



SERVIZIO DIFESA DEL SUOLO - PROTEZIONE CIVILE

3 - BENI GEOLOGICI TESTIMONI DEL TEMPO

PRESENTAZIONE

Questo breve opuscolo segue il precedente “Geologia e Geomorfologia del territorio del Frignano”, pubblicato nel 2006, nel quale si era cercato di descrivere le caratteristiche geologiche e geomorfologiche generali del nostro territorio, accennando solamente alle peculiarità del paesaggio, che si sono create nel tempo dai processi geologici e morfogenetici passati e attuali.

Con il presente estratto si intende invece focalizzare l'attenzione e condividere le conoscenze e le esperienze fino ad oggi acquisite in merito ad alcuni **beni geologici** del territorio del Frignano e modenese in generale. Questi beni, seppur conosciuti, e seppur componenti essenziali del nostro patrimonio naturale, solo occasionalmente sono stati oggetto di divulgazione al pubblico. Il motivo di questa dimenticanza è da ricercarsi sia nella concezione diffusa che l'elemento geologico non necessita di tutela per la sua apparente inerzia al cambiamento, sia in quanto a volte è già un aspetto inglobato in aree di conservazione, come ad esempio le aree protette.

Occorre tuttavia evidenziare come le modificazioni della componente geologica abbiano effetto diretto sulla trasformazione del paesaggio, e il bene geologico, in quanto testimone del passato della terra, una volta distrutto non sia più riproducibile.

INTRODUZIONE

Le peculiarità geologiche modenesi spaziano dalla pianura fino al crinale dell'Appennino; l'elenco comprende, oltre ad alcuni luoghi da sempre noti ai modenesi (per i quali in ogni modo, vale la pena di sviluppare una conoscenza “scientifica” ancora più approfondita), anche numerose aree delle quali ai più non sono noti gli aspetti specifici o curiosità storiche di grande interesse (rif. bibl. “I Beni Geologici della Prov. di Modena” - Artioli Editore 1999).

IL CONCETTO DI “BENE” NEL PAESAGGIO FISICO

Gli aspetti naturali del paesaggio, intesi in senso lato, cioè quelli geologici, botanici, zoologici, ecc., stanno beneficiando di un notevole interesse, sia a livello di opinione pubblica, che attraverso iniziative legislative.

Tra questi aspetti, i più diffusi e spettacolari sono quelli geologici: un picco montuoso, un giacimento di minerali, una scogliera corallina fossile, una falesia marina, e altri ancora hanno sempre costituito materia di interesse soprattutto per la loro componente scenica.

Tuttavia, la componente scenica non è la sola caratteristica che permette di attribuire un certo grado di interesse a un elemento del paesaggio. Essa è di tipo intuitivo, l'approccio dipende dall'individuo e dal suo stato d'animo in quel momento; varia quindi da soggetto a soggetto ma anche nel tempo, in quanto sensazione e valutazione personale.

Un altro approccio è quello di tipo scientifico, basato sulla percezione delle leggi che ne regolano l'evoluzione.

Da questo punto di vista l'elemento naturale può rivestire importanza secondo più valenze: come modello di evoluzione geologica, per esempio una sezione stratigrafica lungo una parete rocciosa, o come testimonianza paleoambientale, come un arco morenico, un circo glaciale.

Dal punto di vista scientifico un elemento geologico ha un valore scientifico se le sue caratteristiche geomorfologiche, petrografiche ecc. hanno una rilevanza nel contesto in cui si inseriscono o per la loro esemplarità didattica e così via.

IL PONTE D'ERCOLE (O DEL DIAVOLO)

Il ponte d'Ercole è un arco naturale che attraversa un rio alla testata di una vallecchia incisa nel versante NO di Pietra Berretta. Il Ponte, situato in Comune di Lama Mocogno, è immerso in un folto bosco di castagno, pianta silicofila che ricopre il terreno arenaceo affiorante nell'intorno.

Il nome di Ponte del Diavolo, deriva probabilmente dalla forma ad arco vagamente rampante, simile a quella dei tanti ponti medioevali, che per la loro arditezza si pensava fossero opere del Maligno. La denominazione di Ponte d'Ercole potrebbe invece essere stata attribuita al monolito per la sua maestosità, dalla fantasia mitologica degli antichi Romani che s'insediarono nei dintorni, presso la sorgente minerale "dell'Acqua di Brando-la", posta presso Cà Bagno.

La frequentazione romana è testimoniata dal rinvenimento di monete e monili e, inoltre, dalla persistenza documentata di un antico toponimo: Monte Apollo, derivante da un luogo di culto dedicato alle divinità.



Il Ponte d'Ercole.

Il Ponte costituisce un bell'esempio di morfoscultura costituita da rocce stratificate di arenaria quarzoso-feldspatica, debolmente cementata da carbonati, ma non mancano banchi più coerenti e resistenti alla degradazione.

L'arco, lungo 33 metri circa con direzione nord-est sud-ovest, ha una larghezza quasi costante di un paio di metri che tende ad ampliarsi fino a 3 metri all'estremità sud-ovest; lo spessore invece va riducendosi dalle spalle verso la parte centrale a meno di 1 metro.

L'arco si salda al fianco sinistro della vallecchia, mentre dalla parte opposta fa corpo con una spalla, costituita da una profonda cavità. Una croce a sbalzo, poco leggibile, è incisa sul fianco di monte,

forse a voler santificare l'opera, perché a questo punto non si può più tacere la leggendaria fantasia che ha visto la mano del diavolo stesso gettare l'arco attraverso il corso d'acqua per passare oltre senza bagnarsi i piedi, forgiare ei gradini e plasmare un sedile interno per riposare, nonché, con tre zuccate, forarne per ornamento le pareti laterali.

La genesi del Ponte è legata a processi di erosione non solo da parte delle acque di ruscellamento ma anche da degradazione meteorica: disaggregazione fisica (umidificazione-essiccazione, gelo-disgelo, ecc.) e disfacimento chimico (decomposizione dei feldspati, "soluzione" del calcare cementate).

La forma risultante è stata favorita dalla fessurazione degli strati. Si ritiene che l'acqua scorresse a livello del ponte, per cadere a cascata subito a valle, e che la fessurazione, a monte, si sia aperta tanto da offrire un transito al flusso d'acqua. Questa poté proseguire lungo le superfici di strato sottostanti all'attuale arco, che pertanto si è conservato per il procedere dell'erosione alle sue spalle.

Il quadro evolutivo si potrebbe così riassumere: poco a valle dell'attuale struttura esisteva un gradino da cui l'acqua, cadendo, ne erodeva la base; a monte dell'attuale ponte, intanto, la fessurazione andava degradandosi tanto da lasciar penetrare l'acqua, che poté proseguire in un passaggio sotterraneo, andando a sfondare nella cavità già formatosi sotto la cascatella a valle.

Col progressivo allargamento questa via divenne preferenziale, preservando il tratto di roccia che costituisce l'attuale struttura del Ponte del Diavolo, sotto la quale l'acqua continuò a fluire mentre il letto del ruscello andava regredendo verso monte per adattarsi al nuovo livello di base.

LA VANGA DEL DIAVOLO (L'AFFIORAMENTO DEL FLYSCH DI M. CASSIO)

La vasta zolla calcarea di Serramazzone costituisce un'unità morfologica nettamente differenziata e rilevata rispetto a quelle circostanti. Si presenta come un rilievo piatto, a pianta sub poligonale, costituito da rocce calcareo-acerenacee, a comportamento rigido (Flysch di Monte Cassio) e tutt'intorno circondato da formazioni poco resistenti e degradabili, a comportamento plastico. Il margine della placca è costituito da ripidi pendii e scarpate, che risaltano sui versanti poco acclivi sottostanti, modellati su formazioni prevalentemente argillose. All'interno della zolla si osserva invece una superficie sub-pianeggiante.

La struttura d'insieme è osservabile anche a notevole distanza, ad esempio dall'oratorio di S. Rocco (Montese), sul versante destro della valle del Panaro.



La Vanga del Diavolo.

Le migliori visioni della struttura e degli affioramenti del flysch si hanno a sud di Serramazzone, come ad esempio da Roncovechio presso Pompeano o dalla strada comunale che da San Pellegrinetto scende verso valle del T. Rossenna.

Da queste ultime località si osserva la spettacolare successione di strati in corrispondenza della cosiddetta Vanga del Diavolo, che la fantasia popolare immagina attribuita ai sortilegi del Maligno, volendo quasi sottolineare questa peculiarità morfologica, connessa ad un processo erosivo e morfoselettivo.

La Vanga del Diavolo permette di osservare, con le sue ottime esposizioni, la parte basale del Flysch di M. Cassio. Queste rocce si sono formate oltre 60 milioni di anni fa in un anti-

co oceano profondo oltre 4-5 km, situato nella posizione attualmente occupata dal Mar Ligure.

L'accumulo di questi sedimenti in un oceano profondo è stato provocato da una serie di frane sottomarine, innescate da eventi sismici.

LE CASCATE DEL BUCAMANTE

Le cascate del Rio Bucamante (il nome pare derivare da una leggenda di una giovane coppa di amanti) si trovano nascoste in un fitto bosco di latifoglie e si possono raggiungere a piedi scendendo da Monfestino oppure, come nel nostro caso, risalendo da Granarolo, località comodamente raggiungibili in automobile. Una volta raggiunte le rovine fascinosi del settecentesco edificio di Serola di Sotto, si abbandona la carrareccia e s'imbocca, verso il solco vallivo adiacente, un sentiero che attraversa un campo di farfaraccio ed altre piante igrofile e ben presto si raggiunge la base della prima cascata.

Le cascate sono impostate in corrispondenza di alcune discontinuità litologiche, che caratterizzano il versante. La più imponente è quella basale ed ha un'altezza di circa 18 m. Risalendo verso monte il torrente, si arriva ad un secondo gradino nel versante, responsabile della formazione d'altre due cascate, con un'altezza complessiva di 12 m circa.

In corrispondenza delle cascate, nell'alveo affiorano alcuni grossi strati rocciosi più resistenti, calcareo marinosi, del Flysch di Monte Cassio, che in questa zona sono disposti secondo giacitura a reggipoggio.



La cascata del Bucamante presso Monfestino.

PIRAMIDE DI GAIATO

Il rilievo di Gaiato (m 926), dall'aspetto di gigantesca piramide, domina gran parte della media ed alta valle del Fiume Panaro, rappresentando una delle forme più caratteristiche di tutto l'Appennino modenese, proprio per la sua "visibilità"; sulla sommità sorgono i ruderi di una torre, unico resto di una rocca già esistente nel XII secolo, evidentemente, per la sua posizione dominante, ad una funzione strategica, di controllo della vallata sottostante.

La piramide di Gaiato è costituita dalla Formazione di Pantano del Gruppo di Bismantova, caratterizzata da arenarie con cemento calcareo, stratificate in grosse bancate, e poggianti su formazioni prevalentemente argilliche epiliguri e delle Unità Liguri (Argille varicolori di Cassio, Arenarie di Scabiazza, ecc.): si tratta, pertanto, di una forma d'erosione selettiva.

La Formazione di Pantano si presenta intensamente fratturata e fagliata; quasi tutte le discontinuità tettoniche costituiscono le superfici di svincolo per diversi movimenti franosi che interessano l'ammasso roccioso di Gaiato.



Piramide di Gaiato con l'esteso corpo franoso che dalla piramide si sviluppa in forma di

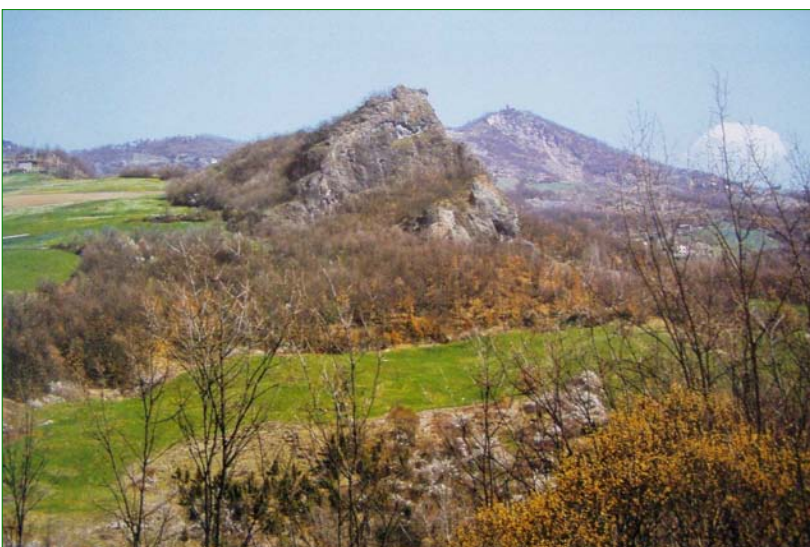
Tutt'intorno al rilievo, infatti, sono estesamente diffuse grandi e tipiche frane che, con le loro continue riattivazioni, tendono ad accentuare questo processo di degradazione in massa dei versanti. Almeno tre grandi frane si distaccano radialmente dalla rupe di Gaiato, entro la quale sono impostati i coronamenti (distacchi di tipo rotazionale); il loro corpo, stretto ed allungato, si sviluppa, invece, entro i complessi argillosi di base ed è caratterizzato da movimento prevalente per colamento, almeno superficialmente. Il piede (o fronte) di queste frane raggiunge i sottostanti alvei dello Scoltenna e del Panaro; la lunghezza complessiva delle frane, che scendono dalla rupe di Gaiato, raggiunge quasi i 2 km. Si tratta di frane intermittenti, documentate a partire, almeno, dal XVII secolo e che sono riattivate durante le stagioni piovose. Questo modello di frana è assai tipico e fre-

quente in tutto l'Appennino modenese ed emiliano in genere.

Buone osservazioni ravvicinate della roccia si possono effettuare percorrendo una sterrata che si stacca dalla strada asfaltata per Gaiato (nei pressi del nucleo abitato di Cantone) e che conduce senza difficoltà alla torre.

Dai terreni argillosi della fascia medio-bassa del versante Scotenna, si staglia spettacolare con le sue pareti verticali, guglie e pinnacoli, l'Ofolite di Val di Sasso.

Esso presenta aspetti caratteristici delle lave dei fondi oceanici attuali, ai quali è assimilabile per genesi. Tra questi, importanti sono le strutture mammellonate, definiti a cuscini ("pillow lavas"), che rappresentano delle sacche di lava con forma circa cilindrica che si formano quando il magma consolida in presenza d'acqua. Le strutture a cuscini sono conservate solo localmente, laddove la tettonizzazione e lo smembramento delle masse basaltiche sono stati meno intensi, per esempio in corrispondenza del taglio stradale nella parte più bassa dell'ammasso.



Ofolite della Val di Sasso.

L'ofolite di Val di Sasso è di interesse in quanto costituisce un frammento dei basalti, poi smembrati a seguito dei fenomeni orogenetici, che formavano la crosta della Tetide, l'antico oceano esistito tra i 200 e i 50 milioni di anni fa in corrispondenza dell'attuale regione mediterranea, tra il continente Eurasia a nord e l'Africa a sud.

LA CONCA DI SAN PELLEGRINO DI PAVULLO NEL FRIGNANO

La conca di San Pellegrino di Pavullo, il cui nome deriva dall'omonimo oratorio posto alla sua estremità nord, costituisce senza dubbio una delle peculiarità paesaggistiche più singolari dell'intero Appennino della Provincia di Modena. Essa era occupata in passato da paludi (da cui il nome stesso di Pavullo), oggi ridotte ad uno specchio d'acqua, dove si pratica la pesca a pagamento. Le sue forme attuali rappresentano il prodotto d'interventi antropici eseguiti a più riprese nell'ultimo secolo: escavazione di torba (il "Lago" era per questo chiamato "della Torba") e successiva "regolarizzazione" idraulica del bacino. Sino agli anni '70 un altro specchio d'acqua era presente poco più a nord, adiacente a quello attuale: riempito di detriti, nell'area sono sorti alcuni edifici ad uso commerciale ed artigianale.

Purtroppo, l'urbanizzazione ha occupato notevoli spazi di questa grande conca; la persistenza dell'Aeroporto Paolucci, la cui pista si estende nel settore ovest; potrà garantire, in futuro, la sua parziale integrità. Sino agli anni '50, quando lo sviluppo urbano era limitato al nucleo storico di Pavullo, nella conca erano presenti solo alcuni edifici sparsi, alcuni dei quali di notevole pregio architettonico, come la Galeotta (sec. XVI - XVII) ed un'antica fornace Hoffmann, testimoniante un'attività estrattiva di materiali argillosi ed oggi, purtroppo, ridotta ad alcuni ruderi, dopo un incendio (1989), sembra, accidentale.



La piana di Pavullo.

La conca è attraversata, nella sua parte mediana e per tutto il suo sviluppo longitudinale, della Strada Statale n. 12 (dell'Abetone e del Brennero), in questo tratto coincidente con l'antico percorso della Strada Ducale per Massa (sec. XVII, detta "Vandelli" dal suo progettista) e successivamente riutilizzato dalla Strada Ducale "Giardini" del sec. XIX. La Strada Statale costituisce, pertanto, il comodo accesso alla conca di San Pellegrino di Pavullo.

La conca di San Pellegrino era stata interpretata un tempo come una forma carsica. Solo recenti, approfondite ricerche di tipo stratigrafico e strutturale, per lo più eseguite per i rilevamenti della nuova Carta Geologica d'Italia, hanno consentito di ridefinirne esattamente la genesi. Essa corrisponde, infatti, ad una depressione, di tipo tettonico che si sviluppa nella parte centrale della "placca" di Pavullo. La depressione, entro la quale all'estremità settentrionale giace il centro abitato di Pavullo, ha dimensioni di oltre 3 km in senso meridiano e di circa uno trasversalmente; verso sud essa è chiusa in corrispondenza dell'abitato di Querciagrossa.

Il drenaggio delle acque meteoriche e sorgive, piuttosto difficoltoso, si ha attraverso un varco settentrionale in corrispondenza del centro abitato, varco che collega la depressione ad un ramo del T. Cogorno, un affluente di destra del T. Rossenna. La conca è limitata principalmente ad ovest e ad est da due dorsali: la prima (Dorsale di Montecuccolo) è in prevalenza costituita dalle arenite calcaree, la seconda (Dorsale di Lavacchio) è costituita in prevalenza da arenarie torbidiche.

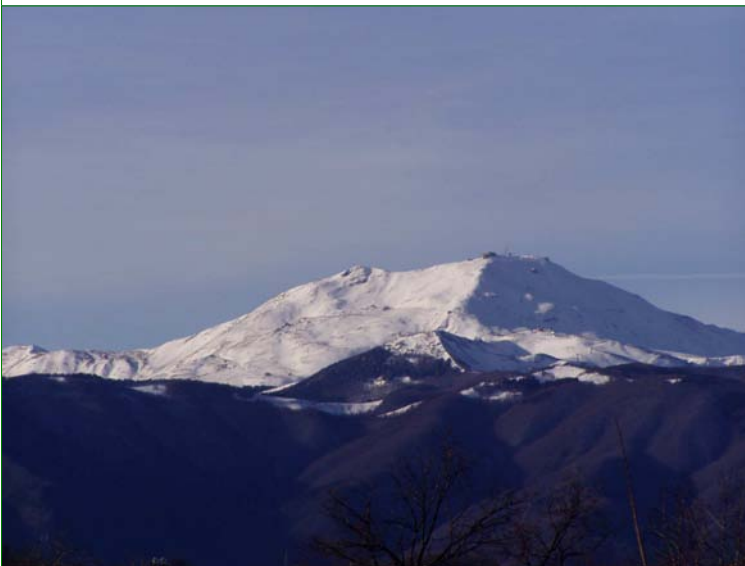
I movimenti di tipo verticale lungo alcune dislocazioni presenti entro la depressione, hanno causato l'affossamento dell'area depressa, entro la quale è avvenuta la deposizione di terreni pelitici con torbe, entro i bacini lacustri. All'interno della depressione è inoltre presente, ad est di Pavullo, un piccolo rilievo isolato di forma sub-circolare (Montemaramagno), ancora costituito da litotipi sabbiosi e pelitici. Tale rilievo, ormai ridotto per la costruzione di numerosi capannoni ad uso industriale o civile, si eleva per poche decine di metri dalla piatta morfologica della conca.

A sud di Pavullo, nei depositi lacustri quaternari deposti nella parte orientale della depressione ad est della Fornace, intorno al 1860 fu scoperto uno strato di torba (circa 12 m) con intercalazioni limose decimetriche. Inizialmente, la torba, commercializzata in mattonelle compresse a macchina, fu impiegata per la produzione di gas illuminante per il teatro di Reggio Emilia, poi come combustibile solido in una fabbrica locale di veti e di bottiglie; durante gli anni dell'ultimo conflitto bellico fu estratta, e venduta come combustibile, su un'area di m 200 x 90, ricreando uno specchio d'acqua (il "Lago di Pavullo o della Torba", assai più esteso di quello attuale) nella depressione già bonificata. Limitate estrazioni sono state concesse anche in tempi più recenti, quando la torba è stata utilizzata come terriccio per coltivazioni vivaistiche.

IL MONTE CIMONE

Il tronco piramidale, che costituisce la vetta del Monte Cimone (un tempo denominato Monte Alpone) rappresenta, con i suoi 2165 m, la massima elevazione dell'Appennino settentrionale. S'innalza isolato e sopravanza rispetto il crinale appenninico, e domina uno dei panorami più vasti dell'Italia, dal Mare Adriatico al Golfo della Spezia, dalle Alpi a nord, sino al Monte Amiata a sud.

La spiegazione di questo "panorama", peraltro fruibile all'alba e solamente nelle rare giornate limpide del periodo invernale, è tutta derivata da "cause geologiche". Il particolare l'"innalzamento" della vetta è imputabile a movimenti tettonici che hanno coinvolto il nostro appennino ed in particolare ad un sovrascorrimento di un



Vista invernale del M. Cimone. In primo piano la "Buca del Cimone".

lembo delle Arenarie del Monte Modino con le sottostanti Argille rosse di Fiumalbo, sulla successione delle Arenarie del Monte Cervarola. Il ripiano di Pian Cavallaro ha un'origine strutturale, in quanto corrisponde alla superficie di una faglia inversa a basso angolo.

La successione delle diverse unità geologiche, impilate e sovrapposte le une alle altre, si può osservare particolarmente bene nella Valle del T. Fellicarolo, ad esempio risalendo l'opposto versante, sino a Case Baroni.

Inoltre, il contatto tra le Arenarie del Monte Modino, costituenti la vetta del M. Cimone, e i sottostanti terreni argillosi, determina l'emergenza delle sorgenti "La Presa" che alimentano gli acquedotti di Sestola e Fanano.

L'interesse geologico del M. Cimone è determinato

anche per alcune forme e depositi glaciali e di frana, che si possono osservare al suo contorno. Il tratto di crinale compreso tra il M. Cimoncino ed il M. Cimone, che lascia intuire un abbozzo di forma a circo attribuita da alcuni autori ad una origine glaciale, è in realtà interessato da una grande frana.

Seppur siano sopravvenuti grandi fenomeni franosi post-glaciali, che hanno profondamente sconvolto la morfologia originaria, sono in ogni modo riconoscibili in diversi settori, depositi morenici, modellati in evidenti archi, come a nord della località la Presa, anche se ora completamente ricoperti dalle praterie di alta quota.

Se le tracce glaciali nell'area del M. Cimone sono quindi piuttosto scarse, numerose sono invece le frane; esse sono ubicate un po' ovunque in tutta l'area a est e a nord della vetta.

Degna di nota per dimensioni è la frana posta tra il Fosso della Lezza e Ronchi di Giannone di sotto, immediatamente a ridosso della Cresta del Gallo, all'interno del cui corpo è ubicato il Lago della Ninfa, nome "gentile" di recente denominazione di quello antico di Lago Budalone.

Secondo alcuni autori il grande distacco molto vasto in rapporto alle dimensioni della Cresta del Gallo, sarebbe stato controllato da due grandi fratture tettoniche che a nord e a sud delimitano la sella compresa tra la Cresta del Gallo e Passo del Lupo; è stato inoltre ipotizzato che l'innesco della frana possa essere avvenuto in concomitanza di un terremoto durante l'Olocene (epoca geologica più recente che ha avuto inizio circa 10.000 anni fa).

Altra frana caratteristica, visibile da molte parti dell'Appennino, è quella della già citata Buca del Cimone. La gran massa arenacea che costituisce il rilievo sottostante la Buca del Cimone, presso la stazione terminale degli impianti di risalita, rappresenta un grande ammasso franato in epoca imprecisata, e distaccatosi in massa dal versante compreso tra il M. Cimone e M. Cimoncino, lungo una superficie rotazionale coinvolgente le sottostanti Argille di Fiumalbo.



Vista di inizio primavera del M. Cimone.

FORME GLACIALI: I CIRCHI DEL M. GIOVO E IL LAGO SANTO

Queste forme sono limitate alla fascia dell'Alto Appennino e derivano dal modellamento operato dai ghiacciai durante l'ultima fase di recrudescenza climatica (da 70.000 a 10.000 anni fa). I ghiacciai presenti nell'Appennino modenese ebbero dimensioni relativamente ridotte e raramente scesero a quote inferiori i 900-1000 m; nello stesso periodo il limite delle nevi perenni si aggirava tra i 1450-1500 m.



Il circo glaciale nord-nord ovest del Monte Giovo (1991 m s.l.m.)

Le masse glaciali di dimensioni maggiori (ghiacciai vallivi) si sviluppavano nei fondovalle per alcuni chilometri ed erano alimentate da lingue minori provenienti da bacini secondari. Morfologie caratteristiche sono i circhi glaciali e i cordoni morenici. I circhi glaciali sono ampie nicchie di forma semi-circolare modellate in roccia in prossimità dei crinali, caratterizzate da un fondo sub-pianeggiante spesso sbarrato verso valle da una soglia rocciosa. Tali forme si osservano diffusamente lungo tutto il crinale. Esempio tipico e ben conservato si osserva nel versante nord-est del Monte Giovo.

La testata del circo è formata dalla grandiosa parte ripidissima del Giovo, che s'innalza dalla conca del Lago Santo (1501 m) sino alle vetta del monte. Le pareti del circo sono ripidissime e solcate da canaloni, circondate al piede da estese falde detritiche. Il ripiano del circo, che rompe l'uniformità della grandiosa parete del Giovo, è ampio e erboso, coperto in parte da colate detritiche e percorso da un torrentello affluente del Lago Santo; su di esso, data la quota, soggiorna lungamente la neve, talora sino all'inizio di Agosto.

All'interno dei circhi si trovano spesso laghetti e/o paludi, talora sbarrati verso valle da soglie rocciose o da archetti morenici (laghi Baccio, Turchino, Torbido, posti alla testata della Valle delle Tagliole). Spesso la forma originaria dei circhi è più o meno intensamente modificata da processi quali il gelo-disgelo e la neve.

Nelle aree poste a valle si rinvencono depositi glaciali, che possono presentarsi sotto forma di accumuli detritici sparsi o modellati in archi o cordoni morenici.

Gli archi morenici indicano la posizione raggiunta da una lingua glaciale, al termine di una pulsazione di episodica avanzata durante una fase di generale ritiro. Si presentano sotto forma di argine arcuato e più o meno rilevato sul piano campagna.

Depositi di questo tipo si osservano alla testata delle principali valli dell'Appennino modenese (valli del T. Perticara, T. Tagliole, Rio delle Pozze, T. Ospitale ecc.).

Il Lago Santo (1501 m s.l.m.) è uno specchio lacustre d'origine glaciale, e con la sua caratteristica forma a "fagiolo", rappresenta, con una superficie di 58.100 m² e una profondità valutata attorno ai 15-20 metri, il maggior bacino di tutto l'Appennino modenese.

La sponda occidentale è coronata dal ripido versante del Monte Giovo (1991 m s.l.m.), mentre verso valle il lago è sostenuto da una soglia rocciosa ricoperta da un accumulo di depositi morenici d'origine glaciale alto circa 15 metri.

Gli immissari principali sono tre, provenienti dalle pareti verticali del M. Giovo; l'emissario esce dalla parte meridionale del lago incidendo la soglia rocciosa.

L'insieme Lago Santo e il dominante Monte Giovo con i ben evidenti affioramenti rocciosi, rendono questo luogo ad alta spettacolarità paesaggistica.



Il lago Santo.

L'OFIOLITE DI POMPEANO

Le ofioliti, di solito, formano rilievi isolati, emergenti rispetto al paesaggio circostante, con forme più o meno caratteristiche: inglobate nelle formazioni a componente prevalentemente argillosa, tali ammassi sono soggetti a processi d'erosione selettiva.

Le ofioliti sono rocce magmatiche che si rinvencono in frammenti inglobati tettonicamente in rocce sedimentarie di mare profondo. Le rocce magmatiche ofiolitiche presentano strette analogie strutturali e di composizione chimica e mineralogica, con quelle che formano la crosta dei fondi oceanici attuali.

Tali analogie hanno condotto alla convinzione che le ofioliti siano i testimoni della crosta di un vecchio oceano, smembrata a seguito della chiusura del bacino; la maggior parte della crosta fu portata in profondità lungo i piani di subduzione, ma una minima parte, sfuggita alla subduzione, venne portata sul margine continentale assieme alle rocce sedimentarie più leggere, entro le quali è attualmente contenuta in frammenti.

Le ofioliti dell'Appennino settentrionale rappresentano frammenti della crosta oceanica del bacino della Tetide che fu chiuso durante l'orogenesi alpina e appenninica.

Storicamente le ofioliti sono state interessate da attività estrattive di materiali litici per sottofondi stradali.

L'ofiolite di Pompeano è situata nella media valle del T. Rossenna, non distante da Serramazzoni; emerge dalla campagna circostante, costituita da argille, in quanto meno soggetto, rispetto a queste, all'azione degli agenti atmosferici. Sulla sua sommità (596 m sl.m.) si possono vedere i resti di un castello del sec. XIII.

Il borgo di Pompeano sottostante è stato costruito in parte sulla roccia affiorante. L'affioramento è caratterizzato da scarpate, con altezze superiori ai 5 m, che circondano quasi completamente l'abitato; tali scarpate sono formate



L'Ofiolite di Pompeano, con l'antico, omonimo borgo.

per morfoselezione.

Da ricordare che, con accesso dal lato nord dell'affioramento, in prossimità della base di questo, è presente un'interessante cavità (la cosiddetta "Grotta Tassoni"), con sviluppo di 100 m e dislivello variabile tra +7.5 m e -16 m; essa ha origine tettonica ed è stata ampliata da un movimento franoso presente sul lato sud, a contatto tra le Argille a Palombini di base e l'ofiolite. La cavità intercetta la falda freatica a contatto tra l'ofiolite e le argilliti di base: nella parte più bassa della cavità si forma un piccolo specchio d'acqua, in comunicazione con la sorgente presente all'esterno.

L'affioramento di Pompeano (150 m di dimensione massima) è costituito da serpentiniti, massicce o sotto forma di breccie con clasti di varia dimensione, di colore variabile dal verde cupo al nero.

Le nostre ofioliti rappresentano quindi importanti testimoni della storia evolutiva non solo dell'Appennino settentrionale ma dell'intera dinamica del pianeta caratterizzata dal ben noto moto relativo delle placche crostali.



Vista generale dell'Ofiolite di Pompeano.

Redatto da:

SERVIZIO DIFESA DEL SUOLO - PROTEZIONE CIVILE

Dott. Geol. Galbucci Giovanni - Dott. Geol. Santi Bortolotti Marco