

GUIDA ALL'ESCURSIONE SUL COMPLESSO METAMORFICO DELLE
ALPI APUANE

Escursione conclusiva della "SUMMER SCHOOL DI GEOLOGIA E
PETROLOGIA DEI BASAMENTI CRISTALLINI" tenuta presso il
Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di
Siena nel Settembre 1987.

L. Carmignani*, M. Gattiglio**, O. Kalin**
& M. Meccheri**.

Il capitolo "Metamorfismo" è a cura di: A. Di Pisa***,
M. Franceschelli****, L. Leoni** & I. Memmi***.

Hanno collaborato inoltre: P. Conti** e N. Vietti**.

* Dip. Scienze della Terra, Università di Cagliari

** Dip. Scienze della Terra, Università di Pisa

*** Dip. Scienze della Terra, Università di Siena

**** Ist. di Giacimenti Min.e Geof., Univ. di Cagliari.

INDICE

| | | |
|---|--|----|
| - | PREMESSA | 5 |
| 1 | - INQUADRAMENTO GEOLOGICO | 7 |
| 2 | - CENNI DI STRATIGRAFIA | 15 |
| 3 | - TETTONICA | 27 |
| 4 | - METAMORFISMO | 50 |
| 5 | - ITINERARIO E DESCRIZIONE DEGLI STOP | 68 |
| - | OPERE CITATE E BIBLIOGRAFIA REGIONALE SOMMARIA | 97 |

PREMESSA

Per l'escursione conclusiva della "Summer School di Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini" del 1987 sono state scelte le unità metamorfiche toscane affioranti nella finestra delle Alpi Apuane, sia perchè rappresentano elementi fondamentali per la comprensione dell'evoluzione dei livelli strutturali profondi dell'Appennino, sia per il dettaglio con cui è nota la loro geometria.

La guida è divisa in cinque parti:

- nella prima parte viene delineato un quadro sintetico dell'evoluzione sedimentaria e strutturale dell'Appennino Settentrionale sulla trasversale passante per le Alpi Apuane. Per quanto questa non sia la sede adatta per una esauriente discussione di un tema tanto vasto e complesso abbiamo ritenuto ugualmente opportuno premettere un breve riassunto dell'evoluzione della catena, al fine di fornire un quadro di riferimento regionale a quanti non si occupano abitualmente della geologia di questa parte dell'Appennino. Oltre a quello che prospettiamo, esistono ovviamente altri modelli leggermente differenti ed anche contrastanti che potranno costituire argomento di discussione durante l'escursione;
- nella seconda parte sono esposti sinteticamente alcuni aspetti della stratigrafia del Dominio Toscano;
- nella terza sono sommariamente illustrati la geometria del complesso metamorfico e alcuni aspetti della sua

evoluzione cinematica.

- nella quarta sono descritte le paragenesi e l'evoluzione metamorfica.

- nella quinta ed ultima parte della guida è infine sommariamente descritto l'itinerario dell'escursione.

L'intento dell'escursione è di fornire in quattro giorni un quadro il più possibile completo della geologia delle Alpi Apuane, lungo un profilo diretto circa EW, tra la Versilia e la Garfagnana.

Le spettacolari esposizioni di questo massiccio permetteranno certamente di riconoscere molti dei caratteri dei basamenti di basso grado trattati nelle lezioni della prima parte della "Summer School" e di approfondire alcuni aspetti specifici dei complessi metamorfici dell'Appennino.

Mi auguro che l'escursione sia utile e piacevole (anche se prevedo un po' faticosa!).

Siena, Settembre 1987

Luigi Carmignani

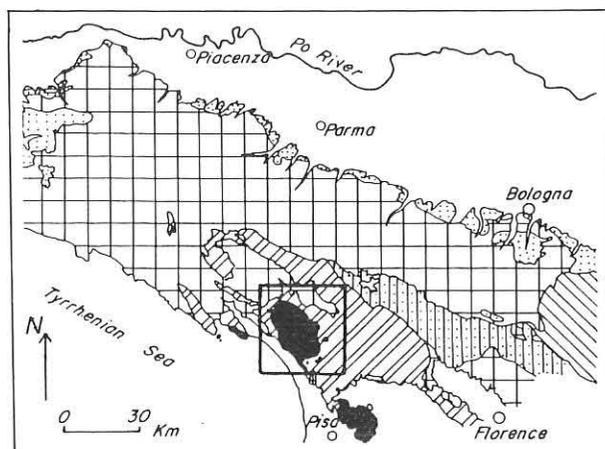
1 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde derivata dalla deformazione terziaria di un settore del paleomargine continentale italo-dinarico prospiciente al dominio oceanico ligure.

In una restaurazione palinspastica della catena appenninica lungo la trasversale dell'Appennino Settentrionale vengono tradizionalmente distinti, dall'interno verso l'esterno della catena, i seguenti domini (fig. 1 e Tav. 1):

1 - Il Dominio Ligure comprensivo di relitti di basamento oceanico e relative coperture sedimentarie pelagiche del tardo Giurassico-Cretaceo inf. (p. e.: Unità del Bracco) e Flysch cretacei-paleogenici scollati dal loro substrato (p. e. Unità Liguri esterne: Flysch ad Elmintoidi).

2 - Il Dominio Subligure documentato solo da una successione sedimentaria paleogenica (Unità di Canetolo), profondamente tettonizzata, e di cui non si conosce nè l'originaria ampiezza, nè la natura del suo substrato. E' verosimile che questa successione si sia sedimentata in un'area di transizione tra la crosta oceanica del Dominio Ligure e il substrato continentale del Dominio Toscano.



-  *Depositi tardo-orogenici;*
-  *Unita' Liguri;*
-  *Falda Toscana;*
-  *Unita' Toscane metamorfiche;*
-  *Unita' di M. Cervarola;*
-  *Dominio Umbro-Marchigiano.*

FIG. 1 - Principali unità strutturali dell'Appennino Settentrionale. Il rettangolo indica l'ubicazione della fig. 9.

3 - Il Dominio Toscano, attualmente documentato da successioni deformate a livelli strutturali differenti: a) il Dominio Toscano interno ("Falda Toscana") comprende termini da anchimetamorfici a non-metamorfici di età dal Trias superiore al Miocene; b) il Dominio Toscano esterno (Unità di Massa, "Autoctono Apuano"), con metamorfismo in facies scisti verdi, che oltre ad una copertura mesozoico-terziaria comprende anche formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico.

4 - L'Unità di M. Cervarola, è costituita esclusivamente da un Flysch di età langhiana-serravalliana deposto in un bacino al fronte dell'alloctono e attualmente in parte accavallato sul Dominio Umbro-Marchigiano. Il suo substrato, intermedio tra il Dominio Toscano esterno e il Dominio Umbro-Marchigiano, non affiora nell'Appennino Settentrionale.

5 - Dominio Umbro-Marchigiano, un "fold belt" scollato a livello delle evaporiti triassiche, che affiora in Umbria-Marche ed è sepolto dalle coltri liguri sulla trasversale delle Apuane. Rappresenta la zona più esterna della catena con una successione sedimentaria che arriva fino al Tortoniano.

La copertura mesozoico-terziaria del Dominio Toscano esterno poggia con netta discordanza angolare su formazioni paleozoiche già interessate da deformazioni e metamorfismo (in facies scisti verdi) ercinici. Ulteriori evidenze di

basamento continentale si limitano a clasti di rocce cristalline in conglomerati intercalati a vari livelli stratigrafici delle successioni sedimentarie dal Dominio Ligure esterno al Dominio Toscano interno.

Materiali di età medio triassica affiorano solo nell'Unità di Massa ove costituiscono una successione vulcano-sedimentaria interpretata come testimonianza di un tentativo di rifting precursore di quello del Trias sup.-Giurassico inf. che porterà all'apertura della Tetide mediterranea. Questa successione è ricoperta da depositi clastici da fluviali a costieri ("Verrucano"), che mostrano marcate e brusche variazioni di spessore: gli spessori più elevati caratterizzano l'Unità di Massa, mentre nell'"Autoctono" la formazione è ridotta o assente.

La successione stratigrafica del Trias superiore-Paleogene riflette l'evoluzione di un margine continentale passivo:

- La fase sin-rift (subsidenza iniziale), che dal Trias sup. arriva al Lias sup.-?Dogger inf. (età di apertura dello "iatus" oceanico), vede successivamente: lo sviluppo di una piattaforma carbonatica (Carnico terminale-Norico/Lias inf.); la sua frammentazione e il progressivo annegamento (Hettangiano sup.-?Pliensbachiano inf.); l'instaurarsi di una sedimentazione (emi)pelagica, con facies controllate da "block faulting" e subsidenza differenziale.

- Durante la fase post-rift (subsidenza termica) si

assiste ad un graduale aumento delle profondità deposizionali (intensità crescente di dissoluzione del carbonato di calcio), e ad una graduale omogeneizzazione di facies che dal Dogger sup. interessa anche i domini oceanici (Diaspri, Maiolica/Calcari a Calpionelle).

A partire dalla fine del Cretaceo inf. l'evoluzione del dominio oceanico comincia a differenziarsi da quella dei domini del margine continentale adiacente; mentre il primo viene interessato durante il Cretaceo sup. e il Paleogene da deformazioni tras-compressive (riflessi delle fasi eo- e mesoalpine: Flysch ad Elmintoidi), si passa sul margine passivo distale (Dominio Toscano) da una sedimentazione carbonatica ad una prevalentemente argillitica.

Nelle successioni del Dominio Toscano la sedimentazione (emi)pelagica (Giurassico p.p.-Paleogene) è ripetutamente interrotta da episodi clastici. Si tratta di materiali risedimentati provenienti anche da aree di piattaforma, sebbene nell'Appennino Settentrionale queste non siano documentate in affioramento oltre il Lias inf.-medio p.p.. L'ubicazione di tali aree a sedimentazione neritica persistente è ancora oggetto di discussioni. Questa controversia assieme ai recenti tentativi di ricostruzione della paleogeografia del Trias superiore che hanno addirittura portato a prospettare importanti traslazioni verso occidente delle coperture sedimentarie del margine italo-dinarico ("provenienza orientale della Falda Toscana"), è derivata dall'interpretare dei dati geologici relativi solo ai domini paleogeografici

affioranti. Lo stile strutturale della catena implica, invece che i domini documentati fossero originariamente separati da spazi difficilmente valutabili, ma presumibilmente vasti (p.e. substrato dell'Unità del M. Cervarola o zone comprese tra il Dominio Subligure e il Dominio Toscano, ecc;) e che le successioni affioranti documentino quindi solo una parte della paleogeografia originaria.

L'evoluzione sedimentaria dell'Oligocene sup.-Neogene è determinata dallo sviluppo dell'orogene appenninico. L'età dei Flysch permettono di seguire il progressivo avanzamento verso l'avampese delle unità alloctone e la deformazione di domini sempre più esterni dell'originario margine italo-dinarico.

I dati geologici attualmente disponibili, sebbene lascino ancora spazio al altre interpretazioni, sembra che consentano di identificare nella costruzione dell'edificio appenninico i seguenti quattro stadi principali:

1 - Accavallamento delle Unità Liguri sul Dominio Subligure e incipiente traslazione di questo complesso sul margine più interno del Dominio Toscano durante l'Oligocene-Miocene basale.

2 - Traslazione dei domini più interni sul Dominio Toscano interno. Scollamento del Dominio Toscano interno a livello delle evaporiti triassiche e individuazione della Falda

Toscana. Traslazione dell'alloctono -adesso accresciuto della Falda Toscana- sul Dominio Toscano esterno a cui fornisce il carico litostatico che permette la deformazione di taglio duttile e innesca il metamorfismo che caratterizza il nucleo apuano. In base ai dati biostratigrafici disponibili questa successione di eventi è da collocare nel Miocene inferiore (?Burdigaliano). Questa attribuzione cronologica concorda con precedenti datazioni assolute relative al metamorfismo delle Apuane (Giglia et al. 1970), ma contrasta invece con più recenti determinazioni radiometriche in base alle quali è stata suggerita un'età di 27 m.a. (Oligocene sup.) per la prima fase del metamorfismo apuano.

Al fronte della catena si installa un bacino che durante il Miocene medio cattura i depositi clastici del Flysch di M. Cervarola.

A questo stadio dell'evoluzione della catena sono riferibili il complesso delle deformazioni del Dominio Toscano esterno responsabili della sua strutturazione principale e associate a metamorfismo progrado, che nel capitolo dedicato alla tettonica del complesso metamorfico saranno indicate come "Fase tangenziale" ("Prima fase", Di in fig. 11).

3 - Alle deformazioni tangenziali segue nel corso del Miocene medio il sollevamento del complesso metamorfico toscano con conseguente laminazione della Falda Toscana e delle Liguridi sovrastanti in corrispondenza della zona di cresta del nucleo metamorfico e traslazione gravitativa

delle medesime essenzialmente verso l'avampaese e subordinatamente anche in direzione opposta con movimenti differenziali delle Unità Liguri sovrastanti.

Contemporaneamente si attiva all'esterno del Dominio Toscano una nuova zona di taglio con sottoscorrimento dell'originario substrato dell'Unità di M. Cervarola e di parte del Dominio Umbro-Marchigiano sotto il fronte dell'alloctono che adesso include anche l'Unità di M. Cervarola ("Fase tortoniana").

Alla riesumazione del complesso metamorfico da livelli strutturali relativamente profondi sono riferite le deformazioni duttili, associate ad un metamorfismo retrogrado, definite nel capitolo relativo alla tettonica come : "Tettonica plicativa post Fase tangenziale" ("Fase tardiva", D2 in fig. 11).

4 - A partire dal Miocene terminale, il fronte compressivo si sposta all'esterno del Dominio Umbro-Marchigiano con il sottoscorrimento incipiente dell'Avampaese Padano-Adriatico. Nella zona interna dell'edificio appenninico si accentuano i fenomeni distensivi, contemporanei al rifting e alla successiva apertura del Tirreno. E' in quest'ultimo stadio che si compie il tratto finale della risalita del complesso metamorfico, attraverso i livelli strutturali più elevati; gli spostamenti ora si realizzano essenzialmente tramite il sistema di faglie dirette che bordano da NE a SW la finestra tettonica e che sono rimaste attive almeno fino al Villafranchiano (Federici, 1973).

2 - CENNI DI STRATIGRAFIA

Per una descrizione sommaria delle unità litostratigrafiche che vengono tradizionalmente distinte nel Dominio Toscano e per una loro attribuzione cronostratigrafica si rimanda alla legenda della carta geologica allegata. Nella guida è usata una "terminologia sedimentaria" anche per le rocce metamorfiche di basso grado, questo sia per attenersi il più possibile alla terminologia tradizionale, sia perchè le rocce del complesso metamorfico spesso conservano sufficienti caratteri primari da permettere di risalire facilmente al protolito. Per una sintetica descrizione petrografica delle formazioni e delle paragenesi metamorfiche si rimanda all'Appendice del capitolo dedicato al metamorfismo.

Nell'Appennino Settentrionale il basamento ercinico affiora solo in corrispondenza della Zona Toscana esterna. In particolare sulle Alpi Apuane la successione stratigrafica paleozoica è di gran lunga più completa e meglio esposta. Un quadro riassuntivo dei dati relativi a questa successione è fornito in fig. 2. La successione stratigrafica delle formazioni paleozoiche è stata ricostruita in base a scarsi dati biostratigrafici e, soprattutto, al confronto con la successione del basamento ercinico della Sardegna sud-orientale.

La formazione più antica sono le "Filladi Inferiori",

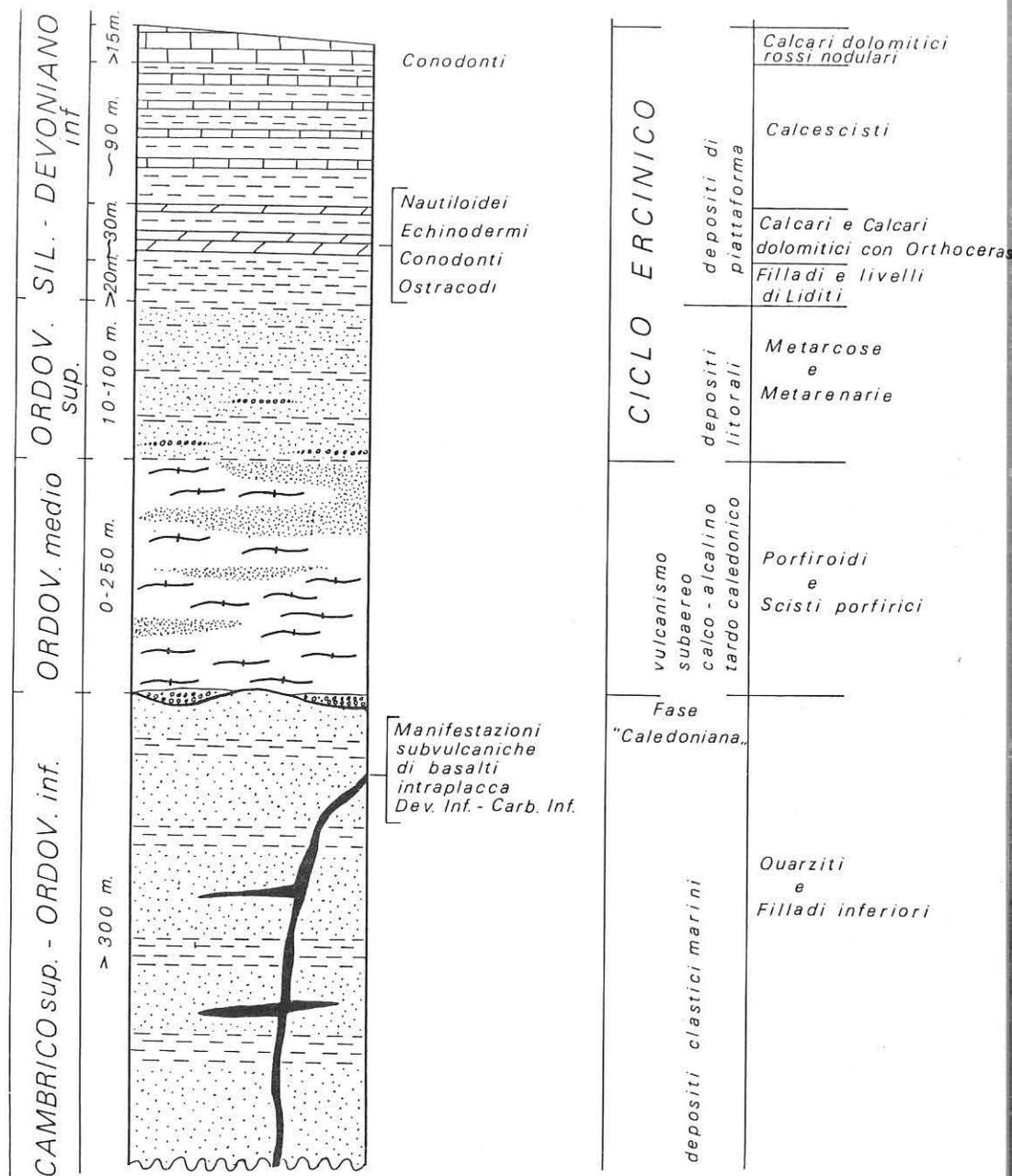


FIG. 2 - Successione paleozoica del complesso metamorfico delle Alpi Apuane

costituite da una originaria alternanza di argilliti e di arenarie quarzose che sporadicamente conservano relitti di strutture deposizionali (p.e.: laminazione incrociata e gradazione). La formazione corrispondente del basamento sardo è costituita da depositi marini, probabilmente relazionabili con apparati deltizi (fronte deltizio/prodelta), contenenti associazioni di Acritarchi che indicano una età compresa tra il Cambrico medio e l'Ordoviciano inferiore. In Sardegna questa formazione è debolmente deformata da una fase caledonica e sormontata in discordanza da vulcaniti calcalcaline. Queste vulcaniti sembrerebbero trovare il loro corrispondente sulle Alpi Apuane nella formazione dei "Porfiroidi e Scisti porfirici". La deformazione caledonica potrebbe essere documentata sulle Apuane da sporadiche lenti di conglomerati tra i "Porfiroidi" e le "Filladi Inferiori".

I "Porfiroidi" sono sormontati a loro volta da arenarie arcosiche e quarzareniti, che in Sardegna contengono fossili bentonici indicativi dell'Ordoviciano superiore. Si tratta di depositi trasgressivi, da litorali a marini poco profondi, che ricoprono progressivamente gli edifici vulcanici caledonici. Le "Dolomie Scistose ad Orthoceras" rappresentano la formazione più recente del basamento apuano e l'unica che contenga fossili stratigraficamente significativi; vi è documentato con sicurezza il Silurico e presumibilmente include anche parte del Devonico.

Il basamento è stato interessato da deformazioni erciniche testimoniate, a scala microscopica, da una

scistosità pre-alpina associata ad un metamorfismo regionale che arriva almeno alla biotite e, a scala regionale, da discordanze vistose.

Un quadro sinottico della evoluzione sedimentaria post-paleozoica del Dominio Toscano, assieme a quella degli altri domini paleogeografici affioranti nell'Appennino settentrionale, è fornito in Tav. 1.

Depositi di età triassica media affiorano esclusivamente nell'Unità di Massa. In fig. 3 è riportata la successione di Punta Bianca, nella quale sono riconoscibili due successivi cicli deposizionali trasgressivi: il primo (Anisico-Ladinico p.p.) comprende sedimenti continentali (fluviali/di conoide alluviale) passanti verso l'alto a carbonati di piattaforma ristretta ("Calcari a Diplopore") e infine a depositi marini relativamente profondi (Ammoniti); il secondo (?Ladinico p.p.-?Norico), da considerarsi come inizio del ciclo sedimentario alpino, è caratterizzato dalle sovrapposizioni di sedimenti litorali/di piana di marea a sedimenti fluviali (Verrucano).

Ai risedimenti prevalentemente calcarei prossimali della fine del primo ciclo si intercalano colate di basalti alcalini che sono citati a conferma di un primo tentativo di rifting durante il Trias medio. I depositi clastici del Verrucano affiorano con spessori notevoli nell'Unità di Massa, mentre sono limitati a pochi metri o assenti nell'"Autoctono" apuano.

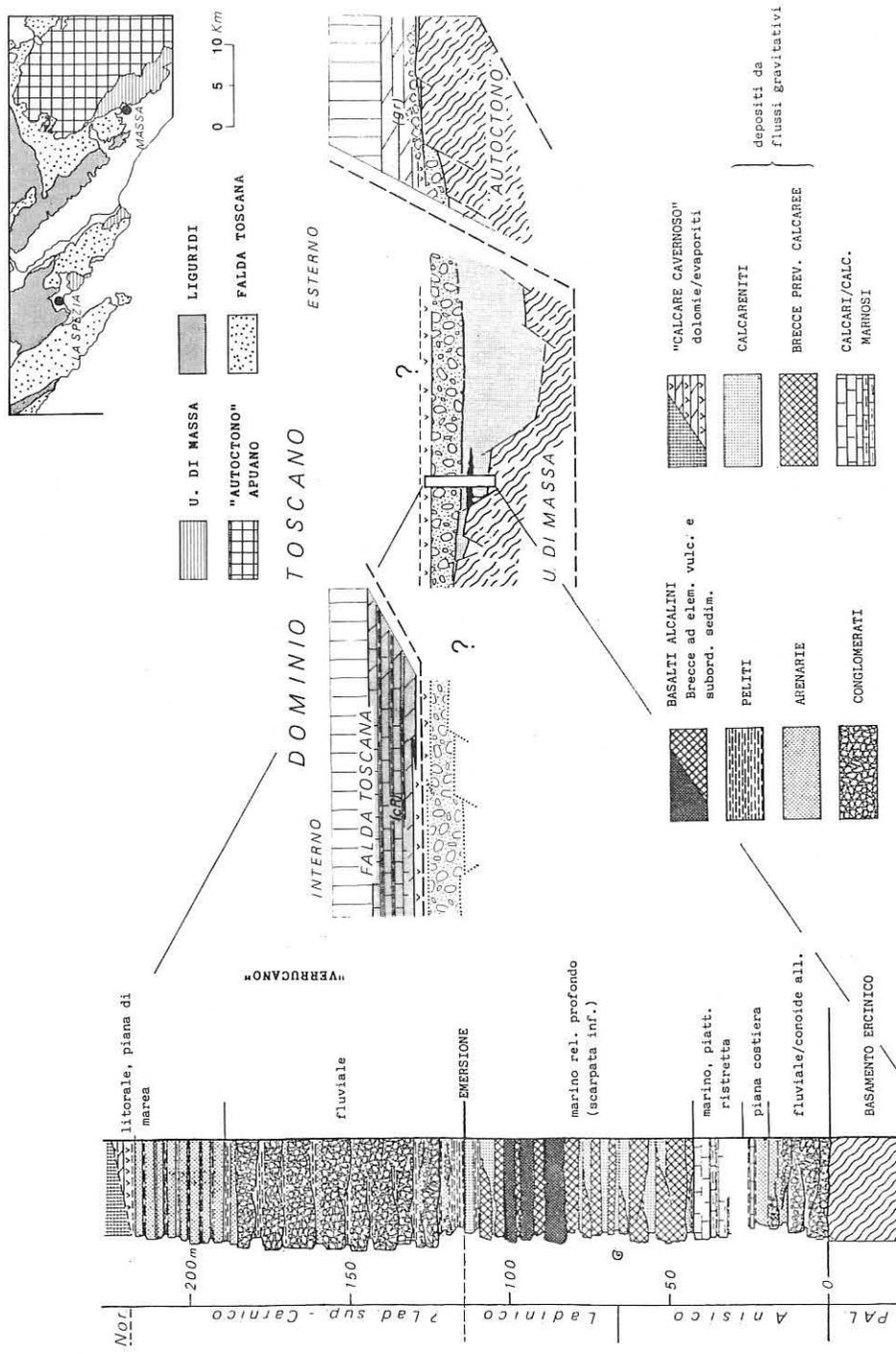


FIG. 3 - Successione vulcano-sedimentaria medio-triassica di Punta Bianca. c.r.: "Calcari a Rhaetavicula contorta", gr.: "Grezzoni".

Sulla trasversale delle Alpi Apuane, il Verrucano dell'Unità di Massa è sormontato dalla Falda Toscana tramite un potente orizzonte di "Calcare cavernoso" che potrebbe derivare da sedimenti dolomitico/evaporitici (?Carnico terminale-Norico) del Dominio Toscano interno (Falda Toscana) e della Zona di Massa (Unità di Massa p.p.).

Nell'"Autoctono", invece, al Verrucano si sovrappongono i depositi carbonatici della piattaforma tardo-triassica dei "Grezzoni". Localmente il passaggio alla sedimentazione carbonatica è marcato da una alternanza di dolomie con detrito siliciclastico e di arenarie quarzose e peliti ("Formazione di Vinca").

Studi sedimentologici recenti hanno mostrato che la piattaforma dei "Grezzoni" si articola in un sistema di barre marginali/laguna/piane tidali, che verso oriente si raccorda con una zona evaporitica ("sebkha" costiere; cfr. Anidriti di Burano del Dominio Umbro-Marchigiano) e verso occidente ad un bacino epicontinentale di debole profondità.

Sulla trasversale delle Apuane settentrionali la successione dei "Grezzoni" di solito inizia con un pacco di breccie intraformazionali interpretate come testimoni della fase di impostazione della piattaforma. Seguono poi litologie caratteristiche di vari subambienti differenziatisi progressivamente all'interno della piattaforma durante la sua crescita (mst. e wst. di laguna protetta, laminati algali, pst. e gst. oolitici e bioclastici).

Ad E di Vinca, ai "Grezzoni" si sovrappone la formazione dei Marmi a Megalodonti (Retico): una successione organizzata in ciclotemi con ben distinguibili termini subtidali, intertidali e supratidali ("Lofer cyclothem"). Nelle zone più interne dell'"Autoctono" lo stesso intervallo stratigrafico è rappresentato invece da litologie prevalentemente subtidali (calcari micritici fossiliferi e marne nere di ambiente subeuxinico: "Marmo nero di Colonnata").

La successione triassica nella zona a E di Vinca è interrotta da "Scisti a Cloritoide" che ancora più a E passano alle note "Brecce di Seravezza", derivate dallo smantellamento in ambiente subaereo di spessori non precisabili delle formazioni carbonatiche sottostanti. Questo episodio di emersione ed erosione è probabilmente in relazione con un basculamento verso W del "blocco apuano" cronologicamente da collocare a cavallo del limite Trias-Giura.

La Tav. 2 mostra alcune colonne stratigrafiche relative al Dominio Toscano interno (Falda Toscana) ed esterno ("Autoctono" Apuano), correlati in base a criteri lito- e biostratigrafici.

In entrambi i domini sono state scelte sequenze rappresentative di situazioni deposizionali differenti (bacinali e di alto strutturale), in modo da fornire una idea sui limiti di variazione degli spessori delle formazioni comprese tra il Lias e l'Oligocene. Nella stessa tavola sono stati evidenziati inoltre i contrasti di

competenza esistenti tra le varie unità litostratigrafiche che hanno giocato un ruolo nell'individuazione di superfici di taglio di ordine inferiore durante la storia deformativa neogenica. Dal paragone tra la Tav. 1 e la Tav. 2 sono, infine, facilmente deducibili le notevoli differenze di velocità di sedimentazione (p. e. sedimentazione di piattaforma carbonatica e formazioni torbiditiche vs. depositi (emi)pelagici) e "serie ridotte").

La successione dal Lias all'Oligocene inizia con l'istaurarsi di una nuova piattaforma carbonatica, sopra quella tardo triassica dei "Grezzoni". Questa piattaforma, che si estende uniformemente anche sul Dominio Toscano interno e sul Dominio Umbro-Marchigiano ("Calcere massiccio"), nell'"Autoctono" è rappresentata da una potente successione di marmi che nella carta geologica allegata è divisa in due formazioni:

- il Marmo dolomitico, derivato da una alternanza ciclica di strati dolomitici supra/intertidali e calcari subtidali;
- il Marmo s.s. derivato da depositi carbonatici massicci di laguna aperta. Quest'ultima formazione fornisce quasi la totalità dei marmi cavati sulle Apuane (per le varietà merceologiche principali si veda la legenda della carta geologica allegata). I rapporti fra le due formazioni e la loro distribuzione sono esemplificati in fig. 4.

Il Marmo s.s., come distinto nella carta geologica allegata, non comprende però solamente depositi di piattaforma, ma al tetto include anche modesti spessori di marmi encrinitici, marmi rosati o giallastri talvolta con

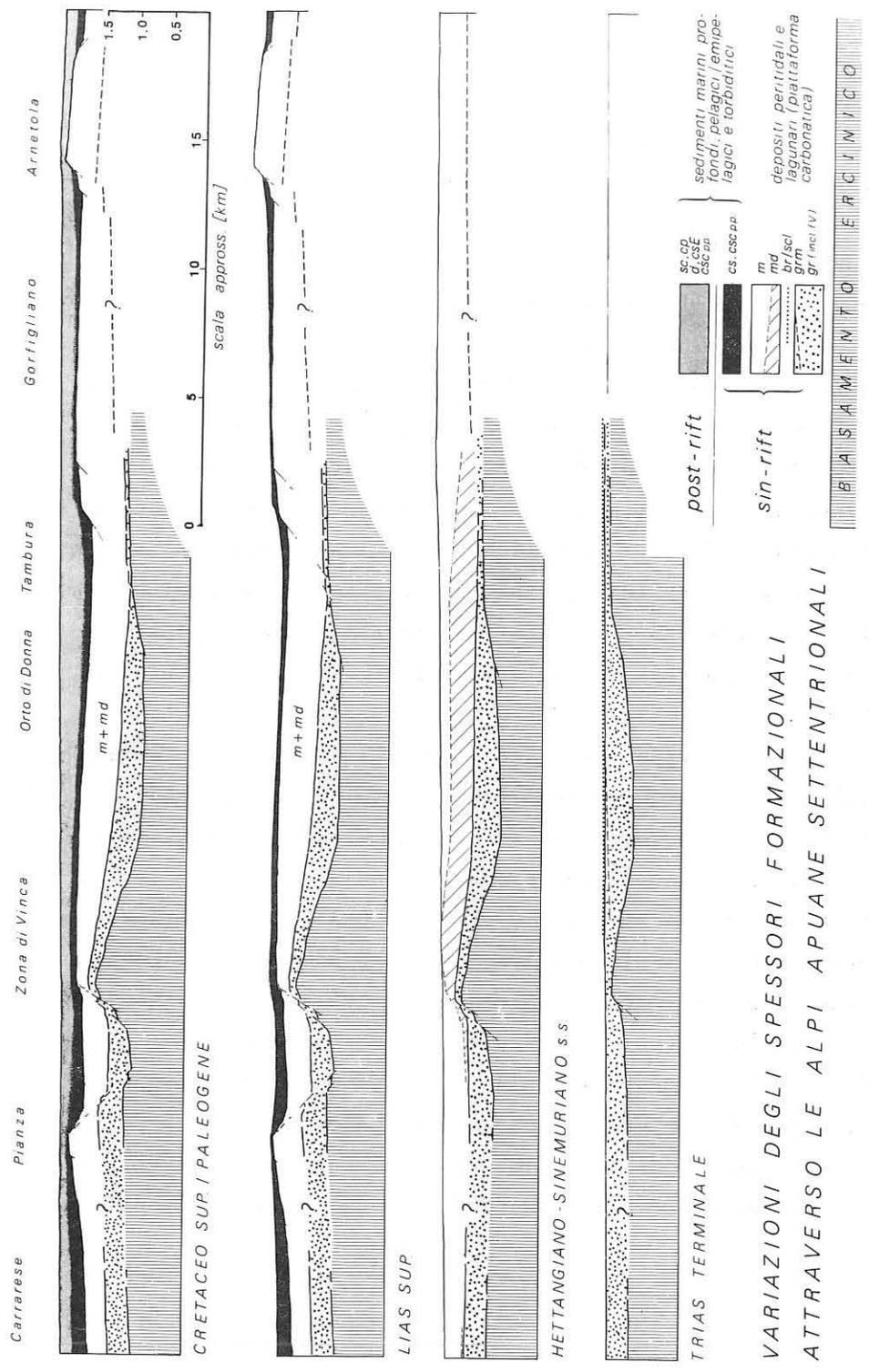


FIG. 4 - Variazioni degli spessori formazionali attraverso le Alpi Apuane settentrionali. Per le sigle delle formazioni si rimanda alla legenda della carta geologica allegata.

relitti di strutture nodulari e una grande varietà di breccie, per lo più confinate in filoni sedimentari.

Dal confronto con la successione della Falda Toscana risulta evidente che queste varietà di marmi derivano da depositi di un ambiente marino più profondo, che si è impostato durante e in seguito alla frammentazione e annegamento della preesistente piattaforma.

Benchè, nel complesso metamorfico, per questo cambiamento del regime sedimentario possa essere fissato solo un limite cronologico superiore, costituito dalle faune ad Ammoniti dei "Calcari selciferi", riferibili con sicurezza al Carixiano medio, sempre per analogia con la successione della Falda Toscana, l'annegamento della piattaforma liassica dovrebbe essersi verificato nel corso del Sinemuriano-?Pleisbachiano basale, con possibili leggeri sfasamenti cronologici tra i diversi blocchi subsidenti.

La transizione dai "Calcari selciferi" ai termini originariamente più marnosi dei Calcescisti (correlabili con le Marne a Posidonia della successione della Falda Toscana, Lias sup.-Dogger medio) indica che il ciclo di approfondimento prosegue, e a causa dell'incremento progressivo della dissoluzione del carbonato di calcio, si assiste ad una brusca diminuzione della velocità di sedimentazione. Con i "Diaspri" (Calloviano-Titonico p.p.), infine, l'area deposizionale raggiunge profondità prossime al livello di compensazione del carbonato.

La ripresa della sedimentazione carbonatica, dovuta alla generale depressione dei livelli di dissoluzione della

fine del Giurassico è testimoniata sulle Apuane dai "Calcari selciferi a Entrochi" (? "Cipollini" p.p.). Questa formazione ove è più sviluppata (Valle di Orto di Donna) inizia con calcari pelagici a cui seguono spessori variabili di risedimenti calcarei, che contengono anche materiali di ambienti neritici penecontemporanei, e che verso l'alto passano per alternanze alla formazione degli "Scisti sericitici".

Mentre nelle zone bacinali lo spessore complessivo dei depositi (emi)pelagici fino agli "Scisti sericitici" arriva almeno a 500 m, esistono successioni in cui lo stesso intervallo stratigrafico è rappresentato solo da alcune decine di metri di sedimenti. Nelle aree caratterizzate da queste successioni ridotte i Marmi liassici possono arrivare ad essere coperti direttamente dagli "Scisti sericitici" tramite orizzonti di breccie talvolta contenenti elementi di alcune delle formazioni mancanti ("Serie lacunose").

La zona nord-orientale della finestra tettonico, caratterizzata da frequenti serie ridotte e lacunose, ha successioni cretacee sup.-paleogeniche notevolmente più carbonatiche ("Cipollini") di quelle coeve affioranti nel resto del massiccio ("Scisti sericitici"). Questa variazione di facies sembra suggerire una persistenza di alti sottomarini relitti fino al terziario.

Il passaggio alla sedimentazione terrigena dello "Pseudomacigno" è spesso preannunciata da calcareniti e microbreccie risedimentate (cfr. "Calcare Nummulitico" della

successione della Falda Toscana). Questi sedimenti hanno fornito un'associazione a Lepidocycline che fa ritenere la base del Flysch non più antica dell'Oligocene terminale.

3 - TETTONICA

Le transizioni di un complesso metamorfico come quello apuano, dall'ambiente sedimentario a quello metamorfico e quindi la sua riesumazione, sono ovviamente associate a deformazioni progressive complesse che in parte restano ancora da analizzare in dettaglio e che localmente è possibile dividere in numerosi episodi deformativi minori. Sulla base del nuovo rilevamento di dettaglio, adesso quasi ultimato, sembra però che la geometria del complesso metamorfico apuano possa essere interpretata in base a due episodi deformativi principali, con caratteri cinematici profondamente diversi, ma presumibilmente legati tra loro da rapporti di causa ed effetto.

Questi episodi sono gli unici che possono essere identificati e correlati in tutta la finestra tettonica in base a:

- relazioni di sovrapposizione ("interference patterns") a piccola e a grande scala verificabili in tutto il massiccio;
- caratteristiche mesoscopiche e microscopiche degli elementi strutturali e caratteristiche geometriche delle strutture ("stile") che denotano un netto cambiamento del comportamento reologico delle rocce dovuto a variazioni di temperatura-pressione- tasso di "strain";
- diverse orientazioni medie degli elementi strutturali che denotano un radicale mutamento dell'orientazione degli assi principali dell'ellissoide medio dello "strain".

Per dare un quadro generale della struttura apuana e tentarne una interpretazione cinematica, ci limiteremo ai soli eventi di importanza regionale le cui relazioni con l'evoluzione del resto della catena sono già stati brevemente delineati alla fine del primo capitolo:

- Una "Fase tangenziale" (o "Prima fase", D1) responsabile della strutturazione principale e contemporanea all'accavallamento delle unità alloctone più interne (Falde Liguri, Unità di Canetolo, Falda Toscana: Fase "synnappe").

- Una "Tettonica plicativa post Fase tangenziale" ("Fase tardiva", D2) che deforma la strutturazione precedente e i contatti tettonici tra le unità alloctone (Fase "postnappe").

LA FASE TANGENZIALE (D1)

- Caratteristiche geometriche

La prima fase ha sviluppato accavallamenti di dimensioni chilometriche, pieghe isoclinali di ogni dimensione fino a quella dell'intera finestra e una scistosità di piano assiale, con caratteri variabili a seconda del tipo litologico e della posizione nelle grandi strutture, ma che spesso traspone completamente l'originaria stratificazione.

L'estensione associata a questa scistosità è indicata da una marcata lineazione evidenziata dall'asse maggiore dei clasti dei conglomerati del Verrucano, degli elementi delle breccie dei marmi liassici, ecc.. Più spesso la direzione di estensione è definita dall'orientazione preferenziale dei grani di calcite e quarzo che conferisce alla roccia una tessitura blastomilonitica. In tutto il massiccio la lineazione di estensione è diretta circa NE-SW.

Gli assi delle pieghe e le lineazioni di intersezione della prima fase hanno invece direzioni assai variabili: nella parte SW del massiccio sono poco inclinati e diretti NW-SE, le lineazioni di estensione sono dirette invece secondo la massima pendenza della scistosità ("down-dip") e quindi fanno un angolo di circa 90° con gli assi delle pieghe. Nella parte nord-orientale e centrale della finestra tettonica gli assi delle pieghe minori sono invece ovunque paralleli alla direzione di massima estensione che rimane costante. Queste variazioni di orientazione sono illustrate dalle proiezioni stereografiche che mettono a confronto per le diverse aree del massiccio assi di pieghe minori e lineazioni di intersezione di prima fase. La più ragionevole spiegazione della variazione di direzione degli assi di prima fase è una rotazione passiva di questi elementi lineari verso la direzione di massima estensione in un regime deformativo di taglio semplice prevalente (Bryant & Reed 1969, Sanderson 1973, Escher & Watterson 1974).

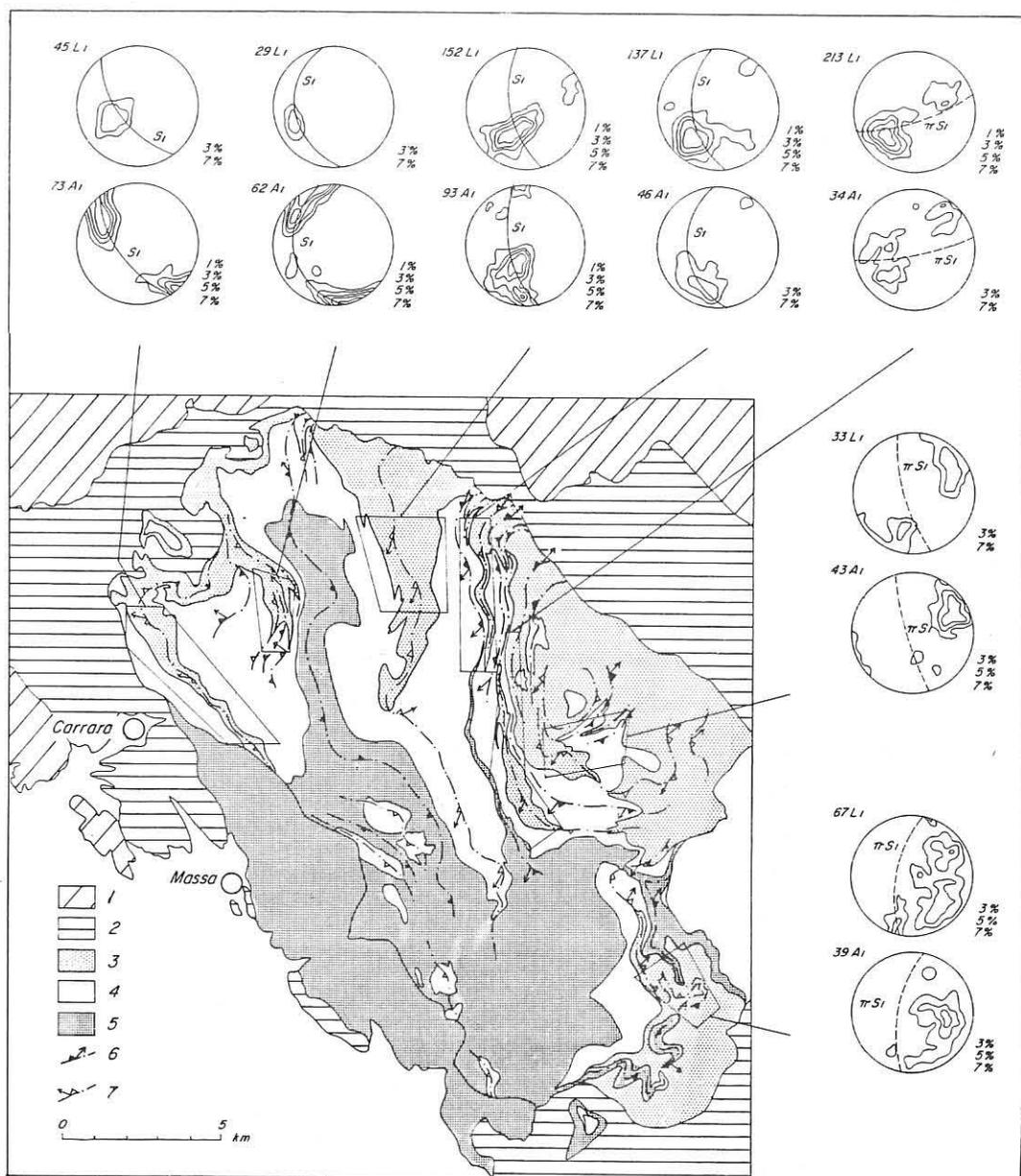


FIG. 5 - Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore) delle lineazioni di estensione (L1) e degli assi di prima fase (A1) delle zone delimitate sullo schema strutturale. 1- Falda Ligure s.l.. 2- Falda Toscana. 3,4,5- "Autoctono" (3: (Emi)pelagiti e Flysch; 4: Piattaforma carbonatica; 5: Basamento ercinico). 6,7- Tracce dei piani assiali delle anticlinali e delle sinclinali, i triangolini indicano la direzione di immersione del piano assiale, le piccole frecce la direzione e immersione delle pieghe minori.

Sebbene anche sul margine occidentale del massiccio siano note zone limitate con assi di prima fase completamente parallelizzati alla lineazione di estensione, i rapporti angolari tra assi e lineazioni di estensione suggeriscono che mediamente lo "strain" di taglio aumenti da SW a NE, cioè verso le zone strutturalmente più profonde. Le pieghe "non ruotate" della zona di Carrara rappresentano le "contemporary folds" previste da Escher & Watterson (1974), le pieghe "ruotate" della zona nord orientale sono confrontabili invece con le pieghe parallele alla direzione di massima estensione descritte lungo zone di taglio di molte zone orogeniche.



FIG. 6 - Esempio a scala metrica di piega a guaina nei "Diaspri" del Canale di Cerignano (Alta Valle del Frigido).

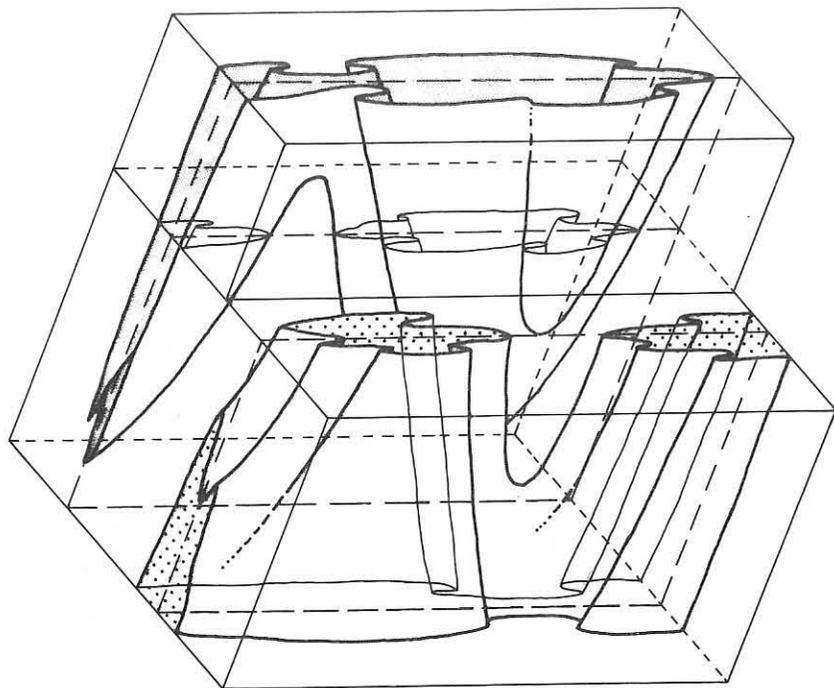


FIG. 7 - Schema d'affioramento di pieghe a guaina.

Il modello di rotazione proposto da Sanderson (1973) prevede che piccole differenze dell'orientazione iniziale delle pieghe dalla direzione dell'asse Y dell'ellissoide dello "strain" siano sufficienti a provocare la rotazione degli assi delle pieghe nella direzione dell'asse X se la deformazione di taglio semplice progressivo è abbastanza grande.

La dispersione degli assi delle pieghe minori di prima fase della zona di Carrara (diagramma in alto a sinistra in fig. 5) suggeriscono direzioni di rotazione sia oraria che antioraria che sono in accordo con una variabilità casuale dell'orientazione delle pieghe iniziali. Rotazioni orarie e antiorarie portano inevitabilmente a "pieghe a guaina" (Ingl.: "sheath folds", Franc.: "plis en fourreau") (Cobbold & Quinquis 1980, Ramsay 1980) cioè pieghe con fortissime culminazioni e depressioni assiali come quella di fig. 6.

Le culminazioni delle anticlinali e le depressioni delle sinclinali determinano forme di affioramento chiuse come schematizzato in fig. 7. Queste forme di affioramento sono comuni sulle Apuane nord-orientali anche alla scala delle strutture chilometriche (p.e. valli di Arni, Arnetola e Orto di Donna).

L'interferenza delle pieghe a guaina con la fase plicativa tardiva produce strutture non-piane e non-cilindriche difficili da ricostruire e rappresentare. La tav. 4 (tratta da Carmigani & Giglia, 1983) illustra un esempio di strutture a guaina di grandi dimensioni: l'Anticlinale a nucleo di basamento di Campanice-Fociomboli e la Sinclinale a nucleo di Flysch terziario di

M. Corchia-Puntato. Il disegno interpretativo in basso a sinistra riporta solo l'involuppo della superficie di contatto tra Paleozoico e Mesozoico. Come potremo verificare durante l'escursione anche altre strutture di grandi dimensioni, come l'Anticlinale della Tambura presentano linee di cerniera ruotate in direzione antiappenninica.

In zone con pieghe a guaina la direzione assiale delle pieghe è essenzialmente una questione di scala. Mentre a scala dell'affioramento o anche del versante le direzioni assiali sono parallele alla direzione di estensione a scala più grande l'involuppo della linea di cerniera ha conservato la direzione originaria ortogonale alla direzione di estensione (fig. 8). Questo consente ancora di proiettare la "grande geometria" su profili diretti circa SW-NE come le sezioni geologiche di tav. 3.

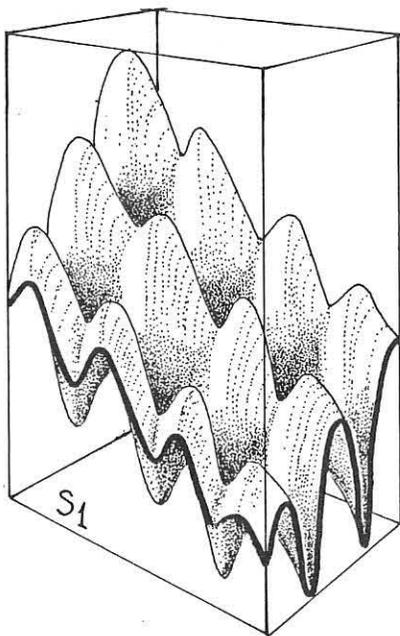


FIG. 8 - Sistemi di pieghe a guaina.

- Le strutture di primo ordine

Tradizionalmente le metamorfite sottostanti alla "Falda Toscana" sono divise in:

- Unità di Massa comprendenti i terreni paleozoici e triassici affioranti al margine sud-occidentale del massiccio;

- "Autoctono Apuano" affiorante nella parte centrale e nord-orientale della finestra e comprendente la parte più profonda del complesso metamorfico;

- Unità delle Scaglie di Stazzema e Unità delle Panie che affiorano all'estremità sud-orientale della finestra e che secondo alcuni autori rappresenterebbero l'originaria copertura mesozoica e terziaria dell'Unità di Massa.

E' nostra opinione che queste ultime due unità non siano separate dal resto del metamorfico da discontinuità tettoniche di primo ordine, nè che mostrino differenze nella successione, tali da far supporre provenienze da zone paleogeografiche distanti. Noi preferiamo quindi distinguere solo l'Unità di Massa, ben caratterizzata come successione stratigrafica e nettamente separata dall'"Autoctono" e dalla Falda Toscana da contatti tettonici di primo ordine, e l'"Autoctono", a sua volta divisibile in sottunità con più modeste differenze stratigrafiche e separate da contatti tettonici di ordine inferiore.

Le principali strutture di prima fase sono illustrate nella fig. 9 che riporta l'andamento delle tracce dei loro

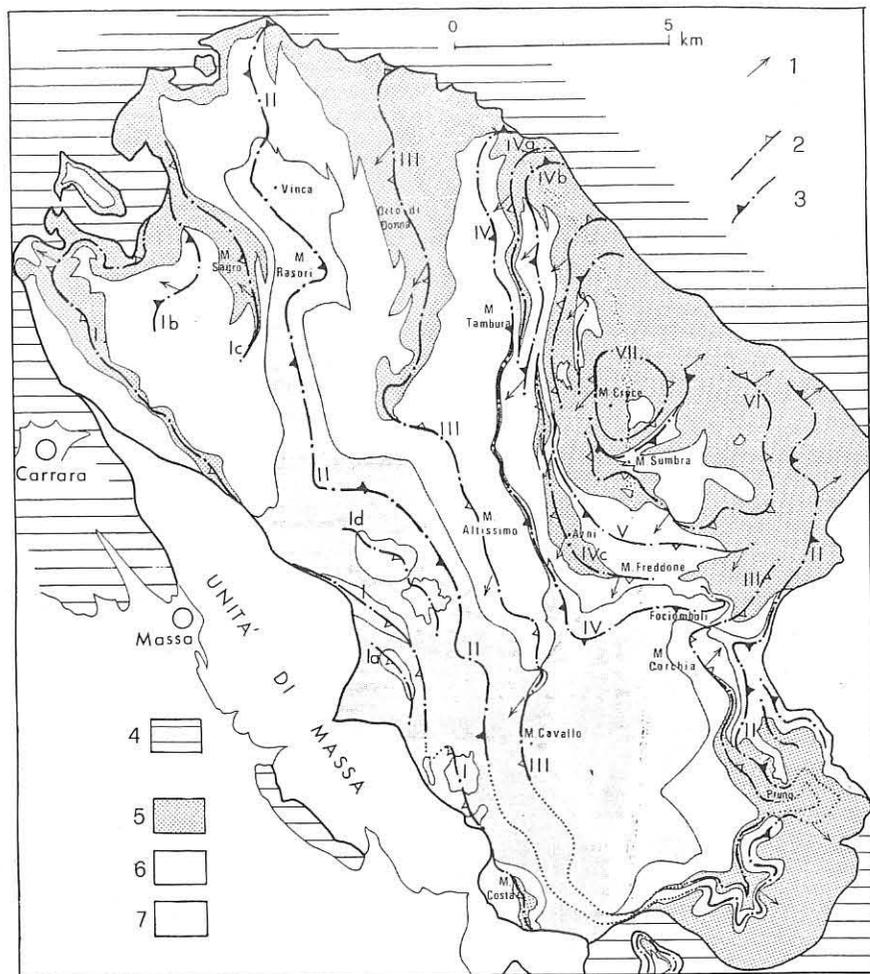


FIG. 9 - Schema strutturale della finestra tettonica delle Alpi Apuane 1- Giacitura media degli assi delle pieghe minori di prima fase; 2- Tracce dei piani assiali delle principali sinclinali di prima fase e direzione di immersione del piano assiale; 3- Idem per le anticlinali; 4- Falda Toscana; 5- (Emi)pelagiti e Flysch; 6- Piattaforma carbonatica; 7- Basamento ercinico.

piani assiali, dalla tavola delle sezioni e dalla carta geologica allegata che interessano però solo la zona oggetto dell'escursione. Queste due figure hanno bisogno di pochi commenti. Da SW a NE le strutture principali sono:

- L'Unità di Massa che sulla trasversale passante per la città di Massa è assimilabile ad una grande anticlinale rovesciata costituita esclusivamente da formazioni triassiche con a nucleo una lama di basamento paleozoico;
- La Sinclinale di Carrara (I in fig. 9) costituisce la struttura più occidentale dell'"Autoctono" . Il suo fianco inverso, laminato e stirato, rovesciato per circa 4 km scompare al di sotto della Falda Toscana a N di Carrara. L'asse ha una direzione media appenninica; una culminazione assiale minore è presente a NW di Massa e una maggiore a W di M. Cavallo, a S della quale la struttura di Carrara è presumibilmente rappresentata dalla Sinclinale di M. Costa;
- L'Anticlinale di Vinca (II in fig. 9), fa seguito verso E alla Sinclinale di Carrara, ed è compresa fra questa e la Sinclinale di M. Altissimo-Orto di Donna-M. Corchia. Da Vinca alla Valle del Frigido, sino alla bassa valle del Versilia, la traccia del piano assiale di questa anticlinale si mantiene sul versante occidentale del massiccio, a partire da M. Ornato (E del M. Costa) prosegue nei nuclei paleozoici e triassici inseriti nella massa di Flysch metamorfico dello Stazzemese. Da qui passa sopra il paese di Pruno continua nell'anticlinale a nucleo di basamento di Campanice-Fociomboli (cfr. tav. 4) e prosegue verso N, fino a compiere il giro quasi completo della finestra tettonica. Lo sviluppo trasversale complessivo

visibile di questa struttura è di oltre 15 km: più che di una anticlinale si può quindi parlare di una vera e propria falda di primo genere;

- La Sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo (III in fig.9), la cui traccia del piano assiale può essere facilmente seguita sul versante orientale del massiccio per una ventina di km, da Orto di Donna sino al M. Cavallo, continua nella Sinclinale di M. Corchia e nella sua prosecuzione più orientale: la Sinclinale di Puntato (cfr. tav. 4).

- L'Anticlinale del M. Tambura (IV in fig. 9.) circonda e avvolge completamente le successive Sinclinali di Arni e di S. Viviano; come l'Anticlinale di Vinca, si radica sul versante occidentale del massiccio e finisce a "tête plongeante" su quello orientale. Il suo fianco inverso è laminato da un accavallamento che spesso porta a contatto diretto il basamento del nucleo dell'Anticlinale con il marmo del fianco rovesciato. L'elisione dei "Grezzoni" è tettonica, ma la loro progressiva diminuzione di spessore da W verso E lungo tutto il fianco diritto dell'Anticlinale (cfr. carta geologica allegata e fig. 4) e il fatto che questa formazione non affiori più a nucleo delle anticlinali più orientali fa supporre che l'accavallamento si sia impostato in corrispondenza di una diminuzione di spessore della dolomia triassica o/e in prossimità di una variazione laterale di facies (transizione a depositi del Trias sup. con evaporiti ?).

Nelle strutture della zona nord-orientale della finestra tettonica (da IVc a VII in fig. 9) lo stile

deformativo della prima fase cambia radicalmente. La formazione più antica affiorante è il marmo liassico che costituisce il nucleo di anticlinali a guaina molto laminate con depressioni e culminazioni assiali a lunghezza d'onda molto breve. Queste anticlinali sono separate da sinclinali a guaina, ugualmente laminate, comprendenti tutta la successione fino al Flysch terziario, o più frequentemente da contatti tettonici sinmetamorfici ("ductile fault") e fasce milonitiche lungo le quali sono deformate le formazioni (emi)pelagiche e il Flysch. In queste fasce la successione stratigrafica originaria è smembrata e la stratificazione è completamente trasposta; le lineazioni d'intersezione, le cerniere di pieghe minori e le lineazioni mineralogiche e d'estensione sono fuse in un'unica pronunciata lineazione diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

In diverse località della parte orientale della finestra tettonica (Vagli, Arni, a N di Gorfigliano, ecc.), il "Calcare cavernoso" affiora a nucleo di sinclinali o è "preso" lungo contatti tettonici di prima fase. Le anticlinali a "tête plongeante" del versante orientale delle Apuane sono spesso separate da lame di "Calcare cavernoso" di dimensioni chilometriche (cfr. sez. 5 e 6 della tav. 3). Questi rapporti ovviamente richiedono che la Falda Toscana avesse raggiunto la zona più orientale del complesso metamorfico mentre era ancora attivo il raccorciamento di prima fase.

- Interpretazione cinematica

Tutti i caratteri esposti nel precedente paragrafo suggeriscono che il complesso metamorfico delle Apuane sia stato deformato in una zona di taglio il cui limite superiore è rappresentato dal contatto con la Falda Toscana e quello inferiore, non affiorante, da zone più esterne al Dominio Toscano sulle quali presumibilmente le Apuane si accavallano.

Le sezioni di tav. 3. e la fig. 10 mostrano che sia la vergenza delle strutture, sia le relazioni angolari tra il contatto tettonico di base della Falda Toscana e la scistosità di prima fase, impongono per la Falda Toscana stessa una provenienza da SW durante la prima fase,

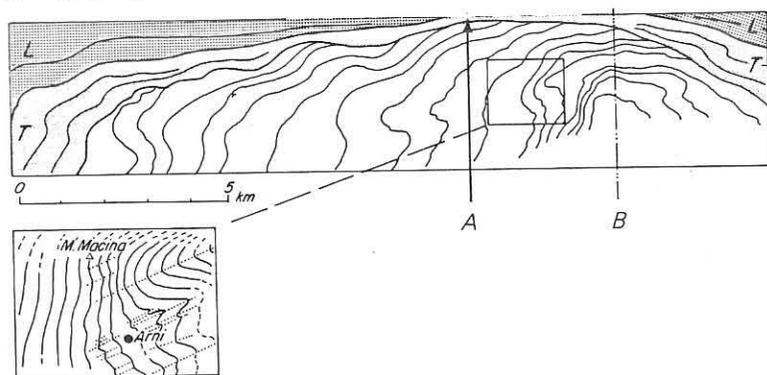


FIG. 10 - Profilo schematico dell'andamento della scistosità di prima fase.

L - Falda Ligure s.l.;

T - Falda Toscana;

A - Linea di cresta del contatto tettonico Falda Toscana/"Autoctono";

B - Piano assiale dell'antiforme principale realizzata dalla scistosità di prima fase;

A sinistra in basso sono riportate le "pieghe in cascata" realizzate dalla scistosità di prima fase nella zona di Arni. L'andamento della scistosità tardiva è indicata a puntini.

confermando l'interpretazione classica della struttura appenninica che prevede il progressivo impilamento delle unità alloctone da SW verso NE.

Un possibile schema della cinematica di prima fase è mostrato in fig. 11. In questo schema abbiamo tenuto conto dei principali lineamenti strutturali affioranti e delle discontinuità laterali e verticali delle coperture sedimentarie che possono aver controllato l'ubicazione delle maggiori superfici di taglio. Questa interpretazione assume inoltre che le successioni giurassico-terziarie che affiorano nella parte NE della finestra tettonica originariamente poggiassero su depositi con evaporiti del Trias superiore e che il basamento ercinico di basso grado affiorante sulle Apuane sia scollato da un ipotetico zoccolo cristallino.

A livelli strutturali profondi il raccorciamento dello zoccolo cristallino dovrebbe essersi realizzato mediante zone di taglio duttile probabilmente impostate in corrispondenza di preesistenti "zone di debolezza" della crosta (p.e. Zona di Massa: rifting abortito del Trias med.).

A livelli strutturali più alti il raccorciamento probabilmente inizia con contatti tettonici del tipo "ramp-flat". Oltre al già citato scollamento del basamento ercinico di basso grado, i principali elementi di questa geometria sono (cfr. fig. 11A):

- scollamento a livello delle evaporiti triassiche del Dominio Toscano interno, con individuazione della Falda Toscana;
- scollamento dai supposti depositi evaporitici triassici

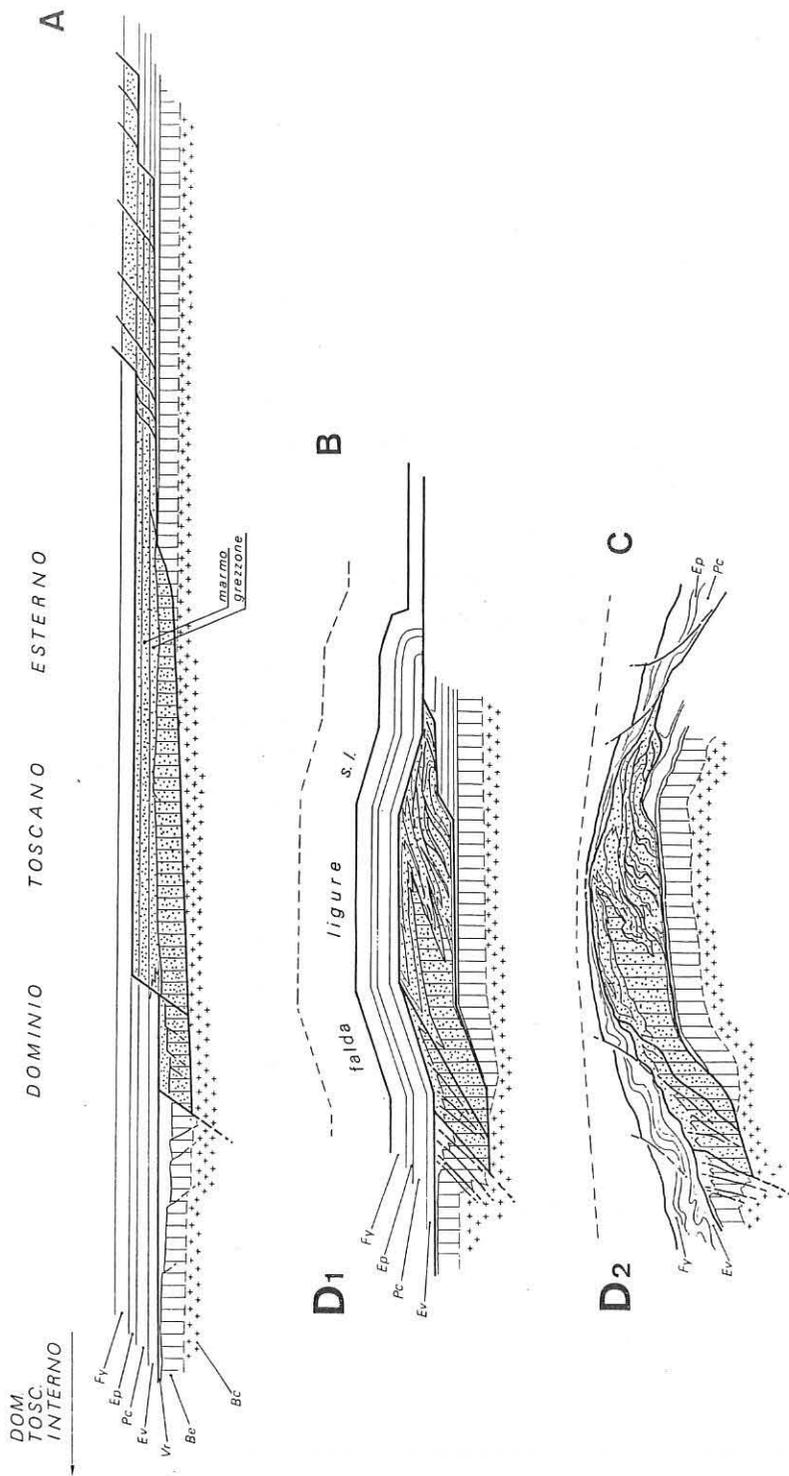


FIG. 11 - Schema dell'evoluzione della zona di taglio delle Alpi Apuane (da Kligfield, Carmignani & Owens, 1981 modificato).

A - Impostazione di contatti tettonici controllati dalle disomogeneità laterali e verticali della successione;

B - Messa in posto delle Unità alloctone più interne e sviluppo nel complesso metamorfico della fase

C - Riesumazione del complesso metamorfico con sviluppo della fase plicativa tardiva (D2).

Fy-Flysch, Ep-(Emi)pelagiti, Pc-Piattaforma carbonatica, Ev-depositi del Trias superiore con evaporiti, Vr-Verrucano, Be-Basamento ercinico di basso grado, Bc-Basamento cristallino.

In grisè è indicata la zona di taglio.

sedimentati a E della piattaforma carbonatica dei "Grezzoni", con impilamento delle successioni post-triassiche in un "duplex multiplo" che dovrebbe essere rappresentato dalla zona con tettonica di prima fase complessa, affiorante nella parte NE della finestra tettonica;

- rampe in corrispondenza delle variazioni laterali di facies tra Trias superiore dolomitico ("Grezzoni") ed evaporitico;

- scollamento di quasi tutto il Flysch della Zona Toscana esterna.

Lo scollamento della maggior parte del Flysch dell'"Autoctono" giustificherebbe l'asimmetrica distribuzione dello "Pseudomacigno" che affiora estesamente solo nella parte più nord-orientale della finestra tettonica. In questa interpretazione le grandi masse di "Macigno" del crinale dell'Appennino comprenderebbero anche quasi tutto il Flysch deposto sul Dominio Toscano esterno. Le superfici di taglio così delineate delimitano un volume di rocce (in grisée sulla fig. 11) che durante il progressivo raccorciamento del margine continentale vengono a costituire una zona deformata duttilmente sotto il carico delle unità più interne (Falda Toscana, Falda Ligure s.l.). L'evoluzione della zona di taglio sottopone le rocce implicate ad una forte distorsione e ricristallizzazione metamorfica che oblitera parzialmente l'originaria geometria a "ramp-flat".

Le grandi pieghe di prima fase delle Apuane occidentali (Anticlinale di Vinca e Sinclinale di Orto di

Donna) sono dovute alle componenti dello stress parallele alle formazioni più competenti della piattaforma carbonatica durante la deformazione di taglio, oppure a pieghe di rampa (per es. Anticlinale della Tambura, cfr. sez. 4 e 4 bis di tav. 3). La fig. 4 suggerisce che anche la nucleazione di queste strutture sia stata in qualche modo controllata da eterogeneità laterali all'interno della successione stratigrafica (serie ridotte). Con il passaggio all'ambiente metamorfico, le pieghe sono state profondamente deformate fino a formare pieghe a guaina.

Sezioni geologiche attraverso la zona di Castelpoggio e Tenerano

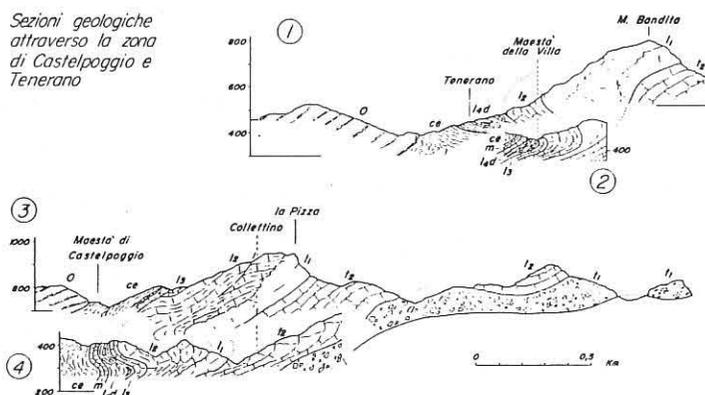


FIG. 12 - Sezioni geologiche attraverso la zona di Castelpoggio e Tenerano (da Decandia, Federici & Giglia, 1968).

t1-"Calccare cavernoso"; t2-Calcare e marne a Rhaetavicula contorta; l1-Calcare massiccio; l2-Calcare ad Angulati; l3-Rosso Ammonitico; l4d-Marne a Posidonia; m-Diaspri; Ce-Scaglia; O-Macigno.

LA TETTONICA PLICATIVA POST-FASE TANGENZIALE (D2)

- Caratteristiche geometriche

Le strutture della prima fase, nate verosimilmente con piani assiali e scistosità poco inclinate, sono ripiegate in una grande antiforme diretta NW-SE, assieme ai contatti con le sovrastanti unità alloctone. Questa struttura è rappresentata nella tavola delle sezioni ed esemplificata in fig. 10.

Risalta subito la forma inconsueta dell'antiforme realizzata dalla scistosità di prima fase: la zona di cerniera è assottigliata e i fianchi ispessiti, la asimmetria delle pieghe di secondo ordine è rivolta dalla cerniera verso i fianchi dell'antiforme ("Pieghe in cascata"). Queste pieghe sono aperte, asimmetriche, hanno direzioni assiali variabili da NS a NE-SW, e anche EW in alcune zone limitate come la Valle della Turrite Secca, e arrivano a dimensioni chilometriche. Alle pieghe è associata una scistosità di piano assiale sinmetamorfica con giacitura da suborizzontale a mediamente inclinata e molto meno penetrativa di quella di prima fase. Generalmente è rappresentata da scistosità di crenulazione che nelle litologie competenti fa un forte angolo con la scistosità di prima fase che viene deformata, mentre nelle rocce pelitiche è più penetrativa (fino ad uno slaty cleavage che traspone completamente la scistosità

precedente) e l'angolo con la superficie deformata può divenire molto piccolo. Si generano così pieghe isoclinali intrafoliari che si smorzano rapidamente contro gli orizzonti più competenti.

La "Simmetria centrifuga" delle pieghe tardive non è limitata al complesso metamorfico, ma interessa anche la Falda Toscana ai bordi della finestra tettonica (si vedano p.e. i profili di fig. 12) e anche le Unità Liguri tra Carrara e Sarzana.

Dalla fig. 10 emergono altri caratteri geometrici significativi della struttura tardiva:

- la non coincidenza tra la superficie assiale dell'antiforme di scistosità nell'"Autoctono" e la linea di cresta realizzata dal contatto tettonico con la Falda Toscana;
- l'estrema riduzione di spessore della Falda Toscana fino alla completa elisione di tutte le formazioni carbonatiche in corrispondenza della zona di culminazione del complesso metamorfico (si veda p.e. la zona di Equi Terme sulla carta geologica allegata).

- Interpretazione cinematica

La simmetria centrifuga delle pieghe di secondo ordine, la denudazione tettonica della zona di culminazione del complesso metamorfico, lo sviluppo di forti deformazioni di taglio in corrispondenza di livelli incompetenti, i rapporti angolari tra la scistosità e i limiti delle fasce di taglio sistematicamente coerenti con

uno spostamento dei livelli sovrastanti verso la periferia della finestra, suggeriscono un flusso di materiale dalla zona di culminazione verso i fianchi dell'antiforme di scistosità probabilmente dovuto al sollevamento di tutto il complesso metamorfico.

La geometria complessiva della struttura tardiva e la sua cinematica assomigliano sensibilmente ad alcune strutture diapiriche realizzate sperimentalmente da Ramberg (1963, 1967, 1968) e dalla sua scuola. Le analogie con strutture diapiriche divengono ancora più strette confrontando le orientazioni dell'ellissoide medio dello "strain" finito prodotto dalle deformazioni tardive nelle diverse zone dell'antiforme (deducibile dalle orientazioni delle scistosità tardive, dalle vene di estensione tardive, ecc.) con la distribuzione dello "strain" finito in alcuni modelli di strutture diapiriche realizzati da Dixon (1975).

Lo spostamento di masse verso la periferia dell'antiforme apuana si realizza soprattutto mediante fasce e superfici di taglio duttili addensate entro le formazioni meno competenti delle sinclinali di prima fase (emi-pelagiti) che manifestano le deformazioni tardive più penetrative. Invece le formazioni della piattaforma carbonatica rispondono alla deformazione con pieghe disarmoniche vergenti verso la periferia della finestra. Le grandi "pieghe in cascata" delle Valli del Fondone e di Regolo (per limitarci a zone attraversate dall'escursione) costituiscono dei buoni esempi di grandi pieghe tardive che interessano depositi di piattaforma scollati sulle pelagiti del nucleo della sinclinale rovesciata sottostante.

La spiccata eccentricità dell'antiforme principale di scistosità rispetto alla finestra tettonica (fig. 10) può essere dovuta alla obliquità tra il contatto Falda Toscana/Complesso metamorfico e la scistosità di prima fase come esemplificato in fig. 13, oppure, come suggerito in fig. 11A e B, la zona nord-orientale del complesso metamorfico potrebbe essere interpretata come un "duplex multiplo" deformato su rampe di accavallamento sottostanti. Una "anticlinale di rampa" modificata dal sollevamento del complesso metamorfico è un'ipotesi intermedia.

Al "Calccare cavernoso" affiorante alla base della Falda Toscana sono associate breccie tettoniche poligeniche contenenti anche elementi metamorfici dell'"Autoctono". Queste cataclasiti provano che con il sollevamento del complesso metamorfico è ripreso il movimento tra le unità alloctone.

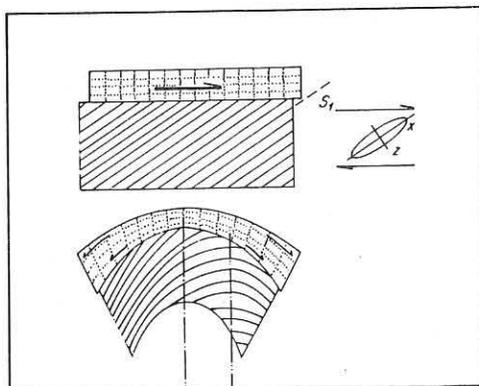


FIG. 13 - Non coincidenza del piano assiale di superfici oblique piegate insieme.

Come suggerisce anche la vergenza delle strutture plicative tardive nella Falda Toscana, a E della culminazione apuana il movimento è avvenuto verso l'esterno della catena e verso SW, cioè con direzione opposta a quella di messa in posto delle unità alloctone, sul versante occidentale del massiccio.

L'Unità di Massa e l'"Autoctono" si differenziano anche per un diverso grado metamorfico. Nell'Unità di Massa affiorano le metamorfiti di più alto grado dell'Appennino Settentrionale.

Lo studio della polarità e delle condizioni fisiche del metamorfismo alpino nel complesso apuano costituisce un punto chiave di riferimento per la comprensione dell'evoluzione metamorfica e geodinamica dell'Appennino Settentrionale.

Di seguito vengono descritte la zonazione e le condizioni fisiche del metamorfismo alpino all'interno del complesso apuano, così come il suo inquadramento all'interno dell'Appennino Settentrionale.

ZONAZIONE METAMORFICA

La carta della zoneografia metamorfica delle Alpi Apuane è ancora in fase di preparazione. Vi sono già tuttavia elementi sufficienti per delineare la polarità regionale del metamorfismo alpino nelle formazioni appartenenti sia all'"Autoctono" che all'Unità di Massa.

La fig. 14 presenta in forma sintetica le località in cui è stato segnalato il ritrovamento di minerali chiave quali stilpnomelano, pirofillite, cianite e staurolite (Wunderlich, 1960; Wachsmuth, 1966; Bonatti, 1938; Azzaro

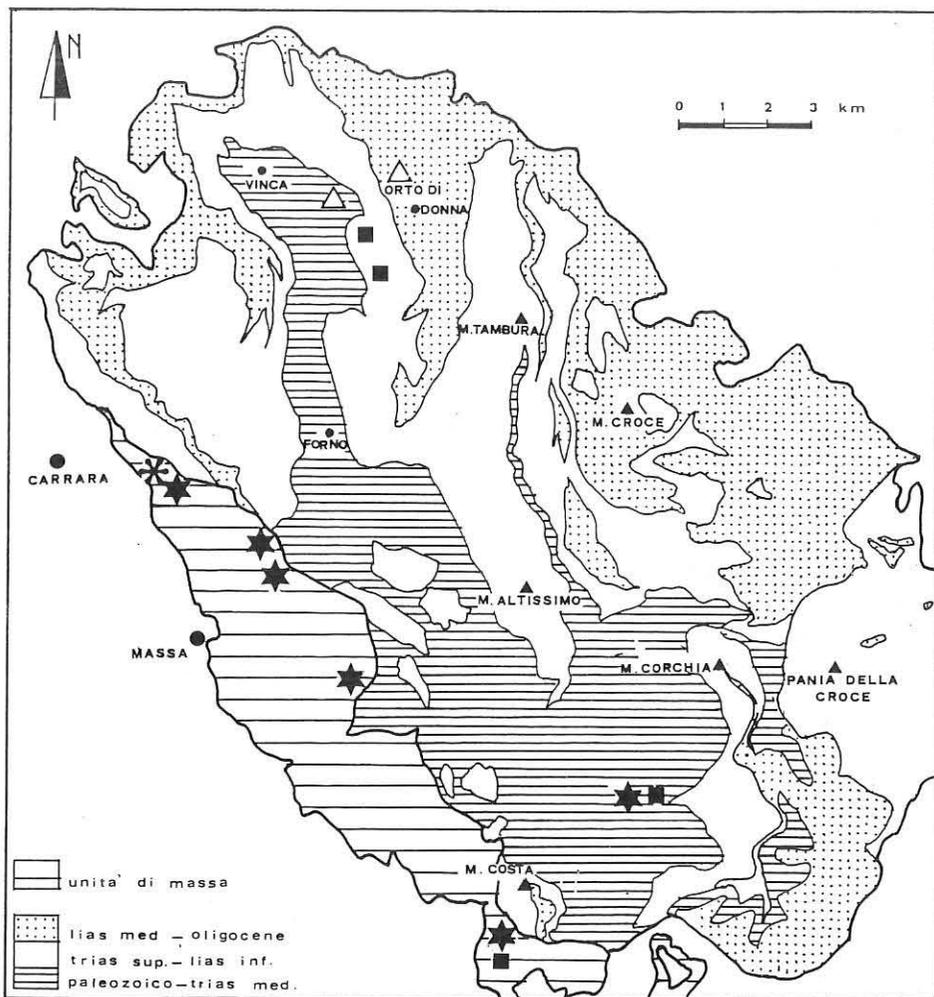


FIG. 14 - Località di ritrovamento dello stilpnomelano (△), pirofillite (■), cianite (★) e stauroilite (*).

et al., 1977; Franceschelli et al., 1986). Ad essi si deve aggiungere la sporadica presenza di biotite in tutto il complesso.

Dalla distribuzione della pirofillite e della cianite, unitamente alla distribuzione delle temperature di metamorfismo stimate attraverso il geotermometro calcite-dolomite nella formazione dei Marmi (si veda più avanti il capitolo riservato alle condizioni fisiche del metamorfismo), si rileva un incremento del grado metamorfico sia all'interno dell'"Autoctono" (procedendo dalle zone orientali a quelle occidentali) sia tra questo e l'Unità di Massa.

Nell'Unità di Massa il grado metamorfico è definito dall'associazione mineralogica $Ky+Cld+Chl$ (abbreviazione dei minerali secondo Kretz, 1983). La presenza di staurolite nella parte settentrionale di questa unità, segnalata da Wunderlich, 1960 (in Gunther e Wallbrecher, 1977) potrebbe indicare anche all'interno di essa una variazione del grado metamorfico.

Nelle rocce del basamento paleozoico delle due unità si osserva lo stesso tipo di variazione; tale variazione è riconducibile al metamorfismo alpino.

RELAZIONE FRA DEFORMAZIONE E BLASTESI

Le tessiture delle rocce dell'"Autoctono" e dell'Unità di Massa risultano dalla sovrapposizione di due eventi deformativi principali (fase D1 e fase tardiva, D2) con

associati due sistemi di scistosità sinmetamorfiche (S1 e S2). Talvolta è osservabile una anisotropia strutturale planare che si interpone cronologicamente tra la S1 e la S2. Tale superficie è associata a pieghe a piano assiale sub-verticale che sono sviluppate solo localmente.

Nelle rocce carbonatiche, specie nei Marmi, si osserva una pressochè completa ricristallizzazione di calcite con tessiture variabili da omeoblastiche-granoblastiche a eteroblastiche-xenoblastiche talvolta con cristalli morfologicamente orientati (appiattiti ed allungati) secondo la scistosità S1. In queste rocce la scistosità tardiva non è sempre chiaramente espressa.

Nelle rocce di composizione pelitica o quarzo-pelitica la scistosità di prima fase è evidenziata dalla pronunciata orientazione di film fillosilicatici e di cristalli allungati di quarzo e feldspati.

La sovrapposizione della scistosità tardiva su quella di prima fase si verifica in modo variabile attraverso una serie di situazioni microstrutturali intermedie che giungono fino ad una parziale o totale obliterazione della superficie S1.

I minerali delle rocce del complesso metamorfico apuano non sono cristallizzati contemporaneamente ma mostrano uno sviluppo graduale nel tempo.

I minerali orientati parallelamente alla scistosità di prima fase sono: miche chiare (muscovite, paragonite e pirofillite), biotite, clorite, quarzo e feldspati. Durante i primi stadi dello sviluppo della scistosità tardiva si osserva una crescita di porfiroblasti di cloritoide e di

epidoti nell'"Autoctono", e cianite, cloritoide ed epidoto nell'Unità di Massa (fig. 15).

Successivamente, durante gli ultimi stadi di sviluppo della scistosità tardiva, si osserva una nuova cristallizzazione di mica chiara potassica, clorite e parziale ricristallizzazione di carbonati.

Nell'Unità di Massa la cianite risulta parzialmente destabilizzata con formazione di un orlo essenzialmente fillosilicatico.

Lo sviluppo graduale nel tempo dei minerali sopra riportati è testimone di un non perfetto sincronismo tra il progredire delle reazioni metamorfiche e lo sviluppo delle superfici S1 e S2.

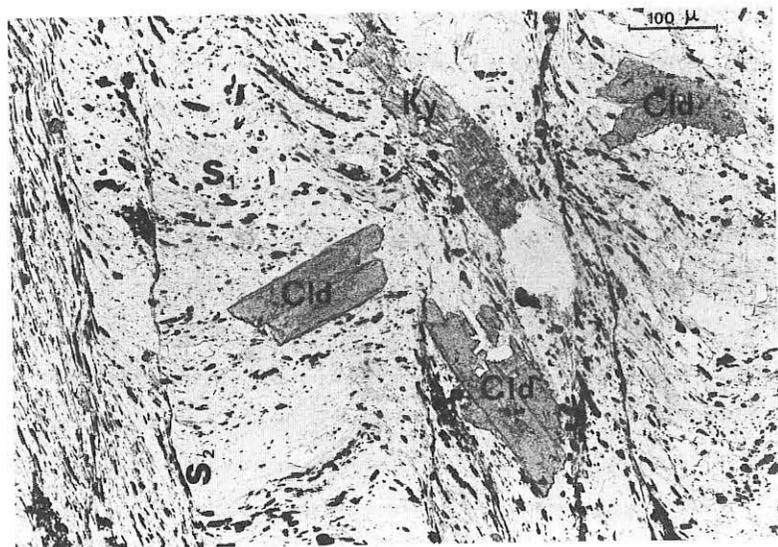


FIG. 15 - Microfotografia di porfiroblasti di cianite e cloritoide nel Verrucano dell'Unità di Massa mostrandoti le relazioni con le scistosità di prima fase e tardiva; // Nicols.

LE CONDIZIONI FISICHE DEL METAMORFISMO

- Le temperature

Le temperature di metamorfismo alpino sono state stimate attraverso il geotermometro calcite-dolomite su campioni appartenenti alla formazione dei Marmi (Di Pisa et al., 1985).

Il contenuto di magnesio nella calcite coesistente con dolomite è stato determinato sia in diffrattometria di polvere a Rx attraverso la misura della distanza reticolare $d(104)$ (Goldsmith & Graf, 1958), sia con microsonda elettronica.

Le temperature di metamorfismo sono state calcolate in base alla equazione di Bickle & Powell (1977) per una pressione di 5 kb. I valori medi di temperatura per ciascuna stazione di campionamento sono riportati in fig. 16. I dati sono anche presentati in forma grafica in tre istogrammi (fig. 14) costruiti rispettivamente per la zona orientale, centrale e occidentale.

Un dato di notevole importanza che emerge dall'analisi della fig. 17 è il generale incremento delle temperature massime all'apice degli istogrammi dalle zone orientali a quelle occidentali. In ciascun istogramma alle temperature più elevate (380, 420 e 460 ± 40 °C, rispettivamente per la zona orientale, centrale e occidentale) è stato attribuito il significato di temperature raggiunte al picco del metamorfismo.

I valori massimi di temperatura, stimati col

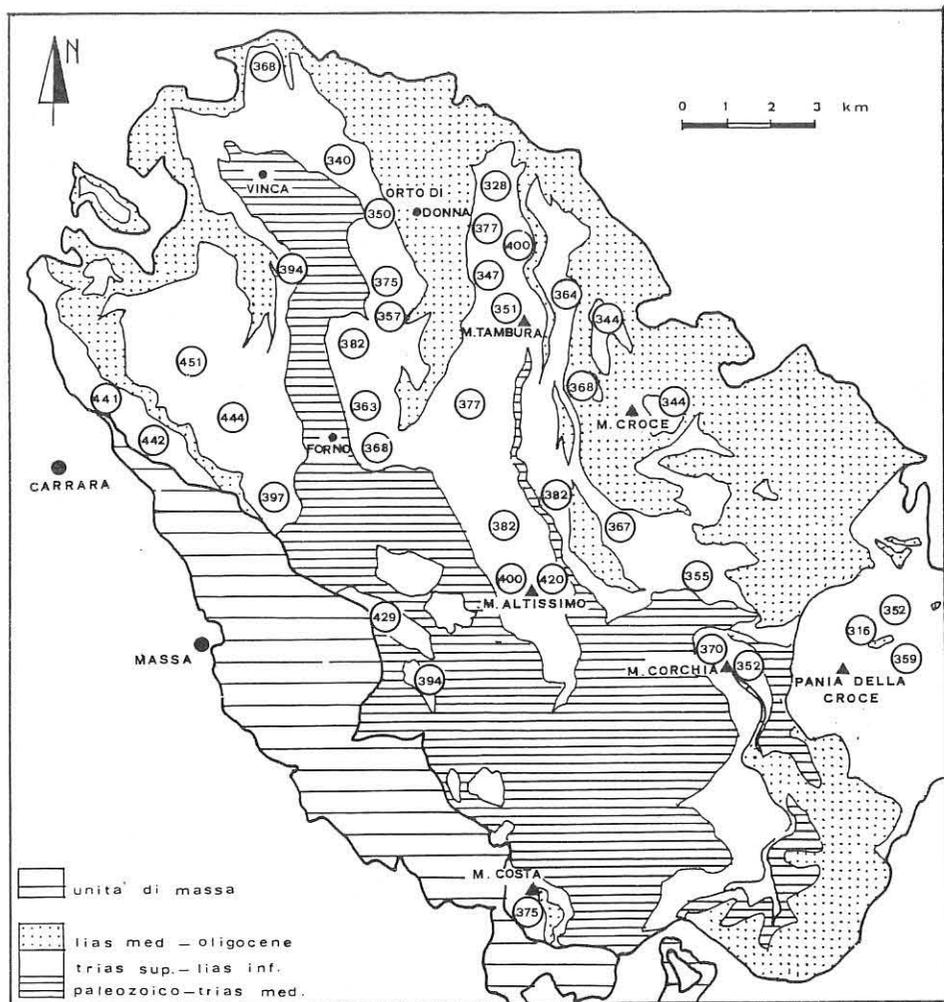


FIG. 16 - Distribuzione delle temperature di metamorfismo determinate con il geotermometro calcite-dolomite (v. testo).

geotermometro calcite-dolomite, appaiono coerenti con i valori risultanti dallo studio delle paragenesi metamorfiche e con quelli calcolati sulla base del frazionamento isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ misurato sulla coppia quarzo-calcite (Preite Martinez et al., 1978). La dispersione dei valori di temperatura osservati in una singola area o in un singolo affioramento è stata imputata a perdita di magnesio da parte della calcite durante i processi retrometamorfici o a possibili fenomeni di disequilibrio chimico-fisico al picco del metamorfismo, come testimoniato del resto dalla presenza di grossi cristalli di calcite (forse resti di fossili) caratterizzati da una zonatura inversa del contenuto in MgO .

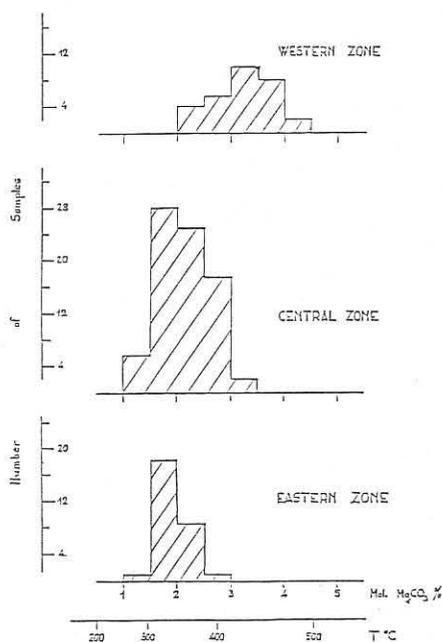
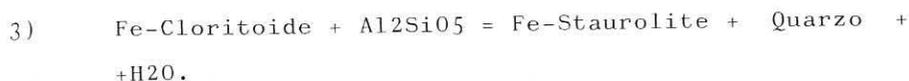
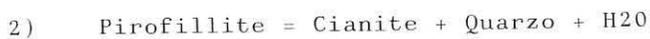


FIG. 17 - Istogrammi mostrandoti il contenuto di MgCO_3 nella calcite coesistente con dolomite nei marmi della zona orientale, centrale e occidentale dell'"Autoctono". In basso nella figura è riportata la scala delle temperature (da Di Pisa et al., 1985).

Nelle rocce dell'Unità di Massa non esistono dati geotermometrici. La temperatura di metamorfismo è definita dall'associazione Ky+Cld+Chl ed è compresa nel campo di stabilità individuato dalle reazioni (fig. 18):



Questa temperatura potrebbe essere stata superata nella zona di Bedizzano dove Wunderlich (1960) ha segnalato la presenza di stauroilite.

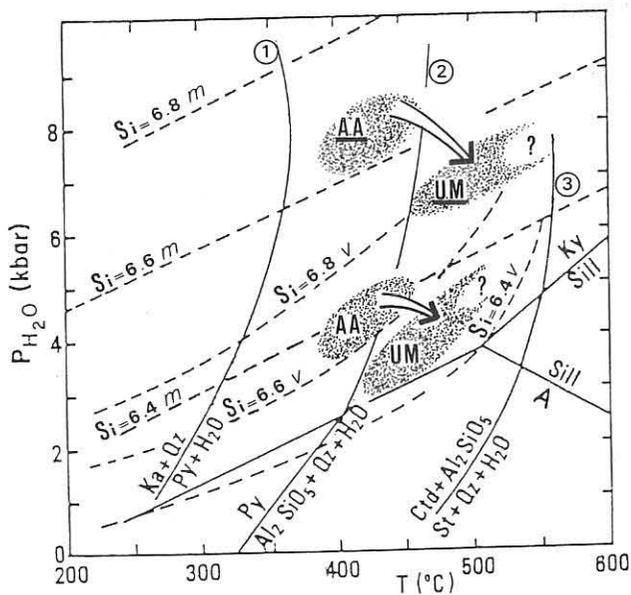


FIG. 18 - Diagramma P-T in cui sono riportate le isoplete (Si at.p.f.s. calcolata su 22 ossigeni) per la fengite nell'associazione limitante Kfs+Phl+Qtz+Ms secondo Velde (v) e Massone & Schreyer (m) insieme ad alcune reazioni metamorfiche. Le reazioni (1) e (2) da Chatterjee et al. (1984); reazione (3) da Richardson et al. (1968). Al₂SiO₅ polimorfi da Holdaway (1971). AA="Autoctono" Apuano, UM=Unità di Massa. I simboli sottolineati si riferiscono alle stime di P secondo Massone & Schreyer.

- La pressione

La valutazione della pressione di metamorfismo, per le due unità, è stata ottenuta considerando il contenuto di Si della muscovite (atomi per formula strutturale sulla base di 22 ossigeni) presente in rocce caratterizzate dalla associazione mineralogica $Ms + Qtz + Kfs + Chl \pm Bt \pm Stp$. Tale associazione mineralogica, nelle due unità, si riscontra nelle rocce appartenenti alla formazione dei "Porfiroidi e Scisti porfirici", rocce che hanno subito anche il metamorfismo ercinico. Per la determinazione della composizione chimica della muscovite particolare cura è stata posta nell'analizzare solo i cristalli di sicura blastesi alpina.

Il contenuto di Si (at. p. f. s.) della muscovite nei Porfiroidi dell'"Autoctono" varia da 6.60 a 6.72, mentre nei Porfiroidi dell'Unità di Massa da 6.46 a 6.52. Assumendo una $P_{tot.} = P_{H_2O}$, la pressione stimata utilizzando i dati sperimentali di Velde (1965, 1967) e Massonne & Schreyer (1987) è riportata nella fig. 18.

Nell'"Autoctono" la temperatura di riferimento ($T = 420 \pm 40$ °C) è quella stimata attraverso il geotermometro calcite-dolomite; nell'Unità di Massa la temperatura è quella stimata sulla base delle associazioni mineralogiche e delle reazioni 2 e 3 di fig. 18.

A causa della notevole discrepanza dei dati sperimentali di Velde (1965, 1967) e di Massonne & Schreyer (1987) si ottengono due "set" di valori di pressione che,

sebbene diversi, sono coerenti nel suggerire un decremento di pressione passando dall'"Autoctono" all'Unità di Massa. La tendenza a questo decremento verrà discussa più avanti.

I dati petrologici non permettono di operare una scelta tra le due stime di pressione. Una discriminazione può essere ottenuta sulla base di argomentazioni di carattere geologico. Lo spessore delle coltri liguri e toscane sovrastanti l'"Autoctono" e l'Unità di Massa è stato stimato essere di circa 12 km (Carmignani et al., 1978; Kligfield, 1979) corrispondenti a pressioni di circa 3-4 kb. I valori di pressione stimati attraverso i dati sperimentali di Velde sembrano quindi più realistici.

IL METAMORFISMO DEL COMPLESSO APUANO NEL QUADRO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Per una migliore comprensione del metamorfismo del complesso apuano nel quadro dell'Appennino Settentrionale è opportuno fare dei brevi cenni sul metamorfismo nelle altre unità tettoniche (Falda Toscana, Unità di Canetolo, Falde Liguri).

A grandi linee sono stati osservati i seguenti "trend" di variazione:

- un decremento del grado metamorfico dalle unità geometricamente più profonde del Dominio Toscano (Unità di Massa e "Autoctono" Auctt.) all'Unità di Canetolo (Dominio Subligure) dove si raggiungono condizioni francamente diagenetiche. Tale diminuzione non è graduale ma presenta

una evidente discontinuità fra il complesso metamorfico apuano e la Falda Toscana (Cerrina Feroni et al., 1983);
- un incremento da condizioni diagenetiche nelle Unità Liguri esterne (Flysch del Caio e del Cassio) a condizioni anchimetamorfiche nelle Unità Liguri interne (Scisti di Val Lavagna, Arenarie del Gottero, ecc.) (Venturelli & Frey, 1977; Cerrina Feroni et al., 1985).

La zonazione metamorfica all'interno delle Unità Toscane (Cerrina Feroni et al., 1983; Di Pisa et al., 1985; Franceschelli et al. 1986) sembra trovare giustificazione in un modello che prevede un loro progressivo seppellimento, procedendo verso la zona interna della catena, durante i primi stadi della deformazione alpina, seguito da un riassetamento termico posteriore alla messa in posto dell'edificio a falde.

I valori di pressione minori rilevati nell'Unità di Massa, apparentemente incongruenti con tale modello, potrebbero essere imputati ad un processo di riequilibrio più lungo della muscovite (con parziale perdita di molecola celadonitica) avvenuto in questa unità in un momento successivo al "top" barico del metamorfismo, probabilmente nel corso dei fenomeni di "uplift" della catena.

La variazione delle condizioni metamorfiche nel Dominio Ligure sembrano dipendere da un evento termico in cui sarebbero state coinvolte le Liguridi interne prima della loro messa in posto sulle Unità Toscane (Cerrina Feroni et al., 1985).

APPENDICE

- Sintetica descrizione delle principali litologie e associazioni mineralogiche.

Per una più approfondita trattazione delle litologie ed associazioni mineralogiche del complesso apuano si rimanda a Bonatti (1938), Fantoni (1981) e Franceschelli et al. (1986).

Nelle descrizioni delle associazioni mineralogiche osservate nelle rocce delle principali formazioni viene rispettata la successione stratigrafica a partire dal basamento paleozoico.

1) Basamento paleozoico

Le rocce paleozoiche dell'Unità di Massa e dell'"Autoctono", eccetto una diversa cristallinità, sono simili per cui sono descritte unitariamente.

FILLADI INFERIORI AUCTT. - Questa formazione è costituita da vari tipi di filladi, filladi quarzose, filladi a cloriti spesso con carbonati. Al loro interno sono presenti rare metabasiti e metagrovacche vulcaniche. Le metabasiti sono costituite da plagioclasio, clorite, carbonati, quarzo, ilmenite, sphene, leucoxene e apatite in varie combinazioni.

| Qtz | Ms | Ab | Chl | Cld | Pg | Bt |
|-----|----|----|-----|-----|----|----|
| x | x | x | | | | |
| x | x | x | x | | | |
| x | x | | x | | | x |
| x | x | | | | | |
| x | x | | x | x | | |
| x | x | | x | x | x | |

PORFIROIDI E SCISTI PORFIRICI - Rappresentano i prodotti del metamorfismo rispettivamente di vulcaniti riolitiche e di rocce sedimentarie derivanti dal loro disfacimento. Questi due tipi di rocce si differenziano per il contenuto in k-feldspato e muscovite. Talvolta il k-feldspato presenta notevoli dimensioni. Tipiche associazioni mineralogiche osservate sono:

| Qtz | Ab | Kfs | Ms | Chl | Bt | Stp | Cal |
|-----|----|-----|----|-----|----|-----|-----|
| x | x | x | x | x | | x | |
| x | x | x | x | x | x | | |
| x | x | | x | x | | | |
| x | x | | x | x | | | x |

2) Successione mesozoico-terziaria dell'"Autoctono"

"GREZZONI" - Sono costituiti quasi esclusivamente da carbonati (in particolare da dolomite in quantità spesso superiore al 90%). Raramente si rinvencono nella matrice carbonatica piccoli cristalli di quarzo, plagioclasio e pirite. Tipiche associazioni mineralogiche sono:

| Cal | Dol | Qtz | Pl |
|-----|-----|-----|----|
| x | x | x | x |
| x | x | | |
| | x | | |

"BRECCE DI SERAVEZZA" e "SCISTI A CLORITOIDE" - Le rocce sono delle brecce metamorfiche ad elementi marmorei e dolomitici. La matrice è di tipo filladico ed è caratterizzata dalla presenza di cloritoide, muscovite, pirofillite e più raramente clorite. Spesso il cloritoide è presente in proporzioni modali preponderanti (Scisti a cloritoide).

| Qtz | Ms | Chl | Cld | Prl | Ep | Cal |
|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|
| x | x | | x | x | | |
| x | x | x | x | | | |
| x | x | | x | | x | x |

Wunderlich (1960) descrive un'associazione di Ky+Prl+Chl+Bt nel cemento di una breccia di marmo vicino a M. Alto che potrebbero appartenere a questa formazione.

MARMI - La formazione marmifera liassica è costituita da marmi massicci, generalmente molto puri (Marmo s.s.) e da alternanze di marmi e dolomie cristalline (Marmi

dolomitici) o da dolomie cristalline massicce molto pure (Dolomie cristalline). Nel Marmo s.s. la dolomite è rara anche se è presente in tutta la formazione. Il residuo insolubile è costituito da quarzo, muscovite, clorite, albite e pirite. Tipiche associazioni mineralogiche osservate sono:

| Cal | Dol | Qtz | Ab | Ms | Chl |
|-----|-----|-----|----|----|-----|
| x | | | | | |
| x | x | | | | |
| x | x | x | x | | |
| x | x | | x | x | |
| | x | | | | |

"CALCARI SELCIFERI" - I litotipi di questa formazione sono prevalentemente marmi con liste e noduli di "selce", che passano a marmi grigio-chiari, venati e "bardigliacei". Tipiche associazioni mineralogiche sono:

| Cal | Qtz | Ab | Ms | Chl | Bt |
|-----|-----|----|----|-----|----|
| x | x | | | | |
| x | x | x | x | x | x |
| x | x | x | x | | |
| | x | x | x | x | x |
| x | x | | x | | x |
| x | x | x | | | |
| x | x | | x | | |

"DIASPRI" - Questa formazione è costituita prevalentemente da metaradiolariti, a volte interstratificate con filladi quarzitiche e filladi carbonatiche. I minerali costituenti in ordine di abbondanza sono quarzo, carbonati, miche bianche e clorite. Subordinatamente sono presenti albite e biotite. Tipiche associazioni mineralogiche osservate sono:

| Qtz | Ms | Chl | Cal | Bt | Ab |
|-----|----|-----|-----|----|----|
| x | x | x | x | | x |
| x | x | x | | | x |
| x | x | x | | | |
| x | x | x | | x | x |
| x | x | x | | | |

"CALCARI SELCIFERI AD ENTROCHI" - Si tratta di metacalcilutiti e metacalcareniti composte prevalentemente da calcite e da quantità variabili di quarzo, mica bianca, clorite e stilpnomelano. Le associazioni mineralogiche sono simili a quelle descritte per il Calcere selcifero.

"SCISTI SERICITICI" - I litotitipi più diffusi di questa formazione sono filladi, filladi a cloritoide, filladi quarzítico-carbonatiche fino a marmi impuri. I minerali in ordine di abbondanza sono muscovite, cloritoide, albite, paragonite e biotite. Tipiche associazioni mineralogiche osservate sono:

| Qtz | Ms | Pg | Chl | Cal | Cld | Bt | Ab |
|-----|----|----|-----|-----|-----|----|----|
| x | x | | x | x | | | |
| x | x | x | x | x | x | | |
| x | x | x | x | x | | | |
| x | x | x | x | x | x | | |
| x | x | x | | | | | |
| x | x | | x | | | | |
| x | x | | x | x | | x | |
| x | x | | x | | | x | |
| x | x | | x | | | | x |
| x | x | | | x | | | |
| x | x | | | | | | |

Tra i minerali accessori sono stati riconosciuti epidoti, tormalina, pirite, apatite, titanite e zircono.

"CIPOLLINI" - I tipi litologici prevalenti di questa formazione sono marmi a fillosilicati. Talvolta le proporzioni dei fillosilicati sono cosielevate da passare a termini decisamente filladici. Tipiche paragenesi dei litotipi di questa formazione sono:

| Cal | Qtz | Ms | Chl | Bt | Ab |
|-----|-----|----|-----|----|----|
| x | x | x | x | x | x |
| x | x | x | x | | x |
| x | x | x | | | x |
| x | x | | x | | x |
| x | | x | x | | |

"PSEUDOMACIGNO" - La formazione è costituita da metarenarie co intercalazioni di filladi. Le metarenarie sono costituite da minerali di origine clastica e da minerali di neoformazione. Tra i minerali più abbondanti si riconoscono mica chiara, quarzo, k-feldspato, plagioclasio e carbonati. Tipiche associazioni mineralogiche sono:

| Qtz | Ms | Ab | Kfs | Chl | Bt | Cal |
|-----|----|----|-----|-----|----|-----|
| x | x | x | x | x | x | |
| x | x | x | | x | x | |
| x | x | x | | x | | x |

3) Sequenza mesozoica dell'Unità di Massa

Nella successione triassica sono state distinte i seguenti tipi di rocce: Filladi scure grafitose, Calcari a Crinoidi, Breccie calcaree, Ortoprasiniti e Verrucano. Per una esauriente descrizione di queste rocce si rimanda a Costo (1980), Ricci & Serri (1975) e Franceschelli et al. (1986) per il Verrucano.

MARMI A CRINOIDI - Questa formazione è costituita da marmi, marmi dolomitici e marmi a fillosilicati. Le intercalazioni pelitiche spesso raggiungono dimensioni di piccoli livelli. Le associazioni mineralogiche osservate sono:

| Cal | Dol | Qtz | Ms | Chl | Ep | Ab |
|-----|-----|-----|----|-----|----|----|
| x | | x | x | | | |
| x | | x | | | | x |
| x | | x | x | x | | |
| x | | x | x | | x | |
| x | x | | | | | |
| x | | | | | | |

BRECCIE CALCAREE - E' una breccia metamorfica ad elementi marmorei e subordinatamente ad elementi filladici. Le associazioni mineralogiche osservate sono:

| Qtz | Ms | Chl | Pg | Cal |
|-----|----|-----|----|-----|
| x | x | x | x | |
| x | x | x | | x |
| x | x | | x | |
| x | x | x | | x |

"PRASINITI" - Rappresentano il prodotto del metamorfismo di originari basalti mediamente alcalini che si sono messi in posto all'interno di una placca continentale in distensione (Ricci & Serri, 1975). Le associazioni mineralogiche più diffuse sono:

| Qtz | Chl | Ms | Ab | Ep | Cal | Anf | Bt |
|-----|-----|----|----|----|-----|-----|----|
| x | x | x | x | x | x | | x |
| | x | x | x | x | x | | |
| | | | x | x | x | | |
| | x | | x | x | | x | x |
| | x | | x | x | | | x |

VERRUCANO - Il Verrucano è costituito da metaconglomerati, quarziti, filladi quarzitiche, filladi a cloritoide e filladi a cianite e cloritoide. Le principali coesistenze mineralogiche sono:

| Qtz | Ms | Chl | Ky | Pg | Ab | Cld | Bt | Ep | Cal |
|-----|----|-----|----|----|----|-----|----|----|-----|
| x | x | x | | | | | | | |
| x | x | x | | | | x | | | |
| x | x | | | x | | | | x | |
| x | x | x | x | | | x | | | |
| x | x | | | | x | | | | x |
| x | x | x | | | | | x | | |
| x | x | x | | x | | x | | | |
| x | x | x | x | x | | x | | | |
| x | x | | x | x | | x | | | |

5 - ITINERARIO E

DESCRIZIONE DEGLI STOP

L'escursione si sviluppa attraverso il settore settentrionale delle Alpi Apuane, lungo un itinerario che va da Campocecina, località poco a N di Carrara, fino a Vagli nell'Alta Garfagnana. L'itinerario inizia dal contatto Falda Toscana/ "Autoctono" affiorante sul versante SW del massiccio, e dopo aver attraversato tutto il complesso metamorfico, ritorna al medesimo livello strutturale sul fianco NE dell'antiforme di metamorfiti.

Lo scopo dell'escursione è di mostrare alcuni aspetti strutturali caratteristici dei complessi metamorfici di basso grado quali: i vari tipi di scistosità e lineazioni, i diversi gradi di trasposizione della stratificazione, l'interferenza tra successive fasi deformative, le caratteristiche di strutture realizzate sotto diverse condizioni di "strain", il possibile controllo di elementi paleogeografici preorogenici sull'assetto strutturale e, infine, cercare di integrare l'insieme delle osservazioni nella storia evolutiva dell'Appennino Settentrionale.

Qui di seguito sono brevemente descritti gli itinerari di ogni giornata d'escursione e i relativi stop.

Gli itinerari e gli stop sono indicati sulla Tav. 5, la quale riporta anche le tracce delle sezioni geologiche di Tav. 3. La posizione di ogni stop nella struttura del complesso metamorfico è schematizzata in Tav. 6.

ITINERARIO: Rifugio CAI "Carrara" - Cave del Sagro - Cava dei Vallini - Rifugio CAI "Carrara".

ARGOMENTI: Strutture polideformate e caratteristiche strutturali della parte più interna dell'"Autoctono" - Successioni stratigrafiche della zona di Carrara - Varietà merceologiche dei marmi di Carrara e relative tecniche estrattive.

Partendo dal Rifugio CAI "Carrara" si attraversa il versante N del M. Borla fino al bacino marmifero del M. Sagro. Lungo il sentiero affiorano esclusivamente gli "Scisti sericitici" del nucleo della Sinclinale di Carrara. Verso N è ben esposto in panorama il contatto di base della Falda Toscana e più lontano le cime dolomitiche dell'Anticlinale di Vinca.

STOP 1 : Cava Castelbaito.

Poco a monte del piazzale di cava affiora il contatto "Calcere selcifero"/Marmo del fianco diritto dell'Anticlinale di Pianza: in quest'area il "Calcere selcifero" aumenta rapidamente di spessore, cosicché dalle successioni con "selcifero" sottile della zona di Campocecina si passa alla potente successione del "selcifero" del Monte Sagro.

Nella Cava di Castelbaito si estraggono due varietà di

marmi: il "Bianco Ordinario" e il "Bianco Venato". La coltivazione è facilitata dal fatto che l'orizzonte produttivo mantiene uno spessore uniforme per un lungo tratto.

Il metodo di coltivazione è a "piani e sbassi" a partire dall'alto. L'escavazione viene eseguita a cielo aperto su più fronti, utilizzando sistemi di taglio con filo elicoidale e filo diamantato. La produzione principale è di blocchi squadrati di dimensioni idonee alla produzione di lastre.

Si discende da Castelbaito verso Cava Vittoria attraverso depositi morenici.

STOP 2 : Cava Vittoria.

Nella Cava Vittoria la varietà merceologica prevalente è il marmo "Bianco Ordinario". Il metodo di coltivazione è ad anfiteatro, con "piani e sbassi" a partire dall'alto.

Tutta la zona è fratturata secondo due sistemi prevalenti diretti rispettivamente N 140° e N 70° e circa verticali. La coltivazione deve tenere particolarmente conto di questa fratturazione, sia per avere blocchi di buone dimensioni, sia per sfruttare la fratturazione stessa al posto dei tagli meccanici.

Sulle pareti della cava e delle gradonate si possono notare fratture ("difetti") dovuti alla presenza di tensioni residue ("forzature").

Nella zona opera un frantoio per la produzione di granulati, che utilizza i residui di lavorazione delle cave

("Ravaneti").

La produzione di polveri e granulati di marmo argina uno dei maggiori problemi per le cave e per il territorio: lo stoccaggio e lo smaltimento dei "Ravaneti", che ormai coprono circa un terzo del giacimento di Carrara.

STOP 3 : Poco a N di Cava Vittoria.

In un vecchio "saggio di cava" tagliato nella parte inferiore dei "Calcari selciferi" sono ben esposte una serie di pieghe minori della zona di cerniera dell'Anticlinale di Pianza.

Dal bacino marmifero del M. Sagro si risale fino a Foce di Pianza e si prosegue lungo la strada asfaltata verso M. Uccelliera. Sul taglio stradale affiorano diverse varietà di marmi tra cui breccie sedimentarie deformate che nella zona di Carrara marcano frequentemente la parte alta della formazione marmifera e costituiscono alcune varietà merceologiche di un certo pregio ("Arabescato", "Calacata", ecc.) .

STOP 4 : Sopra le Cave del Morlungo.

Una piega minore del fianco diritto dell'Anticlinale di Pianza porta ad affiorare lungo la strada il "Calcare selcifero". Questa struttura minore di prima fase vergente a NE è ripiegata in una struttura tardiva vergente in direzione opposta.

Proseguendo ancora lungo la strada si attraversa la formazione dei "Calcari selciferi". Questa formazione,

nella zona di Campocecina, ha uno spessore assai ridotto ed è caratterizzata da intercalazioni di risedimenti fini e grossolani; particolarmente vistosi sono dei corpi lentiformi (riempimenti di canali) di brecce che in questa zona caratterizzano la parte inferiore della formazione. Uno di questi corpi, particolarmente potente e continuo, cinge tutto il versante meridionale del M. Borla ed è noto come "Bancone del Morlungo".

La parte alta del Marmo è caratterizzata da frequenti filoni sedimentari per lo più riempiti da materiali intraformazionali. Un esempio particolarmente vistoso di filone riempito invece da materiali provenienti dalla locale copertura stratigrafica del Marmo affiora sul taglio stradale.

Lungo la strada il "Calcere selcifero" è sormontato direttamente da alcune decine di metri di "Scisti sericitici". In altre località della zona di Carrara la successione si completa con la comparsa tra le due formazioni di sottili spessori di "Diaspri". Nella parte alta gli "Scisti sericitici" contengono varie intercalazioni di calcareniti gradate e microbrecce probabili equivalenti del "Calcere nummulitico" della successione della Falda Toscana. E' il termine più recente della successione affiorante nella zona di Carrara e marca il nucleo della sinclinale omonima.

Si prosegue per le cave del Boscaccio e dei Vallini. Nella valle sottostante (Valle di Ravaccione) si estende il bacino marmifero più importante delle Alpi Apuane, dove

vengono estratte le varietà che hanno reso famoso il "Marmo di Carrara".

L'enorme quantità di "Ravaneti" in rapporto alle aree in coltivazione o coltivabili (cfr. anche la carta geologica allegata) spiega la grande importanza che oggi viene data ai metodi di estrazione che limitino la produzione di detriti e allo smaltimento dei "Ravaneti" esistenti.

STOP 5 : Cava dei Vallini.

La Cava dei Vallini è aperta nella parte alta della formazione marmifera in una anticlinale minore del fianco rovesciato della Sinclinale dei Vallini. Sopra alla cava sono ben esposte una serie di pieghe minori di prima fase realizzate dal contatto "Calcari selciferi"/Marmo.

Nella cava si coltivano due varietà merceologiche di pregio: il "Calacata" e subordinatamente il "Paonazzo".

Il metodo di coltivazione è condizionato dalla forte acclività del versante, dall'andamento lentiforme dell'orizzonte produttivo e dai sistemi di fratture diretti circa E-W e N 150 .

I fillosilicati presenti lungo i piani di scistosità diminuiscono la coesione dei blocchi, il fenomeno è noto in termini di cava come "macchia lente". All'interno dei marmi si notano noduli di quarzo e piccole lenti di selce che aumentano i costi di escavazione.

Si ritorna indietro fino alla strada asfaltata e si prosegue fino al M. Uccelliera.

STOP 6 : Versante meridionale del M. Uccelliera.

Dal primo tornante il panorama verso SW mostra la Sinclinale di Carrara e l'accavallamento su di essa della Falda Toscana.

Alla scala dell'affioramento si possono osservare sia numerose pieghe di prima fase che interferenze tra queste e le strutture tardive.

Cena e pernottamento al Rifugio CAI "Carrara".

ITINERARIO: Traversata dal Rifugio CAI "Carrara" al Rifugio CAI "G. Donegani".

ARGOMENTI: L'anticlinale di Vinca -Strutture e successioni stratigrafiche dei suoi fianchi diritto e rovesciato - Interferenza tra la prima fase e la fase tardiva alla scala dell'affioramento e del versante.

Il percorso a piedi inizia da Foce di Pianza e prosegue lungo il versante NW del M. Sagro attraversando prima il Marmo dell'Anticlinale di Pianza e poi i "Calcari selciferi" del M. Sagro.

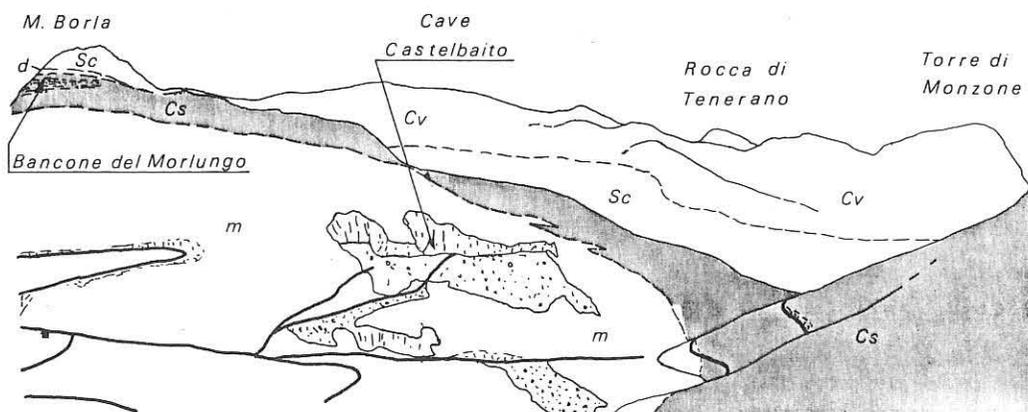


FIG. 19 - Panorama del versante E del M. Borla. m-Marmo, Cs-"Calcari selciferi", d-"Diaspri", Sc-"Scisti sericitici", Cv-"Calccare cavernoso".

STOP 7 : Spalla NW del M. Sagro.

Lo stop è in prossimità della cerniera dell'Anticlinale di Pianza. Il panorama verso W (fig. 19) mostra la successione stratigrafica del fianco diritto di questa struttura e il contatto con la Falda Toscana. Verso NE il panorama si apre sulla Valle di Vinca.

Si prosegue passando alla base della parete NE del M. Sagro fino a una piccola valle glaciale detta "Il Catino" e quindi si prosegue fino alla Foce di Vinca.

STOP 8 : Foce di Vinca.

A S della Foce il Canale di Regolo incide profondamente il nucleo dell'Anticlinale di Vinca. Sulla destra orografica affiorano le dolomie e i marmi del fianco rovesciato, verticalizzati dalle deformazioni tardive,

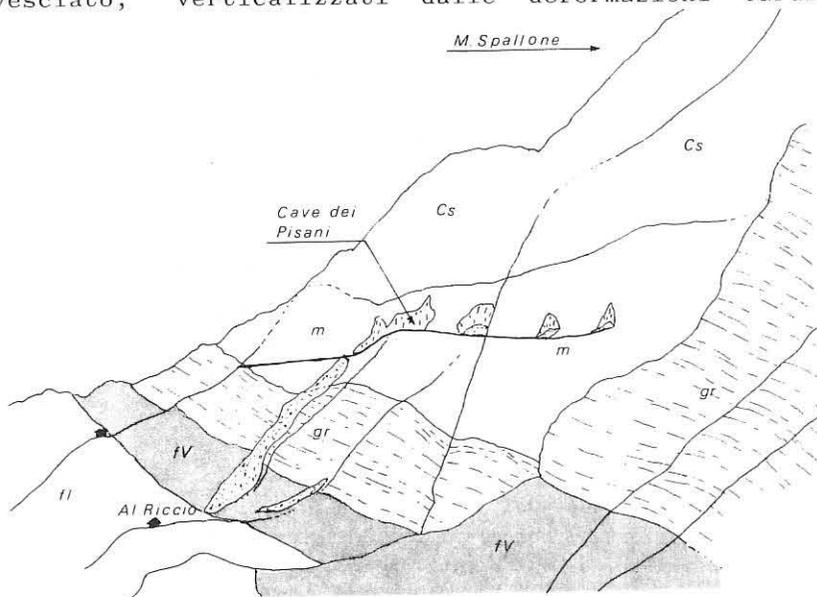


FIG. 20 - Panorama del versante E del M. Spallone. fl- "Filladi inferiori", fv-Formazione di Vinca, gr- "Grezzoni", m-Marmo, cs-"Calcari selciferi".

mentre il versante sinistro è costituito dal basamento che affiora al nucleo della struttura e dal suo fianco diritto. Le formazioni del fianco diritto sono facilmente individuabili anche in panorama (fig. 20): alle filladi cambro-/ordoviciane del basamento ercinico segue la Formazione di Vinca, rappresentata da un modesto spessore di quarziti e metarenarie alternate con filladi scure e livelli di dolomie con detrito siliciclastico, uno spessore assai ridotto di "Grezzoni" e infine il Marmo e i "Calcari selciferi" del M. Sagro.

Come ben evidente dalla carta geologica allegata, la successione del Trias sup. si assottiglia bruscamente tra Colonnata e Foce di Vinca; sebbene probabilmente esistano zone di taglio duttile a livello della formazione marmifera e/o tra questa e le dolomie triassiche, riteniamo che la riduzione di spessore sia principalmente di natura stratigrafica (cfr. fig. 4). Questo alto strutturale triassico potrebbe aver giocato un ruolo importante per la nucleazione dell'anticlinale.

Si prosegue per Foce di Navola. Lungo il sentiero affiorano prima le "Filladi inferiori" e quindi i "Porfiroidi" che arrivano fino al contatto con le dolomie triassiche del fianco rovesciato. Le formazioni triassiche del fianco diritto dell'Anticlinale poggiano sulle "Filladi inferiori", mentre quelle del fianco rovesciato si sono deposte su di un basamento costituito da "Porfiroidi", è un caso di discordanza cartografica molto evidente tra il basamento e la sua copertura.

STOP 9 : Foce di Rasori.

A S della foce si apre la stretta valle del Canale del Fondone. Il canale è quasi coincidente con la traccia del piano assiale della più pronunciata sinforme tardiva del versante occidentale. Questa sinforme ripiega tutto il fianco rovescio dell'Anticlinale di Vinca e anche la sottostante Sinclinale di Orto di Donna.

I " Porfiroidi" del basamento sottostante ai " Grezzoni" rovesciati sono profondamente "pizzicati" al nucleo della sinforme, ma verso l'alto la struttura diventa rapidamente disarmonica e sul crinale del M. Rasori, che stiamo percorrendo, la scistosità non è ripiegata nella sinforme, ma è omogeneamente inclinata verso W. Questa sinforme tardiva presumibilmente si è imposta in corrispondenza di un "megaboudinage" che ha strappato l'intera formazione dei "Grezzoni".

Da Foce Rasori per un facile sentiero si arriva al Rifugio CAI "Capanna Garnerone" (SORGENTE !!!).

STOP 10 : Versante occidentale del M. Grondilice.

Poco oltre il Rifugio "C. Garnerone" i "Porfiroidi" del fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca mostrano una tessitura blastomilonitica e una pronunciata lineazione d'estensione.

Nei ghiaioni che scendono dalle pareti di "Grezzone" della Cresta Garnerone si può rinvenire un completo campionario dei litotipi (peritidali) della formazione, incluse le breccie intraformazionali della base. Un esempio

macroscopico di controllo litologico sullo sviluppo di tessiture deformative: i "Porfiroidi" blastomilonitici sono quasi a contatto di dolomie praticamente indeformate.

Dopo una ripida salita si arriva alla Foce di Giovo che immette nella Valle di Orto di Donna ove affiora la sinclinale complessa che raccorda l'Anticlinale di Vinca con l'Anticlinale del M. Tambura.

STOP 11 : Foce di Giovo.

A Foce di Giovo le dolomie triassiche sono completamente "boudinate" e per un breve tratto i "Porfiroidi" del basamento ercinico vanno a poggiare direttamente sui marmi retici. Si ripete qui la situazione strutturale del Canale del Fondone (Stop 9).

Sul versante meridionale di Pizzo d'Uccello, un'anticlinale di secondo ordine della zona di cerniera dell'Anticlinale di Vinca piega il contatto basamento/copertura ed è a sua volta ripiegata da una piega tardiva vergente a SW. Una struttura isoclinale di prima fase analoga, ma di dimensioni minori, può essere osservata in dettaglio nei "Grezzoni" immediatamente a N del passo, ove è anche bene esposto il contatto inferiore di questa formazione.

Da Foce di Giovo si prosegue lungo il sentiero CAI 179.

STOP 12 : Versante orientale di Cresta Garnerone.

Lungo un tratto del sentiero sono ben esposti i Marmi a Megalodonti del Retico in cui sono ancora ben evidenti sequenze ciclotemiche organizzate in cicli trasgressivi minori ("Lofer cyclothem"). Poco più avanti affiora un livello costituito quasi esclusivamente da resti di Megalodonti che rappresenta un locale orizzonte guida.

Il livello delle "Brecce di Seravezza" (?Retico terminale-?Limite Trias/Giura), che a E dell'Anticlinale di Vinca marca il limite inferiore della formazione marmifera, è qui sostituito da un sottilissimo orizzonte costituito quasi esclusivamente da cloritoide ("Scisti a Cloritoide").

Giunti sulla verticale del vecchio Rifugio CAI "G. Donegani", si scende fino alla strada marmifera.

STOP 13 : Versante sovrastante il vecchio Rifugio CAI "G. Donegani".

Scendendo attraverso il bosco, verso la strada marmifera, si attraversa una successione rovesciata che dal Marmo a Megalodonti del Retico arriva ai "Calcari selciferi" del Lias medio.

Dal Marmo a Megalodonti si passa alla formazione del Marmo dolomitico: un'alternanza di marmi e dolomie derivata da depositi di piana tidale in cui, malgrado l'intensa ricristallizzazione, si possono ancora riconoscere le sequenze ciclotemiche (subtidale/intertidale/supratidale). La formazione contiene livelli riccamente fossiliferi a brachiopodi e molluschi. Quasi in fondo alla discesa la

formazione del "Marmo dolomitico" passa gradualmente alla formazione del Marmo s.s. del Bacino marmifero di Orto di Donna che si sviluppa in direzione NW-SE con un fronte di cave quasi continuo di oltre due chilometri.

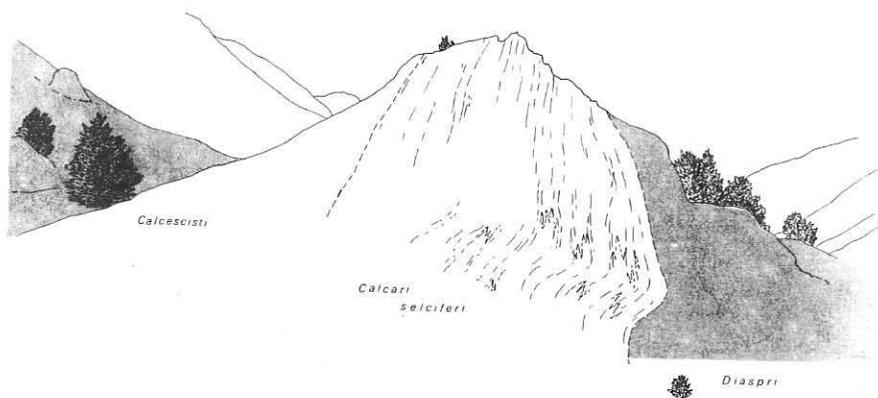


FIG. 21 - Nucleo dell'Anticlinale isoclinale del M. Contrario poco a S del Rifugio CAI "G. Donegani".

ITINERARIO: Traversata dal Rifugio CAI "G. Donegani" al Passo della Focolaccia (Cave Benedetti).

ARGOMENTI: Il bacino marmifero di Orto di Donna - Struttura e successione stratigrafica della zona di raccordo tra l'Anticlinale di Vinca e del M. Tambura - Elementi strutturali caratteristici delle zone a "strain" più elevato (pieghe a guaina, lineazioni di estensione pronunciate, ecc.) - Interferenza tra la prima fase e le fasi tardive alla scala dell'affioramento e del versante.

STOP 14 : Rifugio CAI "G. Donegani".

Tra il Rifugio CAI "G. Donegani" e la Cava i affiora una anticlinale isoclinale di prima fase (Anticlinale del M. Contrario) con a nucleo "Calcari selciferi" liassici e una sinclinale isoclinale di prima fase con a nucleo "Scisti sericitici" (Sinclinale di M. Contrario). Circa due chilometri più a S, oltre il crinale del M. Contrario, la carta mostra che questa anticlinale interessa anche la formazione marmifera, mentre a N la sinclinale adiacente arriva a comprendere il Flysch terziario di Poggio Baldozzana.

Poco a S del rifugio è ben esposto il nucleo di "Calcari selciferi" dell'anticlinale (fig. 21); il fianco diritto comprende i "Calcescisti" e i "Diaspri"; nel fianco

rovesciato i "Calcescisti" sono invece localmente laminati. Nei "Calcari selciferi" sono evidenti pieghe minori con simmetria a M, evidenziate dai livelli di "selce". Queste pieghe hanno assi molto inclinati, diretti circa NE-SW, e paralleli alla lineazione di estensione; si tratta di assi "ruotati" fino al parallelismo con la direzione di estensione. Nei "Calcari selciferi" e nei Calcescisti l'elevato valore dell'estensione è documentato anche dall'intenso "boudinage" e dalle pronunciate lineazioni di estensione. Tutti gli assi delle pieghe minori di prima fase della valle presentano questa stessa orientazione.

Anche le pieghe maggiori della zona di Orto di Donna sembrano avere una geometria a guaina. Tra il Poggio Baldozzana e il M. Contrario l'asse dell'anticlinale isoclinale del M. Contrario subisce tre culminazioni testimoniate da altrettanti affioramenti di "Selciferi" e le pieghe di ordine inferiore dell'anticlinale mostrano vergenze sia a NW che a SE (cfr. carta geologica allegata). Strutture di secondo ordine con simmetrie contrapposte sono una inevitabile conseguenza dello sviluppo di pieghe a guaina (fig. 22).

Ancora sull'affioramento immediatamente a S del Rifugio CAI è chiaramente esposta l'interferenza della struttura di prima fase con la fase tardiva. Tutta l'Anticlinale del M. Contrario è ripiegata da pieghe con piano assiale poco inclinato e vergenti a SW. Questa deformazione sviluppa nei Calcescisti uno "slaty cleavage" poco inclinato che localmente può arrivare ad obliterare tutte le superfici precedenti, mentre nei sottostanti

"Calcari selciferi" questa scistosità tardiva si manifesta solo nei tipi litologici originariamente più ricchi di minerali argillosi. Formazioni incompetenti come i Calcescisti possono costituire livelli di spostamento differenziale durante tutta l'evoluzione tettonica cumulando così elevati valori di distorsione.

Specialmente in quest'ultima formazione oltre alla scistosità tardiva poco inclinata è sviluppata anche una scistosità subverticale che "crenula" la scistosità di prima fase ed è a sua volta piegata secondo la scistosità poco inclinata appena descritta. Questa scistosità molto inclinata è sviluppata sporadicamente in varie parti del complesso metamorfico nei litotipi meno competenti e localmente è associata a pieghe con assi sub-orizzontali diretti NW-SE e con piani assiali molto inclinati; oltre che a Orto di Donna pieghe di questo tipo sono note nei "Grezzoni" di Cima d'Uomo presso Colonnata e forse è da riferire a questa fase anche l'evoluzione iniziale della Sinforme della valle del Fondone.

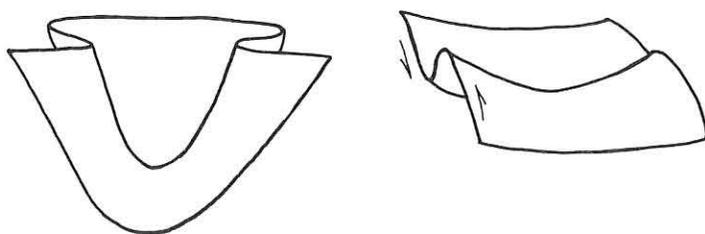


FIG. 22 - Simmetrie contrapposte in una piega a guaina.

Questa fase cronologicamente si colloca tra la tettonica tangenziale di impilamento delle strutture isoclinali e le deformazioni di taglio introdotte dagli spostamenti connessi con l'evoluzione dell'antiforme di metamorfiti. Sul significato cinematico di questa fase, come su quello di altri modesti eventi deformativi tardivi di importanza locale, sono possibili varie ipotesi senza che però esistano ancora dati sufficienti per discriminare quella più probabile.

Risalendo la strada marmifera si attraversa prima tutto il fianco diritto dell'Anticlinale del M. Contrario fino agli "Scisti sericitici" del nucleo della sinclinale contigua e quindi la serie rovesciata fino al marmo della Cava 1.

STOP 15 : Le cave del bacino marmifero di Orto di Donna.

Nel bacino marmifero di Orto di Donna viene estratto un marmo bianco con sottile venatura grigia, commercialmente conosciuto come "Venatino Orto di Donna". Nella zona S del giacimento affiora anche una lente di "Bardiglio" che attualmente non viene estratto.

I marmi estraibili sono limitati alla parte alta della formazione marmifera (Marmo s.s.), in prossimità dei "Calcari selciferi". In questo orizzonte relativamente sottile vi sono 10 cave medio-piccole. La fratturazione è nel complesso elevata e riduce la "resa di cava" al 20-30% dell'estratto. La grande quantità di "ravaneto" che viene accumulata sul giacimento, rappresenta una grave difficoltà per lo sviluppo di questo bacino marmifero.

STOP 16 : Poco prima del Passo delle Pecore.

Verso N panoramica sul versante occidentale del M. Pisanino. Lungo il taglio stradale il contatto tra Marmo e "Calcari selciferi" è marcato da un sottile orizzonte di marmi rosati che ricordano la facies "Rosso Ammonitico" della Falda Toscana.

Si lascia la strada marmifera e si procede lungo il sentiero per Foce di Cardeto. Superati i "Calcari selciferi" del fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca si attraversa un forte spessore di "Diaspri" e quindi si passa alla formazione dei "Calcari selciferi ad Entrochi" che su questa trasversale costituiscono il nucleo della Sinclinale di Orto di Donna.

Il forte spessore dei "Diaspri" è dovuto alle due strutture isoclinali del M. Contrario; si può stimare che lo spessore originario della formazione sia circa un terzo dello spessore apparente.

STOP 17 : Versante settentrionale del M. Cavallo

Nella zona di cerniera della Sinclinale di Orto di Donna i "Calcari selciferi ad Entrochi" mostrano numerose strutture di prima fase e interferenze con la fase tardiva; sulla parete N del M. Cavallo affiorano pieghe isoclinali di prima fase alla scala del versante.

In panorama verso SW si vede affiorare, quasi sulla cima del M. Contrario, il nucleo di Marmo di una anticlinale di secondo ordine. L'affioramento di Marmo termina bruscamente poco a N della cresta secondo un asse molto inclinato,

confermando che in questa zona anche gli assi di strutture di grandi dimensioni sono paralleli alla direzione di estensione.

Poco prima di Foce Cardeto, una scaglia di "Calcari Selciferi ad Entrochi" entro ai "Diaspri" del fianco diritto dell' Anticlinale della Tambura prova che anche gli elevati spessori apparenti dei "Diaspri" di Pizzo Altare e del Pisanino sono ancora una volta dovuti a raddoppi tettonici, e che già a partire dal fianco diritto dell' Anticlinale della Tambura si sviluppano importanti contatti tettonici duttili, che diventano il carattere dominante della tettonica di prima fase della porzione nord-orientale del complesso metamorfico.

STOP 18 : Oltre Foce di Cardeto.

Nei "Calcari selciferi" del M. Pisanino sono bene esposte vistose pieghe di prima fase. Nei blocchi di "Diaspri" e "Selciferi" sparsi lungo il sentiero è esposta una grande varietà di interferenze tra strutture plicative.

Verso N, lungo la spalla orientale di Pizzo Maggiore, si può distinguere in panorama una sinclinale a nucleo di Marmo entro la formazione del Marmo dolomitico che complica la zona frontale dell'Anticlinale della Tambura.

Lungo il sentiero, nei livelli di emipelagite dei blocchi di "Calcari selciferi" provenienti dalla parete E del M. Cavallo, si possono osservare abbondanti resti fossili piritizzati (fra cui Ammoniti) con evidenti "pressure shadows".

Proseguendo si raggiunge la strada marmifera del Passo della Focolaccia.

STOP 19 : Passo della Focolaccia.

Tutta la zona di escavazione del Passo della Focolaccia si colloca in corrispondenza di alcune pieghe di secondo ordine del fianco diritto dell'Anticlinale della Tambura che determinano un accumulo locale di marmi estraibili.

La Cava Benedetti è ubicata sul crinale del Passo della Focolaccia alla quota di 1685 m . L'altitudine e la posizione morfologica spesso rendono le condizioni di lavoro proibitive.

La morfologia senza ripidi versanti della zona di estrazione consente una coltivazione a gradoni successivi con piazzali molto ampi, senza "tecchie".

Vi si coltiva un marmo bianco di buona qualità e subordinatamente un marmo grigio scuro ("Bardiglio") con buone caratteristiche ornamentali.

La tecnica estrattiva deve tener conto sia dei sistemi di fratture denominati, in termini di cava, del "contro" e del "secondo", sia dell'andamento dei banchi produttivi, costituiti da "corsi" di marmo bianco, generalmente di pochi metri di spessore, alternati a fasce più scure e con una quantità di fillosilicati relativamente forte ("macchie").

Dalla Cava Benedetti si scende verso la casa dei cavaatori per la cena e il pernottamento.

ITINERARIO: Traversata dal Passo della Focolaccia a Vagli di Sotto per il Passo della Tambura.

ARGOMENTI: L'Anticlinale del M. Tambura - Le strutture a "tête plongeante", gli accavallamenti sinmetamorfici e le successioni stratigrafiche ridotte e lacunose della zona nord-orientale.

Lasciata la Cava Benedetti si segue il crinale nord-occidentale del M. Tambura.

Superato il Marmo del Passo della Focolaccia si entra nella formazione del Marmo dolomitico che in quest'area presenta uno degli spessori più elevati delle Alpi Apuane ed è stata interessata estesamente da fenomeni di dolomitizzazione tardiva che hanno trasformato gli originari litotipi tidali in una dolomia cristallina omogenea, obliterando interamente gli originali caratteri tessiturali.

A quota 1730 e 1760 per due brevi tratti affiorano delle dolomie selcifere giallastre e bruno rossastre. Materiali simili talvolta costituiscono la copertura sedimentaria del Marmo. L'ipotesi più probabile è che si tratti di filoni sedimentari analoghi a quelli visti nel primo giorno di escursione nella zona di Campocecina (stop 4).

STOP 20 : Quota 1850 del crinale nord-occidentale del M. Tambura.

Verso NE si eleva il M. Roccandagia costituito quasi esclusivamente da marmo liassico molte volte ripetuto tettonicamente, come è dimostrato dalle numerose sottili fasce di taglio lungo le quali affiorano lembi milonitizzati di "Calcari selciferi", "Diaspri", ecc. . La spalla nord-orientale della montagna è bruscamente interrotta da una stretta fascia costituita da "Calcari selciferi", "Diaspri" e "Calcescisti", interamente laminati, le cosiddette "Cintole del M. Roccandagia". Questa zona di laminazione separa le strutture a nucleo di Marmi del M. Roccandagia dall'Anticlinale del M. Tambura, verso S arriva fino alla spalla orientale del M. Focoletta e verso N si raccorda alla Sinclinale di Gorfigliano, che si intravede oltre il M. Tombaccio ripiegata dalla grande antiforme di scistosità che interessa tutta la zona nord-orientale della finestra tettonica.

Verso E si abbraccia in un unico colpo d'occhio tutto il fianco diritto dell'Anticlinale del M. Tambura, dal M. Pisanino fino al M. Girello. Ancora più a S, in fondo alla Valle del Frigido, si intravede il basamento ercinico che affiora al nucleo dell'Anticlinale di Vinca.

Si lascia il crinale NW del M. Tambura e si attraversa il versante settentrionale fino a raggiungere il crinale orientale della montagna.

STOP 21 : Quota 1800 circa del crinale orientale del M.
Tambura.

I "Grezzoni" che costituiscono il nucleo dell'anticlinale sono ridotti a pochi metri e poco a N del crinale scompaiono definitivamente. Il contatto tra le dolomie triassiche e la formazione del Marmo dolomitico è marcato da qualche metro di "Brecce di Seravezza", che in questa zona, grazie ad una diffusa dolomitizzazione, hanno subito una distorsione minore e quindi conservano ancora buona parte delle caratteristiche sedimentarie originarie. Il fianco rovesciato è bruscamente tagliato da un netto contatto tettonico che sovrappone i "Grezzoni" del nucleo a marmi intensamente laminati.

E' questo il primo dei grandi contatti tettonici di prima fase del versante nord-orientale e divide il complesso metamorfico in due zone con caratteristiche stratigrafiche e strutturali sensibilmente differenti. A E di questo accavallamento i marmi presentano una scistosità di prima fase molto più espressa, una lineazione di estensione più pronunciata e diffusa, rispetto a quelli che abbiamo attraversato nei primi due giorni di escursione.

Si discende il crinale orientale della montagna attraverso marmi laminati fino a raggiungere le "Cintole del M. Roccandagia".

STOP 22 : Quota 1670 circa del crinale orientale del M.
Tambura

Alla scala dell'affioramento si possono osservare

"Calcari selciferi" profondamente deformati con lineazioni di estensione, "boudinage" delle "selci" e assi di pieghe minori paralleli alla lineazione di estensione. In panorama verso NE si seguono per un lungo tratto le fasce di taglio delle "Cintole".

Verso NE la cresta domina la Valle di Vagli in corrispondenza della quale il complesso metamorfico del versante nord-orientale si immerge sotto alla Falda Toscana.

Si torna indietro lungo la cresta orientale fino alla cima del monte e quindi si ridiscende lungo la cresta meridionale fino al Passo della Tambura. Nell'ultimo tratto della discesa si attraversa nuovamente il contatto Marmi dolomitici/"Grezzone" marcato ancora dalle "Brecce di Seravezza". Si supera il Passo della Tambura fino a dei ruderi detti: Casoni (SORGENTE !!!).

STOP 23 : Località Casoni.

Poco sotto al passo attraversiamo nuovamente il nucleo dell'anticlinale, costituito da lembi laminati di basamento.

Qui si apre una galleria per ricerca mineraria scavata durante la prima guerra mondiale. La mineralizzazione è costituita da una modesta lente di ematite e magnetite al contatto tra Verrucano e "Grezzoni". La galleria non è accessibile, ma campioni della mineralizzazione possono essere raccolti nella discarica.

Lungo il sottile affioramento di basamento che

costituisce il nucleo laminato dell'anticlinale, per una lunghezza di alcuni chilometri, si aprono molte piccole gallerie. Si tratta di antiche coltivazioni di una mineralizzazione molto povera costituita da sottilissimi filoncelli a galena, blenda, pirite e tetraedrite in ganga di quarzo, concordanti con la scistosità.

Si scende lungo la "Via Vandelli". Tra quota 1450 e 1400 attraversiamo le "Cintole del Roccandagia" lungo le quali affiorano vari termini della copertura (emi)pelagica dei Marmi.

STOP 24 : Cava Colubraia.

La cava è situata in prossimità di un piano di taglio che sovrappone il Marmo della cava ai "Diaspri". Questa lama di Marmo è sormontata da una stretta sinclinale di "Calcari selciferi" con risedimenti contenenti una notevole componente neritica probabilmente proveniente dagli alti strutturali liassici documentati nelle strutture più occidentali.

Si prosegue lungo la strada marmifera attraversando la Sinclinale di S. Viviano.

STOP 25 : Presso Cave di Bancaio

Lungo la strada affiorano "Scisti Sericitici" che costituiscono il nucleo di una sinclinale di prima fase. In questo punto il piano assiale della sinclinale è ripiegato da una struttura tardiva rovesciata verso W.

Si noti che la scistosità più evidente negli "Scisti Sericitici", che a prima vista ha uno "stile da prima fase", è in realtà la scistosità di piano assiale della piega tardiva come risulta evidente ad un esame accurato.

Lo stile deformativo dipende molto dal tipo litologico e dalla posizione nelle strutture maggiori; conclusioni basate sulla struttura di singoli affioramenti o comunque di zone limitate sono quasi sempre azzardate.

Si discende fino in fondo alla Valle di Arnetola per poi risalire lungo il versante occidentale del M. Pallerina. La successione stratigrafica di questa zona è costituita da "Scisti Sericitici", "Calcari selciferi" e "Diaspri" con spessori ridotti o addirittura sostituiti da una breccia sedimentaria costituita da elementi di queste formazioni, e infine Marmo.

STOP 26 : Cava Minerva

Sul taglio di cava si può osservare una breccia con elementi di marmo in matrice filladica rossa. In altre località la breccia può essere poligenica contenendo anche litoclasti probabilmente provenienti dalla formazione dei "Calcari Selciferi".

Queste breccie, che si trovano al tetto del Marmo e probabilmente anche in filoni sedimentari, caratterizzano aree con serie ridotte e/o lacunose, ove in situazioni estreme possono essere ricoperte direttamente dagli "Scisti Sericitici".

Sul versante opposto della valle affiora il nucleo dell'antiforme principale del complesso metamorfico. La zona di cerniera è poco a NE della Cappella di S. Viviano e in questo settore il nucleo della struttura è leggermente rovesciato verso W. A NE della Cappella di S. Viviano la scistosità di prima fase, che in tutti questi giorni ha mantenuto una immersione verso SW, è prevalentemente inclinata verso NE e le strutture isoclinali radicate nel fianco sud-occidentale dell'antiforme di scistosità finiscono a "tête plongeante" su quello nord-orientale.

Si scende verso Vagli di Sopra e si passa sul fianco nord-orientale dell'antiforme di scistosità.

STOP 27 : Vagli di Sopra

Nelle strutture a "tête plongeante" di prima fase della zona NE della "finestra" è implicata anche la formazione del "Calccare cavernoso" e delle "Brecce poligeniche" ad esso associate, che costituiscono la base della Falda Toscana. Piccoli lembi di "Calccare cavernoso", "presi" nelle sinclinali di prima fase più profonde, affiorano molti chilometri addentro al complesso metamorfico (p.e. vicino al paese di Arni, sul versante meridionale del M. Fiocca, ecc.).

Poco prima di Vagli di Sopra, dentro le strutture frontali del complesso metamorfico, affiora uno dei principali nuclei di "Calccare cavernoso".

STOP 28 : Cave Lame Fredde

Lungo la strada per Vagli di Sotto, presso le cave Lame Fredde è ben esposta la successione del fianco diritto della Anticlinale del M. Pallerina (Marmo/"Calcari selciferi"/ "Diaspri"). Pieghe minori di prima fase sono ripiegate da strutture tardive con senso di rovesciamento verso NE, che sono caratteristiche di tutto il margine NE del complesso metamorfico.

Si prosegue per Vagli di Sotto.

Cena e pernottamento all'albergo "Le Alpi" (FINALMENTE !!!).

OPERE CITATE E
BIBLIOGRAFIA REGIONALE SOMMARIA

- Azzaro E., Di Sabatino B. & Negretti G. (1977) - Grado metamorfico di alcune rocce della serie scistosa basale dei dintorni di Foce di Giovo. Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 667-670.
- Bagnoli G., Gianelli G., Rau A., Squarci P. & Tongiorgi M. (1978) - The Tuscan Paleozoic: a critical review. In (M. Tongiorgi ed.): "Report on the Tuscan Paleozoic basement", CNR, Rapporto interno del Sottoprogetto Energia geotermica, Prog. Fin. Energetica, Pisa, p. 9-27.
- Bagnoli G. & Tongiorgi M. (1980) - New fossiliferous silurian (M. Corchia) and devonian (Monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic. Mem. Soc. Geol. It., 20, 301-313.
- Bagnoli G., Gianelli G., Puxeddu M., Rau A., Squarci P. & Tongiorgi M. (1980) - A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement. Mem. Soc. Geol. It., 20, 99-116.
- Baldacci 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 tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 6, 213-244.
- Baldacci F., Cerrina Feroni A., Elter P., Giglia G. & Patacca E. (1972) - Il margine del Paleocontinente Nord-Appenninico dal Cretaceo all'Oligocene: nuovi dati sulla ruga insubrica. Mem. Soc. Geol. It., 11, 213-244.
- Barberi F. (1966) - I porfiroidi della Toscana e la loro posizione stratigrafica. Atti Symposium Verrucano, Pisa settembre 1965. Soc. Tosc. Sci Nat., 34-53.
- Barberi F. & Giglia G. (1966) - La serie scistosa basale dell'autoctono delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 84 (6), 41-92.
- Barberi F., Baldacci F., Brandi G.P., Dallan L., Federici P.R., Giglia G., Paiotti M., Raggi G., Squarci P., Taffi L. & Trevisan L. (1970) - Carta Geologica d'Italia: F. 96, Massa, Stab. L. Salomone, Roma.
- Bernoulli D., Kalin O. & Patacca E. (1979) - A sunken margin of the Mesozoic Tethys: the Northern and Central Apennines.

- Symposium "Sedimentation jurassique W. europeen" A.S.F.
Publication speciale n. 1, March 1979, 197-210.
- Bicke M. J. & Powell R. (1977) - Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. *Contr. Mineral. Petrol.*, 59, 281-292.
- Boccaletti M. & Bortolotti V. (1965) - Lacune della Serie Toscana, 1. Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 84.
- Boccaletti M. & Sagri M. (1966) - Lacune della Serie Toscana, 2. Breccie e lacune al passaggio Maiolica - Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima. *Mem. Soc. Geol. It.*, 5.
- Boccaletti M. & Sagri M. (1967) - Lacune della Serie Toscana, 3. Statigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana). *Boll. Soc. Geol. It.*, 86.
- Boccaletti M. (1968) - Analisi sistematica delle micropieghe della "serie toscana" nell'area delle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 87, 643-659.
- Boccaletti M., Elter P. & Guazzone C. (1971) - Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature Lond.*, 234, 108-111.
- Boccaletti M. & Gosso G. (1980) - Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi metamorfica nell'area di Campo Cecina-M. Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 101-110.
- Boccaletti M., Coli M., De Candia F.A., Giannini E. & Lazzarotto A. (1980) - Evoluzione dell'Appennino settentrionale. *Soc. Geol. It.*, 70 Congresso (Siena 6-11 Ottobre 1980). Libretto guida.
- Boccaletti M., Coli M. & Gosso G. (1982) - Strutture di interferenza a scala megascopica nel settore nord delle Alpi Apuane. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 289-292.
- Boccaletti M., Capitani S., Coli M., Fornace G., Gosso G., Grandini G., Milano P.F., Moratti G., Nafissi P. & Sani F. (1983) - Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane settentrionali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 527-534.
- Bode S. (1979) - Geology of the northwestern Apuan Alps between Campo Cecina and Monzone (Northern Tuscany, Italy). *At. Parmense, Acta Nat.*, 15, 3-12.
- Bonatti S. (1933) - La roccia porfiroide di Fornovolasco (Alpi Apuane. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, 43.

- Bonatti S. (1938) - Studio petrografico delle Alpi Apuane. Mem. Descr. Carta geologica d'Italia, XXVI, 116 pp.
- Borsi S., Ferrara G., Rau A. & Tongiorgi M. (1966) - Determinazioni col metodo Rb/Sr delle filladi e quarziti listate di Buti (M. Pisani). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, 73, 632-646.
- Bortolotti V. (1964) - Geologia dell'alta Garfagnana tra Poggio-dalli e Gramolazzo. Boll. Soc. Geol. It., 83.
- Bortolotti V. & Pirini C. (1965) - Nota preliminare sull'età della base del macigno. Boll. Soc. Geol. It., 84.
- Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. & Sestini G. (1970) - The miogeosynclinal sequences. In: Development of the northern Apennines Geosyncline. Sedimentary Geology, 3-4.
- Bosellini A., Fazzuoli M., Masetti D., Mattavelli L. & Sarti M. (1981) - Le torbiditi oolitiche della Falda Toscana (Giurassico medio-superiore): provenienza e implicazioni tettoniche. Riv. It. Paleont., 87, 177-192.
- Brandi G.P., Dallan L. & Nardi R. (1967) - Alcuni livelli caratteristici nei "Grezzoni" delle Alpi Apuane. Considerazioni stratigrafiche e sedimentologiche. Mem. Soc. Geol. It., 6, 315-328.
- Bryant & Read J.C. (1969) - Significance of lineations and minor folds near major thrust faults in the Southern Appalachian and the British and Norwegian Caledonides. Geol. Mag., 106, 412-429.
- Cadet J.P., Bonneau M., Charvet J., Durr S., Elter P., Ferriere J., Scandone P. & Thiebault F. (1980) - Les chaines de la Méditerranée moyenne et orientale. Mem. BRGM, 115.
- Canavari M. (1887) - Di alcuni tipi di foraminifere appartenenti alla famiglia delle Nummulitidae raccolti nel Trias delle Alpi Apuane. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 5.
- Canuti P. & Sagri M. (1974) - Paleocorrenti e ambiente di sedimentazione nelle "anageniti" del "Verrucano" (Appennino settentrionale). Boll. Soc. Geol. It., 93.
- Capitani S. & Sani F. (1983) - Analisi strutturale delle aree del Monte Cavallo-Monte Contrario e del Monte Tambura. Mem. Soc. Geol. It., 26, 535-541.
- Carmignani L. & Giglia G. (1975a) - Aperçu sur la géologie des Apuanes. Bull. Soc. Geol. de France., 17, 963-978.

- Carmignani L. & Giglia G. (1975b) - Le fasi tettoniche terziarie dell'autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 1957-1981.
- Carmignani L. & Giglia G. (1977) - Analisi mesostrutturale della zona occidentale delle Apuane metamorfiche. *Boll. Soc. Geol. It.*, 96, 429-450.
- Carmignani L. & Giglia G. (1979a) - Large scale reverse "drag folds" in the late Alpine building of the Apuan Alps (N. Apennines). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A*, 86, 109-125.
- Carmignani L. & Giglia G. (1979b) - New data on the Tertiary structural evolution of the Apuan Alps (Northern Apennines). VI E.G.S. meeting, Vienna 11-14/9, Abstract.
- Carmignani L. & Giglia G. (1983) - Il problema della doppia vergenza sulle Alpi Apuane e la struttura di M. Corchia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 26, 515,525.
- Carmignani L. & Giglia G. (1984) - "Autoctono Apuano" e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti. In: Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. I Centenario S.G.I., Bologna, 199-214.
- Carmignani L., Dessau G. & Duchi G. (1972) - I giacimenti minerari delle Alpi Apuane e loro correlazioni con l'evoluzione del gruppo montuoso. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 417-431.
- Carmignani L., Dessau G. & Duchi (1975) - Una mineralizzazione sin-tettonica: il giacimento di Valdicastello (Alpi Apuane). Rapporti tra tettonica e minerogenesi in Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 725-758.
- Carmignani L., Dessau G. & Duchi G. (1976) - I giacimenti a barite, pirite e ossidi di ferro delle Alpi Apuane. Studio minerogenetico e strutturale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 1009-1061.
- Carmignani L., Giglia G. & Kligfield R. (1978) - Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy. *Journal of Geology*, 86, 487-504.
- Carmignani L., Giglia G. & Kligfield R. (1980) - Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 93-100.
- Carmignani L., Casey M, Giglia G., Kligfield R. & Owens W.H. (1980) - Origin, deformation and finite strain of marble

- breccias from the Alpi Apuane region of the Northern Apennines. (Abstract) In: 26^{ème} Congres Géologique International. Section 4, 1, p. 323.
- Centro di Studi per la Geologia dell'Appennino (1970) - Elenco delle pubblicazioni dal 1948 al 1970. Tip. Pacini, Pisa.
- Cerrina Feroni A. & Patacca E. (1975) - Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano interno tra il Trias superiore e il Miocene medio. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, 82, 43-54.
- Cerrina Feroni A., Nuti S., Pertusati P.C. & Plesi G. (1976) - Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al Calcare cavernoso dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1161-1174.
- Cerrina Feroni A., Plesi G., Fanelli G., Leoni L. & Martinelli P. (1983) - Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (Anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell'area del ricoprimento apuano. Boll. Soc. Geol. It., 102 (2-3), 269-280.
- Cerrina Feroni A., Martinelli P., Plesi G., Giammatei L., Franceschelli M. & Leoni L. (1985) - La cristallinità dell'illite nelle Argille e Calcari (Unità di Canetolo) tra La Spezia e l'alta Val Parma (Appennino Settentrionale). Boll. Soc. Geol. It., 104, 421-427.
- Chatterjee N.D., Johannes W. & Leistner H. (1984) - The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: new phase equilibria: some calculated phase relations, and their petrological applications. Contr. Mineral. Petrol., 88, 1-13.
- Choen C. R. (1980) - Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 68, 283-311.
- Ciarapica G. & Passeri L. (1978) - I Grezzoni del nucleo apuano: nascita, sviluppo e morte di una piattaforma carbonatica iperalina. Boll. Soc. Geol. Ital., 97 (4), 527-564.
- Ciarapica G. & Passeri L. (1980) - Tentativo di ricostruzione paleogeografica a livello del Tris nella Toscana a nord dell'Arno e sue implicazioni tettoniche. Mem. Soc. Geol. It., 21, 41-49.
- Cobbold P.R. & Quinquis H. (1980) - Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol., 2, 119-126.
- Costo G. (1981) - Rilevamento e studio geologico dell'Unità di Massa e Unità limitrofe nei dintorni di M. Brugiana. Pisa,

- tesi di laurea inedita.
- Crisci G., Leoni L. & Sbrana A. (1977) - La formazione dei Marmi delle Alpi Apuane (Toscana): studio petrografico, mineralogico e chimico. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., Ser. A, 82, 194-236.
- D'Achiardi A. (1887) - Rocce ottrelitiche delle Alpi Apuane. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., 8.
- Dallan L. (1966) - Le microfacies dei ciottoli del conglomerato presente nella scaglia toscana in alcuni affioramenti della Val di Serchio (prov. di Lucca). *Mem. Soc. Geol. It.*, 87.
- Dallan Nardi L. (1977) - Segnalazione di Lepidocline nella parte basale dello "Pseudomacigno" delle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 459-477.
- Dallan Nardi L. & Nardi R. (1973a) - Ipotesi sulla genesi e sul significato delle brecce stratigrafiche associate ai "Calcari cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, 435-452.
- Dallan Nardi L. & Nardi R. (1973b) - Structural pattern of the northern Apennines. C.N.R., Quaderni, 90.
- Dallan Nardi L. & Nardi R. (1973c) - Schema stratigrafico e strutturale del nucleo metamorfico apuano. 30 Convegno Naz. Geol. Applicata, Firenze.
- Dallan Nardi L. & Nardi R. (1974) - Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale. *Mem. Acc. Lunigianese Sc. "G. Cappellini"*, 42, 1972, 1-212.
- Dallan Nardi L. & Nardi R. (1978) - Il quadro paleotettonico dell'Appennino settentrionale: un'ipotesi alternativa. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., Ser. A., 85, 289-290.
- Decandia F.A., Federici P.R. & Giglia G. (1968) - Contributo alla conoscenza della serie Toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., Ser. A, 75 (1), 102-124.
- Di Pisa A., Franceschelli M., Leoni L. & Meccheri M. (1985) - Regional variations of the metamorphic temperature across the Tuscanid I Unit and its implications on the alpine metamorphism (Apuan Alps, N. Tuscany). *N. Jb. Miner. Abh.*, 151 (2), 197-211.
- Di Sabatino B., Giampaolo C. & Negretti G. (1977) - Metamorfismo di "very low grade" ad altissima pressione nell'Unità delle Panie. *Per. Min.*, Anno 46, fasc. 1-2-3, 79-89.

- Dixon J.M. (1975) - Finite strain and Progressive Deformation in Models of Diapiric Structures. *Tectonophysics*, 28, 89-124.
- Elter P. (1960) - I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 79 (2).
- Elter P. (1973) - Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale. In: *Atti Conv. Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino*, Acc. Naz. Lincei, v. 183.
- Elter P. & Federici P.R. (1964) - Sulla presenza di terreni attribuibili al Trias medio nel promontorio orientale del golfo de La Spezia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83.
- Escher A. & Watterson J. (1974) - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, 223-231.
- Fantoni R. (1981) - Studio petrografico e mineralogico di alcune formazioni appartenenti al nucleo metamorfico delle Alpi Apuane (a N e a E della Valle del Frigido). Pisa, tesi di laurea inedita.
- Fazzuoli M. (1980) - Frammentazione ed annegamento della piattaforma carbonatica del Calcarea Massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 181-191.
- Fazzuoli M., Marcucci Passerini M. & Sguazzoni G. (1981) - Occurrence of "Rosso Ammonitico" and paleokarst sinkholes on the top of the "Marmi fm." (lower liassic), Apuane Alps, Northern Apennines. In: *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings* (Farinacci A. & Elmi S. ed.), Roma, 16-21 Giugno, 1980.
- Federici P.R. (1965) - Nuove conoscenze sulla stratigrafia del Trias medio di Punta Bianca (Golfo della Spezia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 84.
- Federici P.R. (1966) - Gasteropodi ladinici nei calcari di Punta Bianca (Golfo di La Spezia) *Riv. It. Pal. Strat.*, 72.
- Federici P.R. (1967) - Prima segnalazione di Lias medio nel calcare rosso ammonitico dell'Appennino ligure e considerazioni cronologiche sulla stessa formazione in Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86.
- Federici P.R. (1972) - Saggio bibliografico di Scienze della Terra della Lunigiana. *Mem. Acc. Lunigianese Sc. "G. Capellini"*, 37.
- Federici P.R. (1973) - La tettonica recente dell'Appennino - I. Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, 287-301.

- Federici P.R. & Raggi G. (1974) - Breccie sedimentarie e rapporti tra le Unità tettoniche Toscane nel gruppo delle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 709-722.
- Franceschelli M., Leoni L., Memmi I. & Puxeddu M. (1986) - Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy. *J. metamorphic Geol.*, 4, 309-321.
- Gattiglio M. & Meccheri M. (1987) - Preliminary consideration on the lithostratigraphic succession of the Apuan Alps Paleozoic Basement (Northern Tuscany, Italy). *IGCP Project n. 5 Newsletter*, 7, in stampa.
- Giannini E. & Nardi R. (1962) - Sul ritrovamento di microfossili eocenici negli scisti policromi metamorfici associati allo pseudomacigno sul versante nord occidentale del M. Pisano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 81.
- Giannini E. & Nardi R. (1965a) - Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (prov. di Pisa e Lucca). *Boll. Soc. Geol. It.*, 84.
- Giannini E. & Nardi R. (1965b) - Osservazioni sulla stratigrafia e la tettonica della zona di raccordo tra il M. Pisano e le Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 84.
- Giannini E., Lazzarotto A. & Nardi R. (1967) - Ipotesi sulla giacitura di lembi dolomie triassiche negli scisti sericitici varicolori della serie toscana metamorfica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86.
- Giannini E., Nardi R. & Tongiorgi M. (1962) - Osservazioni sul problema della Falda Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 81.
- Giglia G. (1967) - Geologia dell'Alta Versilia settentrionale (tav. M. Altissimo). *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 67-95.
- Giglia G. (1974) - L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino Settentrionale: rassegna dei dati cronologici e strutturali. In: (Cherchi Pomesano A. ed.) *Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*. "Rendiconti del Seminario della Facoltà di Sc. dell'Univ. di Cagliari", 43, 245-275.
- Giglia G. & Trevisan L. (1966) - Genesi e significato paleogeografico delle Breccie tra Grezzoni e Marmi delle Alpi Apuane. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, 73, 503-517.
- Giglia G. & Radicati di Brozolo F. (1970) - K/Ar age of metamorphism in the Apuan Alps (Northern Tuscany). *Boll. Soc. Geol. It.*, 89, 485-497.

- Goldsmith J.R. & Graf D.L. (1958) - Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Amer. Min.*, 43, 84-101.
- Gunther K. & Wallbrecher E. (1977) - Relations between superimposed fabric patterns and nappe movement in the tectonic units of the Apuan Alps (Italy). *At. Parm., Acta Nat.*, 13, 175-205.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Holdaway M.J. (1971) - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Jour. of Sc.*, 271, 97-131.
- Ippolito F. (1948) - Sulla geologia delle Alpi Apuane. *Mem. Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli*, 1, 97-112.
- Ippolito F. (1950) - Le Alpi Apuane. In: *Contributo alla geologia del M. Pisano e delle Alpi Apuane. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli*, 3, 49-96.
- Kastens K., Mascle J., Auroux C. et al. (1986) - La campagne 107 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) en Mer Tyrrhénienne: premiers résultats. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303 (II), n. 5.
- Kligfield R. (1979) - The Northern Apennines as a collisional orogen. *Am. J. of Science*, 279, 676-691.
- Kligfield R., Carmignani L., Owens W.H. (1981) - Strain analysis of a Northern Apennines shear zone using marble breccias. *Jour. Struct. Geol.*, 3(4), 421-436.
- Kligfield R., Hunziker J., Dallmeyer R. & Schamel S. (1985) - Dating of deformation phases using K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques: results from the Northern Apennines. *Jour. of Struct. Geol.*, 8(7), 781-798.
- Kretz R. (1983) - Symbols for rock forming minerals. *Am. Miner.*, 68, 277-279.
- Lotti B. (1881) - La doppia piega di Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane. *Boll. R. Comit. Geol. d'It.*, 12, 419-428.
- Lotti B. (1910) - Geologia della Toscana. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, 13.
- Manasse E. (1910) - Cloritoide (ottrelite) delle Alpi Apuane. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, 26.
- Martini I.P., Rau A. & Tongiorgi M. (1986) - Syntectonic sedimentation in a Middle Triassic Rift, Northern Apennines,

- Italy. Sed. Geol., 47, 191-219.
- Masini R. (1932) - Memoria descrittiva della Carta Geologica della Valle della Lima. La cupola secondaria della Val di Lima e dell'Orrido di Botri (Appennino settentrionale adiacente alle Alpi Apuane). Nistri e Lischi Ed., Pisa.
- Masini R. (1937) - La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., t.56.
- Massonne H. J. & Schreyer W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212-224.
- Maxwell J.C. (1956) - Tectonics of Pania della Croce-Pania Secca area, Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 75 (2), 55-79.
- Merla G. (1951) - Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 70 (1), 95-382.
- Merla G. (1957) - Essay on the geology of the Northern Appennines. Atti Conv. Giacimenti Gassiferi Europa Occid., 2.
- Nardi R. (1961) - Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane). Boll. Soc. Geol. It., 80, 257-334.
- Nardi R. (1962a) - Geologia della zona tra il Pizzo d'Uccello, il M. Pisanino e il M. Tambura (Alpi Apuane). Boll. Soc. Geol. It., 81, 231-246.
- Nardi R. (1962b) - Sulla giacitura delle calcareniti a Nummuliti nei terreni metamorfici del versante nord-orientale delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 81.
- Nardi R. (1963a) - La zona degli "Scisti sopra i Marmi" nelle Alpi Apuane e i terreni che la costituiscono. Boll. Soc. Geol. It., 82, 505-522.
- Nardi R. (1963b) - Sul ritrovamento di Nummuliti nello "Pseudomacigno" del versante nord-orientale delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 82, 439-442.
- Nardi R. (1963c) - Bibliografia geologica delle Alpi Apuane. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, 70, 262-311.
- Nardi R. (1963d) - Una nuova specie di *Megalodus* nel Trias superiore delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 82.
- Nardi R. (1966) - Sulle età dei diversi marmi bianchi delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 85, 721-726.
- Nardi R. (1967) - Schema stratigrafico e strutturale delle Alpi Apuane nord-orientali. Mem. Soc. Geol. It., 6, 421-437.
- Panza G.F., Calcagnile G., Scandone P & Mueller S. (1980) - La

- struttura profonda dell'area mediterranea. *Le Scienze*, v. 24, n. 141.
- Passeri L. (1975) - L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico Tosco-Umbro-Marchigiano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 231-268.
- Passeri L. (1976) - Sedimentologia e ricostruzioni paleogeografiche nel Trias superiore dell'Appennino centrosettentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 601-618.
- Passeri L. (1980) - The hypothesis of a Northern Apenninic Peninsula during the Upper Triassic. *Mem. Soc. Geol. It.*, 20, 151-161.
- Patacca E. (1973) - Microfacies dei conglomerati della "Scaglia" e del "Macigno" di alcune serie toscane. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12.
- Patacca E., Rau A. & Tongorgi M. (1973) - Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, 80.
- Preite Martinez M., Turi B., Di Sabatino B. & Negretti G. (1978) - Considerazioni geotermometriche su alcune formazioni metamorfiche di età Alpina della Toscana. *Per. Miner.*, 47, 63-71.
- Ramsay D.M. (1979) - Analysis of rotation of folds during progressive deformation. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 90, 732-738.
- Rau A. & Tongiorgi M. (1974) - Geologia dei M. Pisani a SE della Valle del Guappero. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, 227-408.
- Ricci C.A. (1968) - Le rocce metamorfiche di natura basica ed ultrabasica nelle serie a facies toscana. *Studio chimico e petrografico. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, 52.
- Ricci C.A. (1972) - Geo-petrological features of the metamorphic formations of Tuscany. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, 79.
- Ricci C.A. & Serri G. (1975) - Evidenze geochimiche sulla diversa affinità petrogenetica delle rocce basiche comprese nelle serie a facies toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 1187-1198.
- Richardson S.W. (1968) - Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*, 9, 468-488.
- Saggini F. (1965) - Per una rinnovata interpretazione regionale dei raddoppi tettonici locali della serie toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 84.

- Sanderson D.J. (1974) - The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16, 55-70.
- Savi P. (1832) - Lettera al Sig.re G. Guidoni di Massa concernente osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani, concernenti specialmente i Monti Pisani, le Alpi Apuane e la Lunigiana. *Nuovo Giorn. Letterati*, 24, Pisa.
- Sestini G. (1970) - Development of the Northern Apennines geosyncline. *Sedim. Geol.*, 4 (3/4).
- Sguazzoni G. (1962) - Fauna ammonitica dei calcari selciferi metamorfici delle Alpi Apuane. *Palaeont. It.*, 57, 33-80.
- Sguazzoni G. (1966) - Presenza di bioerme nei Calcari selciferi della serie metamorfica al M. Pisanino (Alpi Apuane). *Mem. Soc. Geol. It.*, 5, 91-104.
- Sguazzoni G. (1968a) - Stratigrafia dei Grezzoni al Monte Grondilice (Alpi Apuane). *Mem. Soc. Geol. It.*, 7, 393-415.
- Sguazzoni G. (1968b) - Considerazioni paleontologiche, stratigrafiche e tettoniche a favore dell'età hettangiana dei Marmi del M. Rocchandagia (Alpi Apuane). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., Ser. A, 75, 425-444.
- Sguazzoni G. (1981) - Carta geologica delle Alpi Apuane centro-settentrionali. C.N.R. Pubbl. Centro studio Geol. Appennino Geosincl. Mediterranee. *Ist. Geol. Univ. Firenze*.
- Silvestri A. (1939) - Nummuliti delle Alpi Apuane attribuiti al Triassico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 58.
- Staub R. (1932) - Die dedeuntung der Apuanischen Alpen. *Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zurich*, 77.
- Tilman G. (1954) - Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toscana. *Sonderband der Geol. Rundschau*, 17.
- Tongiorgi E. & Trevisan L. (1940) - Aspetti glaciali e forestali delle Alpi Apuane durante l'ultima glaciazione. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Proc. Verb., 49 (3), 55-62.
- Tongiorgi M. (1978) - Notes for a palinspastic reconstruction of the hercinian paleogeography of the Thyrrhenian area. In (M. Tongiorgi ed.): "Report on the Tuscan Paleozoic basement", CNR, Rapporto interno del Sottoprogetto Energia geotermica, Prog. in. Energetica, Pisa, 77-80.
- Trevisan L. (1955) - Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., Ser. A, 62 (1), 1-30.
- Trevisan L. (1959) - Gli esemplari di Ammoniti (Arietitacei) di Poggio Troncone e Tenerano (Apuane) e l'età dei marmi

- apuani. Boll. Soc. Geol. It., 78, 1-11.
- Trevisan L. (1962) - Considérations sur deux coupes à travers l'Appennin septentrional. Bull. Soc. Géol. France, 7.e série, 4.
- Trevisan L. (1963) - La paléogéographie du Trias de l'Appennin septentrional et central et ses rapport avec la tectogénese. Livre a la mémoire de P. Fallot, 2.
- Trevisan L., Barberi F., Elter P., Giglia G., Rau A. & Tongiorgi M. (1965) - Symposium sul Verrucano (Guida alle escursioni in Toscana). Ist. Geol. e Pal. Univ. , Pisa.
- Trevisan L., Dallan L., Raggi G., Squarci P. & Taffi L. (1968) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 104 (Pisa), Serv. Geol. d'Italia.
- Trevisan L., Dallan L., Federici P.R., Giglia G., Nardi R. & Raggi G. (1971) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 96 (Massa), Serv. Geol. d'Italia, 57 pp.
- Trevisan L., Brandi G.P., Dallan L., Raggi G. Rau A., Squarci P., Taffi L. & Tongiorgi M. (1971) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 105 (Lucca). Serv. Geol. d'Italia.
- Vai G.B. (1972) - Evidence of Silurian in the Apuane Alps (Tuscany, Italy). Giorn. Geol., 38, 349-372.
- Valduga A. (1957) - Geologia dei monti di Carrara ad ovest di M. Sagro. Boll. Soc. Geol. It., 76 (2), 49-149.
- Velde B. (1965) - Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. Am. Jour. of Sc., 263, 896-913.
- Velde B. (1967) - Si₄ content of natural phengites. Contrib. Mineral. Petrol., 14, 250-258.
- Venturelli G. & Frey M. (1977) - Anchizona metamorphism in sedimentary sequences of the Northern Appennines (preliminary results). Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 109-123.
- Wachsmuth W. (1966) - Zur geologie der sudwestlichen Apuaner Alper. "Diss. Math. Nat. Fak. Freie Univ. Berlin", 159 p.p.
- Wunderlich H. G. (1970) - Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen. Nachr. Ak. Wiss. Gottingen, 2: Math. - Phisyk., 6, 117-158.
- Zaccagna D. (1880) - Rilevamento geologico delle Alpi Apuane. Osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Castelpoggio. Boll. R. Com. Geol. It., ser. 2, 11(3), 139-155.
- Zaccagna D. (1891-1896) - Carta geologica delle Alpi Apuane.

- Tavoletta "Monte Altissimo". R. Ufficio Geologico, Ist. Geogr. De Agostini, Novara.
- Zaccagna D. (1920) - Note illustrative della carta geologica delle Alpi Apuane. Tip. Cecchini, Roma.
- Zaccagna D. (1925) - Foglio 96 "Massa" della Carta Geologica d'It. . I ed. Ist. Geogr. De Agostini, Novara.
- Zaccagna D. (1932) - Descrizione geologica delle Alpi Apuane. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XXV, 440 pp.