

**REVISIONE E AGGIORNAMENTO SUI MOVIMENTI TETTONICI DEDUCIBILI DALLE DISLOCAZIONI
NEI SEDIMENTI PLEISTOCENICI ED OLOCENICI DELLA TOSCANA COSTIERA**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 509
ABSTRACT	" 509
INTRODUZIONE	" 509
CENNI DI STRATIGRAFIA DEL PLEISTOCENE INFERIORE	" 510
LE STRUTTURE TETTONICHE NEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE INFERIORE	" 512
CENNI DI STRATIGRAFIA DEL PLEISTOCENE MEDIO	" 514
LA MORFOLOGIA E LE STRUTTURE TETTONICHE NEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE MEDIO	" 516
CENNI DI STRATIGRAFIA E DI MORFOLOGIA DEL PLEISTOCENE SUPERIORE	" 518
CENNI DI STRATIGRAFIA DELL'OLOCENE	" 518
LE STRUTTURE TETTONICHE NEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE SUPERIORE E DELL'OLOCENE	" 519
CONCLUSIONI	" 519
BIBLIOGRAFIA	" 519

RIASSUNTO

In questa nota, precisato che per Toscana costiera viene intesa la fascia insulare e quella piú occidentale di questa regione nella quale si trovano i sedimenti marini quaternari a iniziare dal ciclo Santerniano-Emiliano, sono schematicamente richiamate le conoscenze stratigrafiche fondamentali sulla base della bibliografia e delle piú recenti acquisizioni.

In seguito vengono esaminati i criteri utili per individuare movimenti tettonici ad ampio raggio, con una selezione nei confronti dei metodi utilizzati in passato.

Infine sono utilizzati, secondo le metodologie proposte, i dati, considerati affidabili per questa ricerca, nei quali è suddiviso il Quaternario.

ABSTRACT

In this article we briefly report the fundamental stratigraphic knowledge deducible from bibliography and the most recent observations. By coastal Tuscany we refer to the westernmost and insular part of this region in which Quaternary sea sediments may be found going back to the Santernian-Emilian cycle.

Also examined are the criteria used to trace large range tectonic movements, with a selection of the methods used in the past.

Also described are the data considered to be reliable for this research according to the proposed methodology into which the Quaternary is divided.

PAROLE CHIAVE: Stratigrafia, Geomorfologia, Quaternario, Toscana.

(*)Centro di Geologia strutturale e dinamica dell'Appennino - C.N.R., Pisa.

KEY WORDS: Stratigraphy, Geomorphology, Quaternary, Tuscany.

INTRODUZIONE

Per Toscana costiera si può intendere, dal punto di vista stratigrafico, la porzione insulare di questa regione e la fascia continentale, che si addentra talora fino a 30 km, raggiunta dalla deposizione del ciclo stratigrafico santerniano-emiliano del Pleistocene inferiore (MAZZANTI, 1984). Infatti i sedimenti dei cicli marini piú recenti di questo ultimo si sono tutti estesi di meno verso l'interno per cui, in Toscana, risulta ben netta la suddivisione paleogeografica tra una parte "continentale", emersa definitivamente dal mare a partire dal Pliocene medio, e una parte "costiera" soggetta a vari episodi di parziale sommersione marina sia per sprofondamenti tettonici sia per sollevamenti del livello del mare.

Lo schema morfo-stratigrafico di figura 1 è stato tracciato per presentare sinteticamente le informazioni essenziali che ritengo indispensabili alla trattazione dell'argomento in esame. Esso è una rielaborazione aggiornata dello schema presentato per la zona compresa tra Castiglioncello e S. Vincenzo da GALIBERTI *et alii* (1982) e perfezionato man mano che venivano estesi i rilevamenti di campagna. Questi ultimi allo stato attuale sono riferibili alle carte geologiche in scala 1:25.000 della zona compresa tra Livorno e Follonica (LAZZAROTTO *et alii*, 1990; BARTOLETTI *et alii*, 1986; MAZZANTI & SANESI, 1987; COSTANTINI *et alii*, 1990), alla carta in scala 1:50.000 della zona compresa tra Livorno e il Lago di Massaciuccoli (CARRATORI *et alii*, 1994) ed alla carta a scala 1:25.000 del Promontorio Argentario (GIANNIELLO *et alii*, 1960-62). Verso l'interno i sedimenti del Pleistocene inferiore marino sono stati rilevati nel dettaglio nella carta a scala 1:25.000 delle Colline Pisane (MARRONI *et alii*, 1990) e in quella a scala 1:50.000 del bacino del F. Albegna (BETTELLI *et alii*, 1990).

Salvo che a quest'ultimo lavoro, ho preso parte a tutti gli studi di cui sopra con la costante collaborazione dei Proff. GIANNELLI e SALVATORINI per lo studio delle microfaune a Foraminiferi, MAZZEI per quello del Nannoplancton, BOSSIO per quello degli Ostracodi. Inoltre frequente, anche se purtroppo piú saltuaria, è stata la collaborazione con i Proff. GALIBERTI, GRIFONI CREMONESI e TOZZI per lo studio dei reperti paleontologici, del Prof. SANESI per quello dei paleosuoli, del Prof. FEDERICI per le questioni di carattere piú generale. Né posso tacere sui contributi forniti dall'archeologia classica, medievale e moderna in prevalenza dalle Proff. e PASQUINUCCI, CECCARELLI LEMUT e PULT QUAGLIA e dai numerosissimi loro collaboratori e, infine, ricorderò gli studi sui pollini della compianta

Dott.ssa GALLETTI FANCELLI, prematuramente scomparsa.

In altri termini la figura 1 è il risultato di una elaborazione sviluppata in più di venti anni di attività ininterrotta, iniziata con la pubblicazione sul Quaternario del Bacino di carenaggio di Torre del Fanale di Livorno (BARSOTTI *et alii*, 1974), per opera di uno stesso gruppo di ricercatori che si è andato continuamente arricchendo con i più diversi specialisti.

La figura 1 non è in scala perché non corrisponde a una sezione geologica unica ma è il risultato della composizione di più sezioni reali, scelte da quelle conosciute in modo migliore e più significative ma presentanti dettagli di ordine di grandezza diverso. Essa è stata tracciata sulla base delle informazioni traibili dalle carte geologiche sopra elencate e da mie dirette ricognizioni di campagna su tutte le rimanenti località della Toscana costiera come sopra definita.

In questo lavoro il Quaternario è ritenuto suddivisibile in Pleistocene ed Olocene. A sua volta il Pleistocene è suddiviso nell'inferiore, dal tetto dell'episodio magnetico di Olduvai di circa 1,720 Ma, nel medio, dall'inversione magnetica di Matuyama-Brunhes di circa 0,730 Ma, e nel superiore, dalla trasgressione tirreniana di circa 0,125 Ma fino al limite con l'Olocene. Quest'ultimo limite è il più controverso, essendo ritenuto corrispondere a 11.000 anni da oggi (BROECKER & VAN DONK, 1970) con la suddivisione della calotta polare artica datata per mezzo delle varve di deglaciazione. Ma questo criterio non è ovviamente seguibile nelle regioni nelle quali manca la sedimentazione periglaciale. E desiderando collegarsi a un evento registrabile nella stratigrafia marina non rimane - per quanto oggi conosciuto - che riferirsi al superamento del culmine glaciale di Würm di circa 18.000 anni fa o alla piccola inversione registrata a circa 6.500 anni or sono nella risalita del livello del mare (Alessio *et alii*, 1992). Scelgo questo ultimo riferimento, come il più vicino alla data di circa 10.000 anni più comunemente accettata finora.

CENNI DI STRATIGRAFIA DEL PLEISTOCENE INFERIORE

In affioramento sedimenti marini del Pleistocene inferiore si trovano nel Valdarno inferiore da Livorno a Monte Castello, poco a SE di Pontedera, e nel bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo, recentemente definito da FEDERICI & MAZZANTI (in stampa). Inoltre non si può escludere che appartengano al Pleistocene inferiore le Argille di Valloria del Bacino dell'Albegna per le quali, tuttavia, non sono state finora prodotte indicazioni cronologiche precise (BONAZZI *et alii*, 1992).

La successione stratigrafica del Pleistocene inferiore nel Valdarno inferiore e nella zona di Castiglioncello - S. Vincenzo varia solo per la presenza delle *Sabbie di Nugola Vecchia* nel primo e dei *Calcari e sabbie di Montescudaio* nella seconda: due formazioni che comunque hanno identico significato di facies da infralitorale a litorale. La successione inizia con un conglomerato di trasgressione, presente a Villa Magrini di Castiglioncello, più sviluppato a Riparbella in Val di Cecina e caratterizzante la base presso Morrone nel Valdarno inferiore con l'associazione - riferibile al Santerniano - di *Arctica islandica*, *Paphia rhomboides* e *Trachycardium multicostratum* (Bossio *et alii*, 1993).

Questi strati basali passano verso l'alto e lateralmente alle *Sabbie e argille ad Arctica islandica* nelle aree più distali, caratterizzate da facies della zona neritica interna, dei bacini di sedimentazione (Pozzo Mondiglio di Rosignano) e direttamente ai *Calcari e sabbie di Montescudaio* o alle *Sabbie di Nugola Vecchia* nelle aree più prossimali dei bacini (Riparbella, Montescudaio, Casciana Terme). La parte inferiore delle *Sabbie e argille ad Arctica islandica*, da -286 a -221 m nel Pozzo Mondiglio e per circa 50 m di spessore in diverse sezioni del Valdarno inferiore (Badia di Morrone, Le Colonne, Morrone, Poggio al Vento, Vallebiaia, Monte Ruglioli - Casa La Torre, Strada degli Archi) è stata riferita al Santerniano (indicazioni bibliografiche in Bossio *et alii*, 1993), la parte superiore è stata riferita all'Emiliano nelle stesse località ora citate e al di sopra dei -221 m del Pozzo Mondiglio di Rosignano. Ancora all'Emiliano sono stati attribuiti gli affioramenti databili dei *Calcari e sabbie di Montescudaio* e delle *Sabbie di Nugola Vecchia* (Bossio *et alii*, 1993).

Il ciclo stratigrafico santerniano-emiliano si è sviluppato su una distanza fino a circa 30 km e per uno spessore fino a circa 300 m nelle località in cui è documentato con sicurezza. Spessori maggiori sono stati segnalati da prospezioni geofisiche nei sottosuoli delle pianure e dei fondali marini ma la loro affidabilità è ovviamente meno documentabile. D'altra parte la presenza di uno spessore di 300 m di sedimenti consolidati è già più che sufficiente per documentare la deposizione in un bacino dal fondo subsidente per tettonica. Ma i sedimenti di questo ciclo si trovano fino a quota 278 m con una giacitura che corrisponde a un limite d'erosione per cui non è neppure rappresentativa del maggiore sollevamento al quale in effetti possono essere stati sottoposti, né un sollevamento di circa 300 m è compatibile con un'oscillazione glacioeustatica del livello del mare. L'oscillazione di questo ultimo sembra infatti non abbia superato valori di circa 150 m e, anche nel caso di uno scioglimento totale di tutti i ghiacciai della Terra, non supererebbe la quota di 50-60 m (FAIRBRIDGE, 1966). Le quote estreme (tanto più che sono state in effetti parzialmente superate) alle quali sono conosciuti sedimenti del ciclo santerniano-emiliano documentano quindi con certezza che questi ultimi, depositatisi in conseguenza di uno sprofondamento tettonico, sono stati in seguito sollevati per un'azione tettonica con effetto opposto. I rilievi geologici di GIANNINI (1962), CERRINA FERONI & MAZZANTI (1966), BARTOLETTI *et alii* (1986), MAZZANTI & SANESI (1987) documentano che nel fianco orientale del bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo i sedimenti del ciclo santerniano-emiliano si attestano al substrato lungo un sistema di faglie normali che può avere agito durante la loro deposizione e che comunque li ha dislocati successivamente.

Le *Sabbie delle Fabbriche* documentano l'esistenza di un secondo ciclo del Pleistocene inferiore. Infatti sono state datate alla zona a "small" *Gephyrocapsa*, corrispondente alla parte inferiore dello stratotipo del Siciliano (BARTOLETTI *et alii*, 1986), e giacciono - attraverso tasche d'erosione - sui *Calcari e sabbie di Montescudaio* nel Colle di Rosignano e sopra argille e sabbie argillose dell'Emiliano non sommitale nel Pozzo S. Rosa 3 del Piano di Vada (Bossio *et alii*, 1986).

Per il loro affioramento estremamente piccolo (intorno quota 65) e per la modestia dello spessore conosciuto (circa 30 m) non è possibile dedurre indicazioni

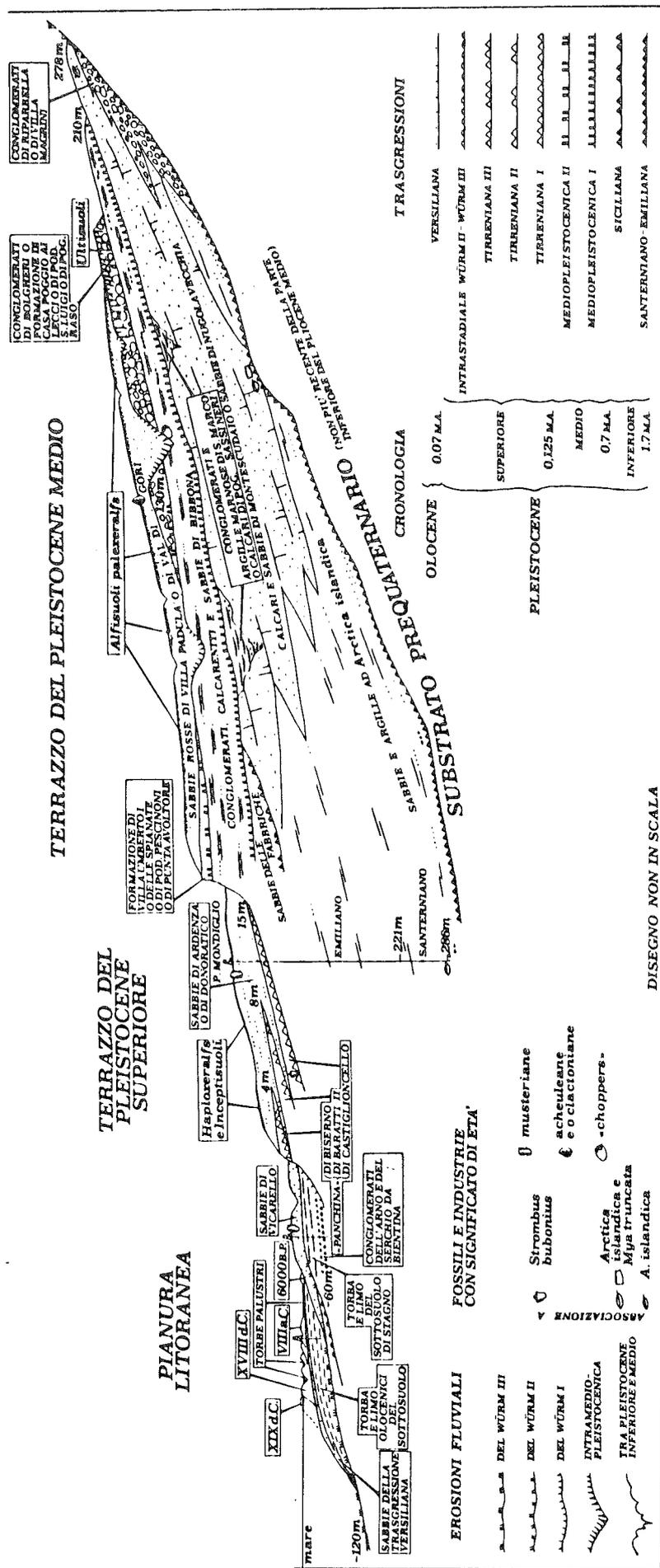


Fig. 1 - Schema morfo-stratigrafico della Toscana costiera.

su eventuali dislocazioni tettoniche che le abbiano interessate. Tanto più che si trovano a una quota vicina a quella considerata raggiungibile dal livello del mare e sono conosciute con uno spessore che potrebbe essere collegato anche a una semplice variazione glacioeustatica.

LE STRUTTURE TETTONICHE NEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE INFERIORE

Su questo argomento, considerata la profonda controversia che ormai da più di un decennio divide le opinioni degli studiosi, ritengo indispensabile separare la descrizione delle strutture in affioramento da quelle sommerse.

Le aree di affioramento di sedimenti del Pleistocene inferiore non sono molto estese perché ricoperte dai depositi più recenti; sono inoltre limitate alle Colline Pisane nel Valdarno inferiore e al lato nord-orientale del bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo.

Nelle Colline Pisane il sollevamento relativo dell'orlo meridionale dei sedimenti del Pleistocene inferiore è molto ben seguibile nei confronti dell'orlo settentrionale che si immerge sotto ai sedimenti del Pleistocene medio e superiore e sotto le alluvioni oloceniche della Pianura di Pisa. Questa dislocazione ha comportato una lievissima inclinazione degli strati di non più di 10-15° con immersioni generalmente verso nord. Su tutta la fascia degli affioramenti del Pleistocene inferiore che da Nugola si estende fino alla Casa Pietroni di Peccioli per circa 25 km (LAZZAROTTO *et alii*, 1990; MARRONI *et alii*, 1990) sono state rilevate solo la piccola faglia del Poggio Fontana di Lorenzana (dalle caratteristiche non esposte e del resto segnalata come "incerta") e la faglia di Casa Pietroni - Montefoscoli. Quest'ultima ha direzione circa appenninica, labbro occidentale abbassato e componente del rigetto verticale che dai circa 10 m al limite SE diminuisce fino ad annullarsi sul fianco destro della valle del T. Tosola dove le bancate di sabbie e di sabbie argillose del Pliocene medio, che mettono bene in evidenza questa faglia, non sono più tagliate. E' probabile che questa faglia sia un elemento minore di un più ampio sistema che metterebbe in contatto i sedimenti del Pleistocene inferiore con quelli del Pliocene medio al di sotto delle alluvioni del T. Roglio, secondo quanto rappresentato nella Sezione 2 della carta di MARRONI *et alii* (1990). Ma questa struttura, anche se verosimilmente molto probabile, non è visibile in affioramento.

MARRONI *et alii* (1990), precisate le quote massime alle quali si sono conservati i depositi del Pleistocene inferiore nelle Colline Pisane, così concludono: "Da questi dati si può trarre che nel bacino della Val di Tora l'orlo massimo conservato della trasgressione santerniana si trova a quota 100 m, in Valdera intorno a quota 150 m, nella zona di Ceppato, al limite settentrionale dei Monti di Casciana Terme, 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 a direzione est-ovest, riteniamo attendibile il confronto fra queste quote dal quale risulta netto il maggior sollevamento della zona di Ceppato nei confronti del bacino della Valdera e, maggiormente, di quello della Val di Tora per questi sedimenti del Pleistocene inferiore. La mancanza completa di informa-

zioni sulla posizione del livello del mare durante la trasgressione santerniana ci priva della possibilità di riscontri neotettonici più puntuali".

Il limite nord-orientale del bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo corrisponde al sistema di faglie Casa Solferino - Podere Pipistrello, che si estende almeno per 10 km fino alla Casa Altagrada in Val di Cecina e mette in contatto i sedimenti del Pleistocene inferiore di tetto con le rocce dell'Alloctono ligure di letto (GIANNINI, 1962; CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1966; BARTOLETTI *et alii*, 1986). CERRINA FERONI & MAZZANTI (1966) hanno osservato 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 questi sedimenti.

La disposizione prevalente dei sedimenti del Pleistocene inferiore affioranti è monoclinale con immersione a WSW con inclinazioni di 15-10° nelle *Sabbie e argille ad Arctica islandica* e di 10° nei *Calcari e sabbie di Montescudaio*. Nella zona di La Pineta e in quella di Casa Giardinaccio - Col di Leccio, presso la faglia di Casa Solferino - Podere Pipistrello, questi ultimi presentano inclinazioni fino a 30° e contropendenze verso lo specchio della faglia principale, sono comunque presenti numerosi specchi di faglie minori sintetiche e antitetiche all'andamento di quello della principale (BARTOLETTI *et alii*, 1986).

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 ma è sempre di erosione per cui è verosimile che in origine questi sedimenti si spingessero fino alle faglie di Casa Bezzini, di Casa della Forestale e di quelle di Camperi al piede occidentale dei Monti della Gherardesca (MAZZANTI & SANESI, 1987). Tuttavia se quest'ultima eventualità si è verificata, i sedimenti del Pleistocene inferiore che si fossero attestati a ridosso di quelle faglie devono essere stati completamente erosi prima della deposizione di quelli del Pleistocene medio (formazioni di Bibbona e di Bolgheri) che ora ne ricoprono direttamente gli specchi senza esserne tagliati.

In questa zona del bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo sono state rilevate due interessanti faglie che hanno dislocato i depositi del Pleistocene inferiore (MAZZANTI & SANESI, 1987). Entrambe si prolungano per più di 5 km, hanno direzione appenninica e sono antitetiche al sistema delle faglie di Casa Bezzini - Camperi che verosimilmente ha costituito l'orlo orientale del bacino.

La prima di queste, detta faglia di Montescudaio (MAZZANTI & SANESI, 1987), interseca, con un modesto rigetto di una decina di metri, le *Sabbie e argille ad Arctica islandica*, i *Conglomerati di Riparbella* e i *Calcari e sabbie di Montescudaio*; un rigetto maggiore, di circa 100 m, è valutabile dallo spostamento che ha provocato nelle bancate di argille sabbiose e di sabbie della *Formazione di Guardistallo* del Pliocene medio. L'attività di questa faglia si è andata quindi attenuando nell'arco di tempo compreso tra il Pliocene medio e il Pleistocene inferiore.

La seconda, detta faglia di Casale M.mo, taglia le *Sabbie e argille ad Arctica islandica* e i *Calcari e sabbie di Montescudaio* con un rigetto di circa 200 m poco meno di 1 km a NW di Casale M.mo. Essa era senza dubbio attiva nel Pliocene superiore, infatti i sedi-

menti della trasgressione del Pleistocene inferiore, negli immediati dintorni del paese, sono sovrapposti ai sedimenti del Pliocene inferiore (*Argille azzurre*) sul labbro meridionale di questa faglia e ai sedimenti del Pliocene medio (*Formazione di Guardistallo*) sul labbro settentrionale (GIANNELLI *et alii*, 1981). La stessa faglia all'altezza del Poggio dei Sugheroni è sormontata dai *Conglomerati di Bolgheri*, del Pleistocene medio, indisturbati e, più a nord oltre il Ghiaccione, non risulta minimamente dislocare il contatto fra *Calcari e sabbie di Montescudaio* e *Formazione di Bibbona* per cui si può pensare che la sua attività si sia esaurita nel Pleistocene inferiore senza giungere al medio (MAZZANTI & SANESI, 1987).

Contemporaneamente alla carta geologica della bassa Val di Cecina (MAZZANTI & SANESI, 1987) usciva, sulle deformazioni fragili mesoscopiche degli stessi depositi pleistocenici, una nota di BOCCALETTI *et alii* (1987) eseguita usufruendo dello studio geologico preliminare di GIANNELLI *et alii* (1981), corredato di una cartina geologica schematica nella quale sono rappresentate le faglie macroscopiche che compaiono tra Riparbella e Bibbona e cioè i due sistemi di Montescudaio e di Casale M.mo e il sistema di Riparbella, verosimilmente collegabile con quello qui denominato di Casa Solferino - Podere Pipistrello, tutti interessanti i sedimenti del Pleistocene inferiore.

BOCCALETTI *et alii* (1987), riconosciuto il carattere di faglie normali per i macrosistemi di cui sopra, osservano, con l'esame della deformazione mesoscopica, che i sedimenti del Pleistocene inferiore sono interessati: "... da sistemi diversi di faglie minori e fratture mesoscopiche riconducibili sia a eventi in distensione (s1 verticale) sia ad episodi di compressione (s1 orizzontale)". Ciò sulla base di dati, elaborati negli stereogrammi cumulativi delle figure 2, 4, 5, 6 e 7, raccolti "... prevalentemente dalle sabbie e conglomerati dei dintorni di Riparbella, in destra del Cecina" e "... dai conglomerati affioranti lungo la strada che dal fondovalle sale verso l'abitato di Montescudaio". Ora è evidente un netto contrasto tra le minute osservazioni e misure su queste strutture mesoscopiche e la vaga indicazione del posizionamento delle stazioni di studio, come se non fosse stato inventato il sistema delle coordinate geografiche per definire esattamente qualsiasi punto della Terra. Di conseguenza non è possibile eseguire nessuna verifica sui dati raccolti in questa ricerca. Ma la mancanza di precisione geografica diventa ancora più grave per quanto riguarda le "faglie minori" indicate su "... limi, probabilmente attribuibili a un ciclo sedimentario post-emiliano, esposti in corrispondenza di un taglio stradale circa 3 km ad occidente di Casale M.mo". Infatti la carta geologica di MAZZANTI & SANESI (1987) circa 3 km ad occidente di Casale M.mo segnala la presenza delle *Sabbie e argille ad Artica islandica* e dei *Calcari e sabbie di Montescudaio* (entrambi del Pleistocene inferiore) e inoltre dei *Conglomerati di Bolgheri* e delle *Sabbie rosse di Val di Gori* (entrambi del Pleistocene medio). I "limi" esaminati da BOCCALETTI *et alii* (1987) non saranno le argille della formazione ad *Artica islandica*? In questo caso le faglie minori interesserebbero una formazione del Pleistocene inferiore e non del medio, con maggiore coerenza con la mancanza di faglie macroscopiche nei depositi di questo intervallo cronologico indicata dagli studi di GIANNELLI *et alii* (1981) e di MAZZANTI & SANESI (1987) nella zona di Castiglioncello-S. Vincenzo.

Su una base di indeterminazione topografica e di ampie incertezze stratigrafiche anche le più raffinate tecniche di analisi strutturale rischiano di condurre a conclusioni fuorvianti. Con questo non voglio mettere in discussione che nei sedimenti pleistocenici della Toscana costiera, oltre alle grandi faglie dirette "cartografiche" (e pertanto facilmente rintracciabili) non esistano indizi meno facilmente rilevabili di strutture mesoscopiche da compressione ma ciò non è sufficiente, considerata la carente precisazione geografica e stratigrafica delle stazioni di rilievo, a generalizzare il significato di queste strutture e, maggiormente, a porre una stretta "... correlazione con la compressione attiva, durante il Pleistocene, sul margine padano-adriatico dell'Appennino settentrionale" (BOCCALETTI *et alii*, 1987). Altre soluzioni possono essere indagate per spiegare e superare questa patente contraddizione che le nuove osservazioni sulle strutture mesoscopiche hanno sollevato nei confronti delle precedenti sulle strutture macroscopiche.

Per uscire da questo controverso argomento, accettato che nella Toscana costiera a faglie dirette di distensione chilometriche e con rigetti di centinaia di metri si contrappone localmente l'esistenza di strutture centimetriche o, al massimo, metriche con s1 orizzontale, considerate compressive, con rigetti difficilmente misurabili ma necessariamente proporzionali alle loro minime proporzioni, nella formulazione di ipotesi sulla identificazione delle strutture sepolte, mi sembra corretto iniziare dalla ricostruzione delle macrostrutture; tanto più che inesistenti per adesso sono le informazioni sulle mesostrutture dei depositi sepolti. La ricerca su questi ultimi richiede di prendere in considerazione, prima dei dati della geofisica, le stratigrafie del Pozzo Mondiglio di Rosignano (Fig. 1 e del quale ho già illustrato la successione di dettaglio studiata da BARTOLETTI *et alii*, 1986, e da BOSSIO *et alii*, 1986) e dei tre pozzi profondi, Poggio 1, Zannone 1 e Pontedera 1, perforati nella Pianura di Pisa e con stratigrafia schematica pubblicata da GHELARDONI *et alii* (1968).

Il Pozzo Poggio 1, situato circa 10 km a SSE di Pisa in corrispondenza dell'asse della Pianura di Pisa e della Versilia, ha incontrato fino a 480 m il "Quaternario" dei quali i 365 più profondi corrispondono verosimilmente alle *Sabbie e argille ad Artica islandica* del Pleistocene inferiore.

Il Pozzo Zannone 1, ubicato a sud di Cascina in asse tra il Monte Pisano e i Monti di Casciana Terme ha rinvenuto il "Quaternario" fino a 360 m; dei quali i 30 più profondi corrispondono a un conglomerato con ciottoli di *Verrucano*, analogamente a quanto visibile sulle Colline Pisane (NENCINI, 1984), e quelli superiori, fino quasi a inizio pozzo, corrispondono a "marne e marne siltose", verosimilmente anch'esse attribuibili alla *Formazione ad Artica islandica* del Pleistocene inferiore.

Il Pozzo Pontedera 1, situato presso La Rotta circa 3 km a nord di Monte Castello, limite orientale degli affioramenti del ciclo santeriano-emiliano nel Valdarno inferiore, non ha incontrato depositi di quest'ultimo ciclo. Sotto 15 m di "alluvioni recenti" e qualche decina di metri probabilmente attribuibili a sedimenti fluvio-lacustri del Quaternario, sono state incontrate sabbie e sabbie argillose plioceniche fino a 730 m di profondità.

La paleogeografia del Pleistocene inferiore nel Valdarno inferiore è quindi molto ben definibile ed è sta-

ta tracciata, secondo i dati più recenti, da FEDERICI & 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 Monti Livornesi e dei Monti di Casciana Terme penetrando in Valdarno inferiore fino a Monte Castello e bagnando il piede meridionale e occidentale del Monte Pisano; la costa marina si prolungava in Versilia lungo il piede occidentale delle Apuane mentre tra il Monte Pisano, le Pizzorne, il Monte Albano e le colline di S. Miniato si estendeva il "Lago delle Pianore" (Cerbaie) in un'ampia depressione tettonica che si continuava verso NW nella Garfagnana e verso SE nel Valdelsa e nel Valpesa.

La pianura della Versilia, continuazione nord-occidentale di quella di Pisa, corrisponde ad un ampio bacino di sedimentazione a truogolo compreso tra il piede occidentale delle Apuane e dei Monti d'oltre Serchio e la Dorsale di Maestra (AMBROSETTI *et alii*, 1983), messa in evidenza dai rilievi geofisici al largo di Viareggio quale rialzo di rocce anteriori al Miocene superiore sepolto sotto meno di 500 m di depositi neogenici e quaternari. All'altezza di Viareggio questo bacino di sedimentazione - ad asse NW-SE - ha più di 2.000 m di spessore e, visto che le Apuane al suo ridosso si innalzano sui 2.000 m, il rigetto che le rocce più antiche del Miocene superiore marcano su una distanza trasversale e orizzontale di circa 5 km è non minore di 4.000 m. E considerato che il bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo, analogamente allungato NW-SE, verso oriente è orlato da sedimenti del Pleistocene inferiore tagliati - in affioramento - da macrofaglie di distensione, è ragionevole la supposizione di una struttura analoga (anche se non direttamente osservabile perché totalmente sepolta) per il fianco orientale del bacino della Versilia-Pianura di Pisa. Ciò del resto è stato proposto da GHELARDONI *et alii* (1968) e ribadito da quanti si sono occupati dell'apertura del Tirreno fino al recente lavoro di PATACCA *et alii* (1992).

GHELARDONI *et alii* (1968), sulla base di rilievi geofisici e delle indicazioni dei pozzi profondi, ipotizzano, nella figura 8 della loro memoria, l'esistenza di tre "fratture" (a, b, g) trasversali delle quali le prime due del tutto sepolte nel sottosuolo della Pianura di Pisa e la terza nelle colline a SE di Pontedera tra Monte Castello e S. Miniato. Rilevamenti posteriori (DOMINICI *et alii*, 1994) hanno mostrato con certezza che quest'ultima "frattura" non ha interessato i sedimenti affioranti del Pleistocene né del Pliocene medio per cui, se è esistita, la sua attività deve essersi interrotta in precedenza.

Sull'esistenza della "frattura" a e della b nel sottosuolo della Pianura di Pisa non dispongo riscontri ulteriori alla ipotesi di GHELARDONI *et alii* (1968). Si può solo rilevare che la a dovrebbe avere abbassato il labbro NW per favorire lo sprofondamento del bacino di Pisa-Viareggio. La b può avere corrisposto, con uno specchio a immersione contraria a quella del precedente, al piede del Monte Pisano ricoperto dalle alluvioni dell'Arno e lungo il quale si sarebbero attestati i sedimenti del Pleistocene inferiore affioranti nelle Colline Pisane.

Per concludere su questa revisione dei dati disponibili sui movimenti tettonici che hanno interessato i sedimenti del Pleistocene inferiore nella Toscana costiera, richiamo quanto segue:

— il ciclo stratigrafico marino santerniano-emiliano è

conosciuto con spessori ben documentati paleontologicamente di almeno 300 m e meno documentati di 360 m;

- i depositi di questo ciclo giacciono tra i circa -480 m del Pozzo Poggio 1 e i + 250 di Ceppato nel Valdarno inferiore e tra i circa -286 del Pozzo Mondiglio e i + 278 del Barco di Guardistallo con dislivelli rispettivamente di circa 730 e di circa 564 m (l'incertezza di questi valori dipende dalla mancanza di conoscenza sulla quota d'impostazione esatta dei pozzi che comunque è in entrambi di circa 15 m);
- la mancanza della conoscenza del livello del mare, che tra l'altro può avere notevolmente oscillato, nell'intervallo cronologico santerniano-emiliano non consente calcoli precisi sugli sprofondamenti e sollevamenti subiti dai depositi di questo ciclo ma le quote estreme alle quali questi ultimi sono stati rintracciati indicano con certezza che si sono verificati entrambi;
- l'entità degli sprofondamenti assicura sulla necessità di una notevole componente di subsidenza tettonica verosimilmente collegata ai sistemi di faglie di distensione rilevate sul bordo NE del bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo e a quelle ipotizzate al piede delle Apuane in Versilia e del Monte Pisano nel Valdarno inferiore;
- per le faglie di Montescudaio e di Casale M.mo, che tagliano i sedimenti del Pleistocene inferiore, è documentata anche un'attività precedente che risale almeno al Pliocene medio;
- in affioramento non sono state rilevate macrofaglie che abbiano interessato sedimenti più recenti del Pleistocene inferiore.

Infine per quanto riguarda i rapporti tra le distensioni e i raccorciamenti orizzontali riconosciuti nei sedimenti del Pleistocene inferiore dei dintorni di Riparbella "... non sono state individuate, nel corso della ricerca, situazioni di sovrapposizione o di interferenza tra le mesostrutture relative" (BOCCALETTI *et alii*, 1987).

CENNI DI STRATIGRAFIA DEL PLEISTOCENE MEDIO

Su questo argomento va premesso che nessun dato certo è finora pervenuto dai sondaggi per la mancanza di una zonazione micropaleontologica in questo intervallo cronologico e perché le suddivisioni che sono state operate in superficie si basano su criteri di tipo giaciturale, morfologico, macropaleontologico, paleopedologico e paleontologico, tutti non comunemente impiegabili nelle carote di perforazioni eseguite per scopi produttivi e non di ricerca. E' questa senza dubbio una grave difficoltà che si presenta nello studio dei sottosuoli delle pianure, come è stato rilevato più volte e, in ultimo, da FEDERICI & MAZZANTI (in stampa) per tutte le pianure costiere della Toscana.

In affioramento per primi, al di sopra degli strati emiliani della *Formazione di Montescudaio* e della parte alta delle *Sabbie e Argille ad Arctica islandica*, si rinvengono i *Conglomerati e le argille marnose di S. Marco* presso Rosignano, nelle Cave delle Colombaie di Bibbona e della Magona di Cecina e nel taglio stradale Bibbona - il Mandorlo (Bossio *et alii*, 1993). In quest'ultima località - prima della costruzione di un muro di contenimento - era molto evidente la loro giacitura in tasche d'erosione incise nella *Formazione di Mon-*

tescudai e la concordanza dei loro strati con quelli della *Formazione di Bibbona* ad essi sovrapposti.

La presenza, nella porzione inferiore degli strati 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, testimonia un'evoluzione da un ambiente dulcicolo a uno leggermente salmastro verosimilmente annunciante la trasgressione marina che si è sviluppata con la sovrastante *Formazione di Bibbona* (BOSSIO *et alii*, 1986).

Sull'età della formazione di S. Marco non sono risultate indicazioni paleontologiche; la giacitura al di sopra della emiliana *Formazione di Montescudaio* e al di sotto di quella di Bibbona, a sua volta sovrapposta in discordanza alle *Sabbie delle Fabbriche* del Siciliano iniziale, pone la *Formazione di S. Marco* in un intervallo cronologico incerto tra la parte più alta del Pleistocene inferiore e quella più bassa del medio senza possibilità di più precise indicazioni.

Nella figura 1 i *Conglomerati e le argille marnose di S. Marco* sono indicati nello stesso riquadro dei *Calcari lacustri di Poggio Sassineri*. L'uniformità di facies e la somiglianza dei tipi litologici sono in favore di mettere queste due formazioni in sinonimia malgrado la distanza tra i bacini di sedimentazione nei quali si trovano: la prima in quello di Castiglioncello - S. Vincenzo, la seconda in quello dell'Albegna e nel sottosuolo della Laguna di Orbetello (FEDERICI & MAZZANTI, in stampa). Rimane comunque una notevole incertezza sulla corrispondenza cronologica di dettaglio.

I Conglomerati, calcareniti e sabbie di Bibbona compaiono solo tra Rosignano, dove sono inizialmente stati cartografati come *Calcareniti di Grotti* (BARTOLETTI *et alii*, 1986), e il Botro delle Macine 1500 m a sud di Bolgheri (MAZZANTI & SANESI, 1987). Questa formazione presenta al massimo uno spessore di circa 30 m, con facies sedimentologiche e paleontologiche di mare sottile fino a quelle di spiaggia sommersa ed emersa, quest'ultima documentata dal ritrovamento di un complesso litico del ciclo della "*Pebble culture*" (GALIBERTI, 1974).

La presenza di questo complesso litico, che non ha un significato cronologico ristretto, è comunque indicativa di un intervallo comprendente il Pleistocene inferiore e la parte antica del medio. Ciò in conformità con la posizione stratigrafica della *Formazione di Bibbona* che giace in discordanza sulle santerniano-emiliane *Sabbie e argille ad Arctica islandica* e sui coevi *Calcari e sabbie di Montescudaio* oltre che sulle *Sabbie delle Fabbriche*, datate al Siciliano iniziale, mentre è sormontata dai *Conglomerati di Bolgheri* più sicuramente rientranti nell'ambito cronologico del Pleistocene medio.

Al di sopra delle formazioni più diffuse del Pleistocene inferiore (*Sabbie e argille ad Arctica islandica*, *Sabbie di Nugola Vecchia* e *Calcari e sabbie di Montescudaio*) e della *Formazione di Bibbona* (di età incerta tra tetto del Pleistocene inferiore e letto del medio) giacciono formazioni in prevalenza conglomeratiche denominate (BOSSIO *et alii*, 1993) *Conglomerati, sabbie e limi di Casa Poggio ai Lecci* nel Valdarno inferiore, *Conglomerati di Bolgheri* nel bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo, *Conglomerati di Podere S. Luigi* nel bacino di Follonica e *Calcari e sabbie di Pog-*

gio Raso nel bacino dell'Albegna. Tutte queste formazioni hanno in comune di rientrare cronologicamente nell'ambito del Pleistocene medio e di avere facies da continentale fluviale a delizia di transizione. La loro datazione precisa è spesso incerta e problematica, tuttavia sono noti i seguenti elementi di sicura affidabilità:

- la *formazione di Casa Poggio ai Lecci* presenta negli strati sommitali presso Montopoli delle tufiti datate 0,59 + -0,08 Ma (ARIAS *et alii*, 1980) e, prima dell'esecuzione delle recenti escavazioni di cava, sormontava le tufiti della Badia di Collesalvetti riempiendo un'incisione valliva nelle *Sabbie di Nugola Vecchia* (MARRONI *et alii*, 1990) e datate a 0,62 + -0,07 Ma (comunicazione personale di BONADONNA *et alii*); in questa formazione sono state rinvenute industrie clactoniane al di sotto delle tufiti (DANI, 1980) e acheuleane al di sopra (SAMMARTINO *et alii*, 1985);
- la formazione di Bolgheri presenta, nelle sue parti superiori, profonde alterazioni in ultisuoli (MAZZANTI & SANESI, 1987) per lo sviluppo dei quali viene ritenuta necessaria una - o più - fasi prolungate di clima caldo-umido, verosimilmente precedenti l'ultimo interglaciale e quindi da considerare nell'ambito del Pleistocene medio;
- analoga osservazione può essere fatta per la *formazione di Poggio Raso* sulla base della descrizione di MANCINI (1960) anche se sarebbero auspicabili esami paleopedologici più moderni.

Tutte queste formazioni rientrano poi nel Terrazzo I o del Pleistocene medio recentemente descritto, al limite interno dei bacini costieri toscani, da FEDERICI & MAZZANTI (in stampa). Si tratta di un terrazzo policultico per presenza di più di una formazione stratigrafica dai caratteri marini, di transizione e continentali e di più di una fase di erosione. E' stato assemblato in una sola unità morfologica per la modestia degli spessori delle formazioni componenti, intorno al metro quelle marine, difficilmente più di 10 m le fluviali e le eolico-colluviali, e perché è inciso, nell'orlo verso mare, dalla paleofalesia della trasgressione tirreniana che frequentemente lo delimita in modo molto netto.

Sul Terrazzo del Pleistocene medio, oltre alle formazioni di cui sopra, si rinvengono ancora:

- nel retroterra di Livorno, i *Conglomerati di Villa Umberto I* con passaggio a sottili livelli di calcareniti e ciottoli forati dai litofagi;
- nel retroterra di Castiglioncello, *Ghiaie e sabbie delle Spianate*, verosimilmente assimilabili alla formazione precedente;
- nel retroterra di S. Vincenzo, *Sabbie, ciottoli e piccole lenti di Calcareniti del Podere Pescinoni*;
- sulle coste meridionali dell'Argentario, *Arenarie di Punta Avoltore con Molluschi marini* (GRAUSO & ZARLENGA, 1991).

Sovrapposti ai sedimenti di cui sopra, talvolta in apparente continuità altrove riempiendo tasche d'erosione, si trovano le *Sabbie rosse di Villa Padula* nell'entroterra di Livorno e le analoghe *Sabbie rosse di Val di Gori*, ben note da Castiglioncello fino a Follonica (BARTOLETTI *et alii*, 1986; MAZZANTI & SANESI, 1987; COSTANTINI *et alii*, 1990), rintracciate più speditivamente sul resto delle coste maremmane e alle Case Naregno dell'Elba (MAZZANTI, 1984). Queste sabbie corrispondono a un deposito in prevalenza eolico e secondariamente colluviale, con ampia pedogenizzazione in alfisuoili *palexeralfs* ritenuti sviluppati durante

l'interglaciale Tirreniano e quindi su depositi preesistenti da ritenersi rientranti nell'ambito del Pleistocene medio. Ciò in conformità con gli ormai numerosi ritrovamenti di industrie clactoniane e acheuleane nel Livornese (STODUTI, 1982), clactoniane nei dintorni di Rosignano (SAMMARTINO, 1986) e acheuleane presso S. Vincenzo (CRESTI & GALIBERTI, 1979).

LA MORFOLOGIA E LE STRUTTURE TETTONICHE NEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE MEDIO

Ho già accennato che dai sondaggi e dalle perforazioni per adesso non è stato possibile giungere a risultati concreti su dislocazioni sepolte interessanti sedimenti del Pleistocene medio. Tuttavia la giacitura della superficie superiore della formazione di Casa Poggio ai Lecci (= Terrazzo del Pleistocene medio) in parte del Valdarno inferiore permette di ipotizzare la presenza di due faglie al di sotto di depositi alluvionali (TREVISAN *et alii*, 1971; FEDERICI, 1987; FEDERICI & MAZZANTI, 1988). Infatti questa superficie dai circa 100 m di Fauglia scende a circa 30 m nelle colline direttamente in sinistra d'Arno per risalire di nuovo bruscamente fino a circa 100 m nelle colline direttamente in destra d'Arno e ridiscendere a circa 30 m al limite orientale della pianura un tempo occupata dal lago, ora prosciugato, di Bientina, che si prolungava fino al piede del Monte Pisano. La faglia bordiera di questo ultimo avrebbe, secondo questa ipotesi, una direzione N40, l'altra una direzione N65, il rigetto verticale si aggirerebbe in entrambe sui 60 m e l'attività risulterebbe posteriore al Pleistocene medio avendo interessato i sedimenti di questo intervallo cronologico.

Per la Toscana costiera non ci sono altre citazioni di faglie che abbiano interessato depositi del Pleistocene medio e più recenti, salvo il riferimento a "... diffuse faglie minori con rigetti apparenti da faglia normale" citato in BOCCALETTI *et alii* (1987) per dati inediti di A. CERRINA FERRONI e P. MARTINELLI riguardanti la Piana di Livorno, attribuita al Pleistocene superiore da BARSOTTI *et alii* (1974).

Fra le macrostrutture sono molto indicative quelle cartografate da MAZZANTI & SANESI (1987) al Cerro di Bolgheri, dove lo specchio della faglia di Casa Bezzini taglia sedimenti del Miocene superiore e del Pliocene ed è sormontato dai *Conglomerati di Bolgheri* indisturbati, e nei due botri a sud e nord della Villa Poggio dei Gherardesca, dove il prolungamento della stessa faglia taglia i gessi del Miocene superiore e le *Argille azzurre* del Pliocene mentre è sormontato dalle formazioni di Bibbona, di Bolgheri e di Val di Gori del tutto indisturbate. E ancora fra la Vaccareccia e il Ghiaccione di Guardistallo (MAZZANTI & SANESI, 1987) è stato possibile cartografare la faglia principale del sistema di Casale M.mo che taglia i sedimenti del Pleistocene inferiore mentre è sormontata dalle formazioni di Bibbona, di Bolgheri e di Val di Gori indisturbate. Infine presso le Sughere del Colle di Rosignano le Sabbie di Val di Gori sormontano indisturbate lo specchio della faglia di Casa Solferino - Podere Pipistrello che taglia i *Calcari e sabbie di Montescudaio*.

E' ovvio che secondo questi ultimi dati nella Toscana costiera apprezzabili attività lungo faglie macroscopiche sembrano esaurite nel Pleistocene inferiore, salvo quella delle due supposte sotto le alluvioni nel Valdarno inferiore. Di conseguenza ogni altra consi-

derazione sull'argomento andrà documentata sulla revisione della cartografia geologica finora prodotta o ricorrendo a nuovi sistemi di ricerca.

Ma il Terrazzo del Pleistocene medio si trova a quote assai diverse a seconda delle località e se solo nel caso del Valdarno inferiore vi sono giustificati motivi di ritenerlo dislocato da faglie, queste differenze di quote comportano la necessità di sollevamenti o di abbassamenti o di entrambi. La misura precisa di tali dislocazioni è invalidata dalla mancanza di conoscenze sulle quote raggiunte dal livello del mare durante il Pleistocene medio. D'altra parte abbiamo veduto come sul Terrazzo del Pleistocene medio si trovino formazioni marine, di transizione e continentali; di conseguenza le rispettive quote possono avere un significato, nel migliore dei casi, solo nei riguardi delle prime. Ma, salvo le situazioni nelle quali l'orlo a monte del terrazzo corrisponda a una paleofalesia, la determinazione della quota massima alla quale corrispondono documenti di sommersione marina può presentare molte incertezze anche dell'ordine di alcune decine di metri di quota.

Per chiarire questo concetto si può consultare la Fig. 1 nella quale la paleofalesia fra Terrazzo del Pleistocene superiore e Terrazzo del Pleistocene medio si presenta molto ben definita per cui la quota di 15 m del Tirreniano I non lascia adito a dubbi; al contrario il Terrazzo del Pleistocene medio non è rappresentato terminare verso monte con una paleofalesia ma con un limite d'erosione della deltizia formazione di Bolgheri nella quale sono conosciuti ciottoli forati dai litofagi fino a quota 130 m. Le incertezze sulla quota alla quale si trovano sedimenti depositi in mare in questo secondo caso sono ovviamente molto maggiori rispetto al primo. Ma i due casi sono comuni agli orli a monte sia del Terrazzo del Pleistocene medio sia di quello del superiore e sono queste due situazioni nelle quali le informazioni normalmente usate nelle carte geologiche non sono più sufficienti e sarebbe indispensabile disporre anche di carte geomorfologiche di grande dettaglio. In tutta la Toscana costiera queste ultime sono state pubblicate solo per la Pianura di Pisa (a corredo della Memoria 50 della Società Geografica Italiana, AA.VV., 1994) e per il Comune di Rosignano M.mo (MAZZANTI, 1986).

Nell'entroterra di Livorno il Terrazzo del Pleistocene medio presenta piattaforma d'abrasione basale a ridosso di paleofalesia per molti tratti: sotto Monte Burrone a quota 125, a Villa Franceschi a quota 90, a Monte Rotondo a quota 70, al Lazzaretto a quota 92, 700 m a NW di Villa Limone a 125 m (LAZZAROTTO *et alii*, 1990). In destra del T. Calafuria ciottoli forati dai litofagi della parte sommersa di un paleodelta sono stati rinvenuti fino a quota 130.

Nella direzione trasversale a quella presumibile della paleocosta la base di questo terrazzo presenta l'inclinazione massima di 4° 40' lungo il fianco sinistro della Valle dell'Ardenza e la minima di 1° 10' in corrispondenza del Rio della Valletta (BARSOTTI *et alii*, 1974).

Presso Castiglioncello il medesimo terrazzo (BARTOLETTI *et alii*, 1986) mostra piattaforma d'abrasione a ridosso di paleofalesia presso Casa le Spianate a quota 145, presso Casa Campofreno a quota 124, presso le Sughere a quota 100. Nella direzione trasversale alla paleocosta l'inclinazione di questo terrazzo è di circa 2°.

Tra il Cecina e la Fossa di Bolgheri la paleocosta del Pleistocene medio doveva essere raggiunta da un

complesso sistema di delta fluviali, verosimilmente in progradazione da est sia per accumulo sedimentario sia per sollevamento tettonico: si tratta della formazione dei *Conglomerati di Bolgheri* nella quale i settori più verso monte sono più alti (fino ai 202 m delle Cerretelle di Guardistallo), non vi sono stati rinvenuti fori di litofagi e presentano profonde alterazioni in ultisuoli (GALIBERTI *et alii*, 1982) mentre i settori più verso mare, al di sotto della quota 130, mostrano presenza - anche se non abbondante - di fori di litofagi e meno frequente alterazione in ultisuoli. L'inclinazione di questo terrazzo aumenta progressivamente verso monte; in media è di 2° (MAZZANTI & SANESI, 1987).

Al Podere Pescinoni di S. Vincenzo la spianata d'abrasione del Terrazzo del Pleistocene medio è ben esposta per circa 500 m, in direzione subparallela alla costa, intagliata a quota 127 sulla *Cordierite rhyolite* di S. Vincenzo e ricoperta da uno spessore di non più di 2 m di calcareniti, sabbie e ciottoli (COSTANTINI *et alii*, 1990).

Al piede occidentale del Monte Spinosa di Campiglia M.ma in località Castagnino il Terrazzo del Pleistocene medio, ricoperto da un velo delle eoliche *Sabbie rosse di Val di Gori*, presenta una spianata d'abrasione ampia circa 1 km² e che si attesta a ridosso di una paleofalesia a quota 115 (COSTANTINI *et alii*, 1990).

I fianchi occidentale e meridionale del rilievo di Montioni-Riotorto sono orlati dalla presenza di superfici pianeggianti ricoperte da veli del *Conglomerato del Podere S. Luigi* di natura fluviale, conosciuto fino a quota 125 sul poggio di Casa il Martellino di Follonica. Questo conglomerato si abbassa fino a quota 23 presso la Fattoria Bicocchi di Follonica dove sbucca fuori a tratti al di sotto dei sedimenti del Pleistocene superiore. Per quest'ultima giacitura e per l'identità delle quote massime raggiunte dagli altri depositi del Pleistocene medio, malgrado la natura completamente continentale non ne favorisca l'interpretazione in mancanza di reperti faunistici o paleontologici, ritengo, in via provvisoria, che l'attribuzione al Pleistocene medio sia la più giustificata. In questo caso la mancanza di indizi di sommersione da parte del mare indica che questo abbia raggiunto l'area di Follonica solo dopo il Pleistocene medio.

All'Argentario GRAUSO & ZARLENGA (1991) hanno rinvenuto fossili marini in pratica lungo le ripide falesie a NW di Cala de Santi (fra le quote 125 e 170) e a nord di Cala Piazzoni (fra le quote 125 e 150).

All'Isola d'Elba superfici a lievi inclinazioni di circa 2°, parzialmente sepolte da un velo di sabbie rube-fatte che ricordano quelle di Val di Gori si trovano da quota 33 a 70 nella zona di Casa Naregno, da quota 44 a 50 poco a nord di Casa Luperini, e da quota 70 a circa 80 alle Vigne Vecchie, tutte località poste tra Capoliveri e la Baia di Porto Azzurro.

Il massimo limite a monte di depositi marini finora conosciuto spetta così alla quota 170 dell'Argentario; l'inferiore orlo a mare dei terrazzi sopra considerati si aggira invece in più località intorno ai 30 m.

Nell'ipotesi di una stabilità tettonica assoluta quanto sopra comporterebbe un'oscillazione del livello del mare di 140 m, in realtà non molto diversa da quella intercorsa tra il Tirreniano a *Strombus bubonius* e l'ultima fase di Würm nel Pleistocene superiore e valutabile intorno a 125 m. Ma la quota di 170 m dell'Argentario, anche se convalidata dalla presenza di fossili marini, insieme a quella di 145 m di Casa le Spia-

nate di Castiglioncello appaiono isolate rispetto alle più frequenti di 125 e di 130 m, avvalorate spesso da corrispondere ad orli a monte di spianate a ridosso di paleofalesie. D'altra parte se prendiamo in considerazione le quote massime alle quali si trovano sedimenti progressivamente più antichi troviamo che quelli della *Formazione di Bibbona* giungono fino a quota 202 mentre quelli del Pleistocene inferiore si trovano fino a quota 278. Ciò è a favore dell'ipotesi di un sollevamento tettonico posteriore all'Emiliano (sui minimi depositi siciliani conosciuti già ho detto che non sembra possibile nessuna valutazione).

D'altra parte nel capitolo della stratigrafia del Pleistocene inferiore è risultata l'indispensabilità di ammettere che i sedimenti del Santerniano e dell'Emiliano si siano formati in un regime di subsidenza tettonica per cui il successivo sollevamento deve averne interessato certamente la parte a quote più alte mentre per il resto la valutazione è maggiormente incerta. Questa incertezza dipende dalla non conoscenza della posizione del livello del mare nel periodo di deposizione sia dei sedimenti del Pleistocene inferiore, sia di quelli del medio.

Se fosse corretto il limite di 50-60 m per il possibile innalzamento del livello del mare nell'ipotesi (d'altra parte sommamente improbabile) di un completo scioglimento di tutti i ghiacci della Terra (FAIRBRIDGE, 1966), sottraendo questi valori a quelli di ciascuna delle quote sopra riportate si otterrebbero le quantità minime dei sollevamenti per i depositi sia del Pleistocene inferiore, sia per quelli del medio.

CENNI DI STRATIGRAFIA E DI MORFOLOGIA DEL PLEISTOCENE SUPERIORE

I depositi del Pleistocene superiore, a parte piccoli accumuli di facies solamente continentali che si possono trovare ovunque ma che rivestono importanza del tutto locale, formano il Terrazzo II o, appunto, del Pleistocene superiore inoltre sono stati incontrati da perforazioni nel sottosuolo della Versilia e della Pianura di Pisa. Si possono suddividere in un intervallo più antico, che comprende i cicli eustatici del Tirreniano, caratterizzati dalle tre fasi trasgressive riferite rispettivamente al substadio dell' $\delta^{18}\text{O}$ 5e, di circa 0,125 Ma, 5c, di circa 0,110 Ma, 5a, di circa 0,90 Ma (SHACKLETON, 1969), e in un intervallo più recente compreso tra il culmine glaciale di Würm I (stadio isotopico 4 dell' $\delta^{18}\text{O}$ di circa 0,75 Ma) ed estendentesi attraverso i culmini di Würm II (di circa 0,50 Ma) e di Würm III (stadio isotopico 2 dell' $\delta^{18}\text{O}$ di circa 0,18 Ma) (EMILIANI, 1955) fino al limite con l'Olocene.

I sedimenti della prima trasgressione del Tirreniano, la "Panchina" di Castiglioncello, sono ben esposti nelle piane di Livorno e di Rosignano, alla Cala dei Turchi dell'Isola di Pianosa, località nelle quali hanno rivelato faune con *taxa* attualmente viventi nelle calde acque del Senegal e non più presenti in Mediterraneo (MAZZANTI, 1984); sono stati inoltre rintracciati, attraverso l'attribuzione all'Aminozone E col metodo della epimerizzazione degli aminoacidi su conchiglie di Molluschi, alla Buca dei Corvi di Castiglioncello, alla Cala dei Turchi di Pianosa, a Selvanera, Vado Piano e S. Antelino nella Piana di Capalbio (HEARTY & DAI PRA, 1987); costituiscono verosimilmente il livello più profondo, con fossili marini, che affiora sulla falesia attuale della Baia Baratti (CORTEMIGLIA *et alii*, 1984).

La loro posizione sulla spianata di base del Terrazzo del Pleistocene superiore è ben osservabile in numerose località nelle quali è anche visibile che verso monte si attestano alla base della paleofalesia di massima ingressione non oltre quota 15, lo spessore è sempre modesto e comunemente inferiore al metro nella porzione di origine marina.

I sedimenti della seconda trasgressione del Tirreniano, con scarsa fauna marina, sono visibili nella falesia della Baia Baratti ("Panchina II" in CORTEMIGLIA *et alii*, 1984) al di sopra delle "Sabbie rosse I" continentali, definibili come "Intratirreniane I" in quanto sovrapposte al primo livello di facies marina il "Panchina I". Sono stati descritti in molte località della Piana di Livorno (BARSOTTI *et alii*, 1974) e si attestano a ridosso di una paleofalesia presso il Villaggio Aniense della Piana di Rosignano (MAZZANTI, 1986). Lo spessore a sedimentazione marina di questo deposito supera raramente il mezzo metro; la quota di giacitura non sorpassa gli 8 m.

I sedimenti della terza trasgressione del Tirreniano, la "Panchina di Biserno" si rinvencono nel Terrazzo II a nord e sud di S. Vincenzo, nella "Panchina III" della falesia della Baia Baratti, dove hanno facies di getto di riva, e nella spiaggia tirrenianana descritta da SEGRE (1959) nella Grotta della Cala de Santi all'Argentario come sottostante, intorno 4 m di quota, a una Breccia con fauna a Stambecco e industria musteriiana, attribuibile all'anaglaciale Würm I.

Al di sopra dei depositi di ognuno dei tre episodi trasgressivi eustatici del Tirreniano si rinvencono sedimenti di ambiente di transizione (lagunare o palustre) o decisamente continentale (eolico e colluviale), talora con associazioni polliniche o vegetazionali di clima freddo, che sono stati definiti recentemente (FEDERICI & MAZZANTI, in stampa) come "Intratirreniano I" (tra i cicli marini Tirreniano I e II) e "Intratirreniano II" (tra i cicli marini Tirreniano II e III). La successione continua con i depositi continentali in prevalenza eolici che hanno accompagnato il grande abbassamento del livello del mare conseguente l'inizio della glaciazione di Würm. La distinzione dei depositi spettanti a queste diverse fasi continentali intratirreniane e/o würmiane non è risultata possibile quando non sia stata suggerita dalla presenza di livelli guida di "Panchina" marina. Inoltre grandi difficoltà a questa distinzione viene posta dall'uniformità di sviluppo dei paleosuoli e delle industrie umane presenti nello stesso ambito del Musteriiano. Di conseguenza per adesso tutti questi sedimenti, benché debbano far parte di cicli diversi, sono stati assemblati nelle formazioni delle *Sabbie di Ardenza* (nella Piana di Livorno) e delle *Sabbie di Donoratico* a sud dei Monti Livornesi. Queste formazioni andranno poste in sinonimia se non verrà trovata una chiave per distinguere i diversi componenti.

Al limite meridionale della Pianura di Pisa i sondaggi dei dintorni di Stagno hanno mostrato la presenza, tra le quote -57 e -60, dei *Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina*. Questi corrispondono al paleoalveo sepolto dell'Arno-Serchio recentemente attribuito all'anaglaciale di Würm I (Federici e Mazzanti, in stampa) e risalente, nel sottosuolo della pianura, fino a quota -23 in corrispondenza di Calcinaia. Al di sopra i sondaggi hanno incontrato la *Torba e il limo del sottosuolo di Stagno* (Fig. 1) di ambiente lacustre-palustre. Nel sottosuolo della Versilia possono corrispondere ai livelli

precedenti rispettivamente le ghiaie e i conglomerati incontrati per 30 m al fondo dei pozzi (fino a quota -137), e le argille cineree lacustri sovrapposte verosimilmente all'attenuarsi del drastico trasporto solido fluviale dell'anaglaciale di Würm I.

I pozzi della Versilia hanno rivelato, al di sopra dei due livelli precedenti, un primo sottile livello di sabbie e ghiaie con Gasteropodi marini, corrispondente all'interstadiale a eustatismo trasgressivo Würm I - Würm II, e un secondo livello potente circa 20 m di argille lacustri e salmastre con Molluschi dulcicoli e terricoli, che può corrispondere all'episodio eustatico regressivo di Würm II (FEDERICI E MAZZANTI, in stampa).

Questi ultimi episodi non sono stati identificati nella Pianura di Pisa, nella quale sono tuttavia conosciute, in affioramento e nel sottosuolo, le *Sabbie di Vicarello* che sormontano le *Torbe e limi del sottosuolo di Stagno* ma anche si appoggiano direttamente sulla superficie di erosione fluviale di Würm I (Fig. 1). Le *Sabbie di Vicarello* hanno facies in prevalenza eolica, rientrano cronologicamente nel Pleistocene superiore perché contengono abbondante industria musteriiana (MENCHELLI, 1984) e possono corrispondere al sistema di dune della fase eustatica trasgressiva dell'interstadiale Würm II - Würm III. Quest'ultimo è ben individuabile anche nel sottosuolo della Versilia nelle sabbie marine con Molluschi e semi di *Vitis vinifera*, indicanti un clima temperato, sovrapposte al livello di Würm II e sottostanti alle argille lacustri con torbe ad associazione pollinica di clima freddo, datate al Würm III su base radiometrica a circa 18.000 anni da oggi (BROECKER *et alii*, 1956; ALESSIO *et alii*, 1964).

Nel sottosuolo della Pianura di Pisa non sono stati riconosciuti depositi riferibili al Würm III ma le *Sabbie di Vicarello* si presentano assai diffusamente incise. Ciò deve essersi verificato durante l'ultimo grande abbassamento eustatico corrispondente al Würm III nel quale si è formato il paleoalveo dell'Arno rintracciato fino su fondali di circa 120 m nel mare a nord delle Secche della Meloria (SEGRE, 1955).

CENNI DI STRATIGRAFIA DELL'OLOCENE

Il sottosuolo del litorale della Versilia è noto per gli studi sulla trasgressione eustatica olocenica iniziati da BLANC (1934) e successivamente reinterpretati e arricchiti di datazioni radiometriche fino al lavoro di FEDERICI & MAZZANTI (in stampa).

La successione olocenica corrisponde alle Sabbie silicee con fauna marina a *Thais haemastoma*, potenti fino a circa 50 m e datate attraverso conchiglie, prelevate a quota -47 di 8.940 + -273 anni (FERRARA *et alii*, 1959), a quota -26 di 5.646 + -200 anni (FERRARA *et alii*, 1961) e su legno di *Pinus silvestris* prelevato a quota -15 e risultato di 5.280 + -50 anni.

Le perforazioni nei dintorni del Lago di Massaciuccoli hanno inoltre dimostrato che la trasgressione versiliana ha raggiunto il piede occidentale dei Monti d'oltre Serchio (tra le Apuane e il Monte Pisano) in corrispondenza dell'"*optimum*" climatico di 5.000 anni fa. L'impostazione del Lago di Massaciuccoli è seguita all'abbassamento di circa 2 m del livello del mare di 3.500 anni or sono (inizio della fase sub-Boreale) ed è proseguita durante l'ultima fase di risalita marina con la formazione del lido frequentato a partire dall'VIII sec. a.C. (MAZZANTI *et alii*, 1990).

Analogo andamento è stato evidenziato dallo studio (GALLETTI FANCELLI, 1979) delle perforazioni del litorale a sud di Tirrenia nella Pianura di Pisa. Infatti queste perforazioni 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 sec. 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. Questi ultimi si sono depositati 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, della quale sono stati rinvenuti spettri pollici del principio e della fine tra le quote -30 e -20.

LE STRUTTURE TETTONICHE NEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE SUPERIORE E DELL'OLOCENE

Nei sedimenti di questi due intervalli cronologici non ho rintracciato strutture che con certezza documentino dislocazioni tettoniche come faglie, pieghe o inclinazioni di strati a valori incompatibili con la clinostratificazione di depositi di spiaggia ed eolici⁽¹⁾.

Tutti i lembi di terrazzi marini riferibili al Pleistocene superiore che si sono conservati in Toscana appaiono da orizzontali a inclinati verso mare di 20'. Queste ultime misure sono risultate dalle spianate di abrasione dei terrazzi di Livorno e di Rosignano Solvay estesi su alcune decine di km² e rientrano molto bene nel modellamento conseguente allo sviluppo di una trasgressione eustatica.

Già ho indicato in 15 m la quota massima raggiunta dai sedimenti marini sui lembi conservati del Terrazzo del Pleistocene superiore in Toscana, quella minima è priva di significato in quanto non è disponibile alcun dato sulla quota dalla quale è iniziata la trasgressione tirreniana. Di conseguenza la posizione del Terrazzo del Pleistocene superiore nelle varie località può essere presa in considerazione per valutare l'eventualità di movimenti di sollevamento ma non quella di movimenti di sprofondamento. Inoltre il fatto che la superficie del mare non coincide con un ellissoide di rotazione infirma la possibilità di correlazioni a grandi distanze tra quote di terrazzi eustatici coevi.

Tenuto conto degli impedimenti di cui sopra e considerando che comunque la misura delle quote massime alle quali attualmente si trovano sedimenti marini della maggiore ingressione tirreniana comunemente può comportare errori di valutazione nell'ambito del metro, ritengo che i dati a disposizione sulle possibilità che lembi del Terrazzo del Pleistocene superiore in Toscana siano sollevati non permettono misure molto precise ma siano sufficienti per negare l'esistenza di sollevamenti maggiori di 5 m. In questo ambito se questi

⁽¹⁾Sul riferimento, già citato, all'esistenza di strutture del genere nella Piana di Livorno non insisto in quanto non è stato accompagnato dalla precisazione delle località nelle quali queste strutture sarebbero visibili. Invece sono molto diffuse, negli affioramenti di "Panchina" sia di Livorno (LAZZAROTTO *et alii*, 1990), sia di Rosignano (BARTOLETTI *et alii*, 1986), le fratture senza spostamento con piani subverticali e direzioni sia longitudinali sia trasversali a quelle degli strati. Queste strutture sembrano dovute alla giacitura di questa roccia in un banco sottile, esteso e rigido sopra un substrato assai plastico di argille.

movimenti fossero avvenuti uniformemente nei 125.000 anni che ci separano dalla massima trasgressione del Tirreniano, il sollevamento sarebbe avvenuto ad un tasso di 0,04 mm all'anno.

Difficoltà ed incertezze maggiori riguardano le valutazioni delle misure sull'esistenza di movimenti subsidenti nel sottosuolo delle pianure. Infatti dalle stratigrafie dei pozzi non è stato finora possibile trarre affidabili informazioni sulla stratigrafia delle formazioni sepolte del Pleistocene medio e di quelle del superiore pre-würmiano. Si sono solo ottenute notizie sulle sequenze würmiane ed oloceniche, essendo le tirreniane e intratirreniane con ogni probabilità state erose durante le grandi fasi di approfondimento di oltre 100 m dei letti fluviali conseguenti l'abbassamento del livello del mare. Inoltre va sempre tenuto presente che la compattazione e perdita d'acqua dei sedimenti ne causano la subsidenza con valori possibili anche nell'ordine di alcune decine di metri in una successione di sedimenti sciolti e inconsolidati di oltre un centinaio.

Finora lo studio comparato tra dati stratigrafici e misure geodetiche è stato tentato solo nella Pianura di Pisa (GALLETTI FANCELLI, 1979; PALLA *et alii*, 1976). Tenuto conto dell'evoluzione recente della pianura, di alcune misure radiometriche in alcuni livelli sepolti e delle possibili variazioni eustatiche del livello del mare, sono stati calcolati valori della subsidenza che indicano uno sprofondamento medio annuo compreso tra 2 e 4 mm, compatibile con la sola compattazione dei sedimenti. Ma valori puntuali ben maggiori sono risultati in specie per le località sottoposte ai maggiori emungimenti idrici né ancora sono stati realizzati collegamenti geodetici ripetuti nel tempo tra linee della pianura, senza dubbio in subsidenza almeno diagenetica, e della montagna probabilmente in sollevamento.

CONCLUSIONI

I problemi aperti nello studio del Quaternario costiero della Toscana sono ancora molti. Se indubbi progressi sono stati ottenuti negli ultimi venti anni in specie nelle conoscenze stratigrafiche, tettoniche, morfologiche, paleogeografiche, altrettanti campi di ricerca sono rimasti nettamente meno indagati. Mi riferisco in particolare alla rarità di una reale collaborazione tra perforatori e studiosi e allo scollegamento dei geodeti con i geologi, archeologi e storici che invece hanno dimostrato di sapere collaborare.

Senza l'ingresso nei gruppi di ricerca di perforatori e geodeti è impensabile di condurre studi attendibili nel sottosuolo delle pianure che costituiscono gran parte della regione esaminata e sono state da sempre al centro delle attività umane. Profonde sono inoltre le differenze delle conoscenze tra le diverse aree geografiche: le Apuane e i dintorni di Grosseto sono stati tuttora pochissimo indagati.

Più che con delle conclusioni generali devo chiedere questo lavoro nella speranza di essere riuscito a prospettare sinteticamente i principali problemi di questo appassionante campo di ricerca.

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1994) - *Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini. Scala 1:50.000*. In: "La

- Pianura di Pisa e i rilievi contermini. La natura e la storia. A cura di R. Mazzanti, Mem. Soc. Geogr. It., 50.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., ANTONIOLI F., BELLUOMINI G., FERRANTI L., IMPROTA S., MANFRA L. & PROPOSITO A. (1992) - *Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale*. *Giornale di Geol.*, Serie 3a, 54, 165-193.
- ALESSIO M., BELLA F. & CORTESI C. (1964) - *University of Rome Carbon 14 dates II*. *Radiocarbon*, 5, 77-90.
- AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1983) - *Neotectonic Map of Italy*. Progetto Finalizzato Geodinamica CNR.
- ARIAS C., BIGAZZI G. & BONADONNA F.P. (1980) - *Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia Appenninica*. Contr. Carta Neotett. d'It. III, CNR, P.F.G. Neotett. 356, 1441-1448.
- BARSOZZI G., FEDERICI P.R., GIANNELLI L., MAZZANTI R. & 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 M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G., SANESI G. & 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.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., FONTANA D. & GASPERI G. (1990) - *Carta geologica del bacino del F. Albegna*. Scala 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze.
- BLANC A.C. (1934) - *Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia (Nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 43, 129-143.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MANNORI M.L., MARTINELLI P. & SANI F. (1987) - *La deformazione fragile, mesoscopica, dei depositi pleistocenici della bassa Val di Cecina, in Toscana*. Acta Naturalia Ateneo Parmense, 23, 253-264.
- BONAZZI U., FAZZINI P. & GASPERI G. (1992) - *Note alla carta geologica del bacino del Fiume Albegna*. Boll. Soc. Geol. It., 111, 341-354.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoaustrotono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., 49 "Scritti in onore di L. Trevisan", 17-98.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R. & 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.
- BROECKER W.S., KULP J.L. & TUCEK C.S. (1956) - *Lamont natural radiocarbon measurements III*. Science, 8, 77-90.
- BROECKER W.S. & VAN DONK J. (1970) - *Insolation changes, ice volumes and ¹⁸ record in deep-sea cores*. Rev. Geophys Space Phys., 8, 169-198.
- CERRINA FERONI A. & MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della parte meridionale dei Monti Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., 73, 1-60.
- CORTEMIGLIA G.C., MAZZANTI R. & PAREA G.C. (1984) - *Geomorfologia della Baia Baratti (Livorno-Toscana) e della sua spiaggia*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6 (1983), 148-173.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1990) - *Carta geologica della Provincia di Livorno a sud del Fiume Cecina*. Scala 1:25.000, S.E.L.C.A., Firenze.
- CRESTI G. & GALIBERTI A. (1979) - *Rinvenimento di un bifacciale acheuleano presso S. Vincenzo (Prov. di Livorno)*. Rassegna di Archeologia, 1, 6-16.
- DANI A. (1980) - *Il Paleolitico del medio Valdarno inferiore*. In: "Preistoria d'Italia alla luce delle ultime scoperte". Atti II Conv. Naz. Preist. e Protost., 6-8/12/1980, Pescia.
- DOMINICI S., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1994) - *Carta degli elementi geologico-morfologici e storici dei dintorni di S. Miniato (Pisa)*. Scala 1:25.000. L.A.C., Firenze.
- EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. J. Geol., 63, 538-578.
- FAIRBRIDGE R.W. (1966) - *Mean sea level changes longtermustatic and other*. In: "The Encyclopedia of Oceanography", New York, Reinhold, 1021.
- FEDERICI P.R. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche del bacino di Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*. In: "Il bacino del Massaciuccoli III", Consorzio Idraulico, Viareggio, 27-52.
- FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore*. Boll. Soc. Geogr. It., 5, 573-615.
- FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (in stampa) - *Note sulle pianure costiere della Toscana*. Mem. Soc. Geogr. It., 53.
- FERRARA G., FORNACA RINALDI G. & TONGIORGI E. (1961) - *Carbon 14 Dating in Pisa II*. *Radiocarbon*, 3, 99-104.
- FERRARA G., REINHARZ M. & TONGIORGI E. (1959) - *Carbon 14 Dating in Pisa I*. *Radiocarbon*, 1, 25-32.
- GALIBERTI A. (1974) - *Industria tipo "Pebble Culture" nella zona di Bibbona (Livorno)*. Riv. Sc. Preist., 29, 213-217.
- 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.
- GALIBERTI A., GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANESI G. (1982) - *Schema stratigrafico del Quaternario della zona compresa tra Castiglioncello, Guardistallo, S. Vincenzo (Toscana Marittima)*. Atti XXIII Riun. Sc. Ist. Preist. e Protost., Firenze 7-9 maggio 1980, 499-509.
- GHELARDONI R., GIANNINI 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.
- GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981) - *I sedimenti del Pliocene e del Pleistocene inferiore della zona compresa fra Riparbella e Bibbona (province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 41-56.
- GIANNIELLO G., LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1960-62) - *Carta geologica del Monte Argentario - Grosseto e del Promontorio del Franco (Isola del Giglio) - Grosseto*. Scala 1:25.000, L.A.C., Firenze.
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (Province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., 81, 99-224.
- GRAUSO S. & ZARLENGA F. (1991) - *Il Quaternario di P.ta dell'Avoltore (Monte Argentario-Toscana Meridionale)*. Il Quaternario, 4, 311-326.
- HEARTY P.J. & DAI PRÀ 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.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalveti*. Suppl. 2 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 11, 1-85.
- MANCINI F. (1960) - *Sulla geologia della Piana d'Albegna (Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., 79, 1-90.
- MARRONI M., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia delle Colline Pisane*. Suppl. 1 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 11, 1-40.
- 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.mo*. Suppl. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 6 (1985), 207-246.
- MAZZANTI R., PARIBENI E., STORTI S. & VAGGIOLI M.A. (1990) - *La Pianura Versiliese nel contesto geomorfologico*. In: "Etruscorum ante quam Ligurum. La Versilia tra VII e III secolo a.C.", Pontedera, 33-43.
- MAZZANTI R. & SANESI G. (1987) - *Geologia e morfologia della bassa Val di Cecina*. Suppl. 1 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 7 (1986), 1-27.
- MENCHELLI S. (1984) - *Contributo allo studio del territorio pisano: Coltano e l'area dell'ex Padule di Stagno*. Studi Classici Orient., 34, 255-270.
- 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.
- PALLA B., CETTI T., POGGIANTI M., MENGALI E. & BARTOLINI A. (1976) - *I movimenti verticali del suolo nella pianura pisana dopo il 1920 dedotti dal confronto di Livellazioni*. Provincia e Comune di Pisa.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45 (1990), 425-451.

- SAMMARTINO F. (1986) - *Ritrovamenti preistorici nel territorio di Rosignano M.mo*. Suppl. 1 Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 6 (1985), 185-193.
- SAMMARTINO F., BUONACCORSI G. & TESSARI R. (1985) - *Due manufatti acheuleani rinvenuti a Casa dei Ghiacci nella Tenuta di Suese presso Livorno*. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 6, 131-137.
- SEGRE A. (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. (1959) - *Giacimenti pleistocenici con fauna e industria litica a Monte Argentario (Grosseto)*. Riv. Sc. Preist., 14, 1-18.
- SHACKLETON N.J. (1969) - *The last interglacial in the marine and terrestrial records*. Proc. Roy Soc., B, 174, 135-154.
- STODUTI P. (1982) - *Il Paleolitico del territorio Livornese*. In: "Studi sul Territorio Livornese: Archeologia, Antropologia, Geologia", Centro Livornese di Studi Archeologici, 31-45.
- TREVISAN L., BRANDI G.P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P. TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971) - *F° 105-Lucca*. Note Illustrative C.G.I., II Ediz. Serv. Geol. d'It.

