



Macro-fossili nel calcare detritico conchigliare del Pliocene medio della Val di Cecina.

Le dimensioni di ogni fossile (nominato nell'ultimo paragrafo dell'articolo) possono essere ricavate, per es., dalla larghezza del Clypeaster centrale, corrispondente a 16 cm, considerando le due dimensioni nella stessa scala. (Foto P. Pistoia)

IL NEOAUTOCTONO A POMARANCE E DIN- TORNI

di *Piero Pistoia*

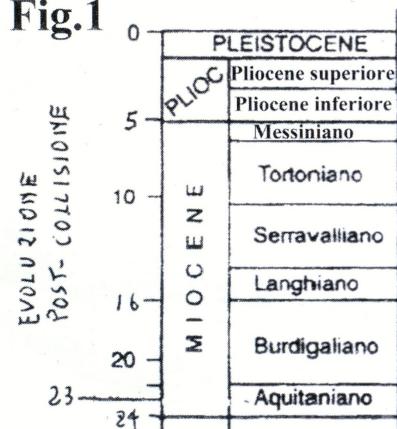
Introduzione - L'oggetto naturale, come quello estetico, è di per sé “alieno”, nel senso di “non esauribile razionalmente”. Può entrare però a far parte della Cultura umana, ma solo attraverso una “Storia”, che descriva, fra i tanti, un percorso razionale sull’oggetto complesso. Ogni oggetto naturale (sasso, minerale, fossile, insetto, fiore...) è cioè infinitamente denso di storie possibili (di “spirito” direbbe Leibniz); moltissime si possono già leggere nelle biblioteche degli umani; moltissime non sono state ancora raccontate; ma molte di più non saranno raccontate mai. Le storie più belle, se escludiamo favole e miti, sono quelle che parlano delle origini. Questo per dire che l’attività del collezionista di oggetti naturali acquisisce dimensione culturale solo se sorretta da *storie* che parlano, in particolare, delle origini. Nel prosieguo racconterò alcune di queste storie relative a quegli “oggetti” che si depositarono nell’ultimo mare, vedere nota [9], (gli oggetti appunto del Neoautoctono), per quei curiosi di media cultura che percorrono il nostro territorio alla ricerca.

Sintesi della Storia dell’Appennino Toscano, antecedente alle formazione del Neoautoctono

– La Storia che seguirà è la parte più “densa” dell’articolo e quindi la più “criptica”, ma anche la più vicina al fascino del mito, per cui si consiglia il lettore curioso ed interessato a cercare con pazienza il significato delle parole “calde” nel paragrafo aggiunto sulle definizioni dei tecnicismi, e trovare ulteriori chiarimenti nella bibliografia allegata. A partire da circa 20 milioni di anni fa, in sintesi 20 MAF, (per la Storia precedente, a partire da circa 300 MAF, vedere nota [1] e per l’approfondimento di questa, nota [2]), epoca nella quale si smorzarono le ultime pulsioni di compressione dell’*orogene*, nes-

suno sa con certezza come siano andate veramente le cose, per cui narreremo una breve storia fra le tante proposte, approssimativa, non definitiva né corretta fino in fondo, anche se fondata sugli indizi disponibili e facilmente aggiornabile. In linea di massima il cuneo orogenetico, che ammava le serie sedimentarie accumulate nei diversi bacini (domini) [10], ispessito dalla compressione fu soggetto, a partire da circa 20 MAF, ad un riequilibrio isostatico (*rebound*) con bombatura dell’*orogene* (*uplift*) che durò milioni di anni. Durante la oceanizzazione del mare Balearico (22-16 MAF; per seguire i processi nel tempo vedere Fig. 1), la litosfera, che trasportava come una zattera questa bombatura (orogene), insieme ad un frammento *ercinico* di zolla europea (Sardegna-Corsica) in coda, iniziò a ruotare in senso antiorario fulcrata a nord del golfo di Genova. A quel tempo la futura catena infatti era allineata alla placca europea in direzione ENE-OSO; oggi invece la penisola si allunga da NO a SE. Il rebound provocò rapide erosioni e grandi scivolamenti gravitativi a doppia vergenza, con rapido rinnovo della massa asportata, tramite veloci movimenti verticali di ulteriore massa (costituzione e “funzionamento” dell’*uplift*). Questi scivolamenti furono la causa del fenomeno della “serie ridotta” [10] nella Toscana meridionale e, data la rapidità del fenomeno, di una “zona d’ombra” (20-7.5 MAF) di magmatismo calco-alcalino (*amagmatic corridor*), perché la velocità di questo “meccanismo” impediva di raggiungere temperature opportune (600-650 °C). L’apertura dell’Oceano Corso

Fig.1



orientale (17-15 MAF) potrebbe aver determinato una distensione della zona a ovest dell'uplift, per cui potè rientrare il mare con il deposito, nel corso del Miocene medio-inferiore, del cosiddetto epiligure o semiautoctono (cioè depositi sul dorso delle unità alloctone ancora in traslazione) nella Toscana meridionale (arenarie della Piana del Marchese, di Manciano e Ponzano in progressione temporale da ovest ad est,

dal Burdigaliano sup., 18 MAF, al Serravagliano –Tortoniano inf., 10 MAF), ridefinendo queste formazioni come *Neoautoctono iniziale*, cioè deposte "in loco". Intanto l'orogene con il pezzo di Europa ercina in coda e con tutta la litosfera [6] continuava a ruotare verso oriente, scollato sulla astenosfera, canale di bassa velocità delle onde sismiche (*low velocity channel*); questo probabilmente 1) per fatti astronomici, in quanto un leggero rallentamento della rotazione terrestre avrebbe provocato la deriva (differenziata con i paralleli, minore a nord) verso est dell'astenosfera che agganciava la litosfera superiore, e nel contempo la stessa deriva avrebbe ostacolato l'immersione della placca che subduceva ad ovest, con migrazione verso l'Adriatico della linea lungo la quale la litosfera si flette (*roll-back*); 2) per l'uguaglianza delle densità medie della placca subdotta e della catena che avrebbe potuto sostenere lo stesso fenomeno di flessione.

Nel Tortoniano sup. (9-8 MAF), con l'oceanizzazione del mar Tirreno, si ebbe ancora una spinta verso est dei relitti dell'uplift ormai per lo più riequilibrato con l'azzeramento del rebound, mentre veniva lasciato indietro ad ovest il pezzo di Europa (Sardegna-Corsica).

In quel tempo proprio nel Miocene superiore si ebbe una distensione ad ampio raggio della zona a sud-ovest della Toscana, dove rientrò il mare (questa volta il Tirreno) che iniziò a scorrere, per abbassamento delle soglie, fra i

dossi (Horst), negli avvallamenti (Graben) separati da falangi dirette che si formarono in direzione appenninica. Si crearono bacini subsidenti dove si avvicendarono episodi lacustri, lagunari e marini, secondo le conformazioni delle soglie che aprirono più o meno al mare, complessi, articolati, spesso settoriali, raccogliendo i sedimenti del Neoautoctono del Miocene sup-Pliocene in particolare della zona in studio.

Per alcuni (Plesi G. (1998), [1]), nel corso dell'evoluzione di una catena di montagne, la formazione di una successione di zone di distensione e di compressione associate è legata proprio al meccanismo di subduzione. Così alle spalle del fronte della catena, la litosfera sprofondata nella subduzione tende a trascinare in basso la catena sovrastante già formata creando un campo di stress "tensionale", con assottigliamenti della catena stessa, formazioni di fosse tettoniche subsidenti e risalita di magmi profondi più o meno densi; mentre sul fronte stesso della catena in formazione, che spinge contro la placca in subsidenza, mantiene in questa fascia un campo di stress di compressione. Con l'orogene sarebbero migrate, nella fattispecie verso oriente, queste due fasce di distensione-compressione, concausa delle formazioni dei grandi bacini lacustri e marini nella zona di retrocatena (per es. a partire dal Tortoniano: formazione del mar Tirreno e dei bacini lacustri e marini subsidenti della Toscana Meridionale e dell'Umbria, di età tortoniana-messiniana e plio-pleistocenica (10-2 MAF)) e del ringiovanimento progressivo verso est del magmatismo acido fra Tirreno e la Toscana meridionale (granitizzazione a partire da 7.3-6 MAF), per non parlare dei terremoti in Toscana, Emilia, Umbria e Marche legati, i più profondi, alla subduzione verso ovest della litosfera adriatica sotto catena.





Così dopo la fase estensionale del Miocene medio-Tortoniano, che portò alla formazione della serie ridotta e ai depositi del primo Neoautoctono nella Toscana meridionale, seguirono nel Miocene superiore eventi distensivi, che aprirono in zona una fossa tettonica compresa fra la Dorsale medio-toscana e la Dorsale peritirrenica; fu in questa fossa che si scrisse la storia complessa dei depositi neoautoctoni del Miocene superiore e del Pliocene inferiore e medio anche della zona in osservazione con sollevamenti ed abbassamenti (*horst* e *graben*) specifici, per lo più verticali.

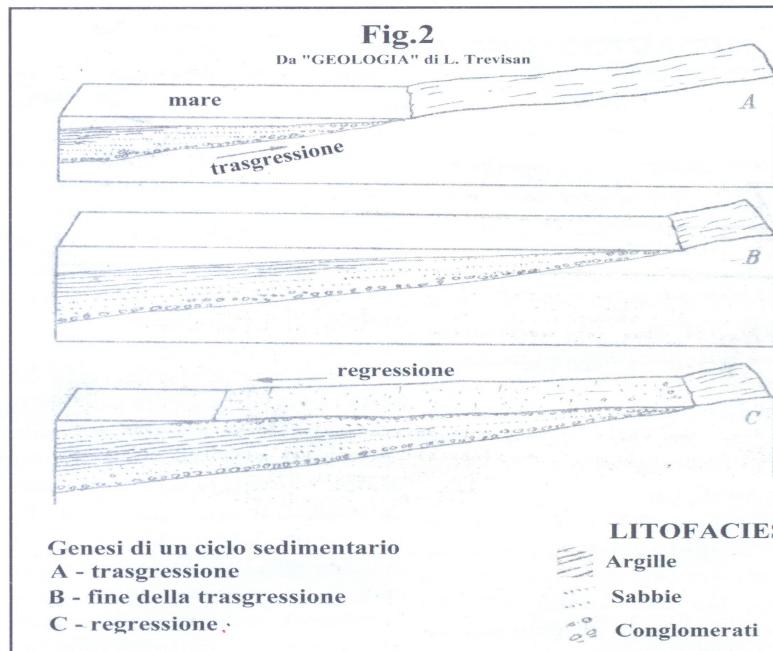
Per una chiara e qualificata sintesi sulla geologia dell'Appennino settentrionale vedere Lazzarotto A. (1993), [3]; per una approfondito studio anche sul Neoautoctono della zona di Pomarance con relative carte geologiche, da cui l'autore ha ripreso dati, riferimenti e le tre mini-cartine allegate per l'articolo, vedere Mazzanti E. (1966), [4]; Lazzarotto A. & Mazzanti R. (1978), [5]; A. Bossio, R. Mazzanti et alii (1995), [8].

Una Storia breve sul Neouautoctono del Miocene superiore

- A partire dal Miocene sup. (9-8 MAF), nella zona di Pomarance e dintorni, il Neoautoctono iniziò con sedimenti lacustri (conglomerati, marne a *Bythinia* e argille a piccoli *Lymnocardium* anche lignitifere) e, al di sopra, successivamente depositi di mare epicontinentale di ambiente iperalino, trasgressivi sopra le argille lacustri, di circa 50 m di spessore (*gessi inferiori*). Sopra ancora in concordanza si depositarono bancate di almeno 300 m di argille a *Pycnodonta navicularis* di ambiente marino a salinità anomala, con lastrine calcareo-arenacee e infine sempre in continuità e concordanza, in bacini subsidenti evaporitici, almeno 150 m di *gessi superiori*, la parte più alta dei

quali è sfruttabile come alabastro. Questa struttura per la presenza all'interno delle argille di materiale detritico in zona prossimale, potrebbe rappresentare l'effetto di un unico ciclo sedimentario: gessi al di sotto = trasgressione del mare; gessi al di sopra = regressione del mare, con le argille in eteropia di facies (Fig.2-Fig.3). Da notare che a S-W di Pomarance (zona podere Seranni) l'argilla a *navicularis* si riempì di clasti grossolani (conglomerati con bancate di gesso intercalate) ad indicare la vicinanza di una costa (un'isola del Miocene sup. in corrispondenza alla zona attuale di Libbiano-Micciano).

Nella serie di Pomarance, al di sopra dei gessi superiori e nelle vicinanze delle sponde, in discordanza sopra svariate formazioni del Miocene sup. (argille a *Pycnodonta*, gessi inferiori o addirittura il lacustre), come ultimo segmento del Miocene si depositò, in un ambiente di sedimentazione dulcicolo-salmastro (trasgressione di acqua marina su acqua dolce), una serie di formazioni eterogenee dette del "lago-mare" di un centinaio di metri di spessore (visibile per es. presso il Podere San Carlo), costituita da una successione di banchi argillosi-sabbiosi, di strati a lenti di gesso clastico (detritico) o rigenerato, a cui si mescolò un conglomerato a ciottoli poligenici, dominante alla base per 20-30 m, provenienti dallo stesso bacino evaporitico, dalle formazioni Liguri già emerse e dal granito di Monte Capanne dell'Elba, distante un centinaio di Km (aplite porfirica, porfido granitico, eurite). Non è escluso che in questo conglomerato fossero finiti anche ciottoli dell'erosione del conglomerato inferiore del lacustre (ciottoli colorati in "rosso ematite"); ciò avvalorà l'ipotesi che nella zona si ebbero, al termine del Miocene, forti sollevamenti di alcune aree pur limitate con movimenti tettonici differenziali delle zone di sponda, la cui erosione avrebbe interessato, proprio in queste particolari zone, praticamente buona parte del neoautoctono



del Miocene sup. (Fig.4); per continuità della serie. non parlare dei movimenti più estesi che avrebbero collegato la zona con l'area elbana attraverso una regione emersa. Così fra Podernuovo e Palagione, la base di questa formazione lagomare fu trasgressiva sopra le argille a *navicularis* mioceniche, come a dire che prima della sua trasgressione furono erosi in questo posto ben 150 m di gessi superiori situati sopra alle argille a *navicularis*. Anche al Podere Seranni a sud-ovest di Pomarance esiste discordanza fra la stessa formazione del conglomerato a ciottoli aplitici e le grandi bancate di gesso sottostanti. In generale nelle altre zone, si mantiene la

Nella serie di Saline sembra manchi invece questo conglomerato: l'ultimo segmento di Miocene a Saline consisterebbe infatti di banchi di gesso e salgemma intercalati da argille e sabbie fini. All'inizio del Pliocene, come si vedrà, in generale si depositano, in continuità e concordanza direttamente su queste formazioni del tetto miocenico di bacini bassi, le argille azzurre anche del mare piuttosto profondo; ciò viene spiegato da una accelerazione della subsidenza e dai rapporti di apertura fra Atlantico e Mediterraneo.

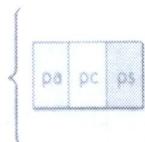
In particolare invece sugli strati sollevati ed erosi il mare del Plio-

SISTEMA POMARANCE

(Geologia della Sicilia - Città di Palermo)

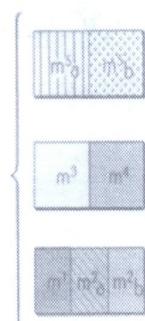
FORMATIIONI NEOAUTOCTONE

PLIOCENE



- ps - Calcarei detritici, sabbie e argille sabbiose con fossili marini
- pc - Conglomerati con ciottoli costituiti in prevalenza da elementi del Flysch calcareo-marnoso (cg), lenzi di argille con fossili marini; Elementi di Flysch calcareo marnoso (cg) frenati durante la sedimentazione della formazione pc
- pa - Argille marine con *Pycnodonta navicularis*

MIOCENE SUPERIORE



- m⁵a - Gessi, argille, arenarie friabili e conglomerati con ciottoli di aplite porfirica, di porfido granitico e di gesso
- m⁵b - Conglomerati ad elementi prevalentemente della formazione ophiolitifera, piccoli noduli di gesso
- m⁴ - Gessi con arenarie friabili, sabbie, argille marnose
- m³ - Argille con lastrine calcareo-arenacee a *Pycnodonta navicularis*
- m²b - Argille spesso lignitifere, lacustri
- m²a - Sabbie e marne sabbiose lacustri con *Bithynia*
- m¹ - Conglomerati lacustri

SERIE NEOAUTOCTONA DI POMARANCE

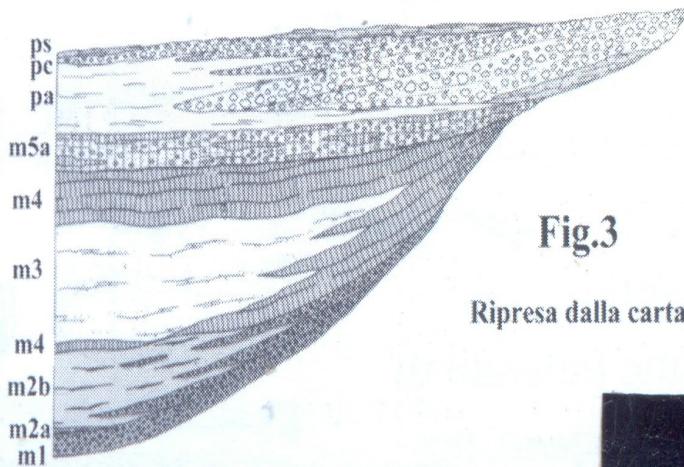


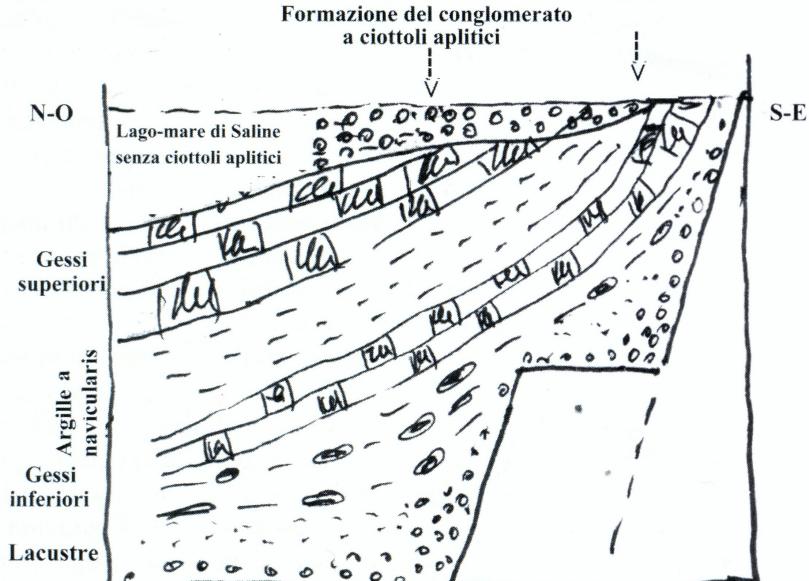
Fig.3

Ripresa dalla carta geologica di Mazzanti (1966)



Fig.4

Pomarance



SITUAZIONE AL TETTO DEL MIOCENE SUPERIORE

cene inferiore sarà trasgressivo e discordante e di natura diversa (è per la vicinanza della costa).

Così l'erosione portò a nudo del Pliocene un rinnovarsi della subsidenza portò di nuovo ad un abbassamento della zona e il mare rientrò sulla terra ferma. In gene-

poco a nord della confluenza del Rimonese ecc... A N-E di San Dalmazio invece l'erosione continuò fino all'inizio del Pliocene medio,

quando sparì tutta la copertura pre-miocenica (Cartina N.3), scoprendo addirittura le ofioliti della falda sottostante (nella zona della Pieve di S. Dalmazio,

a ridosso del sentiero che scende nel Pavone si vede il contatto),

indizio della presenza per tutto il Pliocene inf. di un rilievo fra Larderello e la Rocca Sillana, lungo la sponda destra del Possera.

La zona della Rocca Sillana era immersa anche nel lago miocenico (presenza del lacustre subito sotto di essa). Che ci fossero aplitici),

rilievi in zona nel Pliocene inf. è inserita appunto fra i sedimenti del Pliocene inf., fra Larderello e Poggio alla Pertica.

Da notare, fra parentesi, che la cristallizzazione del magma granitico di Monte Capanne avvenne circa 7-6 MAF, per cui il limite Miocene-Pliocene nella nostra

zona dovrà essere inferiore (è stato posto a 5 MAF).

Una storia breve sul Neoautoctono pliocenico - All'inizio

del passaggio Miocene-Pliocene in zona avvenne in continuità e concordanza di sedimentazione:

argille azzurre in "trasgressione concordante" col la formazione

del conglomerato a ciottoli aplitici nella serie di Pomarance, mentre

dalla parte delle sponde, la roccia della pliocenica, sempre concordante

con la stessa serie, divenne ora un conglomerato senza ciottoli aplitici, ora un calcare detritico

indichigliare. Solo in alcune località vicino alla costa il basso

Pliocene fu trasgressivo e discordante sopra le formazioni piegate

e più o meno parzialmente erose del Miocene superiore come già

accennato. Qui il basso Pliocene si presentò come conglomerato

di *trasgressione* (senza ciottoli

sotto di essa), associato a calcare

detritico arenaceo (volgarmente

documentato anche da una frana "tufo"), spesso fragile e ricco di

fossili, in prevalenza al contatto fra il calcare ed i conglomerati.

In certi casi la trasgressione (calcare detritico) fu discordante

contemporaneamente sopra il conglomerato aplitico e i gessi

superiori, sotto il Podere Stillano verso ovest e a nord di Montecer-

boli e, altrove, sull'Alloctono.

Questo calcare detritico arenaceo, con le sue variazioni più o meno sabbiose-argillose, spesso ricco di fossili, su cui è costruito anche il paese di Pomarance, diffuso in varie plaghe (per es., Buche Fiorentine sotto Montecastelli e altrove) potrebbe in prima istanza sembrare indicativo degli estremi di un unico ciclo sedimentario pliocenico (Fig.2-Fig.3): questo calcare infatti insieme col conglomerato sembra in eteropia di facies, per quasi tutto il Pliocene inferiore, con le argille azzurre, fino ad una presunta *regressione* del Pliocene medio con una associazione rocciosa analoga (mancherebbero i sedimenti del Pliocene sup. in quanto la zona all'epoca era fuori dal mare), analogamente ai rapporti già visti in altri cicli (es., argille a navicularis incuneate nelle due formazioni evaporitiche), come accade del resto alle formazioni plioceniche del Volterrano, a Nord del fiume Cecina e verso l'Alta Val D'Era (un unico ciclo copre l'intero Pliocene marino). Così l'età di questo *calcare detritico arenaceo conchigliare* e conglomerati associati non sarebbe unica, ma andrebbe dal Pliocene inferiore a quello medio con continuità. In effetti nell'area a sud del fiume Cecina le cose sembrano più complicate. Sullo studio della microfauna è stato possibile raggiungere alcune conclusioni. Intanto sembra che tutte queste formazioni corrispondano o al Pliocene inferiore o al Pliocene medio e alla base del Pliocene trasgressivo (non regressivo), come a E di S. Dalmazio, sopra le ofioliti (Cartina 3). Sintetizzando e talora semplificando, possiamo affermare che i calcari detritici hanno due età diverse. Quelli al di sotto delle argille azzurre sono del Pliocene inferiore basale - zona ad ovest di Stillano (cartina 2) e di Fontebagni e quella a S-S-W di Pomarance intorno a Poggio della Fornace (cartina 1) -; mentre i calcari detritici al di sopra delle argille azzurre (la grossa plaga da Pomarance a Casino del Bulera, il frammento delle Roccaie e la zona di San Dalmazio) sono del Pliocene medio basale. Il conglomerato, a ciottoli provenienti principalmente dal Flysch Calcareo-Marnoso [10] (Larderello), invece sembra coprire con grandi bancate tutto il Pliocene inferiore, anche se esistono conglomerati sopra il calcare del Pliocene medio. I calcari basali del Pliocene inferiore insieme alle altre formazioni dello stesso periodo possono essere trasgressivi su varie formazioni del Miocene sup. o dell'alloctono (come a destra del T. Trossa, sul fiume, poco a N della confluenza col T. Riminese, ad ovest di Santa Maria); mentre quelli basali del Pliocene medio possono essere trasgressivi sopra varie formazioni del Pliocene inferiore, Miocene sup. o Alloctono (fra il P. San Francisco e zona Poggiamonti, sopra le argille del Pliocene inf. e la formazione del conglomerato a ciottoli aplitici contemporaneamente), se è vero che le trasgressioni sono sempre precedute da attività erosionali. In generale questi sedimenti pliocenici corrispondono a due Graben di direzione appenninica (NW-SE), quello di Pomarance-San Dalmazio e quello di Poggio alla Pertica a ovest di Montecerboli, separati dall'Horst di S. Michele; perforazioni eseguite nei Graben hanno messo in luce la mancanza di buona parte del Miocene sup. nella loro metà sud-occidentale. Concludendo esistono due tipi di calcari detritici conchigliari trasgressivi: uno superiore che inizia nel Pliocene medio, spesso fossilifero al contatto con un conglomerato sottostante (es., Pod. Oliveto) o al di sopra (es. Pod. Roccaie); l'altro alla base del Pliocene inferiore, per cui durante il Pliocene nella zona in studio si avrebbe un primo ciclo che copre il Pliocene inferiore ed uno nel Pliocene medio; le due regressioni corrisponderebbero rispettivamente a bancate di conglomerato al tetto del Pliocene inf. e al tetto del Pliocene medio (quest'ultime in specie a sinistra e destra del torrente Pavone).



L'ambiente marino della zona fossilifera di questo calcare era di facies tipo *biostroma*, cioè di mare basso, sotto costa, certamente più caldo di quello di oggi, nettamente mosso, così da "macinare" resti organici ed inorganici sul fondo, liberandolo della componente argillosa e rendendolo permeabile alle acque ossigenate carbonatiche, favorendo una vita rigogliosa della *fauna bentonica* (che vive sul fondo) e dove il calcare ha più componente argillosa, lì il mare era più profondo. Ciò spiega la presenza di grossi macrofossili, spesso calchi (vedere Foto): Lamellibranchi (*Ostrea lamellosa*, *Clamys latissima* (le piccole *Clamys* sono raramente conservate intere), *Spondylus spinosus*, *Glycymeris maxima* con la sua ampia cerniera taxodonte (vedere Foto), *Hinnites crispus*, il genere *Isognomon*, la *Pycnodonta navicularis*, lo stesso *Pecten jacobeus*, ecc.), qualche genere di Echinidi (alcune specie del pentagonale *Clypeaster* come l'*altus*, l'*africanus*, il *grandiflorus* ed altri generi tondegianti più piccoli come *Echinolampas*, *Echinoclipeus*, il genere *Spatangus* con fossetta...), Brachiopodi (qualche specie di *Terebratula*, come l'*ampulla*), Gasteropodi (*Astrea* con due specie, qualche specie di *Turritella*, *Conus* ecc., per lo più calchi), Artropodi con i grossi Megabalani, Scafopodi col genere *Dentalium*, insieme ad Alghe calcaree, Spongiari, Celenterati (esemplari isolati di Corallo, come *Flabellum* o a ventaglio, come *Scleractinia*) ecc.. Ma questa è un'altra storia.

BIBLIOGRAFIA E NOTE

1 - Per ulteriori chiarimenti sull'evoluzione dell'Appennino vedere:
Elter P. (1985), "Introduzione allo studio dell'Appennino Sett. nel quadro del sistema alpino", Suppl. n. 1 ai

quaderni Mus. Stor. Nat., Livorno, 6:1-21.

Plesi G. (1998) "L'Appennino Sett., processi e tempi di formazione di una catena montuosa", Il Sillabario, N.1;

Pistoia P. (1999) "Una storia piccola dell'Appennino Sett. (225-100 MAF)", Il Sillabario, N. 2;

Pistoia P. (1999) "Cenni alle prime fasi evolutive dell'Appennino Sett. (300-20 MAF)", Il Sillabario, N. 4;

2 - Elter P. (1994), "La fase post-nappe nella Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino Sett.", Atti Tic. Ac. Terra, n. 37, 173-193;

Carmignani L. et alii (1995), "Relazione fra Bacino Balearico, il Tirreno Sett. e l'evoluzione neogenica dell'Appennino Sett.", Studi geologici CAMERTI, vol. sp., 225-263.

3 - Per una chiara e qualificata sintesi sulla geologia dell'Appennino Settentrionale:

Lazzarotto A. (1993) "Elementi di Geologia" Silvana Editoriale, 19-87.

4 - Mazzanti E. (1966), "Geologia della zona di Pomarance-Larderello", Mem. Soc. Geol. It. Vol. V, 105-138, 15 ff.

5 - Lazzarotto A. & Mazzanti R. (1978), "Geologia dell'Alta Val di Cecina", Boll. Soc. Geol. It., 1365-1487, 31 ff.

6 - Bosellini A. (1992), "Tettonica delle placche e geologia", Italo Bovolenta editore.

7 - Trevisan L. (1960), "Elementi di Geologia", Ballerini, Pisa.

8 - A. Bossio, E. Mazzanti et alii (1996), "Il bacino di Volterra: notizie preliminari sull'evoluzione della sua area centro meridionale durante il Pliocene.

9 - A nord del fiume Cecina e di Volterra, fuori dall'area in studio, ci fu un breve episodio marino del Pleistocene (Quaternario) con argille a Cyprina islandica e al di sopra le sabbie di Nugola Vecchia.

10 - Nei due Domini Liguri oceanici si depositarono l'Unità ofiolitifera superiore con argille e calcari pa-lombini e l'Unità ofiolitifera inferiore

(Formazione di Lanciaia con alla base il Flysch calcareo-marnoso); nei domini continentali, si depositarono le falde Australpine (delle quali fa parte la Formazione marnoso-arenacea della zona di Castelnuovo V.C.) e le Toscane. Nella nostra zona la Falda Toscana manca di termini, per cui è detta Serie ridotta.

Brevi definizioni di parole e concetti tecnici RIPORTATI Nell'articolo

Ciclo sedimentario – Si tratta di formazioni rocciose comprese fra una *trasgressione* (avanzata del mare sulla terra ferma) ed una sua *regressione* (ritiro del mare dalla terra ferma). Vedere Fig.2.

Ciottoli poligenici – Ciottoli di diversa natura, origine e composizione.

Cuneo orogenetico – E' l'insieme di tutte le formazioni rocciose "strizzate" nella fase di compressione, durante l'evoluzione di una catena di montagne.

Discordante – Se la nuova sedimentazione non avviene in continuità con quella precedente, quando la roccia precedente ha subito deformazioni ed erosioni per cui la pendenza dei propri strati è diversa da quella successiva.

Equilibrio isostatico – E' simile all'equilibrio idrostatico, ma è riferito a masse rocciose di diversa densità su grande scala, che in tempi lunghi sotto condizioni fisiche particolari si comportano come oggetti plastici.

Ercinici – Aggettivo che si riferisce ai relitti delle catene di montagne del Paleozoico (*ogenesi ercinica*), ormai fortemente erose al tempo delle catene alpino-appenniniche (*ogenesi alpina*).

Eteropia di facies – Per eteropia si intende il passaggio laterale tra depositi coevi di facies diverse. La facies di un deposito sedimentario è l'espressione di un ambiente o paesaggio (es., facies pelagica, litorale...). Se però riguarda solo gli aspetti petrografici e strutturali viene detta litofacies [7] (Fig.2-3)

Faglia – Sono delle rotture con scorrimento delle masse rocciose lungo un piano (*specchio di faglia*). Faglia diretta o normale (tetto in discesa)=distensione; faglia inversa (tetto in salita)=compressione.

Falda di ricoprimento – Vedere "Oceanizzazione".

Litosfera – La litosfera, costituita dalla crosta oceanica o continentale

e dal mantello litosferico, rappresenta il guscio terrestre esterno che poggia sull'astenosfera. La litosfera oceanica è spessa circa 75 Km e quella continentale da 110 a 135 Km. In corrispondenza delle zone di rifting o dorsali oceaniche, però, lo spessore diventa minimo.

Mare epicontinentale – Un mare poco profondo su roccia continentale (granito). Vedere anche "Oceanizzazione".

Neoautoctono – Si tratta di masse rocciose che nel tempo sono rimaste nel luogo di origine; il prefisso neo- (nuovo) indica che nel tempo geologico ce ne furono altre molto tempo prima (es. l'autoctono toscano). Sono rocce depositate nell'ultimo mare che ha bagnato il nostro territorio.

Oceanizzazione – E' il processo per cui in un mare su roccia di natura continentale (granito), per effetto di profonde fratture in periodi di distensione, risalgono sul fondo magmi ultrabasici (poverissimi di silice) dal mantello terrestre riempiendo la frattura che successivamente si aprirà di nuovo e si riempirà di nuovo e così via (*rifting*), determinando una nuova copertura sul fondo oceano. Pezzi di queste rocce basiche ed ultrabasiche (peridotiti spesso alterate in serpentiniti, gabbri e diabasi) durante la formazione delle montagne rimangono intrappolati (*ofioliti*) nelle formazioni sovrastanti che, molto estese, traslate per centinaia di Km, si ritrovano lontane dal loro posto di origine (*falde alloctone o falde di ricoprimento*).

Ofioliti – vedere "Oceanizzazione"

Orogene – E' la zona in cui si costruisce una catena di montagne; talora si dice orogene della stessa catena in formazione.

Regressione – vedere "Ciclo sedimentario"

Subsidenza – Si dice che un bacino è subsidente se pur poco profondo, può accogliere anche centinaia di metri di sedimenti, in quanto man mano che aumenta il deposito tende ad approfondirsi.

Subduzione – E' il fenomeno per cui durante la chiusura di un oceano per avvicinamento dei margini continentali, la litosfera tende a immergersi sotto uno dei due continenti.

Trasgressione – vedere "Ciclo sedimentario"

Vergenza – Con questo termine si indica la direzione verso cui sono stati spinti gli elementi tettonici ed in particolare le falde.

Dott. Piero Pistoia