

BERTINI G.(*), CAMELI G.M.(*), COSTANTINI A.(**), DECANDIA F.A.(**), DI FILIPPO M.(****),
DINI I.(*), ELTER F.M.(**), LAZZAROTTO A.(**), LIOTTA D.(**), PANDELI E.(***),
SANDRELLI F.(**) & TORO B.(****)

STRUTTURA GEOLOGICA FRA I MONTI DI CAMPIGLIA E RAPOLANO TERME (TOSCANA MERIDIONALE): STATO ATTUALE DELLE CONOSCENZE E PROBLEMATICHE

RIASSUNTO

Lo studio di una sezione geologica, orientata circa W-E, che attraversa tutta la Toscana meridionale e di due altre sezioni che interessano il solo bacino neogenico di Siena-Radicofani, ha consentito di affrontare le problematiche connesse con i più importanti temi geologici della Toscana meridionale; tali temi riguardano il "basamento" toscano, la "serie ridotta", la struttura Rapolano-Cetona e, infine, la tettonica distensiva post-tortoniana.

Per quanto concerne il "basamento" toscano, è stato possibile riconoscere, tramite studi di superficie e di sondaggi profondi, due grandi unità tettoniche sovrapposte: una unità superiore (Unità di Monticiano-Roccastrada) interessata da deformazioni alpine che si sovrappongono in parte a deformazioni erciniche ed una unità inferiore (Complesso degli gneiss) a strutturazione ercinica. La sovrapposizione delle due unità è marcata da una fascia milonitica realizzata nel corso dell'orogenesi alpina.

La struttura Rapolano-Cetona, analizzata sulla base di studi geologici e geofisici, è costituita da due complessi sedimentari sovrapposti dei quali quello superiore appartiene alla successione toscana e quello inferiore alla successione umbra. I due complessi sono separati da un potente livello evaporitico.

Lo studio dei rapporti fra le "Liguridi" ed il loro substrato nell'area a "serie ridotta", ha messo in evidenza la presenza di strutture che, con geometria del tipo *flat-ramp-flat*, interessano le unità liguri e la Falda toscana senza coinvolgere il "basamento". Esistono più strutture con tale geometria ma la principale è quella che collega la base delle Liguridi con il Calcare cavernoso del Trias superiore. I movimenti lungo le superfici *flat-ramp-flat*, hanno sempre determinato l'abbassamento del tetto rispetto al muro, permettendo la sovrapposizione delle Liguridi su tutti i termini della successione toscana ma, soprattutto, sul Calcare cavernoso (fenomeno della "serie ridotta"). Tali movimenti dunque, devono essersi verificati in regime distensivo e dopo la messa in posto delle Liguridi sulla Falda toscana, in un periodo di tempo compreso fra il Miocene medio ed il Tortoniano superiore.

Alla tettonica distensiva pre-tortoniana superiore che ha determinato una estensione di almeno il 60%, segue lo sviluppo di una nuova fase distensiva. Quest'ultima si esplica attraverso faglie dirette listriche che tagliano tutte le strutture precedentemente formatesi; la principale di queste faglie costituisce il bordo orientale del Bacino di Sie-

na-Radicofani. L'estensione verificatasi nel post-Tortoniano è dell'ordine del 6-7%.

Un particolare significato, nel quadro di un generale regime distensivo, lo assume l'orizzonte riflettente K, individuato dalle prospezioni di sismica a riflessione svolte negli anni '80. Quest'orizzonte viene qui interpretato come un livello milonitico che segna il passaggio fra una parte della crosta caratterizzata da un comportamento fragile ed una caratterizzata da un comportamento duttile.

Lungo la sezione che attraversa la Toscana meridionale è stato elaborato un modello gravimetrico che si accorda con le conoscenze geologiche sulla Toscana meridionale.

ABSTRACT

A roughly W-E geological section across the whole southern Tuscany and two other ones crossing the neogenic Siena-Radicofani Basin are here presented in order to discuss the main topics about the geology of southern Tuscany. These topics are: the tuscan "basement", the so-called "serie ridotta", the Rapolano-Cetona structure and the post-Tortonian extensional tectonics.

In the tuscan "basement", two overlapping tectonic units have been recognized by means of field-work and deep drilling data. The upper unit (Monticiano-Roccastrada Unit) is deeply affected by the alpine deformations which, in its lower part, overprint the hercynian ones. On the contrary, the lower unit (Gneiss Complex) is characterized by well preserved hercynian structure. The boundary between the two units is marked by mylonitic level of Alpine age.

The Rapolano-Cetona structure has been studied through geological and geophysical surveys. It is constituted by two overlapped sedimentary complexes: the upper complex consists of formations belonging to the tuscan sequence while the lower one is made up by formations referable to the umbrian sequence. Such complexes are divided by a thick evaporitic layer.

The relationships between the Ligurid Units and their substratum were studied in the "serie ridotta" outcropping area where many faults with flat-ramp trajectory affect the Ligurids and the Tuscan nappe without involving the "basement". The most important of them puts basal Ligurids above Late Triassic tuscan anhydrites. The movements on such faults have always determined the displacement of the hanging wall downwards relative to the footwall permitting the Ligurids to overlay all the tuscan rocks included the triassic anhydrites with a strong elision of the tectonic pile ("serie ridotta" frame). Such results are a consequence of an extensional regime occurred after the emplacement of the Ligurids upon the Tuscan nappe, in a time span between the Middle Miocene and the Tortonian. An estimate of this pre-Tortonian extension gives a minimum value of 60%.

Such event was followed by a later development of normal listric faults that cross all the pre-existing structures. The

(*) ENEL -D.P.T./V.D.A.G. - Via Andrea Pisano, 120 - Pisa
(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Via della Cerchia, 3 - Siena.
(***) Dipartimento di Scienze della Terra - Via G. la Pira, 4 - Firenze.
(****) Dipartimento di Scienze della Terra-P.le Aldo Moro, 5 - Roma.

main of these normal faults is located in the eastern border of the Siena-Radicofani Basin. The extension due to the post-Tortonian extensional tectonics is estimated about 6-7%.

In the general extensional framework of southern Tuscany, a peculiar meaning seems to characterize the K-seismic horizon which has been recognized by geophysical surveys during the past decade. Such horizon is here interpreted as a mylonitic layer that marks the brittle-ductile boundary in the continental crust.

Along the geological section that crosses the whole southern Tuscany a gravimetric model is proposed. Such model is in agreement with the structures of southern Tuscany.

PAROLE CHIAVE: Toscana meridionale, Tettonica compressiva, Tettonica distensiva, Modello gravimetrico.

KEY WORDS: Southern Tuscany, Compressional tectonics, Extensional tectonics, Gravimetric model.

1. INTRODUZIONE

Nella fase preliminare degli studi relativi al progetto CROP 03 viene presentata una sezione geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme attraverso l'area dei campi di vapore di Larderello (Fig. 1 e 2). La scelta di questa sezione, la cui traccia è all'incirca parallela al percorso della progettata linea sismica e la cui ubicazione è circa a 20 km a Nord della stessa, è stata suggerita dal fatto che essa attraversa un'area geologicamente ben conosciuta non solo a livello degli affioramenti (tutta l'area è coperta da rilevamenti editi ed inediti di grande dettaglio) ma anche nel sottosuolo attraverso i dati di numerosissimi sondaggi e prospezioni geofisiche eseguiti sia dall'ENEL per la ricerca e lo sfruttamento del vapore sia nell'ambito del P.F.E. 1 (Graben di Siena, 1982). Inoltre, detta sezione attraversa una delle aree più significative per lo studio delle problematiche geologiche che si presentano nella Toscana a Sud dell'Arno e che possono essere così enunciate:

- 1) stratigrafia ed assetto strutturale del "basamento";
- 2) "serie ridotta";
- 3) assetto strutturale lungo l'allineamento Rapolano-Monte Cetona;
- 4) tettonica distensiva post-tortoniana.

Questi temi saranno trattati di seguito in forma molto sintetica in una serie di capitoli che vogliono solo illustrare le fenomenologie e le problematiche in modo tale da costituire una base di discussione e di studio.

2. STATO DELLE CONOSCENZE SULL'UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA LUNGO LA DORSALE MEDIO-TOSCANA

Lungo il tratto della Dorsale medio-toscana che si sviluppa da Iano fino al Monte Leoni affiora un complesso di formazioni epimetamorfiche di età paleozoico-

co-mesozoica appartenenti all'Unità di Monticiano-Roccastrada che, considerata in precedenza come "autoctono" apuano, è stata nel 1974 interpretata da RAU & TONGIORGI come il prolungamento a Sud dell'Arno dell'Unità di Massa. BURGASSI *et al.* (1980) hanno individuato la sua area di provenienza ad Ovest del prolungamento dell'"autoctono" apuano affiorante nell'Elba orientale.

Per quanto riguarda lo sviluppo delle conoscenze sulla stratigrafia dell'unità, un'ampia sintesi è stata di recente fornita da COSTANTINI *et al.* (1988) alla quale rimandiamo per i dettagli.

L'Unità di Monticiano-Roccastrada è suddivisa in due grandi sotto-unità separate da una superficie di sovrascorrimento. La più esterna è la Sottounità di Monte Leoni-Montagnola Senese; la più interna è la Sottounità di Montepescali-Monte Quoio-Iano (Fig. 3).

I rapporti di sovrapposizione fra la sottounità interna e quella esterna sono particolarmente evidenti sia nel Fosso Cermogio dove, in finestra tettonica, la Formazione di Tocchi (Trias superiore) della sottounità esterna è completamente circondata dal Verrucano della sottounità interna che la sormonta, sia nella Montagnola Senese dove placche di Verrucano poggiano sulle formazioni cenomaniane della sottounità esterna.

L'estensione longitudinale di questo sovrascorri-

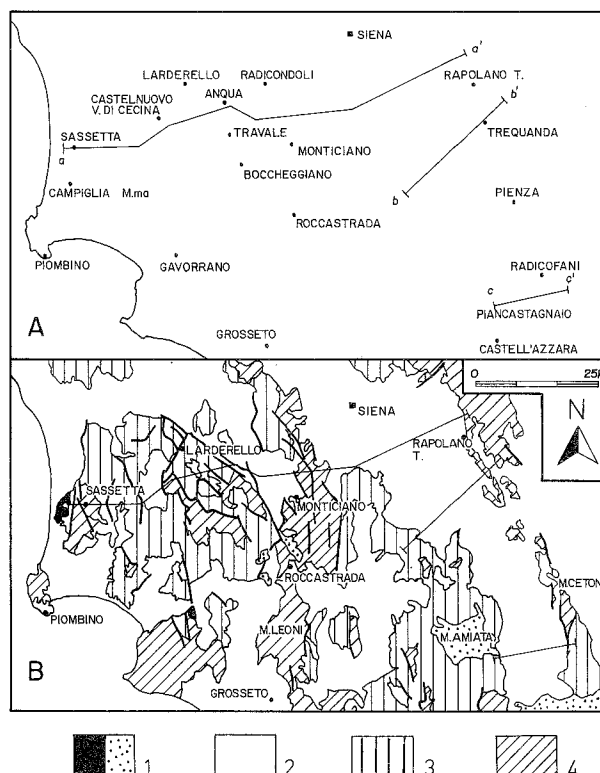


Fig. 1 - A- Principali località citate nel testo e tracce delle sezioni di Fig. 2 (traccia a-a'), Fig. 15 (traccia b-b') e di Fig. 16 (traccia c-c'). B- Schema geologico della Toscana meridionale e tracce delle sezioni delle Fig. 2 (traccia A-A'), 15 (traccia B-B') e 16 (traccia C-C'). Spiegazione del figurato: 1a) rocce magmatiche intrusive terziarie; 1b) rocce magmatiche effusive quaternarie; 2) Depositi continentali e Complesso neautoctono toscano; 3) Liguridi s.l.; 4) Unità toscane.

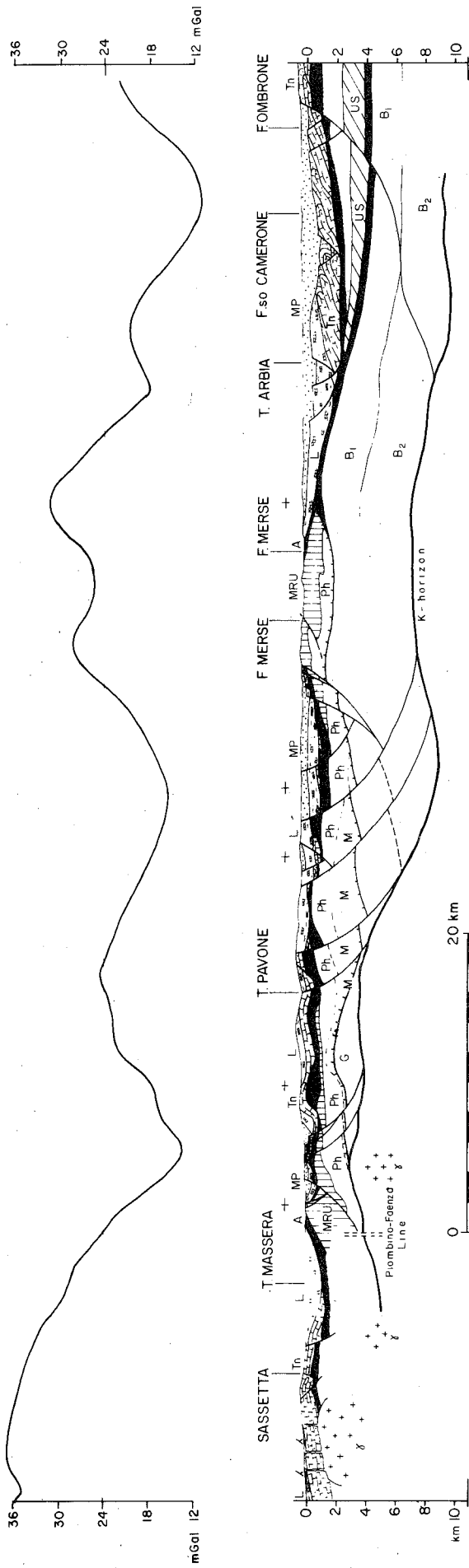


Fig. 2 - Sezione geologica fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme. Spiegazione delle sigle: λ - vulcaniti di S. Vincenzo; γ - granito; MP - Complesso mio-pliocenico neautoctono; L - Complessi liguri e sub-liguri; Falda toscana: Tn- formazioni oligocenico-ltassiche, A - Formazione anidritica di Burano; Unità di Monticiano-Roccastrada: MRU - Complesso delle formazioni mesozoico-paleozoiche della Dorsale Iano-Montagnola Senese-Monte Leoni, Ph - Complesso filladico-quartzitico, M - Complesso dei micascisti; Copertura umbra: US - Formazioni terziario-mesozoiche; A - Formazione anidritica di Burano; Basamento umbro: B1 e B2 - livelli del Basamento segnalati da NICOLICH (1982), G - Complesso degli gneiss.

mento è notevole (da Iano a Monte Leoni) mentre la sua estensione trasversale ha un valore minimo di circa due chilometri.

La Sottunità di Montepescali-Monte Quoio-Iano si sviluppa per circa ottanta chilometri con una ampiezza di circa sei chilometri. Essa è costituita a partire dall'alto da:

- 1) Formazione di Tocchi (Carnico);
- 2) Gruppo del Verrucano (Trias medio-?Permico);
- 3) Complesso delle formazioni paleozoiche costituito dalla Formazione di Poggio al Carpino (Carbonifero inf.), dalla Formazione di Risanguigno (Devonico inferiore) e, a Iano (COSTANTINI *et al.*, 1991), da "scisti porfirici", Breccie e conglomerati di Torri e "scisti ed arenarie" di Iano (Permiano-Carbonifero superiore).

I rapporti di sovrapposizione fra le strutture indicano cinque distinti eventi deformativi, legati a traslazioni orizzontali, di cui due paleozoici e tre alpini.

L'evento più antico è definito dalla discordanza angolare fra la Formazione di Poggio al Carpino e le sottostanti rocce della Formazione del Risanguigno. Il secondo evento deformativo, presente nella F. di Poggio al Carpino, è marcato da un clivaggio di frattura, che in località Ferriera, immerge ad Est con inclinazione maggiore della stratificazione; questi rapporti indicano una vergenza occidentale delle strutture. Il terzo evento deformativo (che è il primo alpino) è con-

trassegnato da un clivaggio parallelo alla stratificazione. Il quarto evento è indicato da un clivaggio spaziatto. L'ultimo evento è associato a pieghe alla scala mesoscopica.

Il clivaggio del primo evento alpino, che è parallelo alla stratificazione, si è sviluppato in pieghe isoclinali nelle quali sono implicate tutte le formazioni paleozoiche e triassiche. La più importante di queste pieghe (Fig. 4) è rappresentata da una anticlinale coricata con vergenza ad Est e con al nucleo le formazioni paleozoiche di Risanguigno e Poggio al Carpino. Essa ha il fianco inverso che si estende in affioramento per circa due chilometri secondo la direzione del trasporto tettonico. Questa anticlinale risulta deformata da pieghe fortemente asimmetriche a vergenza orientale con clivaggio sviluppato nelle zone di cerniera.

L'insieme è a sua volta piegato secondo direttrici circa W-E e quindi trasversali alla direzione della catena appenninica.

La Sottunità di Monte Leoni-Montagnola Senese si estende per circa sessanta chilometri ed ha una ampiezza visibile di circa sei chilometri. A partire dall'alto è costituita da:

- 1) Gruppo delle formazioni carbonatico-argillo-silicee della Montagnola senese (Cenomaniano-Trias superiore) e Formazione di Tocchi (Carnico);
- 2) Gruppo del Verrucano (Trias medio-?Permico);
- 3) Complesso delle formazioni paleozoiche (Carbonifero medio- inferiore) con la Formazione di Carpineta, i Calcari di Sant'Antonio, la Formazione del Farma, gli "Scisti a *Spirifer*", ecc..

In questa unità sono riconoscibili quattro eventi deformativi: il primo è indicato dalla discordanza angolare fra il Verrucano e le formazioni di Carpineta (Carbonifero inf.) e del Farma (Carbonifero medio); il secondo evento deformativo è indicato da un clivaggio parallelo alla stratificazione mentre il terzo evento è rappresentato da un clivaggio spaziatto. L'ultimo evento deformativo è associato a pieghe mesoscopiche.

La discordanza fra il Verrucano ed il Paleozoico è legata ad un evento deformativo attribuibile alla fase asturica (GIANNINI *et al.*, 1971). Il clivaggio parallelo alla stratificazione è probabilmente correlabile al clivaggio del primo evento alpino della sottunità interna anche se non sono mai state riconosciute le cerniere delle relative pieghe. Il clivaggio spaziatto del terzo evento è associato alle grandi pieghe con vergenza ad Est nelle quali sono coinvolte sia il Verrucano sia il Paleozoico che ne costituisce il nucleo. L'ultimo evento è caratterizzato da meso-pieghe con asse orientato circa W-E.

Ad occidente della Dorsale medio-toscana, l'Unità di Monticiano-Roccastrada compare nell'Elba orientale, a Boccheggiano e nei piccoli affioramenti di Castelnuovo Val di Cecina e Frassine, di Fontalcialdo, Serrabottini e Gavorrano.

In sondaggio, l'Unità di Monticiano-Roccastrada è stata individuata nella regione boracifera di Lardello dove è costituita, a partire dall'alto, dal complesso delle formazioni paleozoico-mesozoiche della Dor-

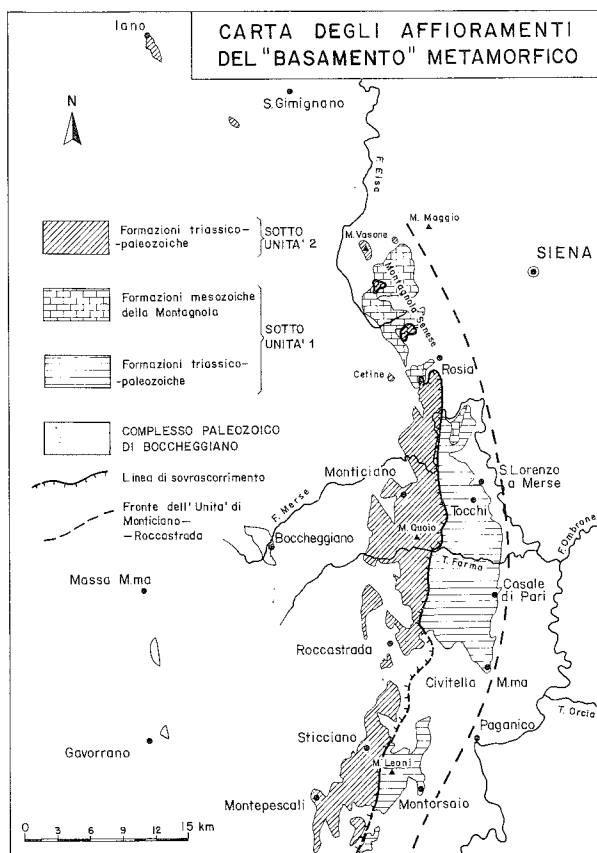


Fig. 3 - Rapporti fra la Sottunità Montepescali-Monte Quoio-Iano (S.2, interna) e la Sottunità Monte Leoni-Montagnola Senese (S.1, esterna) nell'area di affioramento dell'Unità di Monticiano-Roccastrada (da COSTANTINI *et al.*, 1988).

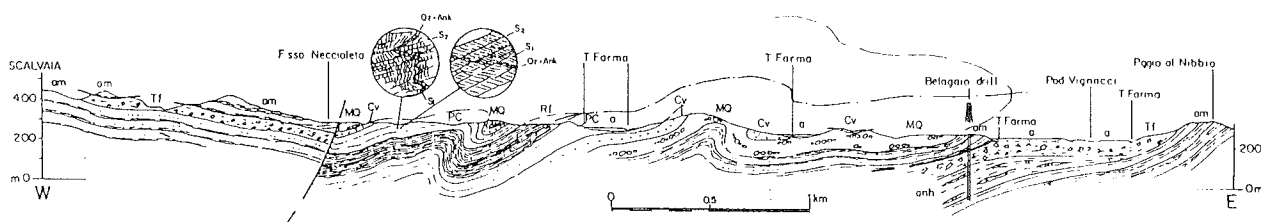


Fig. 4 - Sezione geologica da CONTI *et al.* (1991) lungo il torrente Forna. Formazioni del Paleozoico: Rf = Formazione di Risanguigno; Pc = F. di Poggio al Carpino. Formazioni permo-triassiche: Gruppo del Verrucano (cv = F. di Civitella; MQ = F. di Monte Quoi; an = F. delle anageniti minute), Formazione di Tocchi (Tf = Breccia; anh = Anidrite e scisti cloritici).

sale medio-toscana, da un complesso filladico-quarzítico e da un complesso di micascisti; di questi, gli ultimi due non affiorano lungo la traccia della sezione.

Nel dettaglio, l'assetto della parte superiore dell'unità, è caratterizzato da una struttura a scaglie che coinvolge anche la Formazione anidritica di Burano. Tale struttura si è realizzata nel corso delle fasi principali della tetto-genesi appenninica.

3. STATO DELLE CONOSCENZE SUL COMPLESSO METAMORFICO (BASAMENTO AUCT.) DELLA TOSCANA MERIDIONALE IN BASE AI SONDAGGI PROFONDI

Gli studi dei sondaggi eseguiti dall'ENEL nelle aree geotermiche di Larderello, Travale-Radicondoli e Monte Amiata hanno apportato nuove ed importanti conoscenze sulla stratigrafia, petrografia e tettonica delle successioni triassico-paleozoiche della Toscana meridionale (ELTER & PANDELI, 1990; 1991; PANDELI *et al.*, 1991). Per ognuna delle tre aree geotermiche vengono riassunti i risultati più significativi ottenuti dallo studio delle successioni triassico-paleozoiche incontrate nel sottosuolo al di sotto della Falda toscana o, nelle aree a "serie ridotta" delle Liguridi.

3.1 AREA DI LARDERELLO

Nell'area di Larderello i sondaggi profondi hanno messo in evidenza una fascia caratterizzata da strutture milonitiche che separa due grandi unità con diversa storia tettono-metamorfica (ELTER & PANDELI, 1990). L'unità superiore è caratterizzata da una storia polifasica di età alpina che si sovrappone nelle successioni più profonde ad eventi tettono-metamorfici ercinici; l'unità inferiore invece, è caratterizzata da una storia tettono-metamorfica di età pre-alpina (fig. 5).

Unità Superiore (Unità di Monticiano-Roccastrada). E' costituita da tre complessi formazionali: a) Complesso delle formazioni mesozoico-paleozoiche della Dorsale medio-toscana; b) Complesso filladico-quarzítico; c) Complesso dei micascisti.

a) *Complesso delle formazioni mesozoico-paleozoiche della Dorsale medio-toscana.* E' costituito in prevalenza da alternanze di anageniti, quarziti e filladi (Verrucano). In quest'insieme sono state riconosciute

due litofacies caratterizzate da un diverso grado metamorfico epizonale e di *imprinting* deformativo (FRANCESCHELLI *et al.*, 1984; ELTER & PANDELI, 1990): il Verrucano "LR" (*low recrystallization*) a pirofillite, ove sono ancora chiaramente osservabili le tessiture sedimentarie; il Verrucano "HR" (*high recrystallization*) a cianite, con tessiture granoblastiche e granolepidoblastiche. Nel Verrucano "LR" sono localmente presenti sequenze filladico-carbonatico-evaporitiche riconducibili a quelle riconosciute alla sommità delle successioni del Verrucano affiorante lungo la Dorsale medio-toscana (Formazione di Tocchi). Nelle aree orientali del campo geotermico, associate al Verrucano, sono presenti anche litologie del Paleozoico superiore toscano del tipo di quelle affioranti a Iano (vedasi COSTANTINI *et al.*, 1991). Si tratta di: quarziti e filladi grafitose (Carbonifero sup.-Permiano inf.), metarenarie litiche ricche in ematite (Permiano), vulcaniti e vulcano-derivati acidi (Permiano). Nelle aree centrali ed occidentali invece, a questa successione si associano litotipi assimilabili a quelli del "Complesso filladico-quarzítico" (vedi oltre).

Le associazioni litologiche descritte (ad eccezione del Verrucano "HR") sono quelle che caratterizzano gli affioramenti paleozoico-triassici della Dorsale medio-toscana.

Il complesso delle formazioni paleozoico-mesozoiche della Dorsale medio-toscana ha una struttura generale a scaglie sovrapposte frequentemente separate da livelli anidritico-dolomitici del Trias superiore. Spesso in uno stesso sondaggio vengono attraversate più scaglie (Fig. 6); le stesse sono caratterizzate da rapidi cambiamenti laterali di spessore fino alla loro scomparsa anche in poche centinaia di metri.

b) *Complesso filladico-quarzítico.* E' costituito da alternanze di filladi e metagrovacche cloritiche, localmente grafitose con locali livelli di metabasiti. Le strette analogie con le "filladi e quarziti inferiori" delle Alpi Apuane e la presenza di relitti di scistosità pre-alpina suggeriscono una età pre-sudetica (?Ordoviciano-?Siluriano) per questo complesso.

c) *Complesso dei Micascisti.* E' rappresentato da metamorfiti erciniche di medio grado nelle quali sono evidenti segni di un metamorfismo regionale polifasico di tipo barroviano al quale si sovrappongono gli effetti di un evento tettono-metamorfico tardo-paleozoico (datazione radiometrica 285 ± 11 M.a., in: FERRARA & TONARINI, 1985). Queste rocce, come quelle del com-

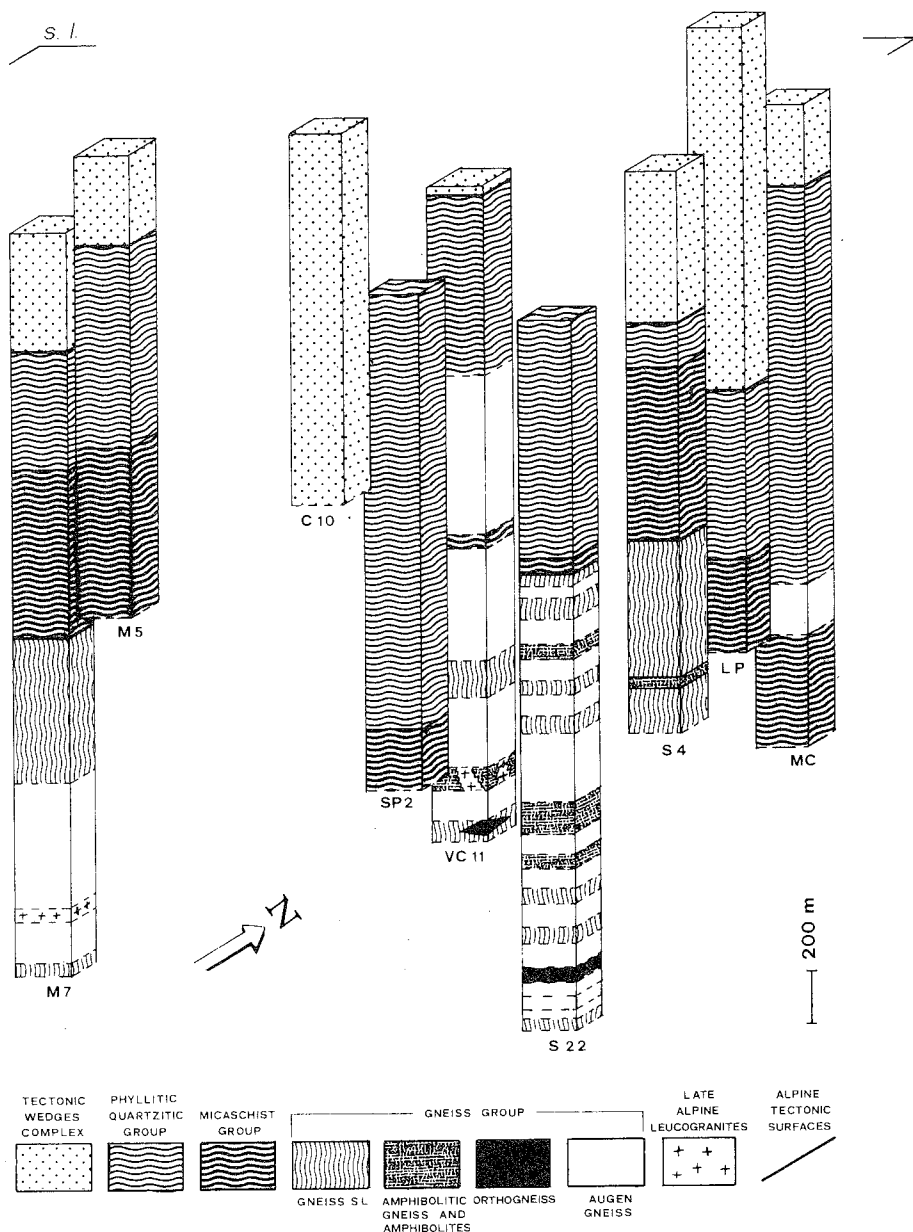


Fig. 5 - Successioni riconosciute in alcuni sondaggi profondi nell'area di Larderello (da ELTER & PANDELI, 1990).

plesso precedente, hanno acquisito durante la tetto-genesi appenninica un forte *imprinting* deformativo polifasico sin-cinematico in regime metamorfico di *green schists*. Infine è localmente osservabile un metamorfismo statico legato al magmatismo acido mio-pliocenico toscano (datazione radiometrica 2,5-3,7 M.a. in FERRARA & TONARINI, 1985).

Unità inferiore (Complesso degli gneiss). E' costituita da paragneiss e gneiss *s.l.* a due miche in facies anfibolitica di medio-alto grado; localmente sono presenti anche livelli di gneiss anfibolitici, anfiboliti, ortogneiss granitico-granodioritici e gneiss occhiadini. Sulla foliazione ercinica di queste rocce è sovrainposta l'associazione termo-metamorfica di medio alto grado tardo-ercinica. A differenza dei due precedenti complessi, qui gli effetti della tetto-genesi appenninica risultano assai più blandi e sono rappresentati da crenulazioni; pertanto il Complesso degli gneiss conserva l'originaria strutturazione ercinica.

3.2 AREA DI TRAVALE-RADICONDOLI

In quest'area i sondaggi profondi hanno attraversato soltanto litotipi attribuibili all'Unità superiore. Sono presenti infatti, il Complesso mesozoico-paleozoico della Dorsale medio-toscana, il Complesso filladico-quarzitico ed il Complesso dei Micascisti (COSTANTINI *et al.*, 1991).

Il Complesso paleozoico-mesozoico della Dorsale medio-toscana è rappresentato dalla sola Formazione di Tocchi (Trias superiore). Il Complesso filladico-quarzitico è costituito da alternanze di metagrovacche, metarenarie quarzose e filladi cloritiche, localmente grafitose, con livelli di metabasiti e metatufiti basiche; sono presenti anche orizzonti di calcari cristallini grafitosi impuri.

Il Complesso dei Micascisti, individuato presso Anqua (CASTELLUCCI *et al.*, 1983), è rappresentato da micascisti a granato correlabili a quelli di Larderello.

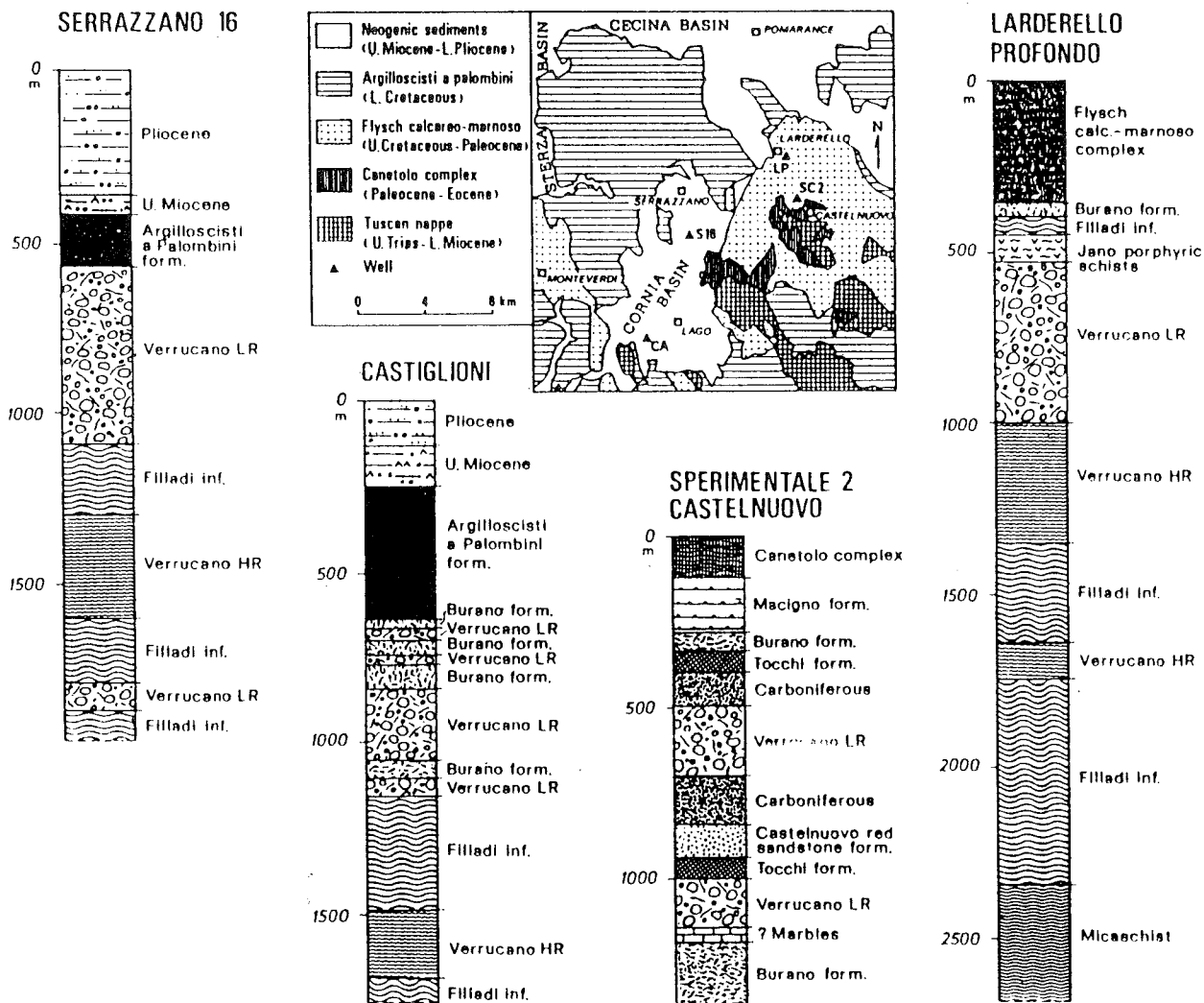


Fig. 6 - Successioni a scaglie sovrapposte separate da livelli di anidriti triassiche attraversate dai sondaggi profondi nell'area di Larderello (da PANDELI *et al.*, 1991)

Nel Complesso filladico-quarzitico e in quello dei Micascisti si nota, localmente, la presenza di relitti di scistosità pre-alpina. Questi dati suggeriscono di riferire le rocce con questi relitti ad un'età pre-sudetica.

Anche nell'area di Travale-Radicondoli, la struttura generale dell'Unità superiore è a scaglie sovrapposte, separate da livelli anidritico-dolomitici e filladico-carbonatici del Trias superiore.

3.3 AREA DEL MONTE AMIATA

Nella parte meridionale e sud-orientale del Monte Amiata i sondaggi geotermici profondi hanno attraversato, al di sotto di un esiguo livello di Verrucano (circa 100 metri), tre corpi geologici indicati da PANDELI *et al.* (1988b) e ELTER & PANDELI (1991) come Formazione "A", Formazione "B" e Formazione "C" che hanno uno spessore complessivo noto di circa 2000 metri (Fig. 7).

La Formazione "A" è costituita da metarenarie quarzose, metagrovacche e filladi grafitose con locali livelli di calcari grafitosi impuri e biocalcareni più o

meno ricristallizzate con resti di crinoidi, alghe calcaree, pelecipodi, brachiopodi, briozoi e foraminiferi. Essa presenta analogie con la Formazione del Farma (Carbonifero medio) del Complesso delle formazioni mesozoico-paleozoiche della Dorsale medio-toscana.

Nel sottosuolo di Piancastagnaio, alle pendici SE del Monte Amiata, la Formazione "A" sembra passare con gradualità verso il basso alla Formazione "C" costituita in gran parte da spessi corpi calcareo-dolomitici cristallini con orizzonti di metarenarie e filladi grafitose. Al passaggio fra le due formazioni sono presenti livelli carbonatici grafitosi fossiliferi contenenti faune a foraminiferi del Permiano superiore (PANDELI & PASINI, 1989).

La Formazione "B" appare costituita da filladi e metarenarie cloritiche con livelli di dolomie microcristalline e di filladi ricche in pigmento ematitico recanti relitti di scistosità pre-alpina e pertanto attribuibili ad un'età verosimilmente pre-sudetica (probabile Devoniano). Questa formazione è stata individuata nei sondaggi più orientali all'interno della Formazione "A" dove essa costituisce un "cuneo" che si ispessisce verso Est.

STRATIGRAPHIC SEQUENCE
OF THE PIANCASTAGNAIO AREA

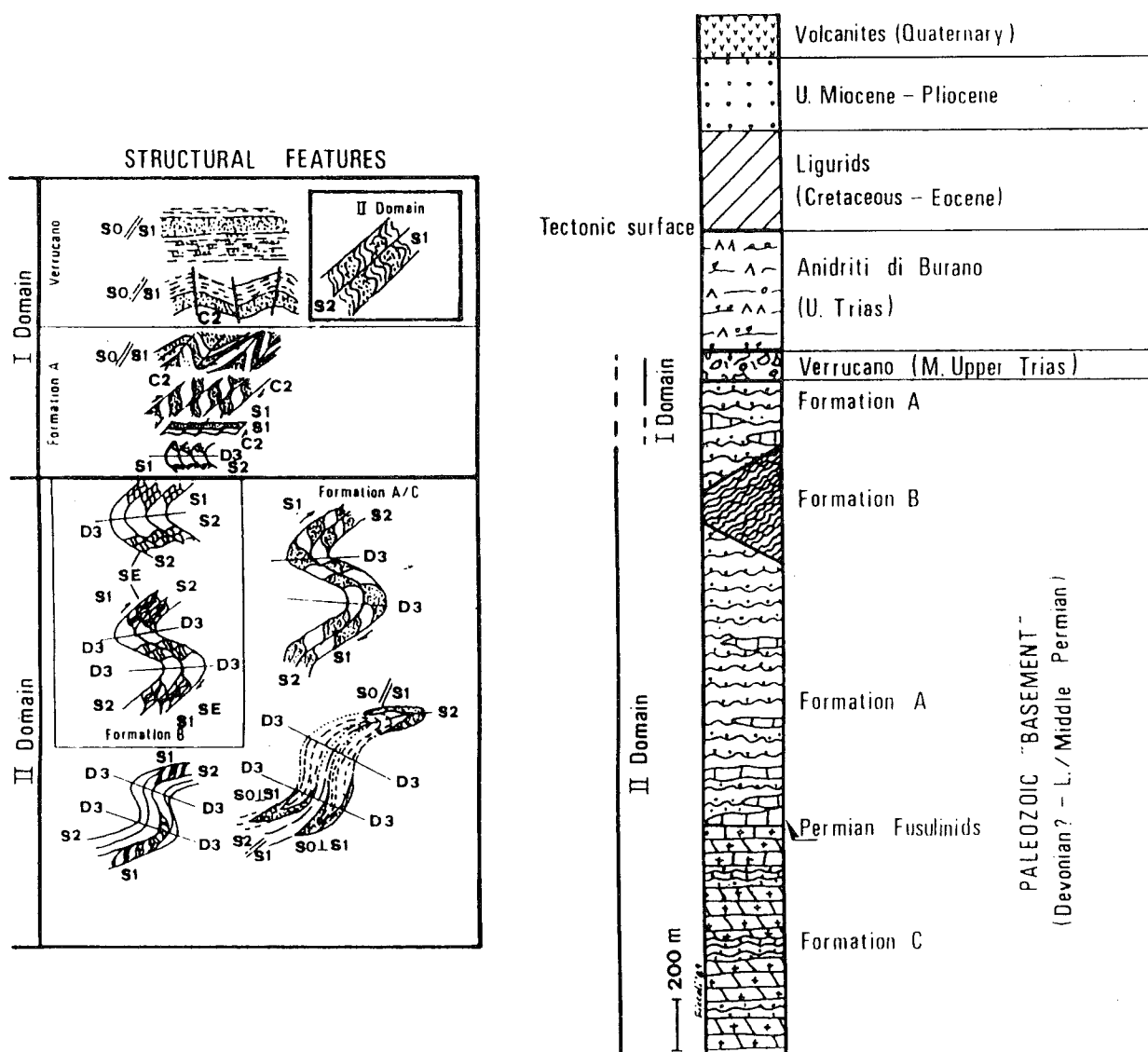


Fig. 7 - Successione stratigrafica ed aspetti strutturali nel sottosuolo dell'area del Monte Amiata (da ELTER & PANDELI, 1991)

Studi di VAN BERGEN (1984) sugli xenoliti individuati nelle vulcaniti quaternarie del Monte Amiata suggeriscono la presenza, a profondità maggiori di quelle raggiunte dai sondaggi, di gneiss e micascisti comparabili con quelli del sottosuolo di Larderello.

Per quanto riguarda la struttura della parte di basamento attraversata dai sondaggi, i dati a disposizione non sono ancora sufficienti per capire se si tratti di una anticlinale rovesciata con al nucleo la Formazione "B" oppure di un sistema a scaglie sovrascorse. A riguardo va sottolineata la presenza di locali rapporti tettonici, contrassegnati da livelli milonitici, fra il Verrucano ed i sottostanti litotipi paleozoici.

3.4 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SULLE UNITÀ TETTONICHE PROFONDE DELLA TOSCANA MERIDIONALE

Nella Toscana meridionale, tramite studi di super-

ficie e di sondaggi profondi, sono state riconosciute due grandi unità tettoniche sovrapposte:

a) una Unità superiore o Unità di Monticiano-Roccastrada (Complesso delle formazioni mesozoico-paleozoiche della Dorsale medio toscana; Complesso filadico-quarzitico; Complesso dei Micascisti), nella quale sono chiaramente osservabili gli effetti dell'orogenesi alpina che, nella parte inferiore dell'unità, si sovrappongono alle deformazioni erciniche;

b) una Unità inferiore (Complesso degli Gneiss) a strutturazione ercinica con blande crenulazioni alpine.

Le due unità sono separate da una fascia caratterizzata da strutture milonitiche.

L'Unità di Monticiano-Roccastrada comprende, a partire dall'alto, un insieme di formazioni mesozoiche appartenenti al ciclo alpino (Gruppo del Verrucano, Formazione di Tocchi, Gruppo di formazioni giurassico-cretacee della Montagnola-Senese), un insieme di formazioni paleozoiche (Carbonifero superiore-Per-

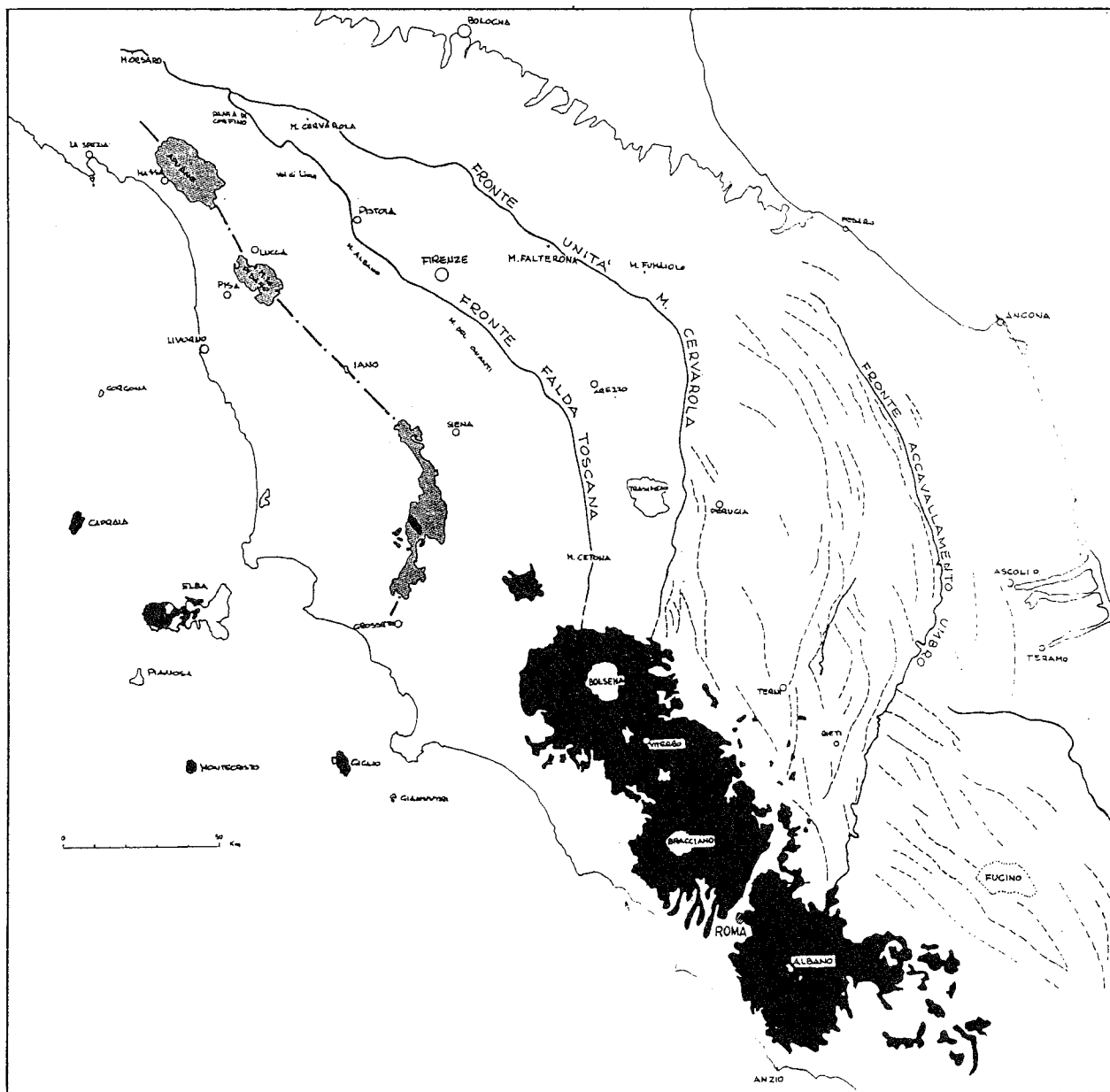


Fig. 8 - Fronte delle unità tettoniche sottostanti le unità liguri *l.s.* (da DALLAN NARDI *et al.*, 1971)

miano) appartenenti al ciclo pre-alpino e post-ercinico ("Scisti porfirici", Breccie e conglomerati di Torri e "Scisti ed arenarie" di Iano; Filladi e quarziti del T. Mersino affioranti nell'aree di Boccheggiano e Serrabottini) ed un insieme di formazioni appartenenti al ciclo ercinico (Complesso dei micascisti, Complesso filladico-quarzitico⁽¹⁾, F. di Risanguigno, F. di Poggio al Carpino, F. di Carpineta, F. dei Calcari di S. Antonio, Formazione del Farma, "Scisti a *Spirifer*", ecc.).

L'Unità inferiore risulta costituita dal Complesso degli gneiss in facies anfibolitica di medio-alto grado nei quali sono riconoscibili solo le deformazioni pre-alpine ad eccezione di crenulazioni collegate verosimilmente a fenomeni di recente sollevamento.

La sovrapposizione di queste unità, che avviene lungo una fascia caratterizzata da strutture milonitiche,

non può essere originaria ma deve essersi realizzata nel corso dell'orogenesi alpina.

L'Unità inferiore, data la sua storia tettono-metamorfica, costituisce un elemento della crosta continentale non deformata dall'orogenesi alpina; tale elemento quindi deve essere considerato come la parte interna dell'avampaese alpino rappresentando verosimilmente, il Basamento del Dominio umbro-marchigiano.

L'Unità superiore, che ha una storia tettono-metamorfica alpina ed in parte ercinica, rappresenta una vera e propria falda di ricoprimento che, comprendendo anche il basamento, è sovrascorsa verso Oriente sul Dominio umbro durante l'orogenesi Alpina. Detta Unità, che viene qui indicata come Unità di Monticiano-Roccastrada, è stata considerata come il prolungamento a Sud dell'Arno dell'Unità di Massa, proveniente da una zona ad occidente della zona Apuana (RAU & TONGIORGI, 1974; BURGASSI *et al.*, 1980, COSTANTINI *et al.*, 1990 *cum bibl.*).

Le nuove ricerche nella zona di Larderello hanno

(1) Il Complesso filladico-quarzitico dell'Unità di Monticiano-Roccastrada comprende anche i litotipi metamorfici della Unità di Boccheggiano Auct.

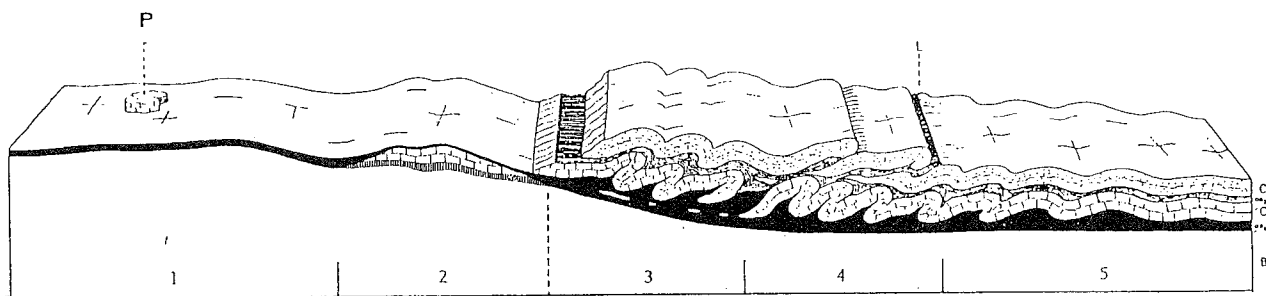


Fig. 9 - Schema delle deformazioni subite dalle coperture toscane ed umbra durante le fasi tetto-genetiche appenniniche secondo GIANNINI & LAZZAROTTO (1967).

dunque permesso di completare la successione dell'Unità di Monticiano-Roccastrada con l'aggiunta del Complesso filladico-quarzitico e di quello dei micascisti.

4. LA STRUTTURA RAPOLANO-M.CETONA

La dorsale Rapolano-M.Cetona fa parte di una struttura regionale che, con direttrice appenninica, si estende dall'estremità settentrionale a quella meridionale della Toscana, lungo l'allineamento M.Orsaro-Pania di Corfino-Val di Lima-M.Albano-M.del Chianti-M.Cetona, per una lunghezza complessiva di oltre 200 Km (Fig.8).

L'importanza e la continuità di questa struttura fu riconosciuta da numerosi Autori che ad essa dettero interpretazioni diverse.

LOTTI (1910), nella descrizione della parte meridionale della medesima, dice testualmente: "*Dopo un'ampia area, occupata intieramente dai depositi pliocenici trovansi i resti della più orientale fra le pieghe della Catena Metallifera e che, come già avvertimmo, può essere considerata come la continuazione a S.E. dell'anticlinale Corfino-Val di Lima-Monsummano.*

L'insieme di questi residui di rocce secondarie forma un sistema diretto da N.N.O. a S.S.E. della lunghezza di circa 55 chilometri, nel quale, salvo leggere ondulazioni trasversali che lo dividono in vari gruppi cupolari, riconoscensi prevalentemente la disposizione in anticlinale. L'Autore quindi si sofferma a descrivere "*i lembi che presentano meno incompleta la loro costituzione geologica*" e cioè "*il frammento di cupola*" di Rapolano e "*l'anticlinale ribaltata del M.Cetona*".

Secondo MERLA (1952), i nuclei mesozoici, compresi fra i Monti del Chianti e il M.Cetona, fanno parte della IV Ruga del suo schema strutturale dell'Appennino settentrionale. Senza soffermarci sul merito delle teorie espresse dall'Autore in relazione all'assetto tettonico di questa catena, ricorderemo che esse vengono applicate da LOSACCO & DEL GIUDICE (1958) nella ricostruzione strutturale dei nuclei mesozoici in esame: "*In base a quanto si può osservare, risulta però evidente che in questa zona, come a Rapolano e al Cetona, le deformazioni clastiche prevalgono su quelle*

plastiche e danno il tono principale alla tettonica della regione. Le dislocazioni di maggior importanza sono rappresentate da un fascio di faglie longitudinali, normali e inverse, solo in parte riconoscibili sul terreno... Anche qui si ritrovano, cioè deformazioni del tutto analoghe a quelle che si osservano negli altri gruppi della Toscana, tanto che si può confermare che nella nostra zona compare, semisepolto sotto la copertura pliocenica, lo stesso volto tettonico della regione circostante".

Negli anni '60 le idee sull'assetto tettonico dell'Appennino settentrionale subirono sostanziali cambiamenti, con una chiara evoluzione in senso faldista: l'allineamento strutturale M.Orsaro-M. Cetona assumerà significati diversi, nell'ambito tuttavia di un medesimo concetto di base: l'esistenza della "Falda toscana".

In GIANNINI *et al.* (1962) tale allineamento costituisce il fronte di questa falda; in BALDACCI *et al.* (1971) esso costituisce il fronte mesozoico della falda toscana; così pure in DALLAN NARDI *et al.* (1967) esso rappresenta il fronte "*più interno sostanzialmente al livello della serie mesozoica*" della medesima struttura.

Fin dal 1967 GIANNINI & LAZZAROTTO, in diversi lavori relativi all'assetto tettonico della Toscana meridionale, introducono un modello strutturale nuovo per questa regione che, ispirandosi a quello reso classico nel Giura franco-svizzero e nelle catene sub-alpine, riconosce nei movimenti tangenziali dei terreni mesozoici e terziari di facies toscana, i caratteri tipici dello stile di copertura e li collega, in un quadro unitario, con quelli che hanno determinato le deformazioni e gli avanscorrimenti della copertura umbro-marchigiana (Fig. 9). In questo contesto, la struttura Rapolano-Cetona rappresenta una delle pieghe più occidentali riportate nel modello proposto dagli Autori.

Nel 1973 LAZZAROTTO, a seguito di uno studio sulle strutture di Montalceto, Trequanda e Piazza di Siena, fa alcune considerazioni sul significato della Dorsale Rapolano-M Cetona; dette considerazioni possono essere sintetizzate nei seguenti punti:

- immediatamente a tergo della struttura rovesciata Rapolano- M.Cetona, è presente la "serie ridotta": "*Ne consegue che la sopraindicata struttura rovesciata Chianti-Cetona non può rappresentare il fronte mesozoico della falda toscana, per la semplice ragione che*

SEZIONI GEOLOGICHE DELL'AREA RAPOLANO TERME - PETROIO

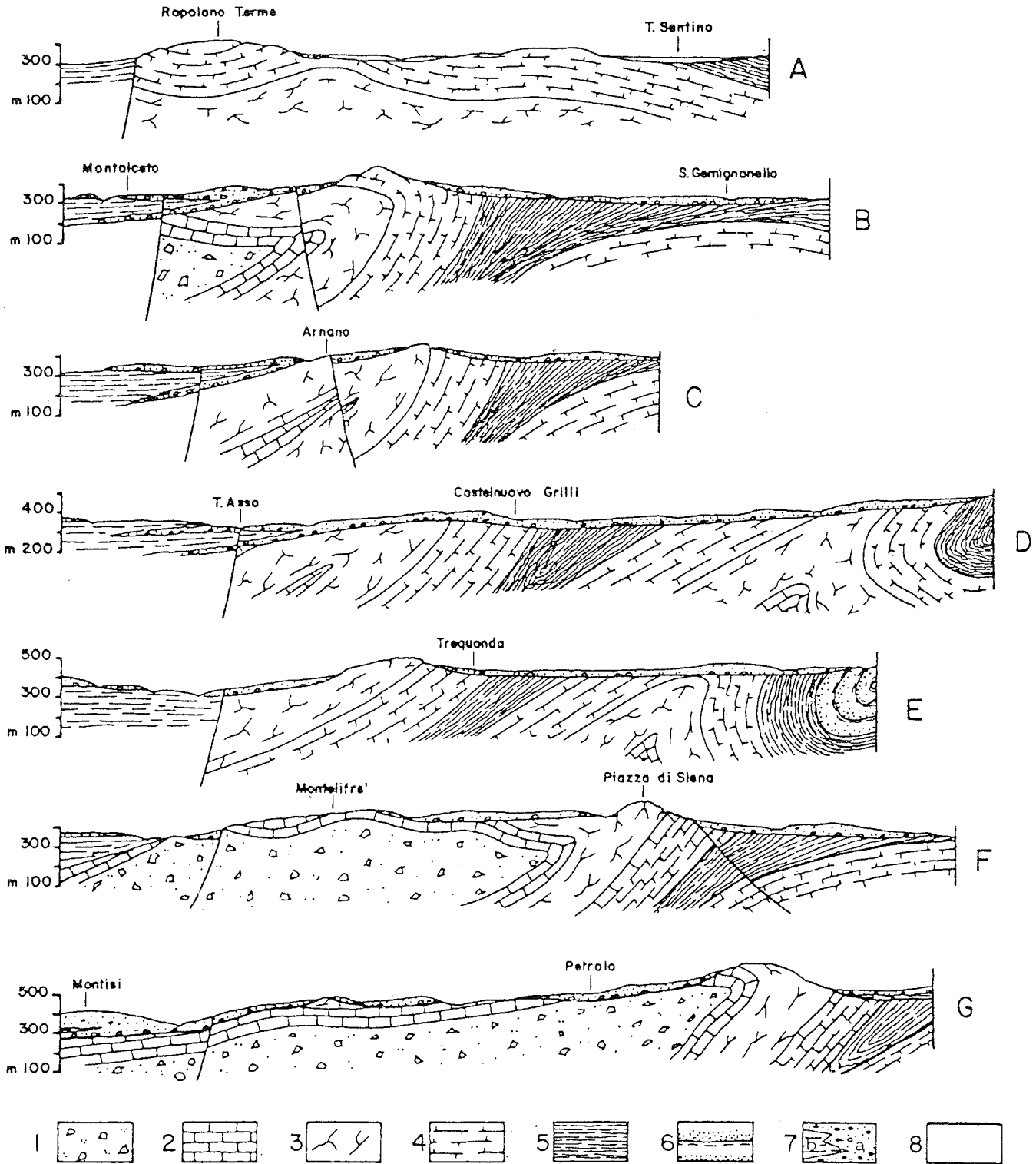
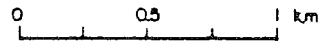


Fig. 10 - Spiegazione della simbologgiatura: 1 - Formazione anidritica di Burano; 2 - Calcari e marne a *Rhaeticavicula contorta*; 3 - Calcare massiccio; 4 - Calcare rosso-ammonitico, Calcare selcifero, Marne a *Posidonomya*, Radiolariti, Maiolica; 5 - Scaglia toscana; 6 - Macigno del Chianti; 7 - a) sabbie e conglomerati del Pliocene b) argille del Pliocene; 8 - depositi quaternari.

all'interno di detta struttura non esistono tracce di raddoppio ma bensì di denudamento tettonico.

Più opportunamente mi sembra che essa possa essere riferita alla più interna (o ad una delle più interne) importante piega della copertura toscana, scollata al livello delle anidriti ed avanscorsa verso Est contemporaneamente ed in maniera più o meno solida con la copertura umbra..."

- "la serie stratigrafica che costituisce la struttura rovesciata Montalceto-M. Cetona presenta nel Giurassico, caratteri di transizione fra la facies toscana e quella umbro-marchigiana. E' dunque probabile che le pieghe immediatamente più esterne siano costituite da terreni di facies umbro-marchigiana tipica. Sulla base di queste considerazioni si può dedurre che l'originaria copertura dell'area a "serie ridotta" nella Toscana meridionale poteva essere costituita almeno in parte dai terreni di transizione sopraindicati, e forse in parte anche da terreni di facies umbro-marchigiana tipica".

Quest'ultima constatazione è confermata in un lavoro di stratigrafia sui nuclei della Toscana meridionale di KÄLIN *et al.* (1979).

L'assetto strutturale della Dorsale Rapolano-M. Cetona è illustrato da una serie di sezioni nella Fig. 10.

Le caratteristiche litostratigrafiche delle successioni mesozoiche studiate lungo la Dorsale Rapolano-Cetona (ma ciò è rilevabile anche nel piccolo affioramento di Cintoia e di Dudda nei Monti del Chianti) e la loro affinità con la serie umbra, hanno indotto alcuni Autori (TONGIORGI, 1978; DALLAN NARDI & NARDI, 1979; BOCCALETTI *et al.*, 1981) a mettere in discussione la provenienza della Falda toscana e quindi la posizione dell'area di sedimentazione della serie toscana non metamorfica che viene nei nuovi lavori collocata ad Est delle Alpi Apuane. Ciò crea numerosi problemi di carattere strutturale che vengono risolti da BOCCALETTI *et al.* (1981) con il modello illustrato in Fig. 11. In tale modello si ipotizza un doppio movimento della Falda toscana, prima da E verso W (Oligocene sup.) e successivamente da W verso E (Tortoniano superiore). Tale meccanismo richiede il riconoscimento di una tettonica polifasata con almeno due opposte vergenze. Ma mentre una tettonica polifasata è stata riconosciuta e documentata nella Falda toscana, non altrettanto si può dire per le vergenze occidentali, delle quali, nella Toscana a Sud dell'Arno, non esistono allo stato attuale delle conoscenze, esempi chiaramente documentabili. Va altresì detto che una simile ipotesi contrasta nettamente con l'assetto strutturale delle Alpi Apuane quale è stato delineato in recenti lavori da CARMIGNANI & GIGLIA (1984) e da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990, *cum bibl.*).

Si delinea di conseguenza una situazione di contrasto fra i dati strutturali, che indicano una evidente vergenza ad Est della Falda toscana, ed i dati stratigrafici che mostrano uno stretto legame fra le successioni dei nuclei mesozoici dell'allineamento Chianti-Cetona e la serie umbra.

Circa l'assetto tettonico della struttura Rapolano-Cetona i dati di cui disponiamo derivano da due linee sismiche, effettuate ed interpretate da NICOLICH (1982) nell'ambito del PFE1, che mostrano due complessi sedimentari sovrapposti e separati da un potente livello di anidriti, e da un sondaggio dell'ENEL, effettuato presso Armaiolo, che dà la stratigrafia del complesso superiore dal Macigno fino alla Formazione anidritica di Burano.

Lo schema di struttura evidenziata nelle sezioni delle Figg. 2, 15 e 16 ben si accorda con i dati del sondaggio profondo Alfina 15, eseguito dall'ENEL una ventina di chilometri a sud del M. Cetona, pubblicati da BUONASORTE *et al.* nel 1987 (Fig. 12), e dove si riconoscono tre ripetizioni della serie toscana al di sopra di quella umbra.

5. LA "SERIE RIDOTTA" DELLA TOSCANA MERIDIONALE

Uno degli aspetti più caratteristici dell'assetto e tettonico della Toscana a Sud dell'Arno riguarda la così detta "serie ridotta". Con questo termine gli studiosi dell'Appennino settentrionale indicano una precisa situazione strutturale e cioè quella che vede la diretta sovrapposizione delle unità liguri al Calcarea cavernoso (Trias superiore), al Verrucano (Trias medio-? Permico) o, addirittura, a formazioni paleozoiche. Possono quindi mancare, in vaste aree, tutti i termini della successione toscana stratigraficamente superiori al Calcarea cavernoso ivi compreso il Macigno su cui è avvenuto il sovrascorrimento delle Liguridi.

Il carattere essenziale del fenomeno, come ben specificato da GIANNINI *et al.* (1971), non è dato dall'incompletezza delle serie toscane quanto dal fatto che le Liguridi sormontino direttamente i litotipi permico-triassici.

SIGNORINI (1949), per primo, riconobbe la natura tettonica del contatto fra le Liguridi ed il Calcarea cavernoso od il Verrucano. Era arrivato a questa conclusione dopo aver osservato che tale contatto è marcato, in alcune aree delle Colline Metallifere, da una "brecchia di frizione". SIGNORINI spiega la "serie ridotta" con lo scivolamento gravitativo delle masse lungo pendii tettonici formatisi durante il corrugamento orogenetico. Lo scivolamento poté verificarsi per la presenza dell'orizzonte di scollamento costituito dalla "...formazione gessifera che ha poi dato origine ai calcari cavernosi...Vaste aree sopraelevate sarebbero così rimaste denudate da tutti i sedimenti superiori ai calcari cavernosi". Le Liguridi, sovrascorrendo ripetutamente, avrebbero poi ricoperto sia il Calcarea cavernoso sia la successione toscana fino al Macigno compreso.

L'ipotesi gravitativa viene successivamente accolta anche dal MERLA (1952) il quale propone il movimento delle Liguridi come conseguenza del progressivo sollevamento verso Est di "rughe" tettoniche.

GIANNINI *et al.* (1962) e successivamente GIANNI-

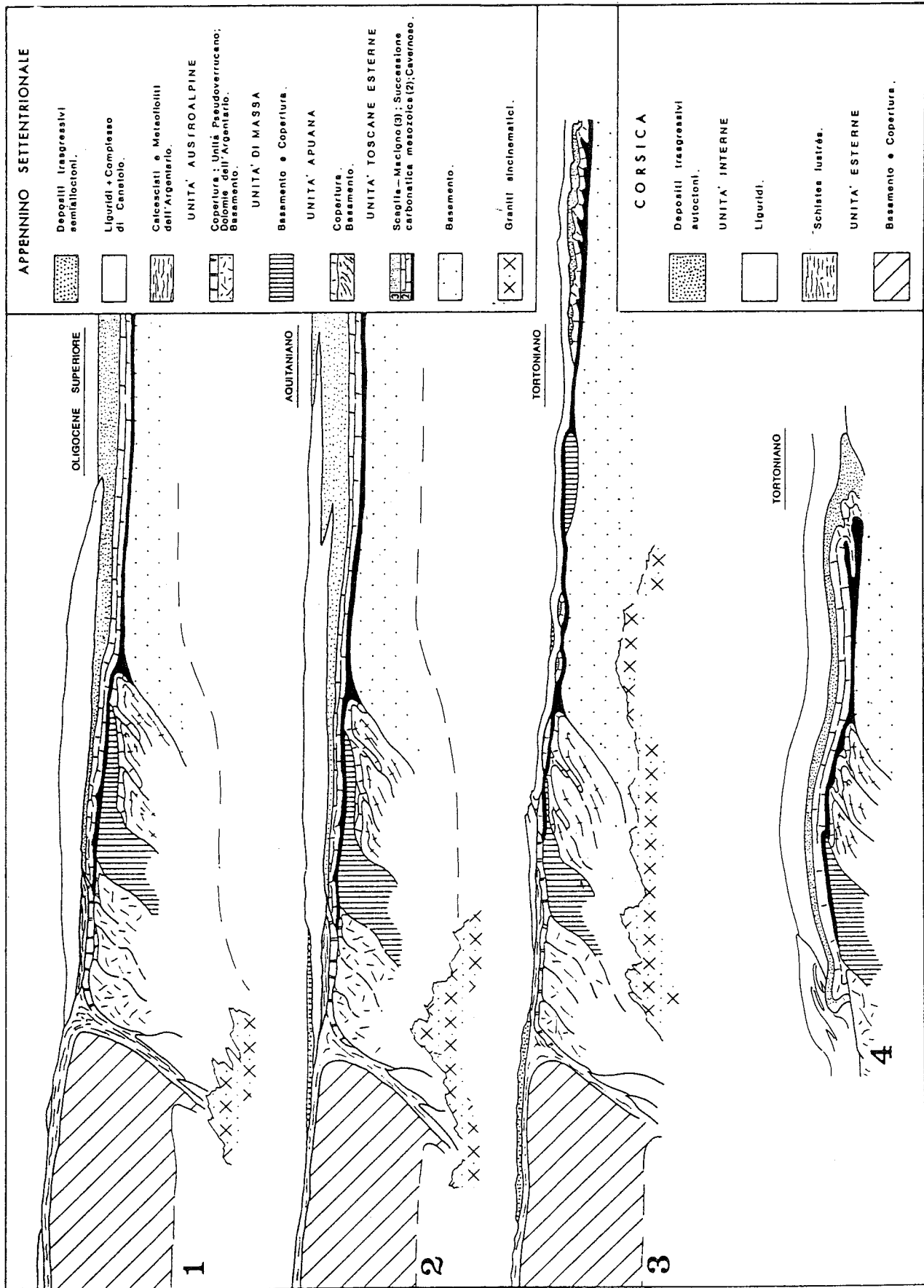


Fig. 11 - Evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale secondo BOCCALETTI *et al.*, (1981).

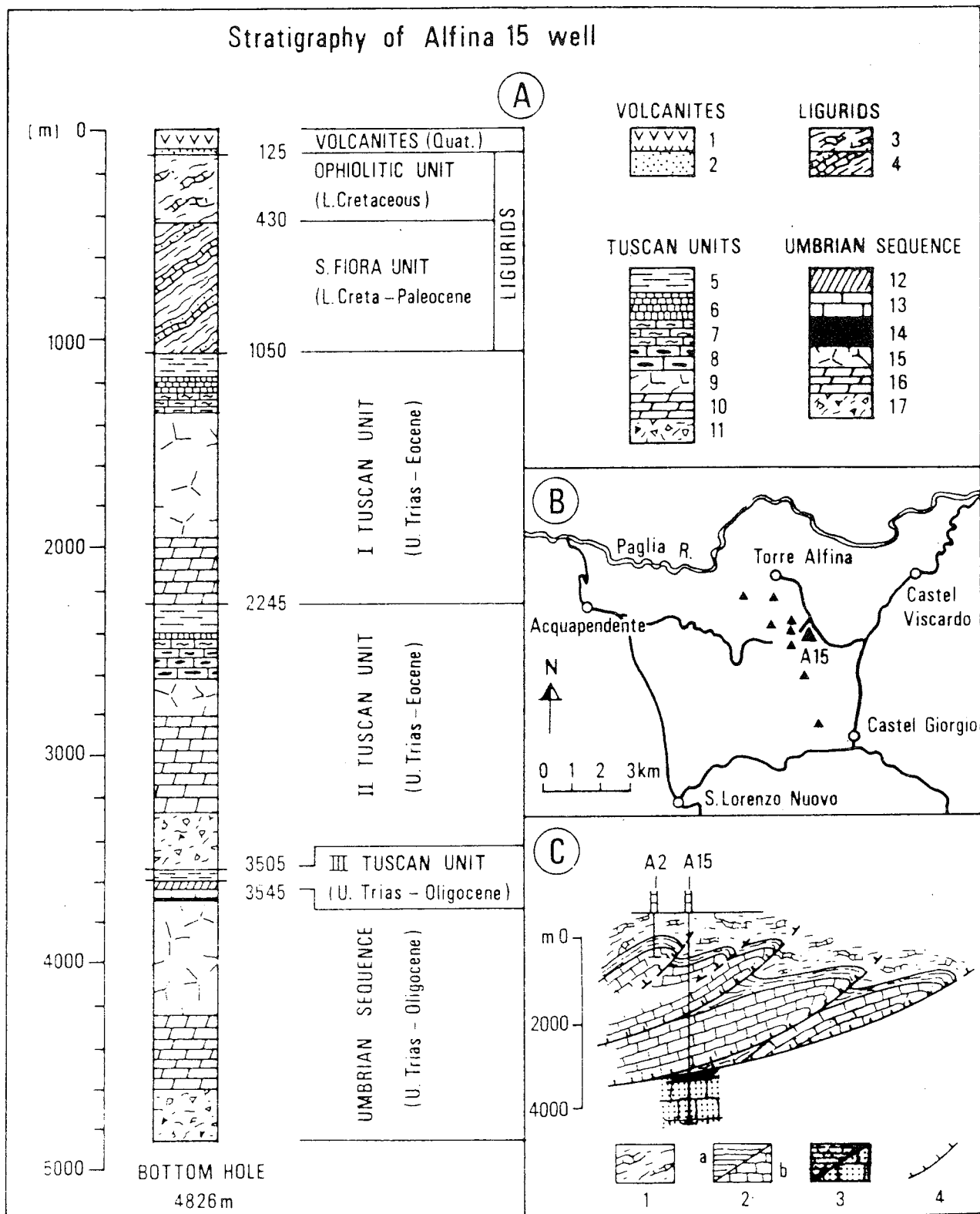


Fig. 12 - Successione attraversata dal pozzo Alfina 15 (da BUONASORTE *et al.*, 1987).

NI & NARDI (1966), studiando le deformazioni della Falda toscana ed i suoi rapporti con le Liguridi, concludono che, nel quadro di un generale movimento verso Est, devono essersi verificati fenomeni di laminazione tettonica lungo gli orizzonti plastici della successione toscana (Scaglia toscana, Marne a *Posidonia*-

mya-Diaspri, Calcare cavernoso). Tali laminazioni hanno causato sia le riduzioni di serie all'interno della Falda toscana sia, nei casi più importanti, la "serie ridotta" che viene così intesa come un cospicuo esempio di laminazione tettonica.

LAZZAROTTO (1967) in uno studio di dettaglio della

regione boracifera di Larderello, dove la "serie ridotta" è particolarmente espressa, riconosce che laminazioni tettoniche, paragonabili a quelle della successione toscana, sono presenti anche all'interno delle Liguridi s.l. là dove la serie toscana risulta laminata. Questo fatto implica che la "serie ridotta" si è sicuramente sviluppata dopo la messa in posto delle Liguridi stesse.

GIANNINI & LAZZAROTTO nel 1967 inquadrano tutti questi aspetti in un modello unitario considerando la zona dove è stata riconosciuta la "serie ridotta" come l'area di sedimentazione della Falda toscana. Secondo questi Autori, durante le fasi orogenetiche dell'Appennino settentrionale, la Falda toscana, con le Liguridi già sovrascorse, è scivolata dalla sua area di origine verso Est sfruttando, principalmente, l'orizzonte plastico delle anidriti triassiche e, secondariamente, gli orizzonti di scollamento all'interno della Falda toscana stessa. Le Liguridi più interne, invece, seguendo da tergo la falda, hanno operato, nel quadro di un generale movimento verso Est, una "sostituzione di copertura" prendendo il posto della successione toscana là dove oggi riconosciamo la "serie ridotta".

Questo modello evolutivo, con qualche modifica, verrà successivamente adottato in altri lavori sia di carattere regionale che di dettaglio (GIANNINI *et al.*, 1970; GIANNINI *et al.*, 1971; GIANNINI & LAZZAROTTO, 1975; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; BOCCALETTI *et al.*, 1981).

Una interpretazione completamente nuova della "serie ridotta" viene fornita da LAVECCHIA *et al.*, (1984). Questi Autori, basandosi su considerazioni di carattere geologico e geofisico e sull'analogia con altre aree in distensione (Basin and Range Province, U.S.A.), spiegano la "serie ridotta" come il prodotto della dislocazione provocata da faglie dirette a piccolo angolo. Esse, seguendo nella copertura le anidriti triassiche, dislocano le Liguridi fino alla loro diretta sovrapposizione al Calcare cavernoso, per poi raggiungere, con una geometria *flat-ramp-flat*, il canale a bassa velocità che nell'area tirrenica dell'Appennino settentrionale si trova intorno ai 22 km. Questa interpretazione viene successivamente confermata in un lavoro di sintesi sull'evoluzione appenninica da LAVECCHIA (1988).

5.1 RAPPORTI FRA LE LIGURIDI ED IL SUBSTRATO NELL'AREA A "SERIE RIDOTTA"

Le aree caratterizzate dalla "serie ridotta" si collocano in una fascia grosso modo parallela al fronte appenninico, delimitata a Nord dalla linea Livorno-Sillarò e comprendente, al suo limite orientale, la Montagnola Senese, la Dorsale Monticiano-Roccastrada-Monte Leoni, il Monte Amiata ed i Monti Romani (GIANNINI & LAZZAROTTO, 1975: Fig. 13).

I rapporti fra le Liguridi ed il loro substrato sono ben esemplificati nei numerosi lavori di dettaglio eseguiti nell'area della "serie ridotta" (GIANNINI, 1955; MAZZANTI, 1961; LAZZAROTTO *et al.*, 1964, GIANNINI, 1962; LAZZAROTTO, 1967; MAZZANTI, 1966a; MAZZANTI, 1966b; CALAMAI *et al.*, 1970; GIANNINI & LAZZAROTTO, 1970; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; COSTANTINI *et al.*, 1990; COSTANTINI *et al.*, 1991) ed in particolar modo tali rapporti sono ben noti nella zona di Larderello dove le stratigrafie provenienti dai numerosi dati dei sondaggi ENEL permettono, in molti casi, di superare le incertezze derivanti dal solo rilevamento di superficie.

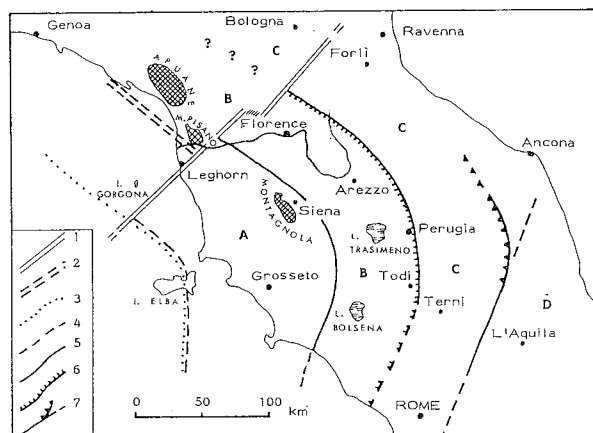


Fig. 13 - Area a "serie ridotta" nella Toscana meridionale (da GIANNINI & LAZZAROTTO, 1975).

Nell'area a "serie ridotta" le Liguridi giacciono su tutti i termini della serie toscana non metamorfica ed anche sui termini paleozoico-triassici della Toscana meridionale.

La giacitura del contatto è, in genere, sub-orizzontale quando le Liguridi giacciono sulle formazioni poco competenti (Scaglia toscana, Marne a *Posidomya*-Diaspri, Formazione anidritica) mentre è inclinata quando il substrato delle Liguridi è costituito da rocce competenti (ad esempio, i termini liassici della serie toscana).

Esempi del primo caso sono stati descritti da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978) poco a Sud della struttura positiva delle Cornate, dove essi hanno cartografato la giacitura sub-orizzontale del contatto tettonico fra le Argille con palombini (Cretaceo inferiore) e la sottostante Scaglia toscana (Cretaceo-Oligocene). Una analoga geometria è stata ricostruita da tali Autori nella zona di Bagni delle Galleraie per rappresentare il contatto fra la Formazione delle Argille e Calcari ed i Diaspri della successione toscana. Anche MAZZANTI (1966a) riconosce nella zona di Larderello, tramite l'interpolazione dei numerosissimi dati provenienti dai sondaggi, il limite sub-orizzontale fra le formazioni delle Liguridi ed il sottostante Calcare cavernoso.

Anche sul Monte Amiata, un'altra significativa zona per lo studio della "serie ridotta", CALAMAI *et al.* (1970) ricostruiscono, tramite sondaggi, la giacitura sub-orizzontale del contatto fra Liguridi e sottostante Calcare cavernoso.

Esempi di giacitura inclinata del contatto fra le Liguridi ed i sottostanti termini della successione toscana sono stati individuati da LAZZAROTTO (1967), sempre tramite interpolazione fra dati di diversi son-

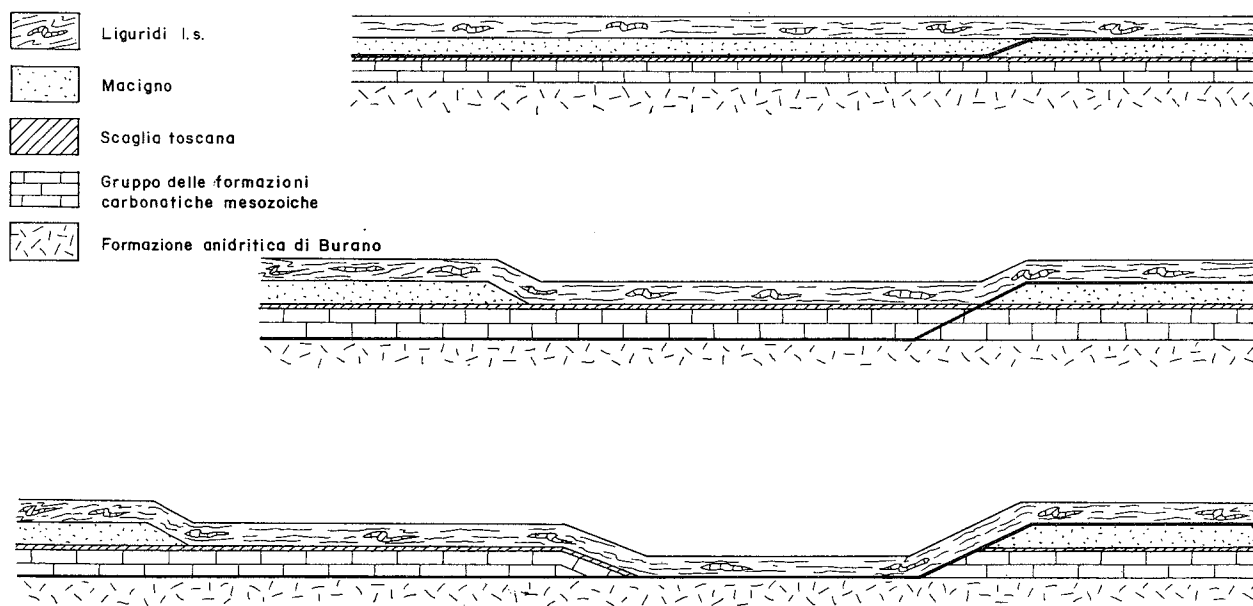


Fig. 14 - Meccanismo semplificato di formazione della "serie ridotta" tramite superfici di scorrimento alla base delle Liguridi e lungo i livelli incompetenti della successione toscana.

daggi, nella zona di Botro del Mancino.

Altri esempi sono riportati da LAZZAROTTO (1967) al di sotto dei sedimenti pliocenici del Bacino di Lustrignano, da CALAMAI *et al.* (1970), nella zona amiatina e da ELTER P. (1955) nella zona di Castell'Azzara.

I contatti sub-orizzontali collocati nei livelli poco competenti (Scaglia toscana, Marne a *Posidonomya-Diaspri* e Calcare cavernoso) sono collegati da contatti che attraversano obliquamente la stratigrafia delle formazioni competenti della successione toscana. Questa geometria è descrivibile, nell'insieme, come una struttura complessa costituita da superfici di scorrimento di tipo *flat-ramp-flat* (Fig.14). All'interno delle coperture esistono diverse superfici di questo tipo: una, è sicuramente rappresentata da due superfici orizzontali (*flat*) collocate rispettivamente alla base delle Liguridi ed all'interno della Scaglia e raccordate da una superficie obliqua che attraversa il Macigno (*ramp*); un'altra simile geometria è rappresentata da due superfici sub-orizzontali (*flat*) collocate questa volta alla base delle Liguridi ed all'interno delle Marne a *Posidonomya-Diaspri* e collegate da una superficie inclinata che attraversa la successione toscana nei termini superiori ai *Diaspri* (*ramp*); un'altra ancora è individuabile in due superfici sub-orizzontali collocate alla base delle Liguridi ed all'interno della Formazione anidritica di Burano e collegate da una superficie obliqua che attraversa tutti i termini della successione toscana.

Livelli di scollamento con simile geometria a quella finora descritta si riconoscono anche all'interno delle unità liguri e sub-liguri dove i livelli incompetenti sono rappresentati dalle formazioni argillose.

Queste superfici complesse separano un tetto da un muro i cui rapporti indicano che il primo si è sempre abbassato rispetto al secondo; ciò suggerisce che la "serie ridotta" si è formata in un regime di distensione giustificando l'assottigliamento dell'insieme Li-

guridi-successione toscana. Con questa cinematica sono spiegati anche i rapporti esistenti tra le Liguridi ed i vari termini della successione toscana su cui le Liguridi stesse poggiano.

Questi movimenti si sono verificati dopo la messa in posto delle Liguridi *l.s.* sulla successione toscana in un intervallo di tempo compreso fra il Miocene medio (età del tetto delle Arenarie del Cervarola) ed il Tortoniano superiore (età dei primi sedimenti neoaotoceni).

5.2 EVIDENZE DI TETTONICA DISTENSIVA NELL'UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA

Molte meno informazioni sono al momento disponibili sulle strutture determinate dalla distensione pretortoniana nell'Unità di Monticiano-Roccastrada. Come visibile dalla sezione di Fig. 2, essa è compresa fra la Formazione anidritica di Burano (Trias superiore) al tetto ed il complesso filladico-quarzitico paleozoico al letto. Lungo la trasversale Sassetta-Rapolano l'unità forma due grandi corpi lenticolari, fra loro isolati: il più esterno, corrisponde agli affioramenti della Dorsale medio-toscana; il più interno, si trova in corrispondenza dell'area fra Sassetta ed il Torrente Pavone.

Dal corpo più interno, che ha uno spessore massimo di un migliaio di metri, si dirama una apofisi lunga circa dieci chilometri e con spessore di circa cento metri.

Sia l'aspetto geometrico dei due corpi che l'interruzione della originaria continuità laterale dell'Unità di Monticiano-Roccastrada sembrano riferibili alla distensione di un insieme formato da due livelli poco competenti (anidriti di Burano e complesso filladico-quarzitico) e da un livello competente interposto (Unità di Monticiano-Roccastrada). Questo processo non

ha alterato l'originaria struttura a scaglie dell'unità come è dimostrato dai sondaggi nell'area di Larderello.

5.3 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Nell'area a "serie ridotta" la distensione precedente ai primi sedimenti lacustri neoautoctoni del Tortoniano superiore si esplica in corrispondenza delle coperture con un sistema *flat-ramp-flat* che si esaurisce normalmente nella Formazione anidritica (Calcere cavernoso) del Trias superiore; nell'Unità di Monticiano-Roccastrada invece, la distensione sembra esplicarsi attraverso fenomeni di tipo *boudinage*. Il *boudinage* ed il sistema di faglie dirette a geometria complessa potrebbero essere i due principali meccanismi con cui si realizza la distensione nella Toscana meridionale nell'intervallo fra il Miocene medio ed il Tortoniano superiore.

Un calcolo delle estensioni effettuato nella copertura toscana e nell'Unità di Monticiano-Roccastrada, lungo la sezione in esame (Fig. 2) e senza tener conto della distensione post-tortoniana, dà lo stesso valore che indica una estensione di almeno il 60%.

6. LA TETTONICA DISTENSIVA POST-TORTONIANA

Alla tettonica distensiva che, come abbiamo precedentemente descritto, ha portato alla "serie ridotta", segue lo sviluppo di una nuova fase distensiva che si esplica attraverso faglie dirette immergenti sia verso oriente che verso occidente e che tagliano tutte le strutture precedentemente formatesi.

Queste faglie hanno dato origine, a partire dal Tortoniano superiore, a fosse tettoniche separate da alti strutturali. Nelle fosse tettoniche si è sviluppata la sedimentazione mio-pliocenica della Toscana meridionale.

Strutture a gradinate determinate da faglie dirette furono riconosciute per la prima volta da SIGNORINI (1949). Tali faglie furono cronologicamente riferite al post-Pliocene poichè anche i litotipi del Pliocene risultavano da esse dislocati. Successivamente TREVISAN (1955) in uno studio sulla Val di Cecina, riconobbe che l'attività delle faglie dirette si era protratta dal Miocene superiore fino al Pliocene superiore incluso. A simili conclusioni giunse anche GIANNINI (1955) con un lavoro di dettaglio sui monti di Campiglia Marittima e GIANNINI & TONGIORGI (1958) con un lavoro di carattere generale sulla Toscana marittima. Nel 1962, sempre GIANNINI studiando i rapporti fra tettonica e sedimentazione nel Bacino della Val di Fine, riconobbe sia faglie dirette la cui attività era cessata con il Pliocene sia faglie dirette attive durante il Pliocene o successive ad esso. La presenza di più eventi nella tettonica distensiva post-tortoniana fu confermata anche dai dati di LAZZAROTTO & MAZZANTI (1965); MAZZANTI (1966); LAZZAROTTO (1967); LAZZAROTTO

& MAZZANTI (1978).

Le principali fosse tettoniche della Toscana a Sud dell'Arno sono orientate in direzione appenninica (NNW-SSE); le singole fosse tettoniche risultano suddivise in segmenti da linee trasversali orientate in direzione anti-appenninica (SW-NE). Tali linee sono state interpretate da BARTOLINI *et al.* (1982) come fasce di deformazione e di discontinuità; più recentemente LIOTTA (1991) ha interpretato tali linee come delle *transfer fault* attive durante le fasi distensive.

I più recenti lavori di sintesi sulla tettonica post-tortoniana sono quelli di AMBROSETTI *et al.* (1979), COSTANTINI *et al.* (1982), BARTOLINI *et al.* (1982) e LIOTTA (1991) a cui rimandiamo per ulteriori dettagli.

Nei sedimenti del Messiniano e del Pliocene sono state riconosciute deformazioni alla scala mesoscopica che PERTUSATI *et al.* (1979), PLESI & CERRINA FERONI (1979), BOCCALETTI *et al.* (1987), BERNINI *et al.* (1991) attribuiscono ad eventi compressivi nell'ambito di un regime distensivo.

6.1 IL BACINO DI SIENA-RADICOFANI

I dati geofisici e stratigrafico-paleontologici raccolti negli ultimi anni hanno permesso di meglio definire la struttura del bacino neogenico di Siena-Radicofani, uno dei più importanti della Toscana meridionale e che è attraversato dalla sezione di Fig.2 nella sua parte più settentrionale. Il Bacino di Siena-Radicofani costituisce un settore di una lunga fossa tettonica che dalla Val di Serchio si allunga verso SE fino alla Val di Tevere. La sedimentazione al suo interno si è sviluppata a partire dal Messiniano con depositi lacustri e nel Pliocene inferiore e medio con depositi marini raggiungendo il massimo spessore nella zona centro-orientale del bacino.

Il Bacino di Siena, come riportato in Fig.2, è delimitato ad Oriente da una faglia diretta a geometria listrica e sin-sedimentaria di notevole importanza. Essa raggiunge una profondità di circa 9 Km come è evidenziato sia dalla geofisica, che indica il dislocamento dei riflettori profondi fino a quello che divide, in accordo con NICOLICH (1982), un "basamento" B1 da un "basamento" B2, sia dalla stima sulla sua profondità calcolata in relazione al volume dei sedimenti neogenici ad essa legati (BOSWORTH, 1985). La faglia bordiera del Bacino di Siena si esaurisce sull'orizzonte K (vedi oltre) che non appare da essa dislocato. Analoghe considerazioni sono possibili per la sezione di Fig. 15.

Una geometria simile a quella del Bacino di Siena è presente anche più a Sud, nel Bacino di Radicofani (Fig.16) che è diviso dal Bacino di Siena, pur rappresentandone la sua continuità verso Sud, da una importante dislocazione trasversale definita da BARTOLINI *et al.* (1982) come "soglia di Pienza". E', anche in questo bacino, evidente l'attività sinsedimentaria delle faglie bordiere: ciò infatti, è ben documentato dai numerosi corpi di olistostroma presenti sia sul bordo occidentale, dove sono costituiti da materiali provenienti

dalle unità liguri, sia sul bordo orientale dove il materiale è costituito dai litotipi della successione carbonatico-mesozoica del Monte Cetona.

L'assetto strutturale dovuto alla tettonica distensiva post-tortoniana, come già riconosciuto dai numerosi Autori che si sono occupati dell'argomento e come ri-

sulta dalla sezione di Fig.2, è il risultato di più eventi deformativi collocabili nel Messiniano e nel Plio-Quaternario.

Tali eventi si esplicano tramite faglie dirette immergenti sia verso occidente che oriente a cui sono associate ampie pieghe di tipo *roll-over*. La più evi-

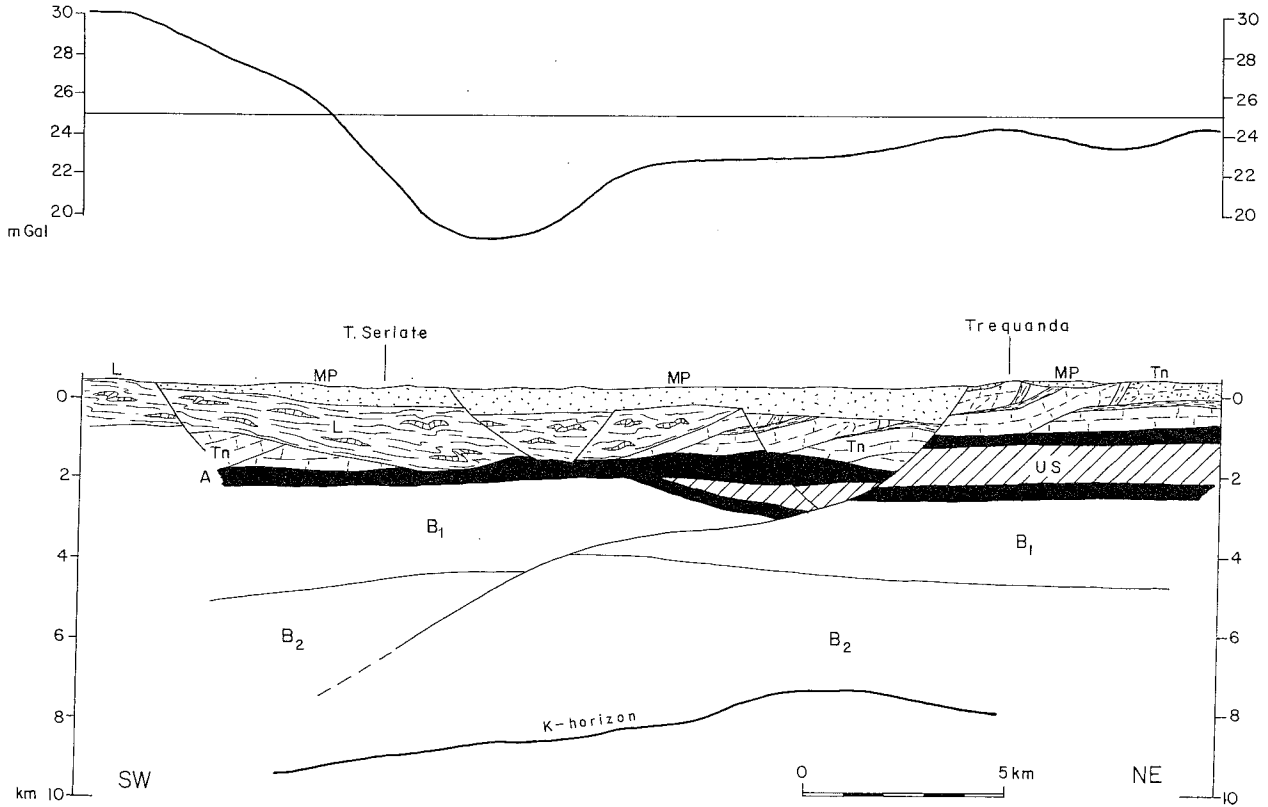


Fig. 15 - Sezione geologica fra Montalcino e Trequanda. Spiegazione delle sigle: MP - sedimenti neoautoctoni mio- pliocenici; L - Liguridi s.l.; Falda toscana: Tn - formazioni oligocenico-liassiche, A - Formazione anidritica di Burano; Copertura umbra: US - formazioni terziario - mesozoiche, A - Formazione anidritica di Burano; Basamento umbro: B1 e B2 - suddivisione del Basamento secondo NICOLICH (1982).

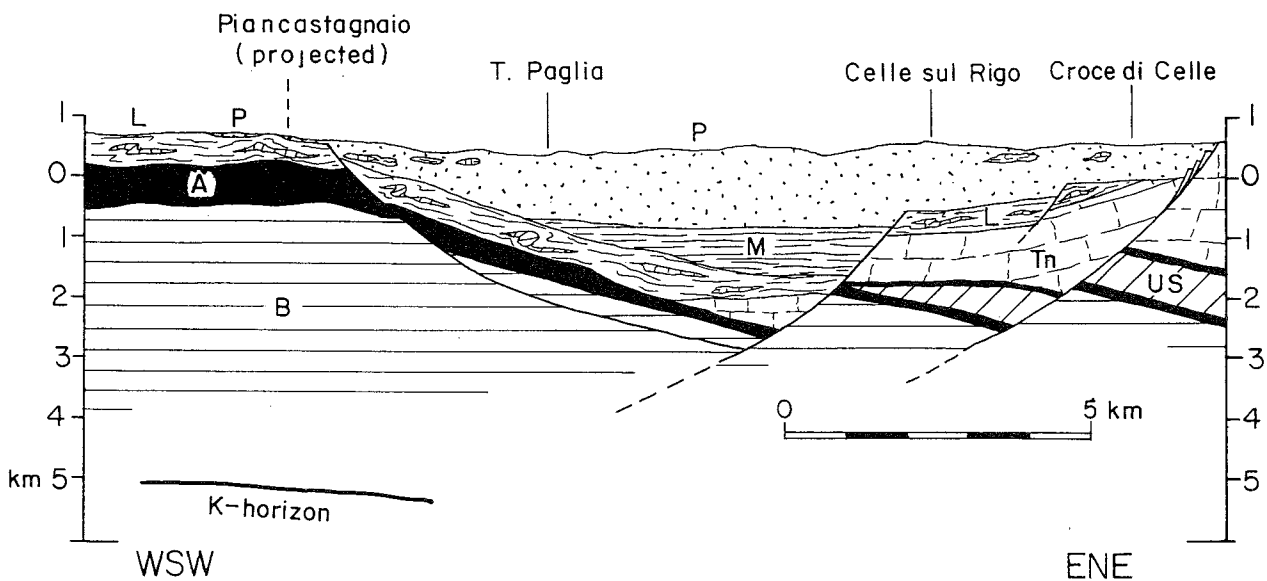


Fig. 16 - Sezione geologica fra Piancastagnaio e S.Casciano dei Bagni: Spiegazione delle sigle: P - sedimenti pliocenici; M - Sedimenti miocenici; L - Liguridi; Falda toscana: Tn - formazioni oligocenico-liassiche, A - Formazione anidritica di Burano; Copertura umbra: US - formazioni terziario- mesozoiche, A - Formazione anidritica di Burano; B - "basamento".

dente di questa associazione strutturale (*roll-over* e faglia listrica) si colloca, come documentato sia dalla geofisica che dalla geologia di campagna, in corrispondenza del margine orientale del Bacino di Siena-Radicofani; l'attività di tale associazione strutturale è ben documentabile nel Pliocene.

L'estensione conseguente agli eventi distensivi post-tortoniani, calcolata lungo la sezione di Fig.2, non risulta elevata essendo nell'ordine del 6-7%. Un tale valore suggerisce che la distensione mio-pliocenica rappresenta soltanto l'ultimo effetto del processo di assottigliamento crostale, già significativamente sviluppatosi durante gli eventi che hanno portato alla "serie ridotta".

6.2 L'ORIZZONTE SISMICO K

Si tratta di un orizzonte sismico profondo, riconosciuto per la prima volta nell'area geotermica di Larderello e successivamente anche nel Bacino di Siena, in quello di Radicofani e nella zona del Monte Amiata; esso è rappresentato da un segnale sismico di notevole intensità che localmente presenta caratteristiche di *bright spot*.

Nell'area di Larderello, come indicato con estrema chiarezza dalle numerose linee sismiche a riflessione, l'orizzonte K risulta interrotto in corrispondenza della Linea Piombino-Faenza, una delle più importanti linee trasversali dell'Appennino settentrionale. Nella zona di Larderello infatti, sia la sismica a rifrazione profonda sia le prospezioni sismiche a riflessione hanno messo in evidenza che tale linea corrisponde ad un sistema di faglie che interessa la crosta continentale (GIESE *et al.*, 1981); tuttavia non sempre sono evidenti i suoi effetti sulle coperture sedimentarie. Nel settore a Sud-Est di tale linea l'orizzonte K risulta sempre rialzato rispetto al settore di Nord-Ovest.

Sul significato dell'orizzonte K sono state formulate diverse ipotesi: BATINI *et al.* (1978), discutendo la natura di tale orizzonte nella zona di Larderello, suggeriscono più possibilità, ma escludono che esso rappresenti il tetto di un plutone. PUXEDDU (1984), invece, sostiene che l'orizzonte K rappresenti il tetto di un basamento ercinico costituito da formazioni metamorfiche e da graniti del tipo di quelli affioranti nella Sardegna. BATINI *et al.* (1983), BATINI & NICOLICH (1984) e BATINI *et al.* (1985) ritengono invece che tale segnale sismico sia attribuibile ad un livello della crosta fortemente fratturato ed alla possibile presenza di fluidi e minerali idrotermali all'interno delle fratture stesse. Anche l'orizzonte K, individuato nel sottosuolo della regione geotermica del Monte Amiata, sarebbe riconducibile, secondo GIANNELLI *et al.* (1988), ad un orizzonte fratturato riempito con fluidi caldi e minerali idrotermali e termometamorfici, posto fra la parte più elevata del corpo igneo intruso e le rocce incassanti.

Nella zona di Larderello, al di sotto dell'orizzonte K, come segnalato anche da BATINI *et al.* (1978), esistono energetiche riflessioni ad andamento ad inclinazione convergente e divergente: essi disegnano nell'in-

sieme, strutture a losanghe con una *signature* sismica omogenea. Identiche strutture, rilevate in aree caratterizzate dalla distensione, sono state interpretate da HAMILTON (1987), RESTON (1988; 1990) e BLUNDELL (1990 *cum bibl.*) come zone a bassa deformazione delimitate da fasce di taglio milonitiche. Esse rappresenterebbero gli effetti deformativi della distensione nel regime duttile della crosta inferiore.

In questa ipotesi, che ben si accorda con i risultati ottenuti dallo studio geologico e geofisico effettuato lungo la sezione Sassetta-Rapolano, l'orizzonte K potrebbe rappresentare, nel quadro di un generale regime distensivo, il passaggio fra una parte della crosta caratterizzata da un comportamento fragile ed una caratterizzata da un comportamento duttile. Questa interpretazione è sostenuta dai dati di recenti perforazioni effettuate nella zona di Lago dove, nei pressi dell'orizzonte K (circa 3000 metri) è stata rilevata una temperatura compresa fra i 400°C ed i 450°C. Si tratterebbe quindi, di una superficie di separazione fra corpi geologici con differente stato fisico ed in questa ipotesi, l'orizzonte K può essere causato da una fascia milonitica determinatasi per il contatto fra elementi cristallini a diverso comportamento reologico. Tale orizzonte può occasionalmente coincidere col tetto di graniti tardo-alpini (aureole termo-metamorfiche della zona di S.Pompeo 2 e di Lago) ma può anche essere attraversato da essi come sembrerebbe risultare dai dati geofisici della zona di Sassetta, Campiglia Marittima e dalle linee sismiche più meridionali dell'area di Larderello (zona di Montebamboli).

7. MODELLO GRAVIMETRICO BIDIMENSIONALE ⁽²⁾

Nell'ambito del progetto Finalizzato Energetica 1 e 2, S.P. Geotermia sono state effettuate alcune prospezioni gravimetriche che hanno interessato dalla costa verso l'interno, le aree geotermiche di Larderello e Travale e il Bacino di Siena. I dati raccolti (circa 3000 stazioni) hanno permesso la costruzione di una carta delle anomalie di Bouguer (Fig.17) e l'elaborazione di un modello gravimetrico bidimensionale lungo la traccia di una sezione.

Nella carta delle anomalie di Bouguer, le strutture gravimetriche, sia positive che negative, presentano un allungamento in direzione meridiana presso la costa e una direzione NNW-SSE da Monticiano in poi verso Est. Tuttavia l'elemento più evidente, presente lungo la traccia della sezione, è una vasta depressione gravimetrica di forma subcircolare limitata dalla isoanomala dei 24 mGal; questa depressione corrisponde alle aree geotermiche di Larderello e Travale. In queste aree l'andamento del substrato è in gran parte noto per la presenza di migliaia di perforazioni per la ricerca di fluidi endogeni e di numerose prospezioni geofisiche. Date le caratteristiche geotermiche delle aree e le

(2) Questo paragrafo è stato redatto a cura di M. DI FILIPPO & B. TORO

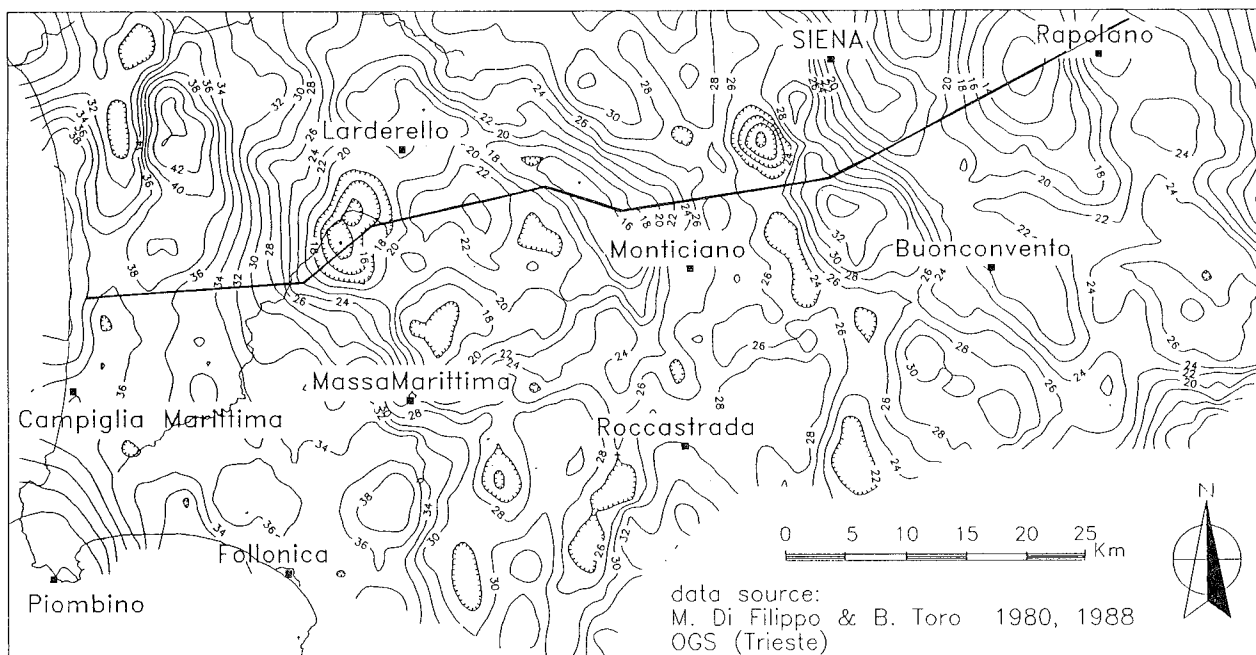


Fig. 17 - Carta gravimetrica della Toscana meridionale, anomalie di Bouguer (intervallo delle isoanomalie: 2 mgal).

paragenesi dei minerali di neof ormazione trovati nelle perforazioni più profonde, l'origine di questa anomalia chiusa dovrebbe essere causata dalla presenza in profondità di rocce meno dense di quelle incassanti; in questo caso possiamo parlare di rocce intrusive acide meno dense delle formazioni gneissiche. Su questa ipotesi è basata l'elaborazione di una parte del modello gravimetrico.

La traccia del profilo per il modello gravimetrico (Fig. 18) va dalla costa, a Nord di Campiglia Marittima, attraversa le aree geotermiche e giunge fino alle strutture carbonatiche mesozoiche di Rapolano. Si è cercato di intersecare il più normalmente possibile le strutture gravimetriche in modo da evitare imprecisioni nel calcolo degli effetti gravimetrici prodotti dal modello. I valori di gravità elaborati dal modello proposto sono stati comparati alle anomalie di Bouguer, in quanto l'andamento della Moho, nella fascia attraversata dal profilo, non presenta forti variazioni di profondità e quindi il gradiente del campo gravimetrico regionale risulta molto blando.

Sono state considerate delle unità litologiche abbastanza uniformi come valore di densità e che corrispondono poi alle unità presentate nella sezione geologica; queste sono in figura 18:

- 1) metamorfiti gneissiche (basamento pretriassico),
- 2) filladi e quarziti (Unità Monticiano-Roccastrada),
- 3) formazioni della serie toscana, sono compresi tutti i termini anche se questa si presenta spesso ridotta alla sola formazione anidritica,
- 4) complesso delle formazioni in facies di flysch, Liguridi,
- 5) formazioni carbonatiche della serie umbra,
- 6) complesso neoautoctono, comprende le formazioni lacustri e marine del Miocene e Pliocene,
- 7) rocce intrusive acide.

E' stato tracciato inoltre l'andamento dell'orizzonte K, evidenziato dalle prospezioni sismiche, per meglio visualizzare l'assetto strutturale della sezione; tuttavia a questo orizzonte non è stato assegnato alcun contrasto di densità nell'elaborazione del modello.

Il modello gravimetrico elaborato in base alle anomalie di gravità presenta un buon accordo con la curva delle anomalie di Bouguer e risulta coerente con le conoscenze geologiche che si hanno nella Toscana Meridionale.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU P., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini toscano-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580.
- BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei di tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, (2), 218-244.
- BALDI P., BONI C., BONO P., BUONASORTE G., CECCARELLI A., D'AMORE F., DI FILIPPO M., D'OFFIZI S., GRASSI S., LOMBARDI S., MARTELLI M.G., RIDOLFI A., SQUARCI P., TAFFI L. & TORO B. (1982) - *Contributo alla conoscenza delle potenzialità geotermiche della Toscana e del Lazio*. CNR, P.F.E., R.F. 15.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.B., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) -

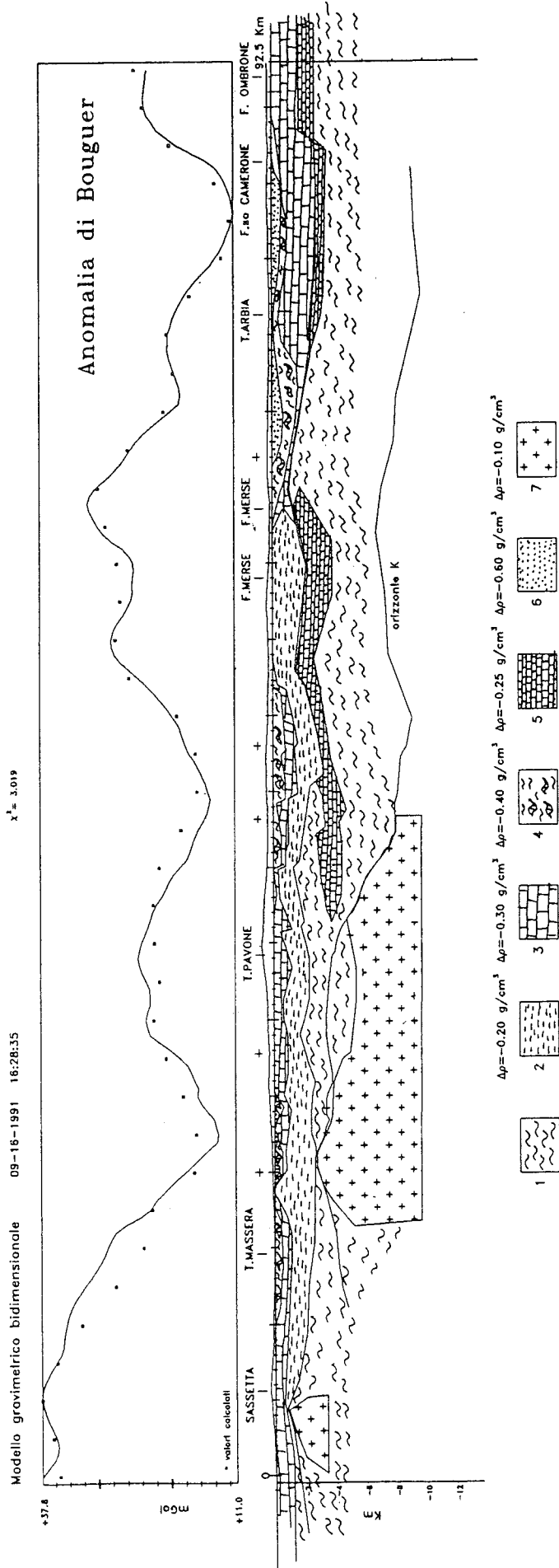


Fig. 18 - Modello gravimetrico bidimensionale.

- Carta neotettonica dell' Appennino settentrionale. Note illustrative. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 523-549.
- BATINI F., BERTINI G., GIANNELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M. (1983) - *Deep structure of the Larderello geothermal field: contribution from recent geophysical and geological data*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 219-235.
- BATINI F., BERTINI G., GIANNELLI G., PANDELI E., PUXEDDU M. & VILLA I. (1985) - *Deep structure, age and evolution of the Larderello-Travale geothermal field*. Geothermal Res., Comm. Trans., **9**, 1-7.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: Deep reflecting horizons in Larderello-Travale Geothermal field*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 477-484.
- BATINI F. & NICOLICH R. (1984) - *The application of seismic reflection methods to geothermal exploration*. U.N. Seminar on Utilization of geothermal energy for electric power production and space heating. Firenze.
- BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. & TORELLI L. (1990) - *Eventi compressivi neogenico-quadernari nell'area peritirrenica nord-orientale. Dati in mare ed a terra*. 75 Congr. Soc. Geol. It., Milano 10-12/9/1990, Riassunti "posters", 15.
- BLUNDELL D.J. (1990) - *Seismic images of continental lithosphere*. J. Geol. Soc., **147**, 895-913.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MANNORI M.R., MARTINELLI P. & SANI F. (1987) - *La deformazione fragile, mesoscopica, dei depositi pleistocenici della bassa Val di Cecina, in Toscana*. Acta Nat. Ateneo Parm., **23** (4), 253-264.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell' Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Considerazioni sulla "serie (toscana) ridotta" a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 265-272.
- BOSWORTH W. (1985) - *Discussion on the structural evolution of extensional basin margins*. J. Geol. Soc. Lond., **142**, 939-942.
- BUONASORTE G., FIORELISI A., PANDELI E., ROSSI U. & SOLLEVANTI F. (1987) - *Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochthonous sedimentary sequences of northern Latium*. Per. Mineral., **56**, 123-136.
- BURGASSI P.D., COSTANTINI A., DELL'AGNELLO L., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1980) - *Esame dei rapporti fra le formazioni metamorfiche del basamento nella Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 123-133.
- CALAMAI A., CATALDI R., SQUARCI R. & TAFFI L. (1970) - *Geology, geophysics and hidrogeology of the Monte Amiata geothermal fields: I- Maps and comments*. Geothermics, special issue.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1984) - *"Autoctono Apuano" e Falda toscana. Sintesi dei dati e delle interpretazioni*. In: "Cento anni di Geologia Italiana" vol. Giub. I Centenario, Ed.: Società Geologica Italiana, Bologna, 199-214.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, (6), 1275-1303.
- CASTELLUCCI P., MINISSALE A. & PUXEDDU M. (1983) - *Nature and tectonic setting of the Travale-Radicondoli Basement in the Larderello geothermal field (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 237-245.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1972) - *Modello strutturale umbro-marchigiano: correlazioni possibili con le regioni adiacenti*. Boll. Serv. Geol. d' It., **93**, 155-188.
- CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., ELTER F.M., GATTIGLIO M., LAZZAROTTO A., MECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F. & TONGIORGI M. e DI PISA A. (1991) - *Structural frame of the tuscan paleozoic: a review*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1988) - *L'unità di Monticiano-Roccastrada fra la Montagnola senese e il Monte Leoni (Toscana meridionale)*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, **31**, 382-420.
- COSTANTINI A., ELTER F.M., PANDELI E. & SANDRELLI F. (1991) - *Carta geologica di Iano (Prov. di Firenze)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1990) - *Carta geologica della provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. S.EL.CA., Firenze.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1982) - *Il Graben di Siena: conoscenze geologico-strutturali*. In: Rel. finale "studi geol. idrogeol. geof. finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo", C.N.R., P.F.E., R.F. **9**, 11-33.
- DALLAN NARDI L., ELTER P. & NARDI R. (1971) - *Considerazioni sull' arco dell' Appennino settentrionale e sulla "linea" Ancona-Anzio*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 203-211.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1979) - *Il quadro paleotettonico dell' Appennino Settentrionale: un'ipotesi alternativa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **85**, 289-297.
- DI FILIPPO M. (1989) - *Carta gravimetrica della Toscana Meridionale*. Relazione 88.01247.59, Progetto Finalizzato Energetica 2, S.P. Geotermia, CNR, Roma.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1982) - *Il Graben di Siena, prospezioni ed analisi gravimetriche*. CNR, P.F.E., R.F. **9**, 73-86.
- DI FILIPPO M., D'OFFIZI S. & TORO B. (1983) - *Determinazione delle densità di alcune formazioni della Toscana Meridionale con metodi gravimetrici*. Atti del II Convegno del GNGTS, 473-481, Roma 12-14 dicembre 1983.

- ELTER P. (1955) - *Carta geologica dei Monti di Castell' Azara (Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., **74**, (2), 317-337.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and Hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (Larderello geothermal field, Southern Tuscany, Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **83**, (2), 241-264.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1991) - *Structural features of the metamorphic Paleozoic-Triassic sequences in deep geothermal drillings of the Monte Amiata (SE Tuscany, Italy)*. Boll.Soc.Geol.It. (in stampa).
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. Rend. Soc. Mineral. e Petrol., **40**, 111-124.
- FRANCESCHELLI M., PANDELI E. & PUXEDDU M. (1984) - *Kyanite bearing early alpine meta-psammite in the Larderello geothermal field (Italy) and its implication to alpine metamorphism and triassic paleogeography*. Schweiz.Mineral. Petrol.Mitt., **64**, 405-422.
- GIANNELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., PANDELI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy)*. Geothermics, **17**, 5-6, 719-734.
- GIANNIELLO G., LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1963) - *Cenni di Geologia del Promontorio Argentario (Grosseto) e del Promontorio del Franco nell' isola del Giglio (Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 447-458.
- GIANNINI E. (1955) - *Geologia dei Monti di Campiglia Marittima (Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **74**, (2), 219-296.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Marittima*. Boll. Soc. Geol. It., **77**, (2), 147-170.
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, (2), 99-224.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1967) - *Studio geologico di una sezione tra i monti di Campiglia marittima e la parte centro-meridionale dei Monti del Chianti*. Atti Soc. Sc. Nat., ser. A, **I**, 78-101.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1970) - *Studio geologico della Montagnola Senese*. Mem.Soc.Geol.It., **9**, 451- 495.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1975) - *Tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: "GEOLOGY OF ITALY", Earth Sc. Soc. Lyb. Ar. Rep., Tripoli, 237-287.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) - *Lineamenti di stratigrafia e di tettonica*. In: "LA TOSCANA MERIDIONALE", Rend. S.I.M.P., **27**, 33-168.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & STEFANI G. (1970) - *Studio strutturale del tetto del basamento filladico quarzítico (Verucano) nella Toscana a Sud dell' Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **9** (3), 435-449.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia e la tettonica della zona di raccordo tra il M.Pisano e le Alpi Apuane*. Boll.Soc.Geol.It., **84**, (6),1965.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, (2), 17-98.
- GIESE P., WIGGER P., MORELLI C. & NICOLICH R. (1981) - *Seismische studien zur bestimmung der krustenstruktur-anomalien der Toskana*. Comm. Europ. Communities, EUR, 75-78.
- HAMILTON W. (1987) - *Crustal exstension in Basin and Range Province, southwestern United States*. In: "CONTINENTAL EXTENSIONAL TECTONICS" (Ed. COWARD M.P. et al.), Geol.Soc.Spec.Publ., **28**, 155-176.
- KÄLIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Ecl. Geol. Helv., **72**, (3), 715-762.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.
- LAZZAROTTO A. (1967) - *Geologia della zona compresa fra l' alta Valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, (2), 151-197.
- LAZZAROTTO A. (1973) - *Caratteri strutturali dei nuclei mesozoici di Montalceto, Trequanda e Piazza di Siena (Prov. di Siena)*. Atti Soc. tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **79**, 251-266.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965) - *Stratigrafia neogenica toscana: studio geologico di tre sezioni del complesso neoautoctono di Pomarance e Castelnuovo di Val di Cecina (Prov. di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, (3), 291-302.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1978) - *Geologia dell' alta Val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, (6), 1365- 1487.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & MAZZONCINI F. (1964) - *Geologia del promontorio Argentario (Grosseto) e del promontorio del Franco (Isola del Giglio-Grosseto)*. Boll.Soc.Geol.It., **83**, (2), 1-125.
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Apennines*. Ecl. Geol. Helv., **84**, (2), 413-430.
- LOSACCO U. & DEL GIUDICE D. (1958) - *Stratigrafia e tettonica degli affioramenti mesozoici posti fra le colline di Rapolano e il Monte Cetona (Siena)*. Boll.Soc.Geol.It., **77**, (2), 1-32.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **41**, (4), 391-412.
- MAZZANTI R. (1961) - *Geologia della zona di Montaione fra*

le valli d'Era e dell'Elsa. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 37- 126.

MAZZANTI R. (1966a) - *Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, (2), 105-138.

MAZZANTI R. (1966b) - *Geologia della zona di Monteverdi Marittimo-Canneto*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser A, **73**, (2), 467-490.

MERLA G. (1952) - *Geologia dell' Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, (1), 95-382.

NICOLICH R. (1982) - *Profili sismici*. In: "Il GRABEN DI SIENA" Rel. finale "studi geol. idrogeol. geof. finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo" - CNR,PFE,RF **9**, 137-149.

NICOLICH R. (1989) - *Moho isobaths in Neotectonic Model of Italy*. CNR, Roma.

OGS (1985) - *Rilievo gravimetrico nell'area Geotermica toscana dalla costa tirrenica alla dorsale Cetona-Trequanda-Rapolano*. Relazione 85/63/MNS-3, P.F.E. 2, S.P. Geotermia, CNR, Roma.

PANDELI E., BERTINI G., & CASTELLUCCI P. (1991) - *The tectonic wedges complex of the Larderello area (Southern Tuscany, Italy)*. Boll. Soc.Geol. It., **110**, (in stampa).

PANDELI E. & PASINI M. (1989) - *Fusulinidi Permiani nella successione metamorfica del sottosuolo del M.Amiata, Toscana meridionale (Italia)*. Rivista Ital. Paleont. e Strat., **96**, 3-20.

PANDELI E., PUXEDDU M., FRANCESCHELLI M. & MINISSALE A. (1988a) - *Lower tertiary age of metasediments in the Larderello geothermal region (Northern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 437-444.

PANDELI E., PUXEDDU M., GIANELLI G., BERTINI G. & CASTELLUCCI P. (1988b) - *Paleozoic sequences crossed by deep drillings in the Monte Amiata geothermal region (Italy)*. Boll.Soc.Geol.It., **107**, 593-606.

PERTUSATI P., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Un episodio di raccorciamento interposto tra fasi di distensione nel Calcare di Rosignano (neoautoctono) del bacino della Fine (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, (3), 175-181.

PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Contributo alla conoscenza del neoautoctono della Toscana: segnalazione di due fasi di raccorciamento attraverso lo studio delle stiloliti impressi su ciottoli*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 15-25.

PUXEDDU M. (1984) - *Structure and late cenozoic evolution of the upper lithosphere in southwest Tuscany (Italy)*. Tectonophysics, **101**, 357-382.

RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - *Geologia dei Monti Pisani a SE della Valle del Guappero*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 227-408.

RESTON T.J. (1988) - *Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain*. Tectonics, **7**, 929-945.

RESTON T.J. (1990) - *Shear in the lower crust: no so pure and simple*. Tectonophysics, **173**, 175-183.

SIGNORINI R. (1949) - *Visione odierna della geologia toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **65**, 82-90.

TONGIORGI M. (1978) - *Notes for a palinspastic reconstruction of the post-Hercynian paleogeography of the Tyrrhenian area*. In: "Report on the tuscan paleozoic basement". CNR, PFE, 77-90.

TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, (1), 65-78.

VAN BERGEN M.J. (1984) - *Magmas and inclusions of Monte Amiata volcano, Tuscany, Italy*. Geologica Ultraiectina, **37**, 1-175.