
- Blanc A. C., Settepassi E. e Tongiorgi E. (1953) – *Escursion au Lac de Massaciuccoli (Plain cotière de la basse Versilia)*, IVème Congrès International pour l'étude du Quaternaire, Roma-Pisa, : 4-18.
- Bonamici M. (1990) – *L'epoca etrusca: dall'età del ferro alla romanizzazione*. In "San Giuliano Terme. La storia, il territorio". Pisa, 1: 125-164.
- Bonamici M. (1993) – *Pisa in età arcaica*. In "Archeologia di Pisa" Atti Giornata di Studio, Pisa 16/4/1988, Pisa, :51-82.
- Bonazzi U., Fazzini P. e Gasperi G. (1992) – *Note alla Carta Geologica del Bacino del Fiume Albegna*. Boll. Soc. Geol. It., 111: 341-354.
- Boschian G. (1996) – *I sedimenti*. In Galiberti A. (Ed.) "Il giacimento musteriano di Botro ai Marmi: industrie litiche, faune e sedimenti (studio preliminare)", Rassegna di Archeologia, 12 (1994-1995) : 123-130.
- Boschian G.
- Bossio A., Cornamusini G., Ferrandini J., Ferrandini M., Foresi L. M., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. e Sandrelli F. (2000) – *Dinamica dal Neogene al Quaternario della Corsica orientale e della Toscana*. Progetto Interreg II, Corsica-Toscana, Ricerca 4.2.9.: 87-95.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L. M., Mazzei R., Monteforti B., Radi L., Salvatorini G. e Sandrelli F. (1994) – *Carta geologica dell'area del Medio Ombrone (Province di Siena e Grosseto) scala 1:50.000*.
- Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. e Sandrelli F. (1993) – *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., 49, "Scritti in onore di L. Trevisan": 17-98.
- Bossio A., Foresi L. M., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., Bilotti M., Colli A. e Rossetto R. (2003-2004) – *Geology and stratigraphy of the southern sector of the Neogene Albegna River Basin (Grosseto, Tuscany, Italy)*, Geologica Romana, 37: 165-173.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. e Varola A. (1988a) – Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. VI – Precisazioni sull'età di sedimenti pleistocenici di due cave del Lecce. In "Le conoscenze geologiche del territorio Salentino. Dati e prospettive" Quad. Ricerche Centro Studi Geotec. e Ingegn. Lecce. S. Pietro in Lama e Cutrofiano: 147-173.

- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. e Varola A. (1988b) – Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. IV – Inquadramenti bio-cronostratigrafico delle Calcareniti del Salento di Porto Miggiano – S. Cesarea Terme. In “Le conoscenze geologiche del territorio Salentino. Dati e prospettive” Quad. Ricerche Centro Studi Geotec. e Ingegn. Lecce. S. Pietro in Lama e Cutrofiano: 89-126.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Menesini E., Nencini C., Salvatorini G. e Ughi R. (1981) – *Nuove osservazioni sulla stratigrafia delle formazioni plioceniche e pleistoceniche di Casciana Terme*. Atti IX Convegno Soc. Paleont. It., Firenze-Pisa 3-8/9/1981: 91-120.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (1986) – Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell’area del Comune di Rosignano M.^{mo}. Suppl. 1, Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 6 (1985): 129-170.
- Brandi P., Dallan L., Lazzarotto A., Mazzanti R., Squarci P., Taffi L. e Trevisan L. (1968) – *F° 119 – Massa Marittima*. Note Illustrative C.G.I., II Ediz., Servizio Geologico d’Italia.
- Broecker W. S., Kulp J. L. e Tucek C. S. (1956) – *Lamont natural radiocarbon measurements III*. Science, 124: 77-90.
- Bronson R. C. e Uggeri G. (1970) – Isola del Giglio, Isola di Giannutri, Monte Argentario, Laguna di Orbetello. Studi Etruschi, 36: 1-14.
- Brückner H. e Radtke U. (1985) – *Neue Erkenntnisse zum marinen Quartär an spaniens Mittelmeerküste*. In “Klug H. (Ed.), Küste und Meeresboden, neue Ergebnisse geomorphologischer Feldforschungen”. Kieler Geographische Schriften, 62: 49-71.
- Bruni S. (1999) – Appunti preliminari sullo scavo nell’area del complesso ferroviario di “Pisa-San Rossore”. In “Le antiche navi di San Rossore” a cura di S. Bruni: 11-16.
- Campetti A., Carosi R., Decandia F. A., Elter P., Lazzarotto A., Montomoli C., Pertusati P. C. e Polverosi B. (1999) – *Assetto ed evoluzione strutturale dei Monti dell’Uccellina (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 118: 149-165.
- Campetti A., Carosi R., Montomoli C. e Pertusati P. C. (2003) – Carta geologico-strutturale dei Monti dell’Uccellina (Toscana Meridionale, Appennino Settentrionale), Scala 1:25.000. (2002-2003).
- Capponi G., Giammarino S. e Mazzanti R. (1990) – *Geologia e morfologia dell’Isola di Gorgona*. Suppl. 2, Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 11: 115-137.
- Cardini L. e Rittatore F. (1948-1952) – *Notiziario*. Riv. Sc. Preist., 7: 254-255.
- Caredio F., Esu D. e Testa G. (1995) – Il margine orientale del bacino plio-pleistocenico di Lucca-Montecatol-Vinci: evoluzione stratigrafica e tettonica. Studi Geologica Camerti, v. s. 1995/1: 235-247.
- Carratori L., Ceccarelli Lemut M. L., Frattarelli Fischer L., Garzella G., Greco G., Grifoni Cremonesi R., Mazzanti R., Morelli P., Nencini C., Pasquinucci M., Pescaglioni Monti R., Pult Quaglia A. M., Rau A., Ronzani M. e Tozzi C. (1991) – *Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini*, in Vol. 50 (1994) Soc. Geogr. It., a cura di R. Mazzanti.
- Casella F., Davico E., Del Bono L., Marini M. e Motta S. (1969) – *F° 128 – Grosseto*. Carta Geologica d’It., 1:100.000, II Ediz.
- Castiglioni G. B. (1979) – *Morfologia carsica* (a cura di U. Sauro). In “Geomorfologia”, Torino: 208-252.
- Catanzariti R., Ottria G. e Cerrina Feroni A. (2002) – *Tavole Stratigrafiche 2*. Carta geologico strutturale dell’Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:250.000.
- Caterini F. (1919) – *La breccia ossifera del Monte Argentario*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb., 28: 17-23.
- Caterini F. (1921) – Resti fossili di uccelli delle breccie ossifere di Monte Argentario e del deposito quaternario dell’Isola di Pianosa. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb., 30: 75-80.
- Cauli L. (1984) – Nota preliminare sulla malacofauna pleistocenica di Casa Rossa-Fauglia (Pisa). Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 5: 11-27.
- Cecioni G. (1946) – *Considerazioni su alcuni foraminiferi fossili del Livornese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb., 53: 2-3.
- Censini G., Costantini A., Lazzarotto A., Maccantelli M., Mazzanti R., Sandrelli F. e Tavarnelli E. (1992) – *Evoluzione geomorfologica della Pianura di Piombino (Toscana Marittima)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14 (1991): 45-62.
- Cerrina Feroni A. e Mazzanti R. (1966) – *Geologia della parte meridionale dei Monti Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 73: 412-468.

- Chappell J., Omura A., East T., Mc Culloch M., Pandolfi J., Ota Y. E Pillans B. (1996) – *Reconciliation of Quaternary sea-levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records*. Earth and Planetary Science Letters, 141:227-236.
- Cherubini L. e Sammartino F. (1997) – *Gli insediamenti e le frequentazioni – La Mazzanta (Rosignano Marittimo-LI)*. In “Dal Bronzo al Ferro – Il II millennio a.C. nella Toscana centro-occidentale” a cura di A. Zanini: 164-165.
- Ciampo G. (1998) – *Ostracoda from the Lower Pliocene – Lower Pleistocene of the Calvello Basin (Lucania, Southern Italy)*. In: Crasquin-Soleau S., Braccini E., Lethiers F. (Eds.), What About Ostracoda! Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production, 20: 305-315.
- Ciampoltrini G. (1981) – Note sulla colonizzazione augustea nell’Etruria settentrionale. Studi Classici Orientali: 41-55.
- Ciampoltrini G. (2001) – Insediamenti nella bonifica di Talamone (Orbetello, Grosseto): un contributo per l’insediamento perilagunare dell’Età del Bronzo in Toscana. Atti della XXXIV riunione scientifica Ist. It. Preist. e Protost., dedicata in memoria di Antonio Mario Radmilli: 533-543.
- Ciampoltrini G. e Paoletti O. (1994) – L’insediamento costiero in Etruria nell’VIII secolo a.C.: il <caso> del territorio fra Chiarone e Albenga. Studi Etruschi, 60: 47-67.
- Cita M. B. (1975) – Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planctonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. Riv. It. Paleont. e Strat., 81: 527-544.
- Clague J. (2005a) – *Status of the Quaternary*. Quaternary Science Reviews, 24: 2424-2425.
- Clague J. (2005b) – *Quaternary perspectives*. 129: 87-102.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche (1992) – *Structural Model of Italy, Scale 1:500.000*. Firenze.
- Cocchi I. (1865) – Di alcuni resti umani e degli oggetti di umana industria dei tempi preistorici raccolti in Toscana. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., 1: 12-14.
- Cocchi I. (1870) – Note geologiche sopra Cosa, Orbetello e Monte Argentario nella Provincia di Grosseto. Boll. R. Comit. Geol. It., 11 e 12: 275-309.
- Colalongo M. L. e Sartoni S. (1979) – *Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. CNR P.F.G., Neotettonica, 251: 645-654.
- Colantoni P. e Borsetti A. M. (1973) – *Geologia e stratigrafia dell’Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano – Mar Tirreno)*. Giornale di Geologia, 39 (1971): 287-302.
- Cortemiglia G. C., Mazzanti R. e Parea G. C. (1983) – *Geomorfologia della Baia Baratti (Livorno-Toscana) e della sua spiaggia*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6: 148-173.
- Costantini A., Lazzarotto A., Maccantelli M., Mazzanti R., Sandrelli F. e Tavarnelli E. (1995) – *Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. Suppl. 2, Quad., Mus. Stor. Nat. Livorno, 13 (1993): 1-164.
- Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (2002a) – *F° 306-Massa Marittima* a cura di A. Costantini, Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000.
- Costantini A., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. e Sandrelli F. (2002b) – *F° 285 Volterra*, a cura di R. Mazzanti, Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000.
- Cremonesi G. e Radmilli A. M. (1963) – Guida alla Sezione preistorica del Museo Archeologico di Firenze. Firenze.
- Cresti G. e Galiberti A. (1979) – Rinvenimento di un bifacciale acheuleano presso S. Vincenzo (Prov. Di Livorno). Rassegna di Archeologia, 1: 6-16.
- Curri C. B. (1978) – *Vetulonia*. In “Forma Italiae” Regio VII, 4.
- D’Achiardi A. e Busatti L. (1879) – Ossa animali e resti d’industria umana rinvenuti in una breccia ossifera sul Monte Argentario. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb., 1: 47-49.
- Dallan L. (1964) – *I Foraminiferi miocenici dell’Isola di Pianosa*. Boll. Soc. Geol. It., 83: 167-182.
- Dallan L. (1967) – I Foraminiferi miocenici della Marina del Marchese (Isola di Pianosa). Palaeont. Ital., 62: 79-141.
- Dallan L. e Salvatorini G. (1967) – *Biostratigrafia del Pliocene della Toscana Marittima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 74: 570-578.
- Dall’Antonia B., Bossio A. e Mazzanti R. (2005) – The Lower-Middle Pleistocene succession of the Coastal Tuscany (Central Italy): new stratigraphic and palaeoecological data based on the ostracod fauna. Revue de

- micropaléontologie, 48: 63-81.
- Dall'Antonia B., Ciampalini A., Michelucci L., Zanchetta G., Bossio A. e Bonadonna F. P. (2004) – *New insights on the Quaternary stratigraphy of the Livorno area as deduced by boreholes investigations*. Boll. Soc. Paleont. It., 43: 155-172.
- Dani A. (1979) – Giacimento con industria del Paleolitico superiore arcaico presso Castiglion della Pescaia (Grosseto). Riv. Sc. Preist., 34: 1-2.
- Dani A. (1980) – Ritrovamenti di manufatti litici del Paleolitico Inferiore nel Basso Valdarno. Preistoria d'Italia, 1: 139-151.
- Dani A. (1982) – Industrie clactoniane e protolevalloisiane nel Valdarno Inferiore. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., A, 89: 155-162.
- Dani A. (1984) – *Il bifacciale di Angelica (Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., A, 91: 357-362.
- Dani A. (1988) – Giacimento del Paleolitico inferiore a Casa Valico presso Montopoli Valdarno (Pisa). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, 95: 297-301.
- Dani A. (1990) – Le industrie clactoniane di Luvialla e Villa Dolfin presso Montopoli Valdarno (Pisa). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, 97: 113-118.
- Dani A. e Giunti P. (1989-90) – *Notiziario*. Riv. Sc. Preist., 42: 355-356.
- Dani A. e Manfredini R. (1984) – *Un nuovo bifacciale dal Valdarno inferiore*. Preistoria d'Italia, 3: 11-17.
- Deevey E. S. (1960) – *The human population*. Scientific America, 203.
- De Geer G. (1940) – *Geochronologia Suecica principes*. In Svenska Veteuskapsakad, 6.
- De Giuli C. (1970) – *Lineamenti geologici, morfologici e paleontologici dell'Isola di Pianosa*. In "G.R.S.T.S.: Parco Nazionale Insulare di Pianosa nel Mar Tirreno". Convegno su Pianificazione territoriale e conservazione del paesaggio vegetale, Firenze, 1970.
- Del Campana D. (1910) – *Mammiferi quaternari della Grotta di Reale presso Porto Longone (Isola d'Elba)*. Mondo Sotterraneo - Riv. di speleologia e idrologia, 6.
- Della Rocca B., Mazzanti R. e Pranzini E. (1988) – *Studio geomorfologico della Pianura di Pisa*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10 (1987): 56-84.
- Del Rio A. (1997) – *Gli insediamenti e le frequentazioni – Villaggio Fanfani*. In "Dal Bronzo al Ferro – Il II millennio a.C. nella Toscana centro-occidentale" a cura di A. Zanini, Pisa: 59-60.
- De Stefano G. (1913a) – Studio sopra due forme fossili del genere Bos Linneo attribuite al Quaternario dell'Isola di Pianosa. Boll. Soc. Geol. It., 32: 49-100.
- De Stefano G. (1913 b) – Alcuni avanzi di mammiferi fossili attribuiti al Quaternario dell'Isola di Pianosa. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 52: 1-31.
- De Stefano G. (1914) – I cervi e le antilopi fossili attribuiti al Quaternario dell'Isola di Pianosa. Atti Soc. Sc. Nat., 53: 105-155.
- D'Eugenio G. (1990) – Revisione ed inquadramento dei materiali della Grotta del Leone (Pisa), Rassegna di Archeologia, 9: 183-231.
- Dini M. e Mazzanti R. (2005) – *Cerbaie-Montecarlo: La geomorfologia*. In "Le Cerbaie – La Natura e la Storia", Ist. Stor. Lucchese-Sezione Valdarno: 11- 27.
- Ducci S. e Perazzi P. (2000) – *Il Neolitico antico dell'Arcipelago Toscano*. In: "Il primo popolamento olocenico dell'area corso-toscana". INTERREG II – Corsica-Toscana: 53-56.
- Ducci Sanna Randaccio S. (2003) – *Isola di Gorgona - Villa Romana*. In <Guida archeologica della Provincia di Livorno e dell'Arcipelago Toscano>: 168-169.
- Ducci A. e Segre A. G. (1950) – Cenni sulle brecce ossifere del versante nord del Promontorio Argentario, prov. di Grosseto. Boll. Soc. Geol. It., 72: 75-84.
- Embry A. F. (1993) – Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Arcipelago. Ca. J. Earth. Sci., 30: 301-320.
- Embry A. F. (1995) – *Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals*. In "Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin" Steel R. J., Felt V. L., Johanneses E. P., Mathieu C. (Eds), Spec. Publ. Norwegian Petrol. Soc., 5: 1-11.
- Esu D. e Girotti O. (1991) – Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey. Il Quaternario, 4: 137- 150.
- Fabiani P. (2006) - ...*Stratam ant quam que est per paludes et boscos...* In "Viabilità romana tra Pisa e Luni", Pisa.

- Fairbridge R. W. (1966) – *Mean sea level changes, longtermustatic and other*. In “The Encyclopedia of Oceanography”, New York.
- Fancelli R., Grifoni R., Mazzanti R., Menchelli S., Nencini C., Pasquinucci M. e Tozzi C. (1986) – *Il contesto geomorfologico*. In “Terre e Paduli”, Pisa, 23-39.
- Fedeli F. (1983) – *Populonia. Storia e territorio*. Firenze.
- Fedeli F. e Galiberti A. (1979) – *Insedimenti dell’Età del Bronzo nel comprensorio di Piombino (Livorno)*. Nota preliminare. *Rassegna di Archeologia*, 1: 147-238.
- Federici P. R. (1978) – *La tettonica recente dell’Appennino*. 2. – *Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (alta Val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche*. In “Gruppo di studio del Quaternario padano”, *Quad.* 4: 121-132.
- Federici P. R. (1987) – *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino di Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*. In “Il bacino di Massaciuccoli”, Pisa, 27-52.
- Federici P. R. (1993) – *The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the lighth of drillings and radiometric data*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49: 217-225.
- Federici P. R., Follieri M. e Coccolini C. B. L. (1982) – *Testimonianze palinologiche di Villafranchiano medio nel bacino neotettonico di Aulla-Olivola in Val di Magra*. *CNR, P.F.G.*, 513: 225-230.
- Federici P. R. e Mazzanti R. (1988) – *L’evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore*. *Boll. Soc. Geogr. It.*, 5: 573-615.
- Federici P. R. e Mazzanti R. (1995) – *Note sulle pianure costiere della Toscana*. *Mem. Soc. Geogr. It.*, 13: 165-270.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sansò P. e Verrubbi V. (2006) – *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. *Quaternary International*, 145: 30-54.
- Ferrara G., Fornaca Rinaldi G. e Tongiorgi E. (1961) – *Carbon 14 dating in Pisa II*. *Radiocarbon*, 3: 99-104.
- Ferrara G., Reinharz M. e Tongiorgi E. (1959) – *Carbon 14 dating in Pisa I*. *Radiocarbon*, 1: 25-32.
- Ferrari G. A., Lulli L. e Sanesi G. (1968) – *Guida all’escursione in Maremma toscana e Lazio*. 16-20/8/1968. Comit. Carta dei Suoli d’It.
- Ferrari G. A., Magaldi D. e Raspi A. (1970) – *Osservazioni micromorfologiche e sedimentologiche su alcuni paleosuoli dei dintorni di Grosseto*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, A, 77: 231-259.
- Foresi L. M., Cornamusini G., Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (2001) – *La successione miocenica nell’Isola di Pianosa nel Mar Tirreno Settentrionale*. In “Environnement et identité en Méditerranée”. *INTERREG II*, Bastia 13-15/6/2000: 175-178.
- Foresi R. (1865) – *Dell’età della pietra all’isola d’Elba e di altre cose che le fanno accompagnatura*. Lettera al Prof. I. Cocchi. *Il Dritto*, n. 231.
- Foresi R. (1867a) – *Sopra una collezione di oggetti antistorici trovati nelle isole dell’arcipelago toscano e inviata alla Mostra Universale di Parigi*. Lettera al Prof. L. Simonin, Firenze.
- Foresi R. (1867b) – *Collezione di oggetti antistorici delle isole d’Elba, di Pianosa e del Giglio, inviata alla Mostra Universale di Parigi*. *La Nazione*, n. 85.
- Foresi R. (1870) – *Nota di oggetti preistorici inviata al Prof. L. Pigorini per l’Annuario Italiano del 1870*.
- Fornaciari G. e Mencarini G. (1970) – *Massarosa (Lucca). Insediamento palafitticolo in località S. Rocchino*. In “Notiziario Scavi”, 149: 27-32.
- Forsyth Major C. (1875) – *Considerazioni sulla fauna dei mammiferi pliocenici e postpliocenici della Toscana*. *Atti Soc. It. Sc. Nat., Proc. verb.* 1: 7-40.
- Forsyth Major C. (1882) – *L’origine della fauna delle nostre isole*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb.*, 3: 36-42 e 113-133.
- Forsyth Major C. e Busatti L. (1882) – *Di una breccia osifera sul Monte Argentario*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. verb.*, 3:
- Fossen P. (1885) – *Sulla costituzione geologica dell’isola di Cerboli*. *Boll. Com. Geol. It.*, 84: 51-54.
- Franovich R. e Bianchi G. (2003) – *Val di Cornia*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno e dell’Arcipelago Toscano”, Firenze: 110-115.
- Frova A. (1973) – *Scavi di Luni*. In “Notiziario Scavi”, 149: 81-97
- Fucini A. (1912) – *Studi geologici sul Promontorio Argentario*. *Annali Univ. Tosc. Sc. Nat.*, tomo 32: 31-40.
- Gabbani G. (1983) – *Dati preliminari su di una indagine geoelettrica nella Pianura di Piombino (Prov. di Livorno)*.

- Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 4: 1-6.
- Gabin R. (1972) – Resultats d'une étude de sismique reflexion dans le Canal de Corse, et de sondeur de vase dans le bassin Toscan. *Marine Geology*, 13: 267-286.
- Galiberti A. (1964) - *Giacimenti preistorici all'aperto sul promontorio di Piombino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 1: 17-32.
- Galiberti A. (1970) – Stazioni preistoriche all'aperto nelle province di Grosseto e Livorno. *Riv. Sc. Preist.*, 25: 183-224.
- Galiberti A. (1974) – Industria tipo <Pebble Culture> nella zona di Bibbona (Livorno). *Riv. Sc. Preist.*, 29: 213-217.
- Galiberti A. (1980) – Ritrovamenti del Paleolitico inferiore in Toscana ed Umbria (Schede dei giacimenti). *Rassegna di Archeologia*, 2: 9-33.
- Galiberti A. (1982) – *L'industria tipo "Pebble culture" di Bibbona (Livorno)*. Atti XXIII Riunione Scientifica Ist. It. Preist. e Protos., (Firenze 7-9 maggio 1980), 463-479.
- Galiberti A. (1984) – La Preistoria del comprensorio di Piombino e della bassa Val di Cornia. *Rassegna di Archeologia*, 4: 281-300.
- Galiberti A. (1997) – *Paleolitico Inferiore in Toscana*. (pp. 21-64); *L'Uluzziano in Toscana* (pp. 98-101); *L'Aurignaziano in Toscana* (pp. 107-109). In: "Il Paleolitico e il Mesolitico della Toscana" a cura di A. Galiberti, Firenze.
- Galiberti A., Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. e Sanesi G. (1982) – *Schema stratigrafico del Quaternario della zona compresa fra Castiglioncello, Guardistallo, S. Vincenzo (Toscana Marittima)*. Atti XXIII Riunione Scientifica Ist. It. Preist. e Protost., (Firenze 7-9/5/1980): 499-509.
- Galiberti A. e Perrini L. (1997) - Il Musteriano denticolato su ciottoletto di Villa Barone (Piombino-Livorno). *Rassegna di Archeologia*, 14: 55-87.
- Galletti Fancelli M. L. (1979) – Sulla subsidenza della Pianura Pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98 (1978): 197-245.
- Galoppini R., Letta C., Mazzanti R., Taddei M., Tessari R. e Viresini L. (1996) – *Possibilità di misura di antichi livelli del mare nel litorale tra le foci dei fiumi Arno e Fine in Toscana*. *Mem. Descr. Carta Geol. D'It.*, 52, (1994): 279-292.
- Gartner S. (1977) – Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 2: 1-25.
- Gastaldi B. (1866) – *Intorno ad alcuni fossili del Piemonte e della Toscana*. *Mem. R. Accad. Sc. Torino*, 24: 1-46.
- Genovesi S. e Menchelli S. (opuscolo non datato) – *Le stratigrafie e la cronologia dei reperti*. 3-4. "ANSER Antiche rotte del Mediterraneo".
- Gerini F. e Tozzi C. (1975) – *Bifacciale Acheuleano rinvenuto a Monte Burrone*. *Antichità Pisane*, 2: 4-7.
- Ghelardoni R., Giannini E. e Nardi R. (1968) – Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici. *Mem. Soc. Geol. It.*, 7: 91-106.
- Ghezzi G., Ghezzi R. e Muti A. (1995) – *Carta idrogeologica della Pianura di Piombino a scala 1:25.000*. Suppl. 2, *Quad. Mus. St. Nat. Livorno*, 13 (1993).
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (1981a) – Breve quadro stratigrafico e paleogeografico del Neogene e del Quaternario del Valdarno Inferiore, della Val di Fine e della Val di Cecina. Atti IX Convegno Soc. Paleont. It., (Firenze-Pisa 3-8/9/1981): 9-19.
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R. e Salvatorini G. (1981b) – I sedimenti del Pliocene e del Pleistocene inferiore della zona compresa fra Riparbella e Bibbona (province di Pisa e di Livorno). *Boll. Soc. Geol. It.*, 100: 41-56.
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. e Sanesi G. (1982) – *Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno*. In <Studi sul territorio livornese – Archeologia, Antropologia, Geologia> a cura di P. Stoduti, Livorno :30-61.
- Gianniello G., Lazzarotto A. e Mazzanti R. (1960-62) – Carta geologica del Monte Argentario e del Promontorio del Franco (isola del Giglio) (Grosseto) a scala 1:25.000 in Geologia del Promontorio Argentario (Grosseto) e del Promontorio del Franco (Isola del Giglio-Grosseto). *Boll. Soc. Geol. It.*, 83:1-124.
- Giannini E. (1948) – I Foraminiferi del giacimento calabriano presso Bagni di Casciana (Pisa). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A*, 15: 180-227.

- Gioli G. (1894) – *Il sottosuolo delle pianure di Pisa e di Livorno*. Boll. Soc. Geol. It., 13: 210-233.
- Gioli G. (1889) – *Briozoi neogenici dell'Isola di Pianosa nel Mar Tirreno*. Att. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 10: 251-256.
- Giunti P. (1994) – *Giacimenti del Paleolitico inferiore presso Montopoli Valdarno (Pisa)*. Studi per l'Ecologia del Quaternario, 16: 13-26.
- Gliozzi E., Abbazzi L., Argenti P., Azzaroli A., Caloi L., Capasso Barbato L., Di Stefano G., Esu D., Ficarelli G., Girotti O., Kotsakis T., Masini F., Mazza P., Mezzabotta C., Palombo M. R., Petronio C., Rook L., Sala B., Sardella R., Zanalda E. e Torre D. (1997) – *Biochronology of selected Mammals, Molluscs and Ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The state of the art*. Riv. It. Paleont. e Strat., 103: 369-388.
- Goy J. L., Zazo C., Hillaire-Marcel C. e Causse C. (1986) – *Stratigraphie et chronologie (U/T) du Tyrrhénien du Sud-Est de l'Espagne*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., (Suppl.)-Bd. 62: 71-82.
- Gori A. (1924) – *Letà della pietra nell'isola d'Elba*. Arch. Antrop. Etnol., 54: 89-116.
- Graciotti R., Foresi L. M. e Pantaloni M. (2003) – *Caratteristiche geomorfologiche dell'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 108 (2002-2003): 95-111.
- Grauso S. e Zarlenga F. (1991) – *Il Quaternario di P.^{ta} dell'Avoltore (Monte Argentario – Toscana Meridionale)*. Il Quaternario, 4: 311-326.
- Grifoni R. (1966) – *Contributi alla conoscenza della Preistoria della Toscana. Industria di tipo Paleolitico Superiore dell'Isola di Pianosa esistente al Museo Civico di Reggio Emilia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 73: 49-61.
- Grifoni Cremonesi R. (1971) – *Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 78: 170-300.
- Grifoni Cremonesi R. e Tozzi C. (1994) – *Gli insediamenti dal Paleolitico all'età del Bronzo*. In <La Pianura di Pisa e i rilievi contermini- La natura e la storia> a cura di R. Mazzanti, Mem. Soc. Geogr. It., 50: 153-182.
- Grün R. (1989) – *Die ESR-Altersbestimmungsmethode*. Springer: 1-130.
- Hearty P. J. (1986) – *An inventory of Last Interglazial (sensu lato) Age deposits from the Mediterranean Basin: a study of isoleucine epimerisation and U-series dating*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., (Suppl.)- Bd, 62: 51-69.
- Hearty P. J. e Dai Pra G. (1986) – *Paleogeographic reconstruction of Quaternary Shoreline environments in Toscana and north Lazio, central Italy*. ENEA RT/PAS/86/27: 1-34.
- Hearty P. J. e Dai Pra G. (1989) – *Ricostruzione paleogeografica degli ambienti litoranei quaternari della Toscana e del Lazio settentrionale con l'impiego dell'aminostratigrafia*. Boll. Serv. Geol. d'It., 106 (1987): 189-224.
- Hillaire-Marcel C., Carro O., Cause C., Goy J. L. e Zazo C. (1986) – *Th/U dating of Strombus bubonius bearing marine terraces in south-eastern Spain*. Geology, 14: 613-616.
- Improta S. e Pessina A. (1999) – *La neolitizzazione dell'Italia settentrionale: il nuovo quadro cronologico*. In: Pessina A. e Muscio G. (a cura di), "Settemila anni fa il primo pane. Ambienti e culture delle società neolitiche", Catalogo della Mostra. Museo Friulano Storia Nat., Udine : 107-115.
- Inghirami G. (1830) – *Pianura di Cornia prima delle bonificazioni*. Da "Carta geometrica della Toscana ricavata dal vero nella proporzione di 1:200.000 e dedicata a S.A.S. Leopoldo II", Firenze.
- Jacobacci A., Malatesta A., Centamore E., Bertini M. e Nappi G. (1968) – *F° 127 – Piombino*. Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, II ediz.
- Jansen (1989) -
- Kaufman A., Broecker W. S., Ku T. L. e Thurber D. L. (1971) – *The status of U-series methods of mollusk dating*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 35: 1115-1183.
- Kaufman A., Ghaleb B., Wehmiller J. F. e Hillaire-Marcel C. (1996) – *Uranium concentration and isotopo ratio profiles within Mercenaria shells: geochronological implications*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 3735-3746.
- Klein R. G. (1974) – *I cacciatori dell'età glaciale in Ucraina*. In "Evoluzione dell'Uomo e Preistoria", Letture da Le Scienze (1977): 162-171.
- La Monica (1976) – *La costa grossetana. Limiti e descrizione sommaria dell'area*. In "Ricerche sul regime e la conservazione dei litorali. Area campione alto Tirreno". Quad. Ric. Sc. CNR, 92.
- Lanza B. (1961) – *La fauna cavernicola della Toscana*. Rassegna Speleol. It., 13: 4-12.
- Lazzarotto A., Liotta D., Pascucci V. e Torelli L. (1995) – *Le sequenze sedimentarie neogenico-quaternarie nella piattaforma del Tirreno settentrionale*. Studi Geologici Camerti, v.s. 1: 499-507.
- Lazzarotto A., Mazzanti R. e Mazzoncini F. (1964) – *Geologia del Promontorio dell'Argentario (Grosseto) e del*

- Promontorio del Franco (Isola del Giglio Grosseto). Boll. Soc. Geol. It., 83: 1-124.
- Lazzarotto A., Mazzanti R. e Nencini C., (1990) – *Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalveti*. Suppl. 2, Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, 11: 1-85.
- Lotti B. (1886) – *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 14.
- Luti R., Aminti P. L., Donati L. e Pranzini E. (2000) – *Ricerche sul territorio di Roselle per l'individuazione degli approdi esistenti dall'età etrusca a quella moderna*. Science and Technology for Cultural Heritage, 9: 15-65.
- Mc Cann A. M. e Levis I. D. (1970) – *The Ancient Port of Cosa*. Archaeology, 23.
- Mc Laren S. J. e Rowe P. J. (1996) – The reliability of uranium-series mollusc dates from the Western Mediterranean Basin. Quaternary Geochronology, 15: 709-717.
- Magaldi D., Bidini D., Calzolari C. e Rodolfi G. (1983) – *Geomorfologia, suoli e valutazione del territorio tra la Piana di Lucca e il Padule di Fucecchio*. Annali Ist. Sperim., Studio, Difesa Suolo, 14: 21-108.
- Malatesta A. (1943) – *Le formazioni pleistoceniche del Livornese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 51: 145-206.
- Malatesta A. (1950) – *Sulla Grotta di Reale a Porto Azzurro (Elba)*. Riv. Sc. Preist., 5: 90-94.
- Malatesta A. (1952) – *Il Calabriano fra Castiglioncello e Rosignano (Livorno)*. Boll. Serv. Geol. D'It. 73 (1951), 171-184.
- Malatesta A. (1954) – *F° 111 – Livorno*. Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, Serv. Geol. D'It. Ed. II.
- Mancini F. (1960) – *Sulla geologia della Piana di Albegna (Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., 79: 1-90.
- Marchetti M. (1934) – *Una torba glaciale del Lago di Massaciuccoli*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43: 143-150.
- Marchetti M. e Tongiorgi E. (1936) – Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria Marittima. VII: Una torba glaciale del Lago di Massaciuccoli (Versilia). Nuovo Giorn. Botan. It., 43: 872-884.
- Marcucci C. e Megale C. (2003a) – *Livorno*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno e dell'Arcipelago Toscano”, Firenze,
- Marcucci C. e Megale C. (2003b) – *Bassa Val di Cecina*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno e dell'Arcipelago Toscano”, Firenze, 90-92.
- Marcucci C. e Megale C. (2003c) – *Parco archeologico di Baratti e Populonia*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno e dell'Arcipelago Toscano”, Firenze, 138-144.
- Marroni M., Mazzanti R. e Nencini C. (1990) – *Geologia e morfologia delle Colline Pisane*. Suppl. 1 Quad. Storia Nat. Livorno, 11: 1-40.
- Mars P. (1960) – *Les faunes et la stratigraphie du Quaternaire méditerranéen*. Monaco. Rapports et Proc. Verbaux des Réunion de la C.I.E.S.M.M., 15: 7-12.
- Martelli M. (1981) – Populonia: cultura locale e contatti con il mondo greco. Etruria mineraria, 399-427.
- Mauz B. (1999) – Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian Coast (Central Italy): depositional environments and luminescence chronology. Quaternary Science Reviews, 18: 1173-1184.
- Mazzanti R. (1980) – *F° 127 – Piombino*. Contributi Carta Neotett. D'It., III, 356, CNR, P.E.G., 1120-1122.
- Mazzanti R. (1983) – *Carta geomorfologica del Comune di Rosignano Marittimo a scala 1:25.000*. Suppl. 1, Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 6 (1985).
- Mazzanti R. (1984) – Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana. Boll. Soc. Geol. It., 102 (1983): 419-556.
- Mazzanti R. (1986) – *Geomorfologia del territorio comunale di Rosignano M.^o*. Suppl. I, Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 6 (1985) : 207-246.
- Mazzanti R. (1994) – L'influenza della tettonica, delle oscillazioni climatiche e dell'impatto antropico nella costruzione del Litorale Versiliese-Pisano. In “Bacino dell'Arno 3 – L'evoluzione e la dinamica del litorale prospiciente i bacini dell'Arno e del Serchio e i problemi di erosione della costa”. 25-52.
- Mazzanti R. (1995) – Revisione e aggiornamento sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni nei sedimenti pleistocenici ed olocenici della Toscana costiera. Studi Geologici Camerti, v.s.: 509-521.
- Mazzanti R. (1996) – *La cartografia pregeodetica del Promontorio e della Pianura di Piombino*. In “Populonia e Piombino in età medievale e moderna” Convegno di studi (Populonia, 28-29/5/1993) a cura di M. L. Ceccarelli Lemut e G. Garzella: 127-146.
- Mazzanti R. (2000) – Geomorfologia del Bacino Versiliese-Pisano con particolare riferimento alla “Gronda dei Lupi”, scarpata fossile che separa le Colline Livornesi, con i loro terrazzi eustatici, dalla Pianura alluvionale Pisana. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 107 (2000-2001): 165-189.

- Mazzanti R., Menesini E. e Pasquinucci M. (1995) – *Nuovi dati stratigrafici del sottosuolo olocenico di Vada (Livorno)*. In “Studi in onore di M. Radmilli” a cura di P. Stoduti, Pisa, 205-223.
- Mazzanti R., Nencini C. e Ughi R. (1982) – *Nuove osservazioni sul Lago (prosciugato) di Rimigliano nella Pianura di Piombino*. Quad. Mus. Sc. Nat. Livorno, 3: 3-29.
- Mazzanti R. e Parea G. C. (1979) – *Erosione della <Panchina> sui litorali di Livorno e di Rosignano*. Boll. Soc. Geol. It., 96 (1977): 457-489.
- Mazzanti R., Paribeni E., Storti S. e Vaggioli M. A. (1990) – *La pianura versiliese nel contesto geomorfologico*. In “Etruscorum ante quam Ligurum, La Versilia tra VII e III secolo a.C”, a cura di E. Paribeni, Pontedera, 33-43.
- Mazzanti R. e Pasquinucci M. (1983) – *L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo*. Boll. Soc. Geogr. It. 12: 605-628.
- Mazzanti R., Pasquinucci M. e Salghetti Drioli U. (1984) – *Il sistema secche della Meloria – Porto Pisano: Geomorfologia e biologia marina in relazione ai reperti archeologici*. In “1284 L'anno della Meloria”, Pisa, 9-54.
- Mazzanti R., Pranzini e E. Taccini S. (1981) – *Studi di Geomorfologia costiera: VII – Variazioni della linea di riva dal Pleistocene medio-superiore ad oggi, caratteristiche sedimentologiche e stato delle associazioni vegetali del litorale di San Vincenzo Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., 99 (1980): 341-364.
- Mazzanti R. e Sanesi G. (1987) – *Geologia e morfologia della bassa Val di Cecina*. Suppl. 1 Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, 7 (1986): 1-27.
- Mazzini I., Anadon P., Barbieri M., Castorina F., Ferrelli L., Gliozzi E., Mola M. e Vittori E. (1999) – *Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian coast near Orbetello (Tuscany, central Italy): palaeoenvironmental reconstruction using ostracods*. Marine Micropaleontology, 37: 289-311.
- Mc Cann A. M. e Levis I. D. (1970) – *The Ancient Port of Cosa*. Archaeology, 23: 71-96.
- Mc Laren S. J. E Rowe P. J. (1996) – *The reliability of uranium-series mollusc dates from the Western Mediterranean Basin*. Quaternary Geochronology, 15: 709-717.
- Mellini V. (1879) – *Ricerche sulla prima età del ferro all'isola d'Elba*. Bull. Palet. It., 5: 84-90.
- Menchelli S. (1984) – *Contributo allo studio del territorio pisano: Coltano e l'area dell'ex Padule di Stagno*. Studi Class. Orient., 34: 255-270.
- Meneghini G. (1865) – *Descrizione della carta geologica della provincia di Grosseto*. Statistica della Prov. di Grosseto.
- Menesini E. e Ragaini L. (1986) – *Malacofauna santerniana di <Poggio al Vento> (Casciana Terme)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 92 (1985): 209-235.
- Menesini E. e Ughi R. (1982) – *I Molluschi del giacimento di Vallebiaia I parte – Lamellibranchi*. Geologica Romana, 21: 733-747.
- Menesini E. e Ughi R. (1983) – *I Molluschi del giacimento di Vallebiaia II parte – Gasteropodi e Scafopodi*. Geologica Romana, 22: 233-244.
- Menozi B. I., Fichera A., Guido M. A., Mariotti Lippi M., Montanari C., Zanchetta G., Bonadonna F. P. e Garbari F. (2002) – *Lineamenti paleoambientali del bacino del Lago di Massaciuccoli (Toscana nord-occidentale, Italia)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., B, 109: 177-187.
- Merciai G. (1910) – *Mutamenti avvenuti nella configurazione del litorale fra Pisa e Orbetello dal Pleistocene in poi*. Pisa.
- Merla G. (1952) – *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 70 (1951): 95-382.
- Messori P. (1957) – *Lesioni sincipitali in crani enei italiani*. Riv. Sc. Preist., 12: 38-53.
- Messori P. (1962) – *Aspetti abnormi e patologici nel materiale scheletrico umano dello Scoglietto*. Arch. Antrop. Etnol., 92: 129-157.
- Milankovitch M. (1938) – *Asronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate*. Handb. Geoph., 9: 593-698.
- Millosevich F. (1914) – *Sulla presenza di una breccia ossifera quaternaria sulle Formiche di Grosseto*. Rend. Accad. Naz. Lincei, Classe Sc. Fis. Mat. Nat., 23.
- Mills N. (1981) – *Luni. Settlement and Landscape in the Ager Lunensis*. In “Archaeology and Italian Society Prehistoric, Roman and Medieval Studies” a cura di G. Barker e R. Hodges, 102: 261-268.
- Molinier R. e Picard J. (1952) – *Recherches sur les herbiers de Phanérogames marines du littoral méditerranéen français*. Ann. Inst. Océanogr., 17: 25-48.

- Monaco G. (1965) – Mellini. Memorie storiche dell'Isola d'Elba. Firenze.
- Mori A. (1935) – *L'evoluzione della costa grossetana dal Pliocene ai giorni nostri*. Annuario 1932-1935 del R. Liceo-Ginnasio di Grosseto.
- Mori G. A. (1987) – I paleosuoli dei terrazzi quaternari della fascia costiera compresa tra Castiglioncello e San Vincenzo (Toscana Marittima). II – Caratteri mineralogici e micromorfologici. Suppl. 1, Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 7: 37-48.
- Negrone Catacchio N. (1999) – *La valle del Fiora e la facies di Rinaldone*. In “Ferrante Rittatore Vonwiller e la Maremma 1936-1976. Paesaggi naturali, umani, archeologici” a cura di R. Peroni e Rittatore Vonwiller L., Atti del Convegno 4-5/6/1998, Ischia di Castro: 17-28.
- Nencini C. (1984) – Il passaggio Plio-Pleistocene e i sedimenti pliocenici e pleistocenici delle Colline di Monte Castello (Pisa). Boll. Soc. Geol. It., 102 (1983): 391-398.
- Neppi Modona A. (1953) - *Pisae*. In “Forma Italiae” Regio VII, Etruria I.
- Neppi Modona A. (1956) – *F° 104 – Pisa*. Edizione Archeologica Carta d'Italia al 100.000.
- Nesti C. (1823) – *Note sur l'existence de deux especes d'ours fossiles en Toscans*. Bibl. Univ. De Sc., B. Lettres ed Arts de Genève, 24: 15-20.
- Neviani A. (1902) – *I Briozoi pliocenici e miocenici di Pianosa*. Boll. Soc. Geol. It., 21: 329-343.
- Ottman F. (1954) – *Le Quaternaire dans la region de Quercianella – Rosignano (Livorno)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, 61: 39-45.
- Panicucci N. (1986) – *Rinvenimenti nell'area di S. Piero a Grado*. In “Terre e paduli” a cura di R. Mazzanti, R. Grifoni Cremonesi, M. Pasquinucci, A. M. Pult Quaglia: 181-183.
- Panicucci N. e Bagnoli P. E. (1986) – *Materiali dell'età del Ferro e arcaici dell'ex padule di Stagno*. In “Terre e paduli” a cura di R. Mazzanti, R. Grifoni Cremonesi, M. Pasquinucci, A. M. Pult Quaglia, 98-106.
- Pardi F. (1990) – *Orogenesi e morfologia. L'interpretazione geologica dell'Appennino*. In “Paesaggi dell'Appennino Toscano” a cura di C. Greppi, Venezia.
- Parenti R. (1962) – *Antropologia dei resti scheletrici dello Scoglietto*. Arch. Antrop. Etnol., 92: 7-103.
- Pareto L. (1845) – Sulla costituzione geologica delle isole di Pianosa, Giglio, Giannutri, Montecristo e Formiche di Grosseto. Ann. Univ. Di Pisa, 1: 1-20.
- Pascucci P. (1999) - *La Mattonara*. In “Ferrante Rittatore Vonwiller e la Maremma 1936-1976. Paesaggi naturali, umani archeologici” a cura di R. Peroni e L. Rittatore Vonwiller, Atti del Convegno 4-5/6/1998, Ischia di Castro: 91-102.
- Pasquinucci M. (1994) – *Il popolamento dall'età del Ferro al tardo Antico*. In “La Pianura di Pisa e i rilievi contermini – La natura e la storia” a cura di R. Mazzanti. Mem. Soc. Geogr. It. , 50: 183-204.
- Pasquinucci M. (2003) – *Area archeologica di San Gaetano di Vada*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno e dell'Arcipelago Toscano”: 82-85.
- Pasquinucci M. (opuscolo non datato) – *Portus Pisanus: topografia e storia*. “ANSER Antiche rotte del Mediterraneo”:1-2.
- Pasquinucci M. e Mazzanti R. (1987) – *La costa tirrenica da Luni a Portus Cosanus*. Colloques internationaux C.N.R.S. Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée. Edit. C.N.R.S., Paris: 95-106.
- Pattullo J. G. (1966) – *Mean sea level*. In “The Encyclopedia of Oceanography”, New York.
- Pèrès J. M. e Picard J. (1964) – *Nouveau Manuel de Bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. Stat. Marine d'Endoume, 31: 81-99.
- Peroni R. (1963) – La Romita di Asciano (Pisa). Riparo sotto roccia utilizzato dall'età neolitica alla barbarica. *Bullettino di Paleontologia Italiana*, n. s. 14 (1962-1963): 251-391.
- Pigorini L. (1874) – *Matériaux pour l'histoire de la paléontologie italienne*. Parma.
- Pinna M. (1984) – La storia del clima. Variazioni climatiche e rapporti clima-uomo in età post-glaciale. Mem. Soc. Geogr. It., 36: 1-264.
- Pirazzoli P. A. (1981) – Le variazioni del livello del mare durante il post-glaciale. Riv. Geogr. It., 88: 154-164.
- Pitti C., Sorrentino C. e Tozzi C. (1976) – *L'industria di tipo Paleolitico superiore arcaico della Grotta La Fabbrica (Grosseto)*. Nota preliminare. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 83: 174-201.
- Portis A. (1887) – Contribuzione alla Ornitologia italiana. Firenze.
- Powers M. P. (1953) – *A new roundness scale for sedimentary particles*. Journ. Sed. Petr., 23: 117-119.
- Puccinelli A. (1988) – Un esempio di tettonica recente nella Val di Serchio: il sollevamento di Monte Perpoli. Atti

- Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 94 (1987): 105-117.
- Radi G. (1974) – La Grotta del Leone. Materiali dei livelli a ceramica. *Antichità Pisane*, 1: 2-22.
- Radmilli A. M. (1956) – *La Grotta Balella ad Ansedonia*. Bull. Palet. It., 65: 221-223.
- Radmilli A. M. (1963) – La preistoria d'Italia alla luce delle ultime scoperte. Firenze.
- Radmilli A. M. (1974) – *Popoli e civiltà dell'Italia antica*. 1, Roma.
- Radmilli A. M., Romagnoli L. e Tongiorgi E. (1955) – Il deposito eolico sul versante occidentale del Promontorio di Ansedonia e la fauna fossile della grotta Rose Mary. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A*, 61: 73-87.
- Radtke U. (1986) – Value and risks of radiometric dating of shorelines – geomorphological and geochronological investigations in central Italy, Eolian Islands and Ustica (Sicily). *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., (Suppl.)-Bd. 62*: 167-181.
- Raggi G. (1985) – Neotettonica ed evoluzione paleogeografica Plio-Pleistocenica del Bacino del Fiume Magra. *Mem. Soc. Geol. It.*, 30: 35-62.
- Regoli E. (2003) – *La necropoli di Castiglioncello*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno”: 70-71.
- Regoli E. e Palladino S. (2003) – *La necropoli di Pian dei Lupi*. In “Guida archeologica della Provincia di Livorno”: 76-77.
- Repetti E. (1833-1845) – Dizionario geografico, fisico, storico della Toscana ecc. I-IV, Firenze.
- Rio D., Raffi I. e Villa G. (1990) – Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. *Proc. ODP Sci. Results*, 107: 513-533.
- Rittatore F. (1951) – *Due notevoli vasi eneolitici del Museo di Arezzo*. *Riv. Sc. Preist.*, 6: 182-185.
- Romagnoli L. (1957) – Sondaggi a 200 m di profondità nel Quaternario recente presso Pisa. Studio delle facies attraversate e considerazioni sulla sedimentazione costiera a carattere ciclico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 76: 1-14.
- Ruggieri G. (1980) – Sulla distribuzione stratigrafica di alcuni Ostracodi nel Pleistocene italiano. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 19: 127-135.
- Ruggieri G. e Sprovieri R. (1975) – La definizione dello stratotipo del piano Siciliano e le sue conseguenze. *Riv. Min. Sic.*, 26: 151-153.
- Ruggieri G. e Sprovieri R. (1977) – *A Revision of Italian Pleistocene Stratigraphy*. *Geologica Romana*, 16: 131-139.
- Saggini F. (1967) – *Geologia della Val di Cornia*. In “Studi sul Comprensorio della Val di Cornia – Lineamenti di geologia e geografia fisica del bacino del Fiume Cornia”, Livorno.
- Salvioni G. (1957) – I movimenti del suolo nell'Italia centro-settentrionale. Dati preliminari dedotti dalla comparazione di livellazioni. *Boll. Geod. e Sc. affini*, 87: 37-52.
- Sammartino F. (1984) – *La stazione preistorica di Stagno (Livorno)*. *Quad. Mus. Sc. Nat. Livorno*, 5: 169-175.
- Sammartino F. (1986) – *Ritrovamenti preistorici nel territorio di Rosignano M.^{mo}*. *Suppl. Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 6 (1985): 185-193.
- Sammartino F. (1987) – *Bifacciale di tipo naviforme rinvenuto a Calafuria (LI)*. *Quad. Mus. Sc. Nat. Livorno*, 8: 161-164.
- Sammartino F. (1988) – Rinvenimento di un bifacciale acheuleano e di altri manufatti in uno strato di sabbie risiane in località Sassicaia di Rosignano M.^{mo}. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 9: 169-174.
- Sammartino F. (1996) – Materiali dell'Età del Bronzo da Casa Saracino (Rosignano Marittimo, Livorno). *Rassegna di Archeologia*, 13: 177-187.
- Sammartino F., Buonaccorsi G. e Tessari R. (1985) – *Due manufatti acheuleani rinvenuti a Casa dei Ghiacci, nella tenuta di Duese presso Livorno*. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 6: 131-137.
- Sammartino F. e Tozzi C. (1994) – *Le industrie dell'Epigravettiano finale del Podere Greppi Cupi presso Donoratico (Livorno)*. *Miscellanea Archeologica in onore di A. M. Radmilli*, Pisa, 235-271.
- Sanesi G. (1966) – Note sull'evoluzione del suolo nei dintorni di Tirli (Grosseto) e relazioni con la vegetazione. *Annali di Botanica*, 28 (1965): 18-25.
- Sarti A. (1984) – Rinvenimento di un hachereau all'inizio della Valle di Popogna. *Rassegna di Archeologia*, 4: 37-42.
- Sarti A. (1990) – *Altri rinvenimenti di hachereaux in località <Stillo> (Livorno)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.*, 97: 247-253.
- Sarti A. e Stoduti P. (1984) – Un giacimento del Paleolitico Inferiore scoperto nei pressi di Montenero basso (Livorno). *Rassegna di Archeologia*, 4: 9-35.
- Sarti A. e Stoduti P. (1988) – *Industria del Paleolitico Inferiore in località <Stillo> presso Livorno*. *Quad. Mus. Stor.*

- Nat. Livorno, 9: 137-161.
- Sartori F. (1978) – Studi sedimentologici e mineralogici delle alluvioni recenti della Pianura di Pisa. I sedimenti del sondaggio della Bigattiera, presso S. Piero a Grado (Pisa). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 85: 61-93.
- Schmiedt G. (1972) – *Il livello antico del Mar Tirreno, testimonianze dei resti archeologici*. Arte e Archeologia, studi e testimonianze, 4. Firenze.
- Segre A. G. (1955) – *Nota sulla idrografia continentale e marina*. Note illustrative C.G.I. II ediz., F° 111 – Livorno. Serv. Geol. d'It.: 20-26.
- Segre A. G. (1959) – Giacimenti pleistocenici con fauna e industria litica a Monte Argentario (Grosseto). Riv. Sc. Preist., 11: 241-259.
- Serri G., Innocenti F., Manetti P., Tonarini S. e Ferrara G. (1992) – Il magmatismo neogenico-quaternario dell'area tosco-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1 (1991): 429-463.
- Sestini A. (1934) – *Osservazioni morfologiche sull'Isola di Capraia*. Riv. Geogr. It., 41: 7-12.
- Sestini A. (1957) – *Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. 57: 1-5.
- Sestini A. e Cardini L. (1936) – Relazione di alcuni sopralluoghi eseguiti negli anni 1935-36. Pubbl. I.I.P.U.: 1-13.
- Setti B. e Zanini A. (1997) – *Le necropoli – Limone 3*. In “Dal Bronzo al Ferro – Il II millennio a.C. nella Toscana centro-occidentale” a cura di A. Zanini: 186-188.
- Shackleton N. J. (1995) – *New data on the Evolution of Pliocene Climatic variability*. In “Paleoclimate and Evolution with emphasis on Human origins”: 242-248.
- Shackleton N. J. e Opdyke N. D. (1973) – Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core 228-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 15^5 and 10^6 year scale. Quat. Res., 98: 39-55.
- Simonelli V. (1889) – *Terreni e fossili dell'Isola di Pianosa nel Mar Tirreno*. Boll. R. Com. Geol. It., 10: 193-237.
- Sommier S. (1909) – *L'Isola di Pianosa nel Mar Tirreno*. Riv. Geogr. It., 16: 585-606.
- Squarci P. e Taffi L. (1967) – *Sulla presenza di tufiti in depositi fluvio lacustri del Valdarno inferiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 74: 37-42.
- Stoduti P. (1974) – *Un'amigdala scoperta a Monterotondo, presso Livorno*. Riv. Sc. Preist., 29: 219-223.
- Stoduti P. (1982) – *Il Paleolitico del Territorio Livornese*. In “Studi sul territorio livornese. Archeologia, Antropologia, Geologia”. Centro Livornese di Studi Archeologici, Livorno: 31-45.
- Stoduti P., Aliboni A. e Bonaccorsi G. (1978) – *Tre bifacciali del Paleolitico Inferiore scoperti nella Toscana M.^{ma}*. Riv. Sc. Preist., 33: 237-242.
- Tangheroni M., Renzi Rizzo C. e Berti G. (2004) – *Pisa e il Mediterraneo Occidentale nei secoli VII-XIII: l'apporto congiunto delle fonti scritte e di quelle archeologiche*. In “Il mare, la terra, il ferro. Ricerche su Pisa medievale (secoli VII-XIII)”, Pisa.
- Tani F. e Gazzero M. (1999) – Nuove osservazioni sui depositi plio-pleistocenici nel Bacino del Torrente Cascina. Boll. Soc. Geol. It., 118: 273-241.
- Targioni Tozzetti G. (1768) – Relazioni di alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali e gli antichi monumenti di essa. Tomo II. Firenze.
- Tartini F. (1838) – Memorie sul bonificazione della Maremma toscana. Firenze.
- Tavani G. (1954) – *Faune del Quaternario di Rosignano Marittimo (Livorno)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 61: 25-38.
- Tomei P. E., Amadei L. e Maccioni S. (1990) – *Il paesaggio vegetale nella Versilia etrusca alla luce delle attuali conoscenze*. In “Etruscorum ante quam Ligurum – La Versilia tra VII e III secolo a.C.”, a cura di E. Paribeni, Pontedera: 45-51.
- Tozzi C. (1974) – Ritrovamenti preistorici nella tenuta di San Rossore. Antichità Pisane, 1: 3-6.
- Tozzi C. (1999) – *Segnalazione di un insediamento aurignaziano nell'alta valle del Serchio – Toscana settentrionale*. NOTES, <http://www.unife.it/riviste.htm> 14/01/1999.
- Tozzi C. (2000) – *Il popolamento della Toscana nel Paleolitico Superiore e nel Mesolitico*. In: “Les premier peuplements olocenes de l'aire corso-toscane – Il primo popolamento olocenico dell'area corso-toscana”, a cura di C. Tozzi e M. C. Weiss, Progetto INTERREG II Corsica-Toscana (1997-1999): 15-22.
- Tozzi C. e Zamagni B. (2000) – *Il Neolitico antico nella Toscana settentrionale (Valle del Serchio)*. In: “Les premier peuplements olocenes de l'aire corso-toscane – Il primo popolamento olocenico dell'area corso-toscana”, a cura

- di C. Tozzi e M. C. Weiss, Progetto INTERREG II Corsica-Toscana (1997-1999): 57-69.
- Trevisan L., Brandi G. P., Dallan L., Nardi R., Raggi G., Rau A., Squarci P. e Taffi L. (1971) – *F° 105 – Lucca*. Note illustrative C.G.I., II ediz. Servizio Geologico d'Italia.
- Tykot R. H. (1992) – The sources and distribution of Sardinian Obsidian. *Sardinia in the Mediterranean: A Footprint in the sea. Studies in Sardinian Archaeology, presented to Miriam Balmut, Sheffield*: 57-70.
- U.S.D.A. (United States Department of Agriculture) (1975) – *Soil taxonomy*, Washington.
- Vaggioli M. A. (1990) – Migliarina (Viareggio) – Cave di sabbia di Massaciucoli (Viareggio-Massarosa) – Laghetto di Montramito (Massarosa) – Cava di sabbia S.A.P.I.L. (Massarosa) – Massaciucoli (Massarosa). In “Etruscorum ante quam Ligurum – La Versilia tra VII e III secolo a.C.” a cura di E. Paribeni, Pontedera, 97-115 e 179-180.
- Vaufrey R. (1928) – *Le paléolithique italien*. Archives Inst. Paléont. Humaine., Mem., 3: 1-176.
- Vigne J. D. (1997) – *Chasse et élevage ou Néolithique ancien*. In: “L'aventure humaine préhistorique en Corse”, F. Lanfranchi e M. C. De Weiss edit. Ajaccio.
- Von Duhn F. (1925) – *Depotfund*. Ebert Reallexicon der Vorgeschichte, 2: 365-386.
- Zamagni B. e Tozzi C. (2000) – *Un insediamento del Neolitico antico a Cala Giovanna nell'Isola di Pianosa*. In: “I rapporti tra l'Italia centrale tirrenica e la Corsica in età antica: il Neolitico a ceramica impressa cardiale” Catalogo della Mostra di Piombino, Palazzo Appiani 23/12/1999-30/1/2000, Poggibonsi: 38-39.
- Zanchetta G. (1995) – Nuove osservazioni sui depositi esposti sul fianco sud-orientale delle Colline delle Cerbaie (Valdarno Inferiore, Toscana). *Il Quaternario*, 8: 291-304.
- Zanchetta G. e Mazza P. (1996) – *Anancus arvernensis* remains from the basal portion of the Arctica islandica – bearing marine deposits of Lower Valdarno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115: 105-113.
- Zanchetta G., Bonadonna F. P., Ciampalini A., Fallick A. E., Leone G., Marcolini F. e Michelucci L. (2004) – *Intratyrrenian cooling event deduced by non-marine mollusc assemblage at Villa S. Giorgio (Livorno, Italy)*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 43: 347-359.
- Zanchetta G., Becattini R., Bonadonna F. P., Bossio A., Ciampalini A., Colonese A., Dall'Antonia B., Fallick A. E., Leone G., Marcolini F., Mariotti Lippi M. e Michelucci L. (2006) – *Late middle Pleistocene cool non-marine mollusc and small mammal faunas from Livorno (Italy)*. *Riv. It. Paleont. e Stratigr.*, 112: 135-155.
- Zanchetta G., Bonadonna F. P., Esu D., Grassi R., Leone G. e Mazza P. (1998) – *Stratigraphic and palaeontologic aspects of middle Pleistocene continental deposits from lower Valdarno (Tuscany)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 11: 113-132.
- Zecchini M. (1967) – Contributo alla conoscenza della preistoria dell'isola d'Elba dal paleolitico all'età del bronzo. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A*, 74: 470-500.
- Zecchini M. (1969) – Rinvenimenti di industrie litiche in alcune località dell'isola d'Elba. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A*, 76: 10-22.
- Zecchini M. (1970) - *L'Elba dei tempi mitici*. Pisa.
- Zecchini M. (1982) - *L'Isola d'Elba dal Paleolitico all'Epoca Romana*. In “Studi sul Territorio Livornese. Archeologia, Antropologia, Geologia”. Centro Livornese di Studi archeologici, Livorno, 155-192.

Manoscritto ricevuto il 3/10/2006; accettato il 29/11/2006.