

L'APPENNINO SETTENTRIONALE: PROCESSI E TEMPI DI FORMAZIONE DI UNA CATENA MONTUOSA

Dott. Prof. Graziano Plesi, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa

L'Appennino settentrionale è un segmento della grande catena alpino-himalaiana, appena una piccola parte della lunghezza totale, ma certamente uno dei settori più interessanti e più studiati.

Come tutte le catene montuose anche l'Appennino è il risultato di un processo di raccorciamento di una larga fascia di crosta terrestre compresa fra due masse continentali in via di avvicinamento: in questo caso la "placca apulo-adriatica" a Sud-Est (indicata come Apulia nei disegni), una propaggine della più grande placca paleo-africana, e il settore franco-iberico della "placca paleo-europea" a NW (Iberia). Il substrato antico e profondo dell'attuale penisola italiana, che costituiva la placca apulo-adriatica era dunque in questo momento una parte del paleocontinente africano. Al momento in cui paleo-Africa e paleo-Europa hanno cominciato ad avvicinarsi (circa 90-100 milioni di anni fa, A) tutta la fascia intermedia era occupata da un profondo oceano, la Tetide, la cui larghezza è stata stimata in diverse centinaia di Km. I bordi delle due masse continentali risultavano a loro volta sommersi sotto acque marine abbastanza profonde e il fondo di tutta la zona oceanica era coperto da coltri di sedimenti più o meno spesse (in media circa 500-1000 m, in bianco nei disegni).

Una parte di questa pila di sedimenti poggiava sulla crosta dei continenti crosta "continentale"; i sedimenti della parte centrale della Tetide poggiavano invece su una crosta più sottile, nota appunto come crosta "oceanica" (rispettivamente a crocette e grise).

Questi due tipi di crosta si formano con processi geodinamici diversi, hanno diversa composizione litologica e differenti proprietà fisico-mechaniche. La crosta continentale è il risultato di una lunga storia deformativa, è caratterizzata da bassa densità (2.6-2.7 g/cm³), ma è relativamente più resistente della crosta oceanica. La crosta oceanica si forma in corrispondenza delle dorsali oceaniche per risalita di masse semisolidi e fluide profonde (ofioliti), differenziate dal mantello, è relativamente più pesante (3.0 g/cm³) e meno resistente. La presenza di un substrato di tipo oceanico nella parte centrale della Tetide era il risultato di un precedente periodo di allontanamento fra la paleo-Africa e la paleo-Europa iniziato al passaggio Triassico-Giurassico, più di 200 milioni di anni fa, con creazione di nuova crosta ai bordi della dorsale mediana.

Il processo di riavvicinamento fra paleo-Africa e paleo-Europa, iniziato 90-100 milioni di anni fa (inizio del Cretaceo superiore), si è ripercosso in primo luogo sulla litosfera oceanica, composta dalla crosta oceanica e dalla sottostante parte superiore del mantello (più debole e più pesante) e relativi sedimenti (B). Gli effetti sono stati in sintesi i seguenti.

La litosfera oceanica ha cominciato a infossarsi e a sparire sotto quella continentale consumando progressivamente il dominio oceanico e avvicinando sempre più i due bordi continentali. Se il processo di infossamento ("subduzione di litosfera oceanica") sia avvenuto sotto al bordo europeo o sotto al bordo apulo-adriatico-africano, come ipotizzato nei disegni, è ancora oggetto di discussione. Comunque sia il processo di subduzione non ha potuto interessare anche le coperture sedimentarie, troppo leggere per poter essere trascinate in profondità. Esse si sono scollate (B, C) dal loro substrato ofiolitico (o hanno conservato alla loro base solo piccoli frammenti del medesimo) e si sono accatastate in una serie di embrici o "falde" sovrapposte (denominate "falde o unità liguri", o "Liguridi"), perché il settore della Tetide in cui si erano deposte le loro successioni sedimentarie è noto come "paleo-oceano ligure". La prima fase del raccorciamento ("fase ligure") si è conclusa (circa 37 Milioni di anni fa, all'Eocene medio) con la chiusura dello spazio oceanico (anche se pare vero-

simile che piccoli settori del medesimo potessero risultare ancora aperti) e con la collisione dei due blocchi continentali. Questa linea di sutura passa attualmente in mezzo al Mar Tirreno. Da notare che alla fine della fase ligure, sulle trasversali Corsica-Appennino settentrionale, il dorso della catasta deformata di falde liguri, che si accavallavano già ampiamente sui bordi continentali, era ancora abbondantemente più basso del livello del mare, tanto che su di essa si andavano deponendo, in discordanza, nuovi sedimenti marini (la cosiddetta "successione epiligure").

Siccome perdurava il processo di riavvicinamento Africa-Europa, gli ulteriori raccorciamenti sono avvenuti a carico dei margini continentali e delle loro coperture sedimentarie: soprattutto il margine apulo-africano, su cui si andava costruendo l'Appennino, è stato quello che ha subito una deformazione più intensa. Si sono formate così nuove falde a spese delle successioni continentali ed epicontinentali, nella zona che attualmente coincide col Tirreno orientale e la Toscana costiera (D). I movimenti di questa fase ("fase toscana") sono stati caratterizzati da un generale spostamento verso l'esterno (cioè verso l'Adriatico), in modo tale che le successioni in origine più distanti dal continente africano (le Liguridi) sono andate ulteriormente a sovrapporsi a quelle situate in prossimità del margine africano ("successioni subliguri", "toscani" e "umbro-marchigiane"). Queste ultime a loro volta si sono spostate progressivamente verso l'esterno (D,E) dando luogo ad una pila embricata spessa almeno una decina di Km (costituita in gran parte dalle coperture sedimentarie liguri, subliguri e toscane ma anche, in parte minore, dal sottostante substrato). Gli embrici o falde più basse di questo edificio hanno subito metamorfismo per le elevate condizioni termobariche in cui sono venute a trovarsi e ha cominciato a instaurarsi un processo di sollevamento "isostatico" (legato cioè al fatto che nella zona centrale della catena in formazione materiale relativamente leggero era stato trascinato troppo in profondità: questo materiale, appena si attenuavano gli sforzi laterali, tendeva dunque a risalire sollevando tutto l'edificio sovrastante). A differenza della fase precedente (fase ligure), in questa fase il sollevamento è stato tale che molte zone sono risultate emerse ed è iniziato nelle nostre zone il processo orogenico vero e proprio. Questo processo di costruzione della catena appenninica ha avuto luogo sulle verticali del margine africano (corrispondenti al Tirreno orientale e alla Toscana costiera) circa 25-20 milioni di anni fa (Oligocene sup. - Miocene inf.), ma la parte più antica della catena è attualmente in gran parte sepolta sotto l'attuale Mar Tirreno a causa di un infossamento posteriore. Nelle zone più esterne (dominio umbro-marchigiano) corrispondenti alle attuali regioni Toscana orientale, Emilia e Umbria-Marche l'onda orogenica è arrivata più tardi (fra i 20 e 10 milioni di anni fa); nella zona dell'attuale Adriatico perdura a tutt'oggi un regime compressivo.

Le fasi parossistiche oligoceniche e post-oligoceniche (da circa 28 Ma in poi) di costruzione della catena sono state accompagnate dalla deposizione di potenti coltri di sedimenti nelle fosse marine prospicienti la catena stessa (avanfosse) progressivamente più recenti verso l'esterno e alimentate dai rilievi mediterranei già emersi, soprattutto dalle Alpi.

Come mostrano i disegni due fenomeni importanti hanno contribuito inoltre in modo notevole alla strutturazione complessiva della catena e delle aree limitrofe nelle fasi recenti.

Il primo di questi fenomeni, che merita di essere sottolineato, è co-

stituito dal distacco della placca sardo-corsa (Corsica) dal margine europeo (in cui si trovava originariamente incorporata) e dalla sua deriva e rotazione verso Est in senso antiorario (D), con conseguente formazione del bacino balearico (fra la fine dell'Oligocene e la fine dell'Aquitano, cioè fra circa 28 e 20 milioni di anni fa).

Il secondo fenomeno importante, collegato con il processo di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi recenti, è rappresentato dalla flessione della litosfera adriatica in corrispondenza del fronte della catena in formazione con progressivo sprofondamento della litosfera stessa sotto alla catena (e individuazione dei bacini di avanfossa prima ricordati): Fenomeni di questo tipo sembrano avvenire con un meccanismo particolare: il fronte della catena nella zona frontale spinge contro la placca in subduzione (o viceversa, cioè in questa zona si mantiene un campo di stress in compressione); alle spalle del fronte, più verso l'interno, dove la litosfera è già abbastanza sprofondata, essa tende a trascinare verso il basso la catena sovrastante già formata, si crea cioè un campo di stress "tensile": esso provoca assottigliamento della catena, formazione di fosse tettoniche subsidenti e risalita di magmi dal profondo. Il meccanismo è integrato dal cosiddetto fenomeno di "roll-back": cioè la linea lungo la quale la litosfera si flette non è fissa, ma tende a migrare verso l'esterno, nel nostro caso verso l'Adriatico (D,E). Questo fa sì che tutto il sistema di

fasce in compressione e in estensione migrino nel tempo, verso settori progressivamente più esterni. In questo modo si spiega, oltre che la formazione e migrazione della catena verso l'esterno, la formazione dei grandi bacini lacustri e marini nella zona di retrocatena, a partire dal Tortoniano: cioè la formazione del Mar Tirreno e la formazione dei bacini lacustri e marini della Toscana, soprattutto meridionale, e dell'Umbria, di età tortoniana, messiniana e plio-pleistocenica (fra 10 e 2 milioni di anni fa). Lo stesso meccanismo può spiegare anche il progressivo ringiovanimento del magmatismo recente nella sezione compresa fra il Tirreno e la Toscana meridionale (plutoni dell'Elba, di Campiglia marittima, sotto la Regione boracifera ecc., progressivamente più recenti verso Est), nonché i caratteri dei terremoti in Toscana, Emilia, Umbria e Marche. Essi sono in parte legati alla subduzione della litosfera adriatica (i più profondi), in parte alle strutture estensionali che si formano, come prima si diceva, nella parte superficiale della crosta. Il massimo di attività corrisponde attualmente con la zona del crinale principale.

Dott. Prof. Graziano Plesi
Dipartimento di Scienze della Terra
Università degli Studi di Pisa

