

# **IL PARCO NAZIONALE DELLA ROMAGNA TOSCANA**

(Monte Falterona Campigna e Foreste Casentinesi)

**ORIGINE STORIA  
PECULIARITÀ AMBIENTALI**

*a cura di*

**Alberto Silvestri**

Con la partecipazione di  
Alberto Antoniazzi, Paolo Silvestri e Sergio Zangheri

Edizione  
PRO NATURA FORLÌ 1994

# ORIGINE GEOLOGICA DEL PARCO

di Alberto Antoniazzi

Non è certamente facile soddisfare la richiesta di fornire una semplice e sintetica illustrazione dell'origine e delle peculiarità geologiche del Parco Nazionale del Monte Falterona, Campigna e delle Foreste Casentinesi, perché è necessario affrontare molti e complessi problemi sull'origine dell'Appennino, alcuni dei quali ancora in fase di approfondimento e di maturazione. Si tratta di sintetizzare i risultati di ricerche ormai ultrasecolari, che hanno affaticato e fatto discutere generazioni di geologi, ma che solo recentemente hanno ricevuto un soddisfacente inquadramento generale nell'ambito della *tettonica a zolle*. Questa teoria, ormai basilare, è in grado di consentire un'interpretazione organica della maggior parte dei fenomeni geologici osservabili sulla superficie del nostro pianeta. In base ad essa la litosfera, involucro rigido superficiale della Terra, è suddivisa in zolle o placche, formate da calotte sferiche dello spessore di 100-150 Km, che combaciano tra loro e sono in movimento reciproco al di sopra dell'astenosfera: il settore duttile e in piccola parte fuso del mantello superiore del nostro pianeta. Nella parte più superficiale della litosfera, che costituisce la crosta terrestre, si distinguono settori continentali ed oceanici. I primi, di spessore variabile tra i 30 e gli 80 Km, sono costituiti essenzialmente da masse litologiche di composizione affine a quella del granito. I settori oceanici hanno, invece, spessori dell'ordine di 6-7 Km ed una composizione di tipo basaltico.

Le placche litosferiche, a seconda dei casi e dei settori interessati, possono allontanarsi, avvicinarsi e scorrere l'una rispetto all'altra. Nei primi due casi si origina o si distrugge la crosta terrestre.

Se vi è un aumento graduale della distanza tra due zolle, la risalita di magmi basaltici attraverso le grandi fessure prodottesi nella litosfera, genera progressivamente la caratteristica crosta dei fondali oceanici. Un processo di questo tipo, ad esempio, ha generato e continua ad ampliare l'Atlantico.

L'estensione della crosta terrestre deve, invece, necessariamente ridursi se due zolle muovono l'una verso l'altra. Quando il processo interessa una massa continentale ed una oceanica, la prima sovrascorre sulla seconda, che, più densa e sottile, sprofonda sotto la crosta continentale e viene progressivamente assimilata dalle masse litologiche sottostanti. Questo processo prende il nome di *subduzione*. La collisione di due masse continentali finisce, invece, col provocare giganteschi sovrascorrimenti ed accavallamenti di masse rocciose con la

formazione di catene montuose in superficie e di grandi ispessimenti della crosta terrestre in profondità. La collisione della zolla indiana con quella asiatica ha, ad esempio, originato le grandi catene dell'Himalaya.

Ciò premesso diventa meno impegnativo comprendere il processo geologico all'origine dei molteplici e maestosi aspetti del rilievo montano interessato dal Parco. L'Appennino Settentrionale, di cui è parte, è, infatti, dovuto alla collisione di un settore del blocco Iberico, che incorporava anche la Corsica e la Sardegna ed apparteneva alla zolla continentale europea, con una parte del blocco Adriatico: un lungo promontorio della zolla africana o forse una piccola placca ormai divenuta indipendente da essa, comprendente comunque, oltre a quasi tutto il territorio italiano, anche l'odierno Adriatico e gran parte della Jugoslavia, dell'Albania e della Grecia.

Dapprima, tra l'inizio del Cretaceo superiore (oltre 90 milioni di anni fa) e la fine dell'Eocene medio (circa 45 milioni di anni fa), il moto convergente delle due masse continentali granitiche ha chiuso l'interposto Oceano Ligure, distruggendone in massima parte la crosta oceanica basaltica al di sotto del blocco Iberico. Successivamente le masse continentali sono entrate in collisione e, perdurando il moto di avvicinamento, anche il margine del blocco Adriatico è finito al di sotto di quello del blocco Iberico.

La chiusura del bacino oceanico non aveva però eliminato il mare dalle zone interessate dalla collisione, ma una profonda fossa era presente ove i margini delle due zolle andavano scorrendo uno sull'altro. In questa depressione marina dal fondo piatto si andavano depositando delle torbiditi, cioè dei sedimenti dovuti prevalentemente all'accumulo di materiali abbandonati dalle correnti torbide su fondali marini profondi.

Per comprendere le particolari modalità di questa sedimentazione è necessario uno sforzo dell'immaginazione. Bisogna riandare ad un antico mare, in cui una piattaforma costiera poco profonda e in dolcissimo pendio era raccordata ai fondali abissali da una scarpata relativamente ripida.

Lungo le coste i fiumi riversavano in questo braccio marino il carico di ghiaia, di sabbia e di fango, dovuto all'ininterrotta demolizione del rilievo delle terre emerse. Il moto ondoso e le correnti provvedevano poi a selezionare ed a distribuire questi materiali sulla piattaforma costiera in modo tale che i sedimenti divenivano progressivamente più fini procedendo dalla riva verso il largo.

A causa di un eccessivo accumulo oppure in seguito a scosse sismiche, i materiali incoerenti sedimentati sulla piattaforma continentale, divenuti instabili e passati in sospensione nelle acque marine, davano origine ad una corrente torbida più densa delle acque circostanti, che scendeva lungo la scarpata continentale e poteva espandersi su vaste superfici quando il fondo marino diveniva pianeggiante. Cessato il movimento, la sospensione poteva decantare e sui fondali abissali si depositavano prima le sabbie, poi i limi e, infine, le argille, dando così origine ai caratteristici sedimenti gradati delle torbiditi, nei quali tendono a pre-

sentarsi dal basso verso l'alto granuli sempre più sottili.

Nei lunghi intervalli di tempo, intercorrenti tra l'arrivo di una corrente torbida e quello della successiva, sugli ultimi materiali risedimentati si depositavano lentamente i fanghi di mare profondo spesso ricchi di minuti organismi planctonici (foraminiferi, ecc.). Benché i fossili di maggiori dimensioni scarso in questi depositi, sappiamo che in questo mare nuotavano i pescecani e le loro prede e si cullavano i nautiloidi. Sui fondali, inoltre, antichi organismi hanno lasciato tracce del loro passaggio e delle loro gallerie.

Nella fase di accumulo di questa successione sedimentaria la fossa, prodotta dal sottoscorrimento del margine del blocco Adriatico al di sotto del blocco Iberico, era ancora in progressivo abbassamento e questa graduale subsidenza ne impediva il colmamento malgrado l'imponente apporto di sedimenti, che ha determinato la formazione di pile di strati dello spessore di qualche chilometro. Il persistere del moto di accavallamento delle placche ha però determinato la fine di questa fossa ed ha piegato e fratturato anche le rocce in essa contenute, originando falde, cioè masse rocciose di dimensioni chilometriche, che, scollate dal substrato, sono sovrascorse verso est sui terreni adiacenti.

Mentre si determinava questo ispessimento e accorciamento della crosta terrestre, il margine, lungo il quale le zolle scorrevano l'una sotto l'altra, si spostava verso oriente e con esso la corrispondente fossa, in cui si instaurava una nuova fase di sedimentazione simile a quella verificatasi nel bacino ormai chiuso, che veniva poi coinvolta in un ulteriore ciclo di compressione e di accavallamento. Questo processo si è ripetuto fino a dar luogo all'attuale fossa adriatica, lasciandosi alle spalle i successivi fronti di accavallamento nell'Appennino e al di sotto dei sedimenti più recenti della valle Padana.

In questo contesto generale l'area del Parco, procedendo nel crinale appenninico dal versante toscano a quello romagnolo, è caratterizzata dal sovrascorrimento delle Arenarie di M. Falterona e di M. Cervarola, formatesi nel dominio toscano, sulla formazione Marnoso-arenacea umbro-romagnola.

Nella sottile fascia, all'incirca parallela al crinale appenninico, ove la superficie topografica mette a nudo la zona di sovrascorrimento, si osservano gli Scisti Varicolori, costituiti da argille e marne, talvolta con sottili intercalazioni calcaree, dal variegato colore rosso scuro, grigio e verdastro, formatesi essenzialmente durante il Paleogene (65-27 milioni di anni fa). Nella zona in esame frequentemente queste rocce mostrano evidenti tracce dello scorrimento meccanico verificatosi su di esse.

Nel dominio toscano le formazioni torbiditiche delle Arenarie di M. Falterona e di M. Cervarola si sono depositate al di sopra degli Scisti Varicolori dall'Oligocene superiore al Miocene medio (da 27 a 15 milioni di anni fa). Nell'area in esame la serie delle Arenarie di M. Falterona, il cui spessore in affioramento è dell'ordine di 1.500 metri, presenta grossi banchi arenacei con sottili intercalazioni siltoso-marnose nella parte bassa ed, invece, una

stratificazione più sottile e con interstrati fini di maggiori dimensioni nella parte alta. Nella successione si notano anche livelletti di argilliti nere e strati e banchi di arenarie calcaree.

Anche le Arenarie di M. Cervarola, che succedono verso l'alto alle Arenarie di M. Falterona, sono di origine torbiditica, ma mostrano una stratificazione regolare, normalmente con strati da pochi centimetri a qualche decimetro, in cui lo spessore della parte arenacea e di quella più fine tende ad equivalersi. Nella serie, il cui spessore in affioramento è dell'ordine di 1.000-1.500 metri, non mancano però grossi banchi arenacei e nella sua parte inferiore sono presenti anche intercalazioni calcaree.

La formazione Marnoso-arenacea, sulla quale sono sovrascorse le Arenarie di M. Falterona e di M. Cervarola, si è formata nel dominio umbro-romagnolo tra il Miocene inferiore e la fine del Miocene medio (da 15 a 6 milioni di anni fa). L'ambiente di sedimentazione era rappresentato da un bacino a fondo piatto relativamente ristretto, che si allungava dalla zona alpina, ormai emersa e in erosione, fino alle piattaforme carbonatiche abruzzesi, costruite da organismi vegetali (alghie calcaree) od animali (coralli ecc.) in acque calde e poco profonde. Ad ovest il rilievo appenninico, ancora in fase di formazione, era in gran parte sommerso.

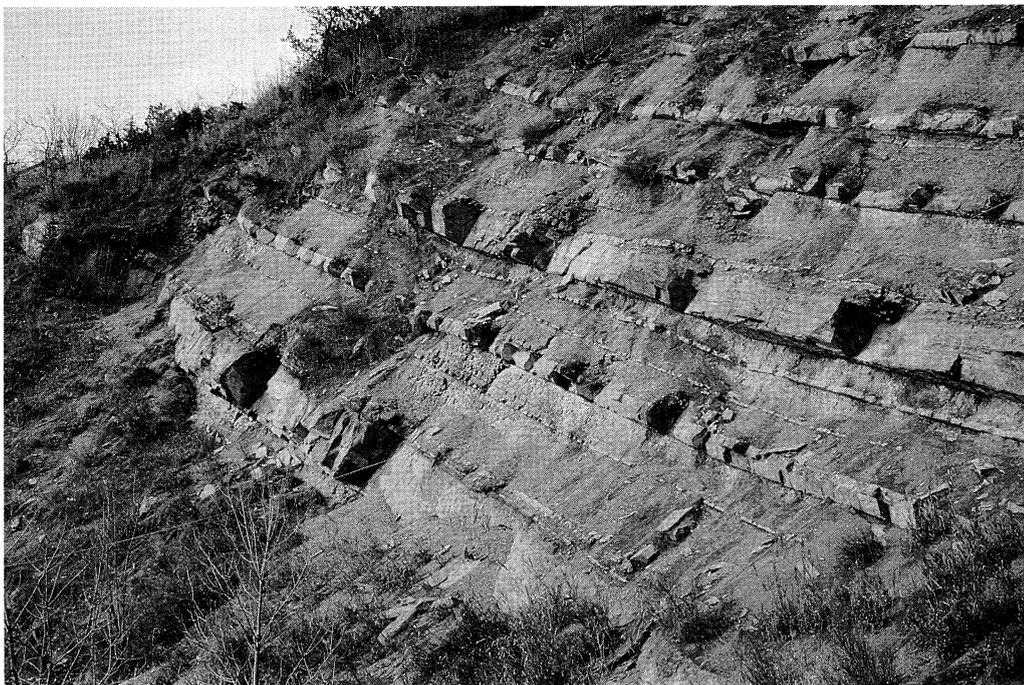
I depositi torbiditici, in gran parte di provenienza alpina, hanno raggiunto nella formazione Marnoso-arenacea spessori superiori a 4.000 metri. Nei suoi affioramenti questa formazione è normalmente caratterizzata da pacchi di strati paralleli di enorme spessore, in cui arenarie e siltiti si alternano ritmicamente a marne. Lo spessore degli strati varia generalmente da pochi centimetri a qualche metro e frequentemente la potenza delle marne tende ad uguagliare od a superare quella delle arenarie. Nelle varie successioni studiabili si possono però osservare situazioni stratigrafiche assai diversificate, nelle quali le arenarie oppure le marne prendono il sopravvento fino a dar luogo, in casi limite, a rocce quasi completamente arenacee o marnose.

Il sovrascorrimento delle Arenarie di M. Falterona e di M. Cervarola sulla formazione Marnoso-arenacea si è verificato verso la fine del Miocene medio circa 6 milioni di anni fa. Il restringimento del bacino di quest'ultima formazione era però già iniziato da tempo, mentre la sua compressione, con i conseguenti piegamenti, suddivisioni in blocchi e dislocazioni, si è sviluppata dal Miocene superiore in poi.

Verosimilmente intorno a 5 milioni di anni fa l'emersione del territorio in esame era ormai un fatto compiuto. La sua morfologia attuale è, però, frutto del progressivo sollevamento del territorio e dei processi erosivi sviluppatasi su di esso. Queste forze antagoniste della natura hanno, infatti, plasmato tanto il rilievo dominante degli affioramenti delle Arenarie di Monte Falterona, quanto il caratteristico insieme di forme piramidali e di profonde e tortuose incisioni idriche della formazione Marnoso-arenacea.

Le forme del paesaggio, frutto di una lunga evoluzione geologica, rappresentano certamente uno dei pregi ambientali del Parco, ma esse potrebbero essere trascurabili senza il rigoglio della vegetazione, la ricchezza del mondo animale, le secolari testimonianze del lavoro dell'uomo. Alla base di tutto questo sta la presenza del suolo, l'umile ed indispensabile mediatore tra l'inorganicità della roccia e il sovrastante mondo biologico. Ed, infatti, i boschi più maestosi del Parco crescono sui terreni più evoluti, rappresentati dai suoli bruni acidi, talvolta accompagnati anche da podzoli bruni. Ove sono diffusi i boschi cedui e i campi coltivati domina, invece, la meno matura associazione di suoli bruni, suoli bruni calcarei e suoli bruni lisciviati. Incipienti regosuoli e litosuoli ed anche affioramenti litologici contraddistinguono, infine, i pendii ove il mantello vegetale è stato profondamente depauperato. Ieri come oggi il suolo, nel Parco e fuori di esso, è una ricchezza da conservare, da migliorare e da ricostituire.

Un lungo lavoro della natura ed anche dell'uomo ci ha offerto questo vivo monumento ambientale da consegnare intatto e, se possibile migliorato, alle generazioni future. Il Parco non è solo un fatto estetico e sentimentale, ma è anche, e soprattutto, un fatto culturale ed intellettuale. In questo ambito la conoscenza geologica non è certamente trascurabile. Chi in proposito volesse sapere qualcosa di più, rispetto a questa breve e sommaria esposizione, può trovare una efficace base di partenza nella guida geologica regionale dell'Appennino Tosco-Emiliano, edita nel 1990 dalla Società Geologica Italiana.



(Foto. A. Antoniazzi) *Un caratteristico aspetto della formazione marnoso-arenacea.*