

Farina fossile della Valle Orsina

A) DESCRIZIONE NATURALISTICA, PAESAGGISTICA E GEOLOGICA DEL GEOSITO;

A1) COME ARRIVARCI

Da Grosseto:

Si percorre la statale n°1 Aurelia in direzione Roma fino al bivio (in prossimità dell'abitato di Albinia) che indica la direzione per Manciano e Pitigliano. Giunti a circa 2 chilometri da Pitigliano, prima di iniziare a scendere e salire i tornanti che conducono al paese, si svolta a destra seguendo le indicazioni per San Quirico di Sorano e poche decine di metri dopo ancora a destra seguendo le indicazioni per cava di rena. Si segue così una strada secondaria asfaltata, fino a raggiungere l'area di cava. Appena superato l'ingresso alla cava si percorre un tornante che conduce dietro l'area di cava, fuori dal suo perimetro. Sulla sinistra della strada si può lasciare l'auto in corrispondenza di una strada sterrata in discesa. La visita al geosito inizia da qui.

Da Siena:

Si segue la Statale n.2 Cassia per Buonconvento, S. Quirico d'Orcia, si prosegue sempre senza deviazioni fino ad oltrepassare il valico con galleria delle Chiavi tra Radicofani e l'Amiata. Si scende ancora per la stessa strada fino al bivio per Sorano, Piancastagnaio, Castell'Azzara. Si lascia la Cassia deviando a destra per circa 1 km. Oltrepassato il ponte sul fiume Paglia si devia a sinistra per Sorano, poi per Pitigliano e infine per Manciano. Percorsi circa due chilometri di tornanti da Pitigliano si giunge sulla pianeggiante e sollevata zona del Gradone. Si svolta sulla sinistra seguendo le indicazioni per San Quirico di Sorano e poche decine di metri dopo a destra seguendo le indicazioni per cava di rena. Poi si procede come al punto precedente.

A2) DESCRIZIONE DEL GEOSITO;

Il geosito rappresenta una sezione stratigrafica di una porzione particolarmente significativa delle rocce piroclastiche che affiorano in gran parte della maremma etrusca. La sezione affiora alle spalle di una vasta area di cava, non visitabile poichè le operazioni di estrazione di pomici e pozzolane sono in piena attività. D'altra parte gli stessi litotipi sono analizzabili lungo tutto il taglio stradale costituente il geosito, ricavato in una successione di prodotti piroclastici in cui si alternano depositi da flusso e da caduta. La strada sterrata per mezzo della quale si accede al geosito e lo si visita, si sviluppa prima in una breve e ripida discesa, fino a intercettare una stretta e profonda incisione nella quale la successione piroclastica è esposta in una sezione naturale. Oltrepassato il ponte sul torrente la strada risale ed espone prima la successione piroclastica e successivamente un deposito differente, costituito da un litotipo con granulometria inferiore a quella dei depositi sottostanti, sottilmente stratificato in alternanze, bianco sporco, beige, marrone pallido, marrone deciso, marrone scuro. La granulometria fine del litotipo e l'elevato contenuto di gusci di diatomee rinvenuti al suo interno suggeriscono che il deposito rappresenta un accumulo di farina fossile all'interno di un bacino lacustre. La farina fossile si ritrova anche nella prima parte del geosito, ben esposto nella fossetta stradale al lato della strada sterrata che scende verso il ponte (Fig. 1). Le quote alle quali la farina fossile è in contatto con i sottostanti depositi piroclastici sono circa le stesse in entrambi gli affioramenti. Questa evidenza suggerisce una continuità laterale di tali depositi. Localmente certe strutture di origine tettoniche interrompono questa continuità laterale producendo rigetti centimetraci, ben visibili grazie alle bande cromatiche che caratterizzano i depositi stratificati di farina fossile.



Fig. 1

A2)'' INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le rocce che costituiscono il territorio della maremma etrusca appartengono al ciclo magmatico del Distretto vulcanico Vulsino occidentale (Vezzoli et al. 1987; Correntino et al. 1993) ed in particolare alle attività del vulcano di Latera.

Il vulcano si sviluppò circa 400.000 anni fa, in coincidenza del fianco occidentale del preesistente edificio di Bolsena. Dopo un primo periodo di attività sporadica e limitata (prima fase), tra 270.000 e 160.000 anni fa si ebbe la messa in posto di numerose coltri ignimbriche (seconda fase), con la formazione della ciclopica caldera poligenica localizzata sul bordo occidentale della vecchia caldera di Bolsena. L'attività vulcanica esplosiva produsse depositi di pomici di ricaduta, e soprattutto numerosi ed estesi depositi di flusso che raggiunsero la distanza di 25 km.

A2)'' IL GEOSITO

Il geosito è costituito da rocce derivanti dalla prima delle cinque grandi eruzioni riconducibili all'attività esplosiva di Latera; tali eruzioni sono accumulate una sull'altra a formare una coltre di depositi piroclastici di oltre 200 metri. Ad ogni eruzione corrisponde una formazione. I depositi esposti nel geosito appartengono alla formazione di Canino.

La Formazione di Canino è la più antica e la più estesa volumetricamente fra quelle considerate e poggia direttamente sul basamento sedimentario o su rocce derivanti da un precedente ciclo vulcanico. E' costituita da più unità di flusso. La base è costituita da depositi di pomici di ricaduta, cui seguono due depositi cineritici di colore grigio chiaro rosato, con sciami di piccole pomici e litici. Al tetto affiora l'unità di flusso principale, un deposito massivo da coerente a scarsamente coerente con colore variabile dal rosa, al crema, al grigio chiaro. I componenti iuvenili sono pomici da centimetriche a decimetrica disperse nella matrice con gradazione inversa.

Al tetto dei depositi piroclastici legati all'eruzione di Canino si ritrova un deposito sottilmente stratificato di farina fossile compreso tra depositi di tufo (sotto) e depositi di pomici e lapilli accrezionali (sopra). Localmente gli strati sono dislocati da faglie dirette con direzione circa E-W che esibiscono rigetti centimetrici.

A3) COSA RACCONTA IL GEOSITO

Le eruzioni esplosive e le strutture vulcaniche

Nelle eruzioni esplosive, il magma viene espulso dal cratere insieme a grandi quantità di gas. Il gas rimane in soluzione nel fuso magmatico fino al punto di saturazione, oltre il quale quello in eccesso si separa dalla fase liquida, con un processo detto di essoluzione. Più è alta la pressione esterna, maggiori quantità e specie di gas restano in soluzione. Nel suo percorso verso la superficie terrestre, il magma incontra condizioni di pressione esterna sempre più basse che determinano l'essoluzione di crescenti quantità di gas. Il gas essolto forma delle bolle che si spostano verso l'alto e si trovano a condizioni di pressione rapidamente ancora più bassa. Questo favorisce la loro crescita fino alla frammentazione che avviene generalmente all'interno del condotto vulcanico e che provoca un'accelerazione nella risalita della miscela eruttiva.

L'esplosione delle bolle riduce il magma in frammenti di dimensioni molto variabili che vengono scagliati all'esterno con violenza. I frammenti di magma espulsi nel corso delle eruzioni esplosive sono chiamati piroclasti. L'esplosione di grandi quantità di bolle gassose forma sopra il cratere una colonna di gas e piroclasti che si innalza per decine di chilometri. Durante alcune eruzioni esplosive molto violente, il flusso di magma diventa così abbondante da rendere la miscela eruttiva tanto densa da non riuscire a formare un getto ascendente e i piroclasti scivolano, insieme al gas, lungo i fianchi del vulcano. La stessa cosa può succedere se la miscela di gas e piroclasti ha una pressione tanto alta da esplodere, all'uscita dal cratere, in senso radiale e anche nei casi in cui l'esplosione si verifichi dal fianco di un vulcano e non abbia una direzione verticale. La miscela eruttiva che scorre veloce dal vulcano rasentando il terreno prende il nome di flusso piroclastico o di surge a seconda della proporzione tra particelle solide e gas. Nei flussi piroclastici il volume di solidi è sempre maggiore rispetto a quello del gas, mentre nei surge predomina la componente gassosa. Sono questi i fenomeni eruttivi più pericolosi e distruttivi. I depositi piroclastici vengono suddivisi in base ai meccanismi di sedimentazione in depositi da caduta e da flusso.

Principali tipologie di depositi piroclastici

Depositi da caduta.

Sono definiti depositi piroclastici da caduta quelli formati da prodotti vulcanici che sono caduti al suolo per gravità, attraverso l'aria, da una colonna eruttiva sostenuta. I piroclasti cadono dalla nube eruttiva a distanze diverse a seconda delle loro dimensioni e densità e dell'altezza raggiunta nella risalita. In generale, quelli grossolani si accumulano nei dintorni del cratere, i lapilli a distanze intermedie e quelli fini sono trasportati più lontano. La caratteristica principale dei depositi da caduta è quella di ricoprire con strati uniformi il terreno su cui ricadono e di seguirne il profilo come se si trattasse di una nevicata. In determinati livelli della sezione stratigrafica costituente il

geosito l'andamento uniforme dei depositi da caduta è spesso deformato dall'impatto di grossi massi rocciosi (Fig. 2). Questi possono avere diverse origini: grossi litici possono essere identificati in corpi rocciosi di varia natura strappati dall'edificio vulcanico o dalla roccia incassante. Altri massi sono invece chiamati bombe vulcaniche poiché rappresentano blocchi di lava solidificata, con una caratteristica forma rotondeggiante e struttura cipollare (Fig. 3). Indipendentemente dalla loro natura, questi corpi rocciosi sono lanciati dal centro eruttivo durante il corso di eruzioni esplosive e scagliate lontano. Essi seguono traiettorie balistiche, come grossi proiettili o bombe di cannone, e la loro "gittata" dipende da vari fattori: principalmente rappresentati dalla velocità e dall'angolo con cui sono gettati in area; in misura minore anche dalla direzione del vento e dalla densità della nube eruttiva che attraversano. In condizioni favorevoli, grossi massi rocciosi possono percorrere decine di chilometri, oltre 20 nel caso in esame.



Fig. 2



Fig. 3

Depositi da flusso piroclastico.

I flussi piroclastici sono miscele di solidi e fluidi, ad alta densità, paragonabili ad altri tipi di correnti gravitative (come, ad esempio, le frane, le correnti di torbida sottomarine, ecc.) che scorrono al suolo condizionate dalla topografia. I depositi riempiono le depressioni all'interno delle quali il flusso si era incanalato e tendono a livellare la morfologia esistente prima dell'eruzione.

All'interno di queste miscele di solidi e fluidi, quando i solidi sono più addensati, le traiettorie circolari dei gas sono impedito dagli urti ed è più probabile che il gas si muova verticalmente, provocando fluidizzazione. Questo fenomeno è dovuto all'abbondanza di cenere che accresce la densità del flusso e rallenta la liberazione dei gas. Al contrario dei depositi da caduta, dove predomina la selezione granulometrica, quelli dei flussi piroclastici possono contenere insieme granuli di dimensioni molto diverse, dalla cenere fine, ai lapilli e ai blocchi, anche a notevoli distanze dal cratere.

Essendo una corrente densa un flusso piroclastico può trattenere al suo interno notevoli quantità di gas e sedimentarsi con una temperatura ancora relativamente alta. I gas escono dal deposito formando strutture come le fumarole fossili tecnicamente dette *pipes* (fig. 4).



Fig. 4

Depositi da surge.

I surge sono correnti piroclastiche nelle quali la quantità di gas è volumetricamente maggiore rispetto alle particelle solide. Nei surge il movimento dei gas segue traiettorie circolari e provoca turbolenza. La turbolenza è possibile solo quando la concentrazione dei solidi non è molto alta e le particelle trascinate dal gas possono muoversi liberamente senza urtare fra di loro. Quando i solidi sono più addensati la turbolenza diminuisce poiché le traiettorie circolari dei gas sono impedito dagli urti fra le particelle solide. Dalla concentrazione di particelle nel flusso e dal suo grado di turbolenza dipendono le strutture sedimentarie riconosciute nei depositi da surge (Fig. 5) che di solito si succedono lateralmente in tre facies: facies a stratificazione incrociata, facies massiva e facies planare; tipiche rispettivamente di depositi prossimali, intermedi e distali.

Nelle zone prossimali il flusso è altamente turbolento e forma depositi ondulati e sottili, a distanze intermedie, diminuisce la turbolenza e si formano depositi massivi, mentre, con la distanza, gran parte del carico solido è alla base e produce una forte stratificazione del flusso che forma depositi a strati planari.



Fig. 5

Depositi di farina fossile

Questo sito rappresenta inoltre un affioramento significativamente potente, ben accessibile ed esposto di farina fossile; un tipo litologico non comune che per le proprie origini genetiche è sempre associato all'esistenza di estesi affioramenti di rocce vulcaniche notoriamente ricche in silice.

I depositi di farina fossile rappresentano un accumulo dei resti delle diatomee, organismi acquatici con guscio e spicole di natura silicea, che prosperavano in bacini lacustri formati nei momenti di stasi dell'attività vulcanica a seguito di sbarramenti prodotti dai depositi piroclastici di neoformazione. Il livello di farina fossile ha geometria lenticolare ed è compreso tra depositi di tufo (sotto) e depositi di pomici e lapilli accrezionali (sopra).

La farina fossile è un tipo litologico caratterizzato da una granulometria fine, mediamente della taglia del silt; si presenta sottilmente stratificato in alternanze, bianco sporco, beige, marrone pallido, marrone deciso, marrone scuro a causa di un variabile contenuto di sostanza organica..

La farina fossile contiene al proprio interno diversi livelli di arenarie e microconglomerati e numerosi episodi laminati a testimonianza dell'esistenza di sporadici arrivi di materiale clastico a più alta energia portato dagli immissari all'interno del bacino lacustre. Successivamente si è verificata un'attività esplosiva testimoniata dalla presenza di un deposito da surge e dall'accumulo del livello di pomici. Al di sotto della farina fossile è presente una successione spessa poche decine di metri composta dall'alternanza di depositi da surge, depositi da caduta, e flussi piroclastici riconducibili alla prima grande eruzione esplosiva di Latera che ha deposto la formazione di Canino.

Nel punto in cui lo spessore della farina fossile si riduce a zero, riconducibile verosimilmente con la riva del lago nel quale prosperavano le diatomee, è stato rinvenuto un cranio di Mammut. L'esemplare probabilmente è rimasto impantanato sulla riva del lago e vi ha trovato la morte. Dalla parte opposta della cava, ad una distanza di circa 300 metri dal geosito, è stato rinvenuto uno scheletro completo di un cervo datato a 230.000 anni all'interno di un deposito piroclastico collocato all'interno della successione stratigrafica ad una quota paragonabile a quella dove è stato ritrovato il cranio di Mammut.

Neotettonica

Datazione assoluta e relativa

Come è facile immaginare, i ritrovamenti di macrofossili all'interno dei depositi di farina fossile hanno fornito importanti informazioni di carattere paleontologico e paleo-ambientale.

Analisi eseguite sul fossile hanno permesso di datare la morte dell'animale, o meglio di definire con buona precisione una forchetta temporale ristretta nella quale l'animale ha cessato di vivere. Se l'animale si fossilizza là dove muore e il fossile non subisce rimaneggiamenti, datando il fossile contenuto nel sedimento, si data il sedimento stesso. Questo è un criterio molto importante in geologia e quotidianamente utilizzato per datare rocce sedimentarie, o rocce di altra natura (es. depositi piroclastici) contenenti fossili. L'importanza di conoscere l'età di un sedimento non riguarda soltanto la paleontologia e non si esaurisce con la datazione e la ricostruzione di un paleo-ambiente. Conoscere l'età di un corpo roccioso consente di definire un momento certo nella storia geologica scritta su di esso. Gli eventi geologici che coinvolgeranno il corpo roccioso saranno sicuramente successivi alla sua formazione. Questo criterio sta alla base del concetto di datazione relativa. Il geosito offre la possibilità di analizzare un esempio pratico di questo concetto: in fig. 6 un deposito di farina fossile ben datato è intercettato da una faglia, che rappresenta un evento geologico successivo alla sedimentazione della farina fossile.



Fig. 6

Generalità sulle faglie

Una faglia è un piano di movimento relativo fra due masse di roccia. Quando una faglia non è verticale, il blocco che ne sta sopra è detto tetto; mentre il blocco sottostante è detto letto.

L'effetto più evidente che una faglia produce e che definisce la faglia stessa è quindi una dislocazione, la cui entità è tecnicamente chiamata rigetto. Le faglie possono essere suddivise in base alla loro inclinazione e rigetto in tre principali classi che sono:

- faglie normali (il tetto è abbassato rispetto al muro)
- faglie trascorrenti (il movimento tra i due blocchi avviene in modo orizzontale: destro o sinistro)
- faglie inverse (il tetto è alzato rispetto al muro)

Secondo questo criterio la faglia di figura 6 può essere classificata come una faglia diretta.

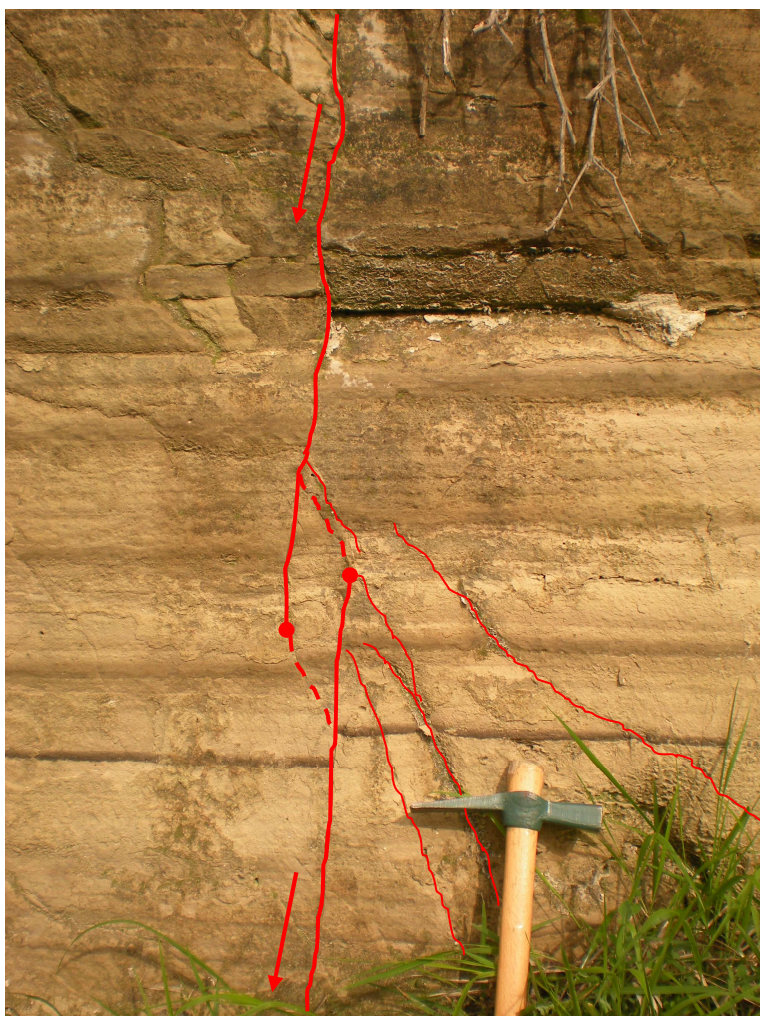


Fig. 7

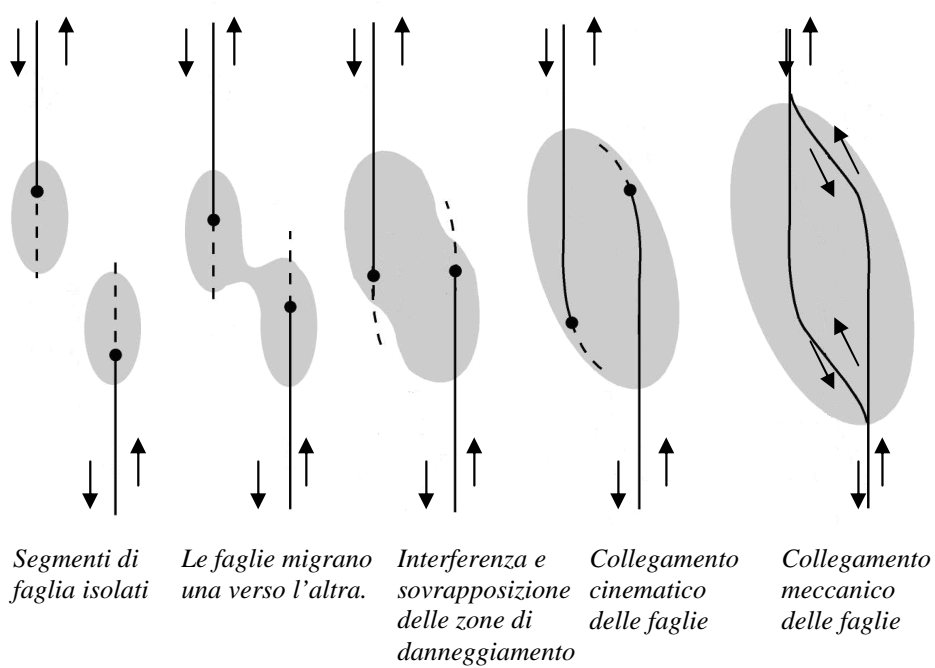


Fig. 8

La faglia di figura 7

In figura 7, dettaglio di figura 6, si riconoscono due piani di faglia principali, uno dall'alto al basso, l'altro dal basso all'alto, che si sovrappongono in una complessa zona di deformazione evidente nella parte centrale della foto. Tale sovrapposizione è il frutto della propagazione di due piani di faglia inizialmente indipendenti che progressivamente coalescono fino a collegarsi in un'unica struttura. Il processo di collegamento complica i rapporti geometrici che le faglie producono con la stratificazione. Durante la coalescenza di due distinte faglie in una struttura complessa si sviluppa una zona di danneggiamento dove la deformazione non è più concentrata esclusivamente lungo i piani principali di faglia, ma si distribuisce nella zona di sovrapposizione delle due strutture, portando alla nucleazione di nuove faglie. Queste nuove strutture assorbono la deformazione ed infine collegano i due segmenti di faglia in un'unica struttura (Fig. 8). Da notare che, nonostante la struttura maggiore sia chiaramente una faglia diretta, nella zona di danneggiamento le strutture di neoformazione possono produrre rigetti inversi. Ulteriori faglie minori e fratture si sviluppano principalmente nel blocco di muro e fanno da corredo al processo di crescita della faglia.

La faglia, così articolata, taglia i depositi di farina fossile datati a circa 200.000 anni e si propaga verso l'alto fino ad intercettare la topografia, modellata in corrispondenza del contatto tra la farina fossile e i sovrastanti depositi di surge. Non è chiaro se la faglia coinvolge il suolo nella deformazione. Purtroppo l'affioramento, nel punto in cui è fagliato, non mostra la prosecuzione verso l'alto della successione stratigrafica, perciò non consente di valutare se i depositi più recenti della farina fossile e del sovrastante surge sigillano la faglia o sono anch'essi fagliati.

Si può pertanto concludere che la faglia si è attivata in un momento compreso fra 200.000 anni fa e il presente. Nella scala dei tempi geologici l'attività di questa struttura è da considerare estremamente recente, di conseguenza potrebbe essere classificata come una faglia potenzialmente attiva, cioè potenzialmente responsabile di terremoti avvenuti in epoca storica o che potrebbero eventualmente avvenire. Il nesso tra faglie e terremoti deriva dalla natura stessa delle faglie: esse sono una risposta di tipo fragile ad uno stress che opera sulla crosta terrestre. Lungo le faglie si accumula la maggior parte dell'energia elastica che viene poi rilasciata istantaneamente attraverso terremoti, per questo motivo le faglie sono spesso sismo-genetiche.

B) DESCRIZIONE DEL RISCHIO DI DEGRADO;

C'è il rischio che le recinzioni di alcune proprietà private modifichino o interrompano le vie di accesso ai geositi segnalate nelle rispettive schede: occorre vigilare su questa eventualità ed operare affinché non si verifichi.

Nello specifico, per quanto riguarda il sito in questione, si rende necessaria il taglio oculato di alcuni alberi e la pulizia del bosco adiacente alle sezioni stradali: il taglio degli arbusti, delle essenze erbacee e dei rovi che impediscono parzialmente la vista del geosito.

Il rischio di degrado è inoltre strettamente connesso con il grado di educazione dei fruitori del bene geologico

C) DESCRIZIONE DEL GRADO DI INTERESSE;

D) RIFERIMENTI DOCUMENTALI BIBLIOGRAFICI;

E) INDIRIZZI PER LA TUTELA E LA VALORIZZAZIONE

In generale si potranno applicare le norme generali di cui all'art.10, comma 13 "Acqua e suolo", come integrata dalla scheda n.5, del Piano Territoriale di Coordinamento della Provincia di Grosseto. Nello specifico si ritiene necessario promuovere iniziative per la conservazione attiva

del sito come indicate nel punto M1 della scheda ISPRA e/o nel paragrafo B) “descrizione del rischio di degrado” della scheda word associata.

La fruizione dei geositi, in termini di accesso fisico e di accesso alla conoscenza, rappresenta la condizione essenziale affinché si realizzi una concreta valorizzazione del patrimonio geologico del territorio. Di conseguenza si ritiene di primaria importanza valorizzare o eventualmente potenziare la sentieristica per mezzo della quale si accede ai geositi, dotando i percorsi di una segnaletica geografica e geologica adeguata e, se necessario, mettendo in sicurezza vie di accesso attualmente non praticabili.

F) EVENTUALI COMMENTI E ANNOTAZIONI AGGIUNTIVE.