PARCO GEOLOGICO DELLA
VALNERINA

CONSORZIO B.I.M. "NERA E VELINO"
CASCIA

GEOSITI IN VALNERINA

le Rocce, le Faglie, le Forme

Programma Attuativo Regionale
Fondo per lo Sviluppo e la Coesione
FSC 2007 2013 Umbria

Dipartimento per lo Sviluppo e la Coesione Economica
ex art.10 legge n.125/2013

Regione Umbria

LEGENDA

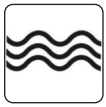
TEMATICA PREVALENTE

STRATIGRAFIA

TETTONICA

SEDIMENTOLOGIA

GEOMORFOLOGIA


IDROGEOLOGIA

ATTIVITÀ MINERARIA

ETÀ DEL PROCESSO CHE HA GENERATO IL SITO:

PRE-OROGENESI (200-13 Ma)
SIN-OROGENESI (13-5 Ma)
POST-OROGENESI (< 5 Ma)
ATTUALE (ancora attivo)

SITO PANORAMICO

- ALTO
- MEDIO
- BASSO

VALORE SCENICO

- ALTO
- MEDIO
- BASSO

LOCALIZZAZIONE:

Coordinate geografiche WGS84
quota min ▼ quota max ▲
IGM: cartografia nazionale alla scala 1:25.000
CTR: cartografia regionale alla scala 1:10.000

MODALITÀ DI ACCESSO

- FACILE
- MEDIA DIFFICOLTÀ
- DIFFICILE

A PIEDI

- FACILE
- MEDIA DIFFICOLTÀ
- DIFFICILE

IN BICICLETTA

- FACILE
- MEDIA DIFFICOLTÀ
- DIFFICILE

A CAVALLO

- FACILE
- MEDIA DIFFICOLTÀ
- NON CONSENTITO

IN AUTO/FUORISTRADA

- OTTIMALE
- NORMALE
- SCONSIGLIATO

PRIMAVERA

- OTTIMALE
- NORMALE
- SCONSIGLIATO

ESTATE

- OTTIMALE
- NORMALE
- SCONSIGLIATO

AUTUNNO

- OTTIMALE
- NORMALE
- SCONSIGLIATO

INVERNO

In copertina: piega in Maiolica lungo la valle del F. Corno.

Testi: F. Pazzaglia e M. E. Mazzella (Int.Geo.Mod. Srl), M. R. Barchi (Università degli Studi di Perugia)
Immagini: F. Pazzaglia e G. Lena (Int.Geo.Mod. Srl), D. Provani, A. Brobia
Foto: Philms, F. Pazzaglia, G. Lena, D. Provani, T. Tesei
Mappe (elaborazione con software open-source QGis): F. Pazzaglia

Impaginazione & Stampa: Nuova Eliografica s.n.c. - Spoleto

È stata una intuizione felice quella di istituire il Parco Geologico della Valnerina, gli strumenti e i materiali forniti potranno accompagnare il viaggiatore in uno dei luoghi più belli e meglio conservati dell'Umbria. Perdersi tra i sentieri, le gole o risalire le creste dei monti è come addentrarsi tra i meandri di un archivio, dove le pergamene, i manoscritti, gli incunaboli sono le rocce e le forme che esse assumono, archetipo di ogni geografia compresa quella dell'uomo.
Ma il parco non è un museo, è senza porte, senza orari, e la geografia che descrive ad ogni passo è viva e in continua trasformazione. E allora, percorrere il parco è farsi artigiano del viaggio con il paesaggio che resta protagonista e segna l'andare e il ritorno come in una metamorfosi esistenziale: camminare diventerà così documentare per sé e per gli altri. Se infatti il viaggiatore non avrà fretta, di sera potrà ricomporre l'alfabeto di creste, gole, faglie e balze nel racconto della formazione e trasformazione di questo territorio il cui fragile equilibrio è tenuto insieme, ancora, dall'uomo che lo abita. E la geografia che ha aiutato a capire aiuterà a conservare.
Pertanto questo lavoro rappresenta un tassello, o meglio un sasso squadrato e lavorato che i curatori con amore e competenza mettono a disposizione di quanti vogliano costruire un luogo di conoscenza, conoscenza che non può esserci senza condivisione. Anche in questo senso il parco non ha porte: ognuno potrà tornarci e ripercorrerlo infinite volte, almeno nella fantasia.

EGILDO SPADA
Presidente del Bacino Imbrifero
Nera e Velino di Cascia

In questa breve guida sono descritte 18 località della Valnerina, che abbiamo ritenuto particolarmente significative e adatte a comprendere i fenomeni e i processi geologici di questo territorio. In questo senso, essi possono essere definiti "geositi" o siti geologici di interesse turistico. Nei limiti dello spazio concesso a questo opuscolo, abbiamo tentato di descrivere la geologia nel modo più semplice e al tempo stesso corretto, evitando per quanto possibile il gergo tecnico-scientifico, sperando così di essere utili agli appassionati, agli studenti, ai "geoturisti", insomma.
A tutti costoro dobbiamo però almeno due avvertenze, forse banali, ma necessarie. In primo luogo, la scelta selettiva dei geositi non deve trarre in inganno coloro che veramente vorranno esplorare la geologia di questo territorio: sarebbe infatti sbagliato percorrere rapidamente sentieri e itinerari, con il solo obiettivo di raggiungere il "geosito", l'attrazione. Al contrario, la vera comprensione richiede una osservazione continua del paesaggio che ci circonda e dei sassi che calpestiamo: ognuno di essi ha una lunga storia da raccontare.
La seconda avvertenza è che il paesaggio geologico non esiste da solo, e che conviene dedicare la giusta attenzione anche agli altri aspetti, naturali ed antropici, che compongono la sobria meraviglia di questo territorio e lo rendono un'occasione unica di divertimento e di crescita culturale. Gli alberi crescono sulle rocce e contribuiscono alla loro stabilità e alla loro distruzione. E anche i paesi e i luoghi santi di questi monti sembrano spesso una continuazione delle rupi su cui sono edificate. In ogni luogo troviamo le tracce della faticosa coesistenza tra uomo e natura, l'ultimo breve segmento di una storia molto più lunga, che le rocce sanno raccontarci.

MASSIMILIANO R. BARCHI
Professore Ordinario dell'Università di Perugia
(Dipartimento di Fisica e Geologia)

1 GRABEN DELLA VALCASANA

(Scheggino - Sant'Anatolia di Narco)

Post-Orogenesi

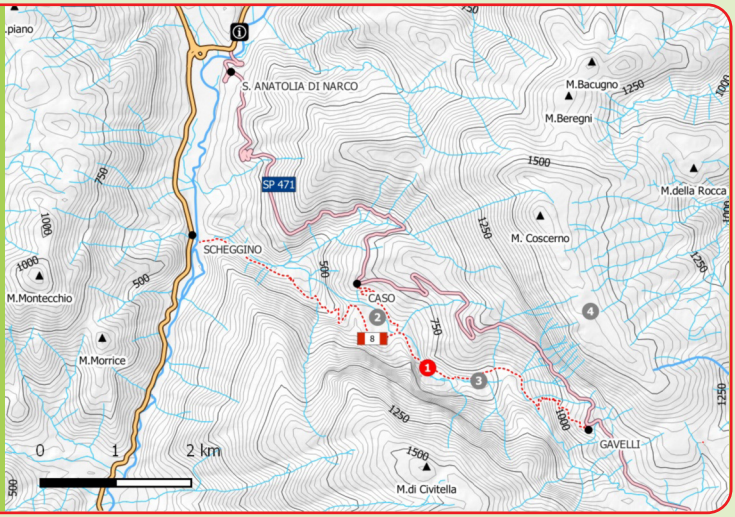
Latitudine 42°41'52" N, Longitudine 12°52'07" E

300 ▼ 1130 ▲

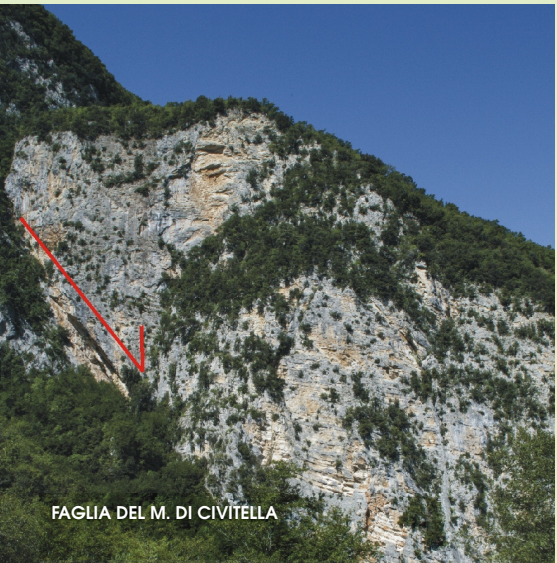
IGM Serie 25: 336 I, 336 II

CTR 336070, 336110

La Valcasana è percorribile per circa 8 km, da Scheggino fino a Gavelli tramite il sentiero CAI n.8 "Strada delle Ferriere" (dislivello di circa 850 m). Percorrendo la SP 471, che collega Sant'Anatolia di Narco a Gavelli, è possibile scendere al Pian delle Melette da Caso e risalire la media Valcasana, che rappresenta la parte più significativa dell'itinerario.



La Valcasana è una stretta e profonda depressione, larga appena 1,5 km e allungata per circa 11 km in direzione NO-SE, che interrompe con grande evidenza la continuità longitudinale della dorsale del M. Coscerno - M. di Civitella. La valle è un *Graben* (fossa tettonica) formatosi nel Pleistocene (circa 2 milioni di anni fa), grazie all'azione di sistemi di *faglie dirette* che hanno fatto sprofondare la parte centrale della dorsale.


FAGLIA DEL M. DI CIVITELLA

La corrispondenza fra struttura e morfologia è particolarmente evidente. Il dislivello di circa 1000 m tra le vette del M. Coscerno (1684 m) e del M. di Civitella (1565 m) e il fondo del piccolo bacino del Pian delle Melette (579 m) corrisponde quasi perfettamente allo spostamento (rigetto) verticale massimo dovuto alle faglie dirette che bordano la valle. La Valcasana presenta una grande varietà di fenomeni di frana. Tra le forme di dissesto più evidenti: scarpate in degradazione, frane da crollo, scivolamenti, colate rapide di detrito (*debris flow*; geosito 3), frane complesse per crollo e scivolamento, deformazioni lente di versante per gravità (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante - DGPV; geosito 4). Di particolare interesse sono anche le relazioni tra i dissesti e le strutture tettoniche dell'area, come nel caso della gigantesca frana che ha generato il Pian delle Melette (geosito 2).

Di particolare interesse storico-artistico sono le chiese della Madonna delle Grazie a Caso e di San Michele Arcangelo a Gavelli, con affreschi cinquecenteschi attribuiti alla scuola pittorica spoletina ed a quella di Giovanni Spagna.

2 PIAN DELLE MELETTE

(Sant'Anatolia di Narco)

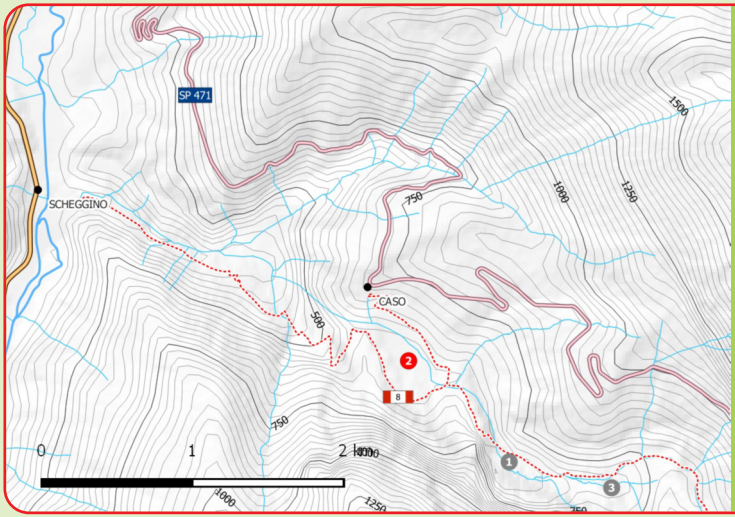
Post-Orogenesi

Latitudine 42°42'13" N, Longitudine 12°51'37" E

579 ▲

IGM Serie 25: 336 I, 336 II

CTR 336070, 336110



Il Pian delle Melette è raggiungibile da Caso (lungo la SP 471) con una facile escursione su strada sterrata (lunghezza 1,2 km, dislivello 85 m in discesa). Sul bordo meridionale della spianata corre il sentiero CAI n.8 "Strada delle Ferriere", che permette di raggiungere il corpo di frana che ha generato il piano.

Affacciandosi dal paese di Caso sulla sottostante Valcasana, è possibile osservare in panorama un'area pianeggiante di circa 12 ettari (il Pian delle Melette, 579 m s.l.m.), sovrastata dal ripido versante delle "Muraglie" del M. di Civitella (1565 m).

Il Pian delle Melette si è formato grazie al riempimento di un lago di sbarramento. Da Caso è ben evidente, subito a valle del piano, la presenza di un'altura tondeggiante, che rappresenta un corpo di frana costituito da almeno 3 milioni di metri cubi di massi di *calcare*, di dimensioni che possono arrivare anche a qualche metro cubo. La frana si distaccò, probabilmente qualche decina di migliaia di anni fa (Pleistocene superiore), da un'area intensamente fratturata del versante occidentale del M. di Civitella. Ciò causò lo sbarramento del Fosso di Gavelli e la formazione di un piccolo lago intramontano.

Il sito ha anche un notevole interesse naturalistico e botanico ed è stato sfruttato nel tempo dagli abitanti di Caso, per colture agrarie (vigneti, meli, mandorli, fieno e foraggi).

3 DEBRIS FLOW GAVELLI

(Sant'Anatolia di Narco)

Attuale

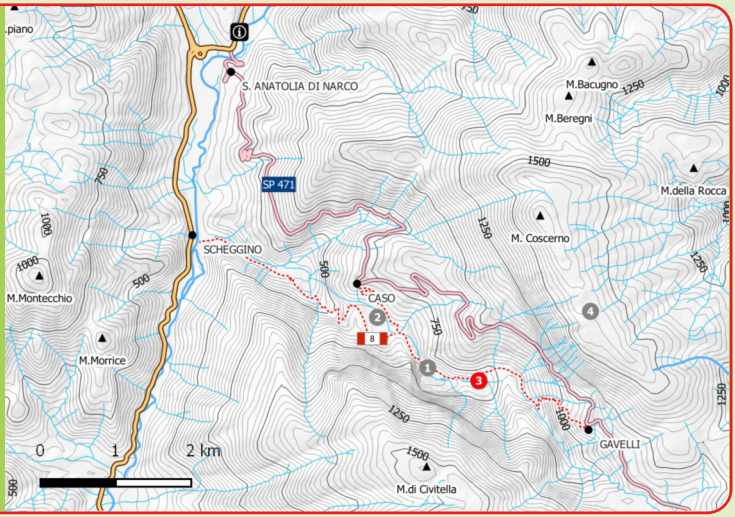
Latitudine 42°41'50" N, Longitudine 12°52'40" E

690 ▼ 1540 ▲

IGM Serie 25: 336 II

CTR 336110

Il sito è raggiungibile da Pian delle Melette, percorrendo in direzione Gavelli un tratto di circa 1,8 km del sentiero n. 8 del CAI. Il dislivello in salita è di circa 120 m, mentre quello in discesa è di circa 20 m.



Nella notte del 18 Aprile del 1999, a seguito di intense precipitazioni, una enorme quantità di materiale detritico, mista ad acqua, si staccò improvvisamente dal versante NE del M. di Civitella, riversandosi in pochi minuti sul fondo della Valcasana (fenomeno di *debris flow*).

Le rocce *marnose* delle Marne a Fucoidi hanno svolto un ruolo importante per la localizzazione del dissesto. Esse hanno agito come livello impermeabile rispetto alle rocce più *calcaree*, favorendo la formazione di un'incisione che, successivamente, è stata usata come via preferenziale per l'innesco del debris flow. Lungo di essa il debris flow ha trasportato la copertura detritica instabile, depositandola in fondo alla valle. Tale fenomeno è un esempio recente e rappresentativo dei processi che caratterizzano, oggi come in passato, l'intera Valcasana. La parte del geosito raggiungibile dal sentiero è rappresentata dal deposito sul fondo valle, dove sono ben visibili i segni di spianamento meccanico del terreno.

4 CRESTA RADDOPPIATA DEL M. COSCERNO

(Sant'Anatolia di Narco - Poggiodomo)

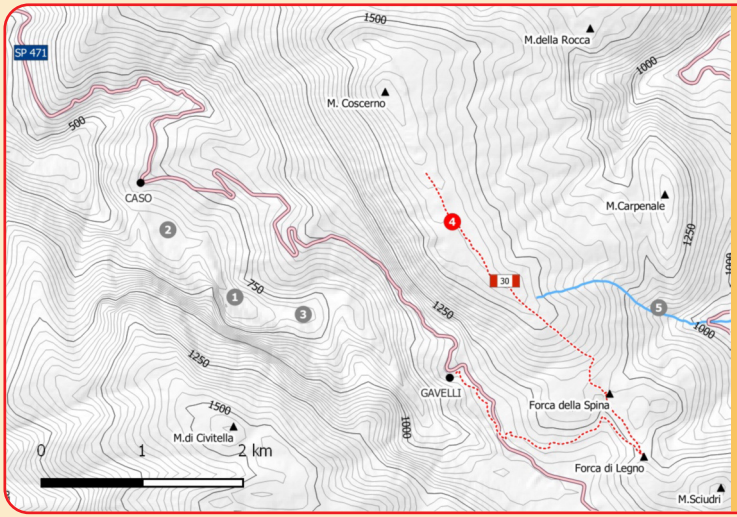
Post-Orogenesi

Latitudine 42°42'18" N, Longitudine 12°53'41" E

1550 ▼ 1630 ▲

IGM Serie 25: 336 I, 336 II

CTR 336070, 336110

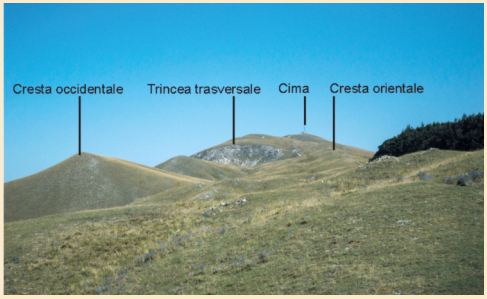


Da Gavelli percorrere la carrareccia che corre in falsopiano parallelamente alla SP471 e passa per il cimitero del paese, fino ad incrociare dopo circa 850 m la strada provinciale stessa. Attraversare questa e proseguire sul lato opposto lungo una carrareccia per circa 2 km, con un ultimo tratto boscato, fino al bivio di Forca di Legno (1236 m). Qui girare a sinistra e percorrere il sentiero che, dopo circa 800 m in lieve salita in un ambiente prima boscoso e poi di nuovo prativo, porta alla Forca della Spina (1274 m). Attraversata la recinzione, è possibile rifornirsi d'acqua (fonte con abbeveratoi), raggiungere il sentiero n. 30 del CAI e salire per circa 4 km (con un dislivello di 350 m) fino alla trincea trasversale presente nel settore settentrionale della cresta del Coscerno. La salita è abbastanza faticosa per il dislivello, il terreno roccioso e il forte assolamento.

La cresta del M. Coscerno presenta nel settore settentrionale un'evidente trincea trasversale alta circa 30 m, a SE della quale essa si divide, per un tratto di circa 1 km, in due crinali distinti. Quello orientale prosegue verso SE lungo la direzione generale del M. Coscerno, mentre quello occidentale, a quote più elevate, continua inarcato verso sud. Tra le due creste è presente un'area ribassata, larga fino a circa 300 m e profonda al massimo 30 m, dove si notano alcune *doline* a ciotola, con temporanei ristagni di acqua.

Il raddoppio della cresta, insieme alla trincea trasversale e all'inarcamento del versante sud-occidentale del M. Coscerno, sono espressione morfologica di una DGPV (Deformazione Gravitativa Profonda di Versante). Questa è un fenomeno di deformazione lenta e progressiva del versante, che, sotto l'azione della gravità, si comporta come un mezzo visco-plastico (creep), ruotando e spostandosi lentamente verso valle. Nel caso del M. Coscerno, il movimento interessa l'intero versante sud-orientale, coinvolgendo un volume roccioso di quasi 500 milioni di metri cubi.

Nell'area del M. Coscerno sono presenti i principali fattori predisponenti a una DGPV: elevati valori dell'energia del rilievo (differenza tra le quote massime e minime) ed elevata pendenza del versante; configurazione geometrica concavo-convessa del profilo radiale del versante; mancanza di sostegno laterale e al piede; presenza di materiale prevalentemente competente; presenza alla base di un corso d'acqua in erosione.

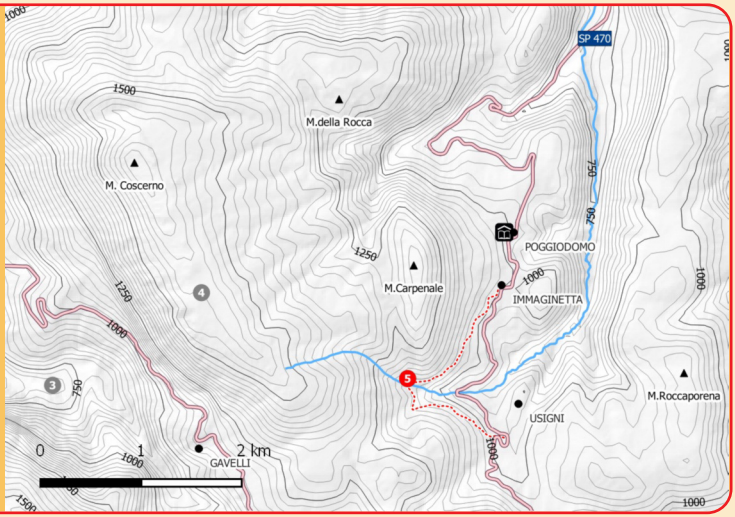


5 SOVRASCORRIMENTO DI FONTE DI COLLE DI MEZZO
(Poggiodomo)

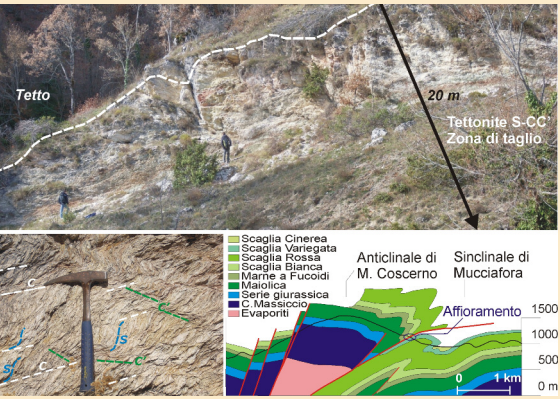
Sin-Orogenesi

Latitudine 42°41'52" N, Longitudine 12°55'12" E
1090 ▲
IGM Serie 25: 336 II
CTR 336120

Sono possibili due accessi al sito, entrambi posti lungo la SP 470 (strada che collega Borgo Cerreto a Monteleone di Spoleto). Dal primo accesso, presso una piccola edicola in località Immaginetta (Poggiodomo), si percorrono circa 1,5 km su strada sterrata con dislivello in salita di 100 m. Dal secondo accesso, presso Usigni, si percorrono 1,3 km su strada sterrata con dislivello in salita di 120 m.



Presso la Fonte di Colle di Mezzo è possibile osservare una fascia di rocce molto deformate, spessa circa 20 m, sviluppatasi all'interno delle formazioni *marnose* e quindi poco competenti (rigide) della Scaglia Cinerea e Variegata. I nomi di queste formazioni sono legati alle loro colorazioni: infatti la Scaglia Variegata presenta rocce di colore bianco, verdastro e rossastro, mentre la Scaglia Cinerea è prevalentemente color cenere.

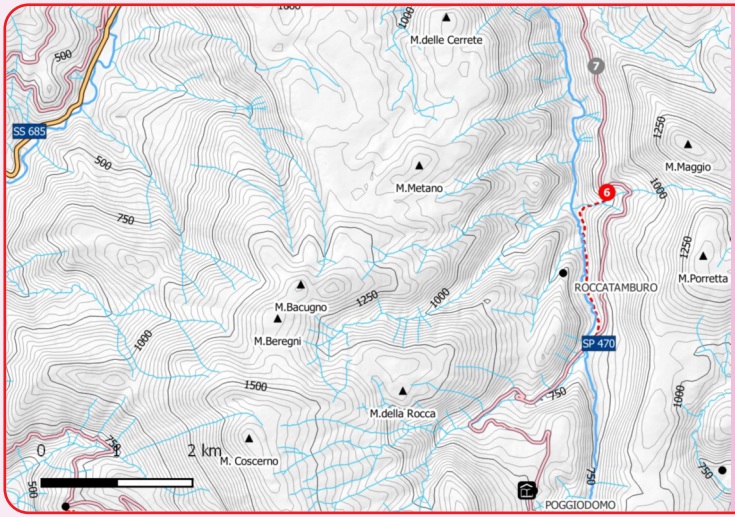


La zona deformata (*zona di taglio*) è caratterizzata da rocce di *faglia*, che presentano una struttura peculiare (tettoniti S/C), comprendendo forme sigmoidali (a S) di calcite (carbonato di calcio riprecipitato dopo la sua dissoluzione) disposte su più livelli sovrapposti, separati da superfici di taglio (dette C) parallele tra loro. Questa struttura è legata ad una *faglia inversa* a basso angolo (*sovrascorrimento* del M. Coscerno) di importanza regionale, che si segue per circa 25 km. Il sovrascorrimento ha portato gli strati rocciosi *calcarei* più antichi (Scaglia Bianca e Scaglia Rossa) del fianco orientale dell'*anticlinale* (piega convessa verso l'alto) del M. Coscerno sugli strati marnosi più recenti (Scaglia Variegata e Scaglia Cinerea) del fianco occidentale della *sinclinale* (piega concava verso l'alto) di Mucciafora.
Il movimento del sovrascorrimento è avvenuto circa 6 milioni di anni fa (alla fine del Miocene) da ovest verso est; quindi, se ci poniamo di fronte alla parete, gli strati di Scaglia Bianca e Scaglia Rossa si sono mossi verso di noi. Le tettoniti S/C sono, perciò, meglio riconoscibili nelle rientranze della parete che presentano una direzione est-ovest parallela al movimento del sovrascorrimento.

6 GOLA MADONNA DELLA STELLA
(Cerreto di Spoleto - Poggiodomo)

Post-Orogenesi

Latitudine 42°44'48" N, Longitudine 12°56'35" E
700 ▲
IGM Serie 25: 336 I
CTR 336080



Lungo la SP470, procedendo da Poggiodomo verso Borgo Cerreto, dopo circa 5 km prendere sulla sinistra la carrareccia per Roccatamburo e l'eremo della Madonna della Stella. Percorrere la strada che costeggia il torrente Tissino per circa 1,8 km e poi piegare a destra risalendo la stretta valle del torrente Tema, fino ad arrivare dopo meno di 500 metri alle gole scavate dal torrente tra il M. Porretta e il M. Maggio.

Il sito si trova nella valle del torrente Tema, un tributario in destra idrografica del torrente Tissino, dove la valle si restringe, a formare delle strette gole tra le ripide pareti rocciose dei calcari della Maiolica. Qui è presente un suggestivo eremo rupestre, che simboleggia efficacemente la continuità, così caratteristica di questi luoghi, tra paesaggio naturale e presenza antropica. Gli strati sono debolmente inclinati (meno di 20°) e sono interessati da numerose faglie dirette. Poco a monte dell'eremo, il Tema forma una piccola cascata, probabilmente in corrispondenza di una *faglia diretta*, inclinata verso SO. Nel Medioevo, il luogo fu scelto, per il suo isolamento e il suo silenzio, da alcuni eremiti che vi costruirono il romitorio, scavandolo per lo più nella roccia. L'eremo è armoniosamente integrato nelle pareti rocciose, essendo costruito, dove non è scavato in esse, con gli stessi calcari bianchi. Esso fu stabilmente occupato fino alla metà del '400; poi se ne perse memoria, finché nel 1833 due pastorelli videro tra i rovi l'affresco quattrocentesco della Madonna in trono con la veste con motivo stellato, che si trovava nella chiesa dell'eremo (S. Croce). Da allora l'eremo divenne un luogo di culto mariano e prese il nome di Madonna della Stella. Un pregevole restauro della struttura è stato da poco portato a termine.

7 FAGLIA DI ROCCHETTA

(Cerreto di Spoleto)

Pre-Orogenesi
Sin-Orogenesi
Post-Orogenesi

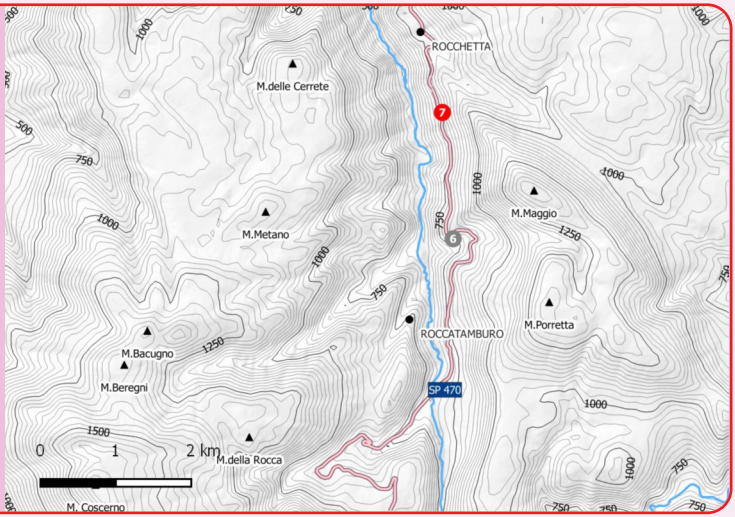
Latitudine 42°45'42" N, Longitudine 12°56'27" E

750 ▲

IGM Serie 25: 336 I

CTR 336070, 336040

Il sito si trova nel versante nord-occidentale del M. Maggio lungo la SP470 di Poggiodomo, che collega questa località a Borgo Cerreto, al km 23.



L'affioramento è costituito da una parete lunga più di 40 m ed alta almeno 20 m, che coincide sostanzialmente con un piano di *faglia diretta*. In ottime condizioni di esposizione, sono visibili i calcari della formazione del Calcare Massiccio, il cui colore bianco è apprezzabile nella parte basale della parete, che è stata recentemente liberata dalla vegetazione, che l'ha preservata dall'alterazione.

Nella parete alta della rupe, affiorano gli strati della *successione condensata* di *alto strutturale* (formazione del Bugarone). La faglia di Rocchetta presenta un piano ben levigato (liscione di faglia), con inclinazione compresa fra i 70° e gli 85°: i processi di scivolamento lungo la struttura hanno portato alla formazione di strie di spessore millimetrico e solchi (groove) di spessore variabile, da 2 cm a 40 cm.

L'andamento delle strie e dei solchi mette in evidenza lo scivolamento obliquo (verso il basso e verso destra) del blocco di tetto della faglia. Questo movimento è avvenuto in tempi recenti, durante la *fase tettonica estensionale* iniziata nel Pleistocene e tuttora in atto. Tuttavia i geologi ritengono che la faglia abbia riattivato una struttura pre-esistente, attiva nel Giurassico, che metteva in contatto un'area bacinale con un rilievo sottomarino (alto strutturale).

Nella parte destra della parete è presente un lembo di un *sovrascorrimento* miocenico (legato quindi alla *fase tettonica compressiva* che ha generato la catena appenninica), successivamente dislocato dalla faglia diretta.

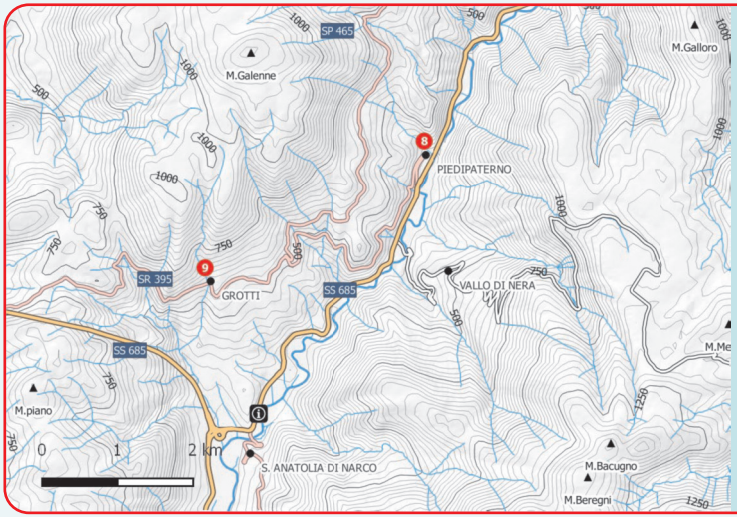
8-9 DEBRIS FLOW DI PIEDIPATERNO
DEBRIS FLOW DI GROTTI
(Vallo di Nera - Sant'Anatolia di Narco)

Attuale

PIEDIPATERNO
Latitudine 42°46'13" N,
Longitudine 12°51'45" E
357 ▲

GROTTI
Latitudine 42°45'16" N,
Longitudine 12°49'39" E
550 ▼ 700 ▲

IGM Serie 25: 366 I CTR 336070, 336020, 336030



I siti sono raggiungibili percorrendo la SS209. Occorre svoltare in corrispondenza del bivio per Piedipaterno, Grotti e Meggiano e prendere la SR395 del Passo di Cerro. Per il sito di Piedipaterno ci si ferma dopo meno di 500 m in corrispondenza dell'abitato, mentre per il sito di Grotti occorre girare a destra dopo circa 5,2 km e dirigersi verso il paese. Fermarsi dopo 200 m, in corrispondenza di uno slargo a fianco della chiesa di S. Pietro.

Lungo i versanti del M. Galenne, in prossimità dei paesi di Grotti e Piedipaterno, nel 1945 e nel 1965 si sono verificati importanti eventi di colamento rapido di detrito (debris flow), i cui effetti sono ancora in parte visibili nel paesaggio. Entrambi i paesi sorgono su delle *conoidi alluvionali*, che si sono formate allo sbocco di un torrente.

GEOSITO N. 8 – DEBRIS-FLOW DI PIEDIPATERNO

Il 6 settembre 1945 una forte pioggia innescò, lungo il torrente Lagarelle, un rapido movimento di detriti; una prima onda di piena arrivò nel paese, trascinando grandi blocchi rocciosi. La miscela di acqua e sedimenti attraversò l'abitato e raggiunse il fiume Nera, seguita rapidamente da altre quattro ondate. L'accumulo di sedimenti ostruì la sezione del Fiume Nera, all'altezza del ponte che collega le due sponde. L'acqua allagò prima la zona a monte dello sbarramento e poi, dopo che il fiume ebbe eroso il corpo detritico, si propagò nella zona a valle, danneggiando gravemente la campagna e le infrastrutture. Un secondo importante evento si verificò nella stessa zona il 2 settembre 1965: in questo caso la maggior parte dei blocchi rocciosi, trasportati dal debris flow, si arrestò in corrispondenza del paese, danneggiando strutturalmente molti edifici.

GEOSITO N. 9 - DEBRIS-FLOW DI GROTTI

Nel settembre del 1965, dopo un forte temporale, da zone in forte erosione, presenti a circa 700 m di quota lungo il torrente Baroncelli, si originarono numerose frane superficiali, che evolutesi rapidamente in un debris flow si incanalarono lungo l'impluvio. I detriti raggiunsero l'abitato di Grotti, distruggendo e sommergendo parzialmente le case. Dopo l'evento, a monte del paese vennero costruite nove briglie di controllo in calcestruzzo, in parte ancora visibili dal punto di sosta consigliato. Anche se dopo il 1965 non sono stati registrati altri eventi catastrofici di debris flow, foto aeree del 1977 mostrano le briglie piene di detriti, segno evidente della continua attività di erosione, attiva lungo i versanti.

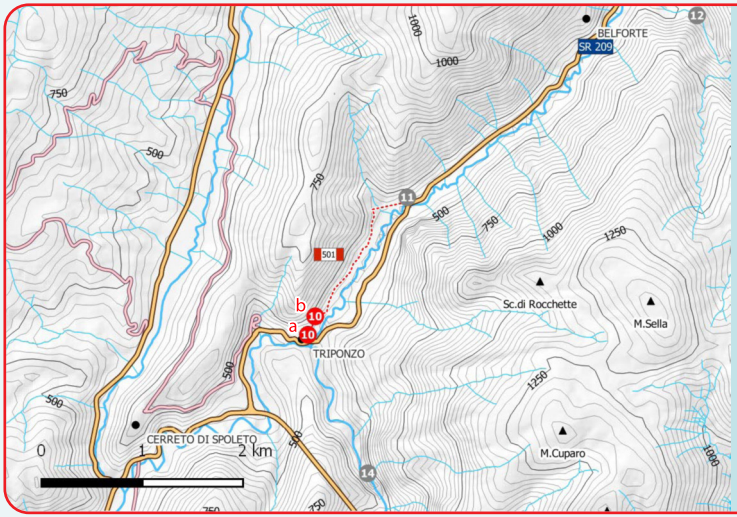
10 TRAVERTINO DI TRIPONZO E GROTTA DEL LAGO

(Cerreto di Spoleto)

Pre-Orogenesi

TRIPONZO a
Latitudine 42°49'40" N,
Longitudine 12°56'15" E
430 ▲
IGM Serie 25: 324 II

GROTTA DEL LAGO b
Latitudine 42°49'46" N,
Longitudine 12°56'18" E
430 ▲
CTR 324160



Triponzo si trova lungo la SS209 Valnerina tra il km 48 e il km 49. La Grotta del Lago è raggiungibile percorrendo il sentiero che porta da Triponzo a Bagni di Triponzo (Sentiero Benedettino 501 e Sentiero 9A della Greenway del Nera). Tratti del sentiero sono parzialmente esposti. Si consiglia di indossare scarpe adatte e prestare attenzione se il fondo è bagnato.

TRAVERTINO DI TRIPONZO

Triponzo sorge su un banco di travertino, presente su entrambi i lati della valle nel punto di confluenza tra i fiumi Corno e Nera. Il travertino si è formato in due fasi distinte. I depositi più antichi (Pleistocene superiore), che raggiungono quote più alte rispetto a quella del paese, si sono formati per precipitazione di carbonato di calcio su piante acquatiche e ripariali, le quali, in seguito a disfacimento post-mortem hanno conferito porosità ai travertini (t. fitoermali). Una fase più recente (Olocene), alla base della rupe di Triponzo, è costituita da ghiaie, sabbie calcaree e frammenti di piante ricoperte da carbonato di calcio (t. fitoclastici), alternate a banchi di t. fitoermali.

GROTTA DEL LAGO

La Grotta del Lago si è formata all'interno di rocce calcaree giurassiche, in seguito a fenomeni carsici impostatisi lungo una *faglia diretta*. Attualmente presenta due ingressi principali: uno ubicato a livello del sentiero; l'altro circa 7 m più su rispetto al primo. Il livello del lago, formatosi a monte di uno sbarramento di travertino, si innalzò nel tempo, finché la grotta venne riempita da sedimenti prevalentemente argillosi circa 4000 anni fa. Successivamente, i fiumi iniziarono ad intagliare i loro letti nei sedimenti olocenici fino a raggiungere il presente livello, circa 50 metri più in basso.

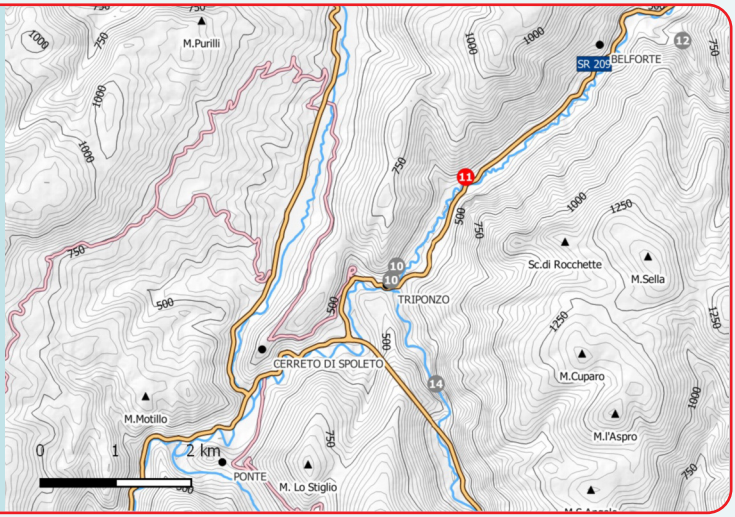
Nei pressi della grotta sono presenti spettacolari concrezioni carbonatiche sul substrato roccioso, che si sono formate nell'Olocene. Scavi archeologici nella grotta hanno permesso di rinvenire all'interno dello strato basale due scheletri umani con corredi funerari di età neolitica.

11 SORGENTI DI TRIPONZO
(Cerreto di Spoleto)

Attuale

Latitudine 42°50’25” N, Longitudine 12°56’57” E
392 ▲
IGM Serie 25: 324 II
CTR 321160

Lungo la SS209 a circa 2 km da Triponzo in direzione Visso è presente lo stabilimento termale in fase di ristrutturazione (apertura prevista nella primavera del 2016). All’altezza del ponte stradale, dalla parte opposta della strada, scendendo per un viottolo è possibile avvicinarsi e toccare l’acqua calda che esce da una galleria drenante.



Le sorgenti naturali “Bagni di Triponzo”, sono localizzate lungo un fronte di circa 500 m in destra idrografica del fiume Nera, in corrispondenza di un sistema di *faglie dirette* che offrono una via di risalita preferenziale alle acque calde (70 °C) presenti in profondità nelle *formazioni* triassiche ricche in *evaporiti*. Risalendo all’interno del Calcare Massiccio, le acque solfatiche si riequilibrano a temperature di circa 30°- 40°C e si miscelano alle acque fredde bicarbonato alcalino-terrose circolanti nei massicci carbonatici ed emergenti nell’alveo del fiume Nera. Le caratteristiche chimico-fisiche delle acque termali di Triponzo sono legate agli effetti dell’attività tettonica; infatti, durante la crisi sismica di Umbria e Marche, sono state registrate notevoli diminuzioni di temperatura (circa 20°C) e di portata (attorno al 70%) e variazioni del chimismo.
Al fine di sfruttare la risorsa idrotermale (nota probabilmente fin dall’epoca romana), fu costruito nel 1887 un complesso termale in destra idrografica del fiume Nera, tra il fondovalle e la base del Colle di Fergino. Le Terme vennero utilizzate fino a metà del ‘900, poi andarono in disuso e ora sono in fase di profonda ristrutturazione. Negli anni passati sono state realizzate opere di captazione, costituite da una galleria drenante scavata sul versante destro del Nera all’altezza del ponte stradale, che porta le acque termali a confluire con il Fiume Nera attraverso una tubazione. Più recentemente, al fine di aumentare le portate per la realizzazione di una moderna struttura termale, è stato perforato un pozzo della profondità di circa 50 m.

12 CASCATE DE "LU CUGNUNTU"

(Preci)

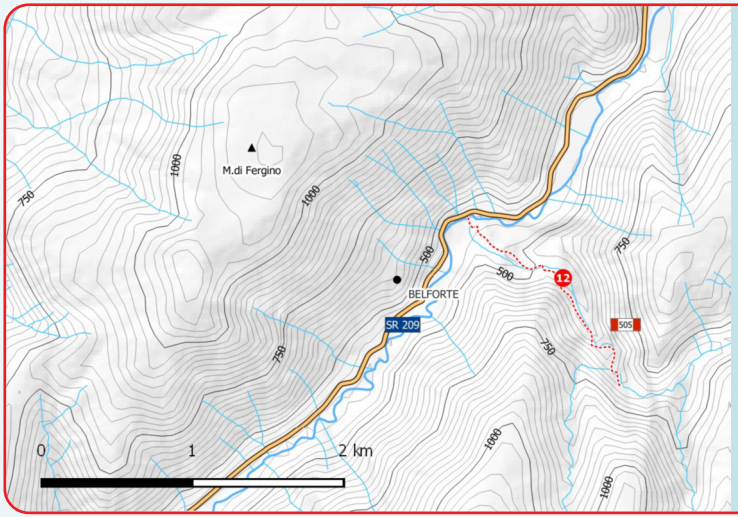
Post-Orogenesi

Latitudine 42°51'04"N, Longitudine 12°59'19" E

620 ▲

IGM Serie 25: 324 II

CTR 324120



Lungo la SS209, a circa 5,2 km da Triponzo, in direzione Visso, poco dopo il paese di Belforte, svoltare per San Lazzaro. Proseguire per circa 700 m sulla strada asfaltata, seguendo le indicazioni per la cascata e per il sentiero benedettino 505 fino ad incontrare uno largo sufficiente al parcheggio di due auto. Appena prima dello slargo è presente sulla destra un bivio con indicati il sentiero 505 e la cascata. Si guada il corso d'acqua (qui asciutto) che scorre nella piccola valle (detta Valloncello) e lo si risale, circondati da una fitta vegetazione ripariale, per circa 1 km. Il fosso diviene via via più ricco d'acqua e il sentiero spesso coincide con esso. La valle diviene sempre più stretta e con pareti calcaree verticali, finché non si giunge in una gola cieca ed alla cascata, la cui vista è anticipata dal frastuono causato dalla caduta dell'acqua. L'atmosfera è magica e la natura incontaminata. Si raccomanda di utilizzare scarpe impermeabili e con una buona suola. In corrispondenza della gola è consigliato l'uso del caschetto, essendoci un minimo rischio di caduta massi.

La cascata ha un'altezza di circa 20 metri e si trova in corrispondenza di una gola scavata negli strati *calcarei* della *formazione* della Scaglia Rossa. Alla base, la gola è larga circa 3 metri e tende a stringersi in alto quasi fino a chiudersi, lasciando visibile solo una piccola fetta di cielo. Nella parete al di sotto del salto è visibile una piccola cavità, in corrispondenza di rocce più erodibili.
Gli strati presentano un'inclinazione elevata (circa 70°), con alcune pieghe minori (*mesopieghe*), legate alla *fase tettonica compressiva* che ha generato la catena montuosa appenninica. La cascata si trova poco a monte della confluenza tra il Fosso Acquastrino, che scorre da est verso ovest, e il fosso del Valloncello, che scorre invece da sud-est verso nord-ovest, seguendo la direzione di una *faglia diretta*. La cascata si è sviluppata probabilmente anche per la presenza di rocce più resistenti all'erosione, ad esempio un bancone di *calcareniti*, nella parte a monte. L'*erosione regressiva* della cascata, dovuta al sollevamento del rilievo e al conseguente disequilibrio del corso d'acqua, ha invece generato la gola del Valloncello.

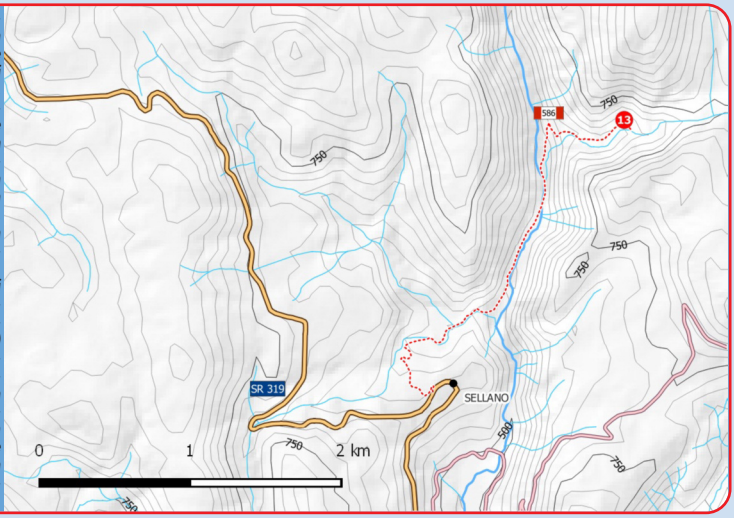
L'origine del nome "Lu Cugnuntu" può essere spiegata come distorsione dialettale del termine latino "coniunctio", ovvero congiunzione, dato che essa si trova in corrispondenza della confluenza tra due fossi. È tuttavia possibile anche la derivazione da "coniunctus", nel gergo medievale "condotto idraulico".
A San Lazzaro è presente un lebbrosario, detto del Valloncello, che secondo la tradizione fu fondato da San Francesco nel 1218, su un terreno donatogli dal signorotto del posto (Razzardo di Roccapazza). Per almeno quattro secoli, il lebbrosario accolse malati provenienti da una vasta area, sotto la direzione dei frati Minori e, successivamente, dei monaci dell'abbazia benedettina di S. Eutizio.

13 CASCATA DELLE ROTE
(Sellano)

Post-Orogenesi

Latitudine 42°54'13" N, Longitudine 12°56'21" E
550 ▼ 690 ▲
IGM Serie 25: 324 I
CTR 324080

Da Sellano percorrere la SR319 in direzione Foligno per 200 m, quindi svoltare a destra (indicazione Cascata delle Rote) e percorrere una strada prima asfaltata e poi sterrata. Scendere nella valle del F. Vigi, sulla destra del lago artificiale e proseguire fino al punto in cui si attraversa il fiume (2,3 km dal bivio). Parcheggiare l'auto in uno slargo a sinistra prima di un ponticello sul Vigi (segnaletica CAI) e proseguire a piedi. Attraversato il fiume, si rientra sulla strada sterrata e quindi, dopo pochi metri, si gira a destra su un sentiero/mulattiera (n. 586), dove è presente un cartello in legno con indicato Setri-Peneggi. Dopo circa 100 m sulla destra è visibile la serie di salti finali della cascata delle Rote (a quota 550 m s.l.m.). Il percorso continua quindi in salita (poco più di 50 m di dislivello) per altri 300 metri circa, fino ad una spianata sulla destra. Da qui si arriva, in continua e graduale salita, in destra idrografica del Fosso delle Rote. Dopo circa 1 km dall'inizio della camminata, si arriva ad un guado a 660 m s.l.m. Prestare attenzione in corrispondenza della cascata asciutta (terreno scivoloso, per la presenza di muschi e limo) e quando si guada il Fosso.

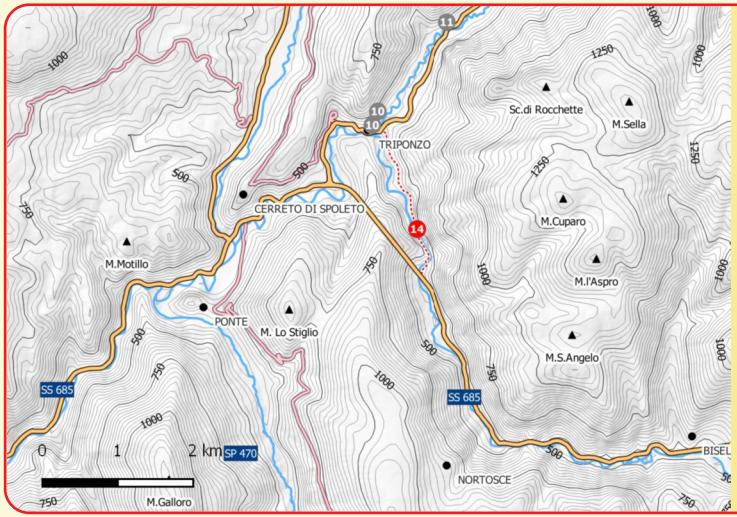


Il corso del Fosso delle Rote è caratterizzato da vari salti morfologici con rapide e cascate, dove la deposizione di travertini è tuttora attiva. La turbolenza dell'acqua infatti determina concentrazione, sopra-saturazione e quindi precipitazione di carbonato di calcio su piante acquatiche (travertini fitoermali) e, nei salti più ripidi, quelli asciutti del tratto finale, anche su muschi (t. microermali). Si consiglia di iniziare la visita della valle del Fosso delle Rote nella parte alta, in corrispondenza di un guado posto a 660 m s.l.m.. Qui l'acqua scorre copiosa e forma una serie di rapide in corrispondenza di alcuni piccoli salti morfologici, che sono caratterizzati da sbarramenti con depositi fitoermali e vasche. La crescita degli sbarramenti, dovuta alla continua deposizione di travertini, influenza il defluire dell'acqua fino a deviarne il flusso. Trovato un punto propizio per il guado, si procede in salita sull'altro versante della valle per qualche centinaio di metri fino ad arrivare ad una scala metallica. Lungo il percorso sono visibili una serie di rapide e cascate, fino a quella finale alta una decina di metri. Sulla destra è presente un'alta rupe di travertini fitoermali, testimone di un'antica cascata. Tornando verso valle l'acqua scorre copiosa fino ad una briglia poco a monte dei grandi salti finali, ora asciutti, che permettono di superare rapidamente i 50 m di dislivello tra la valle sospesa del Fosso delle Rote e quella del Vigi. Alla base dell'ultimo salto sono presenti una piccola cavità e una *marmitta dei giganti*, morfologie tipiche delle cascate, dovute alla capacità erosiva delle acque qui particolarmente turbolente.

14 BALZA TAGLIATA
(Cerreto di Spoleto)

Post-Orogenesi

Latitudine 42°48'56" N, Longitudine 12°56'44" E
450 ▲
IGM Serie 25: 324 II
CTR 324160



Il sito è raggiungibile facilemente da Triponzo. Attraversato il paese con la SS 209, girare a destra e percorrere per circa 500 metri, fino alla sbarra che la interrompe, la vecchia statale per Norcia. Procedere poi a piedi per altri 1,2 km, lungo la stessa strada, chiusa a seguito dei crolli verificatisi con il terremoto del 1997-98. Il percorso è pianeggiante e permette di apprezzare come la natura riesca a riappropriarsi dei propri luoghi: è infatti notevole l'inerbimento e il restringimento della sede stradale, avvenuto in meno di 20 anni. Evitare di sostare a ridosso delle pareti rocciose, da dove possono ancora cadere pietre.

Il sito di Balza Tagliata si trova nel punto più stretto della profonda gola che il fiume Corno ha inciso nel nucleo *calcareo* della grande piega (*anticlinale*), con direzione meridiana (nord-sud), di M. l'Aspro. Il fiume ha prodotto una sezione naturale dell'anticlinale, alta alcune centinaia di metri, dove i calcari di *piattaforma carbonatica* della *formazione* del Calcare Massiccio affiorano con uno spessore che supera i 700 metri. La successione giurassica presente sopra il Calcare Massiccio è una *successione condensata* di *alto strutturale*, costituita dai calcari nodulari della formazione del Bugarone, che passa verso l'alto ai Calcari Diasprigni ed alla Maiolica.
Verso ovest il Calcare Massiccio è delimitato da una importante *faglia* ad alto angolo, che lo mette a diretto contatto con i più recenti calcari bacinali delle formazioni dei Calcari Diasprigni e della Maiolica.
Lungo il tratto di percorso da fare a piedi sono da segnalare potenti orizzonti metrici di travertini, depostisi in ambiente fluviale. A un chilometro circa da Triponzo, è ben esposto l'appoggio in *discordanza angolare* del travertino sulla Maiolica, stratificata verticalmente. Il deposito travertinoso principale si interrompe in corrispondenza della faglia diretta, che borda verso ovest l'anticlinale di M. L'Aspro. In tutta la regione Appenninica, la genesi dei travertini è spesso legata alla presenza di grandi faglie: in questo caso la faglia ribassando verso ovest il blocco di Triponzo, può aver creato un gradino morfologico, sul quale si è instaurato un ambiente di cascata. La faglia inoltre può aver favorito la risalita di acque profonde, ricche in carbonato di calcio.
Il sito ha anche un notevole interesse storico per la presenza di una semigalleria (la Tagliata), di epoca pre-romana, scavata nella parete rocciosa in destra idrografica del Corno.

15 STRETTA DI BISELLI E CAVA IN MAIOLICA DI SERRAVALLE
(Norcia)

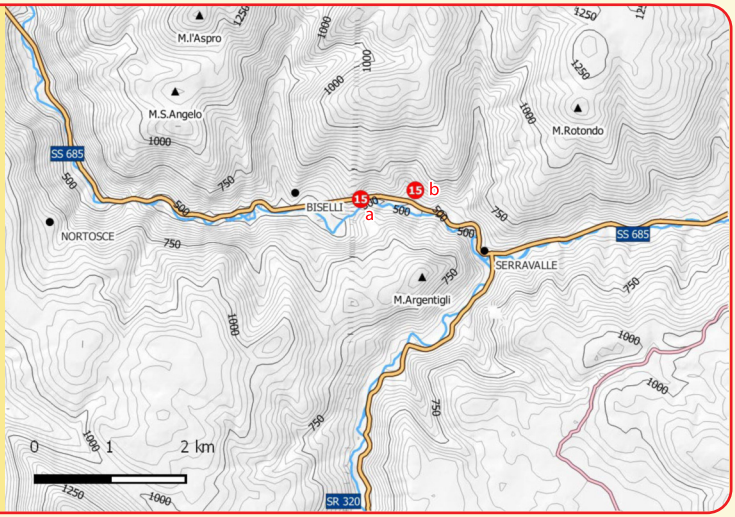
STRETTA a
Latitudine 42°47'28"N,
Longitudine 13°00'04" E
530 ▲

CAVA b
Latitudine 42°47'27"N,
Longitudine 13°00'46"E
500 ▲

IGM Serie 25: 336 I, 337 IV CTR 336040, 337010

Post-Orogenesi
Sin-Orogenesi

Percorrendo la SS685 da Serravalle in direzione Biselli, dopo circa 1 km parcheggiare in un ampio slargo sulla destra, da cui è visibile un'ampia parete rocciosa formata dagli strati calcarei della formazione della Maiolica, che è stata in passato oggetto di attività estrattiva.
La stretta di Biselli è osservabile dal vecchio tracciato della SS685. Questo è accessibile nei pressi della galleria Biselli 1 a circa 2 km da Serravalle. Parcheggiare in un piccolo slargo sulla destra e prestare molta attenzione nell'attraversare la strada. Percorrere poi circa 200 m della vecchia strada.



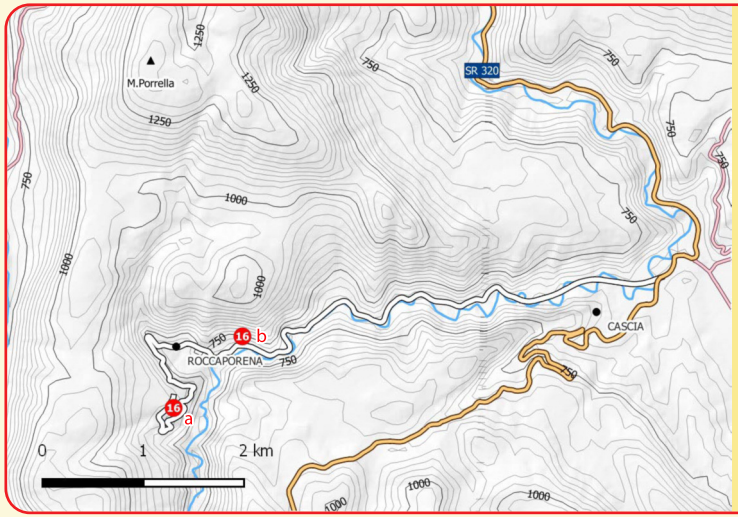
L'intero tracciato del Fiume Corno si presenta oggi particolarmente articolato, rispondendo a complessi fenomeni di interazione tra evoluzione tettonica e dinamica fluviale. In particolare, nel tratto tra Serravalle e Biselli, il Corno scorre da est verso ovest, incidendo trasversalmente le grandi pieghe (anticlinali e *sinclinali*) dell'Appennino, che sono qui disposte in direzione nord-sud. In questo modo, si formano delle spettacolari sezioni trasversali, che permettono di apprezzare al meglio la stratigrafia e l'evoluzione tettonica della catena.
Presso una cava dismessa, posta in destra idrografica del fiume Corno, è presente un'ampia parete rocciosa, costituita dai bianchi strati *calcarei* della *formazione* della Maiolica, inclinati verso sud-ovest. Localmente, gli strati sono interessati da pieghe minori (*mesopieghe*), che si sono formate, circa 6 milioni di anni fa, all'interno di un'*anticlinale*, che ha il suo nucleo (con rocce più antiche, di età giurassica) in corrispondenza dell'abitato di Serravalle.
Più a valle, si incontra la "stretta di Biselli", spettacolare esempio di gola scavata all'interno di una dorsale montuosa. La gola presenta pareti verticali, alte circa 50 metri, incise dal fiume Corno nelle rocce calcaree della formazione della Maiolica. Questa stretta ha sempre costituito un serio ostacolo per la viabilità della regione, che ha richiesto la realizzazione di gallerie stradali e ferroviarie (ex-ferrovia Spoleto-Norcia).

16 LIVELLI ANOSSICI CRETACICI DI ROCCAPORENA
(Cascia)

Pre-Orogenesi

LIVELLO SELLI a
Latitudine 42°42'30" N,
Longitudine 12°57'45" E
840 ▲
IGM Serie 25: 336 I

LIVELLO BONARELLI b
Latitudine 42°42'53" N,
Longitudine 12°58'18" E
700 ▲
CTR 336080



Roccaporena è raggiungibile da Cascia percorrendo la strada SR 320 dir per circa 7 km, mentre il sito di Capanne di Roccaporena (circa 1,2 km da Roccaporena) è raggiungibile per mezzo di una strada asfaltata che parte da un ampio parcheggio in fondo al paese.

Presso Roccaporena sono visibili due livelli sedimentari che testimoniano fasi di estrema scarsità o assenza di ossigeno che si ebbero negli oceani della Terra nel Cretaceo (*eventi anossici globali*). Tali livelli sono conosciuti con il nome di Selli e Bonarelli dai nomi di due tra i maggiori geologi italiani del '900. Lungo la strada che collega Roccaporena con Capanne di Roccaporena, al tetto di strati di *calcare* bianco appartenenti alla Maiolica, è visibile un intervallo di colore bruno, spesso circa 2 m (il Livello Selli). Esso presenta una serie di sottilissimi strati di *marne*, *siltiti* e *argilliti* scure ed è l'espressione sedimentaria dell'evento anossico globale che si ebbe circa 120 milioni di anni fa (Cretaceo inferiore). Lungo la strada che collega Cascia a Roccaporena è possibile osservare un altro livello legato ad un evento anossico globale, il Livello Bonarelli, deposto circa 100 milioni di anni fa (Cretaceo superiore). Provenendo da Cascia, circa 500 m prima di arrivare a Roccaporena, coperti da una rete metallica paramassi, sono presenti strati rocciosi appartenenti alla Scaglia Bianca. Percorrendo alcuni metri lungo strada, in direzione Cascia, si nota prima un intervallo con liste di *selce* nera spesso circa un metro, poi il Livello Bonarelli (spesso poco più di un metro). Quest'ultimo è costituito da argilliti, argille calcaree nere e gialle e da siltiti. Continuando a camminare lungo la strada, dopo un tratto di circa 100 m, il Livello Bonarelli è di nuovo visibile alla base della rete metallica. Questo raddoppio del livello è dovuto al suo ripetuto piegamento.
In altre aree dell'Appennino umbro-marchigiano è segnalata, all'interno di questi due livelli anossici, la presenza di sostanza organica, *radiolari*, noduli di solfuri (pirite e/o marcasite) e resti di pesci.

17 MINIERA DI FERRO DI TERARGO E FERRIERA DI PONTE DELLE FERRIERE
(Monteleone di Spoleto)

Pre-Orogenesi

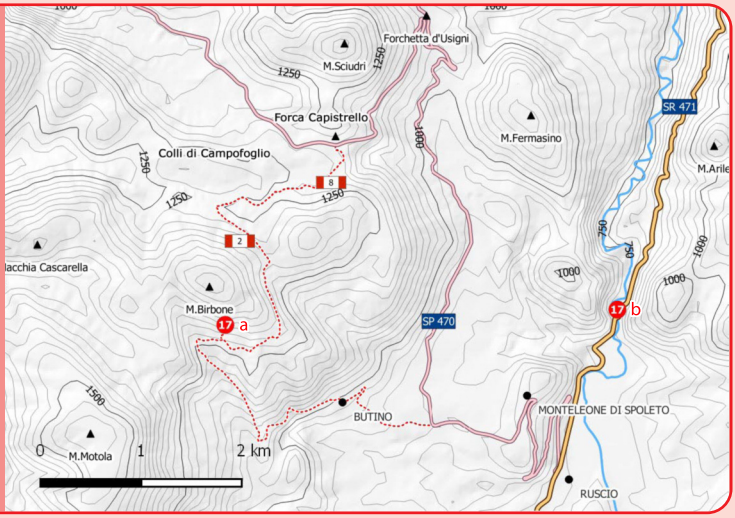
miniera ferriera

miniera ferriera

MINIERA a
Latitudine 42°39'23" N,
Longitudine 12°54'52" E
1330 ▲
IGM Serie 25: 336 II

FERRIERA b
Latitudine 42°39'31" N,
Longitudine 12°57'43" E
765 ▲
CTR 336110, 336120

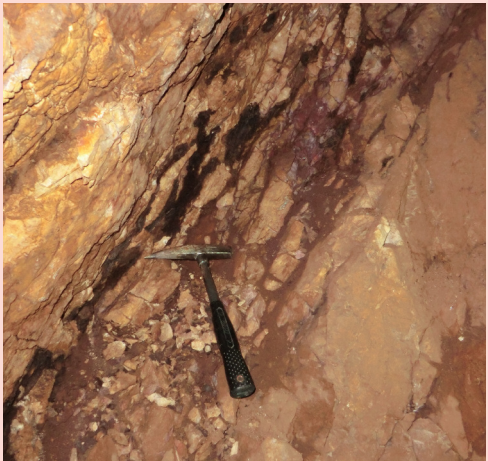
La miniera è raggiungibile percorrendo il sentiero CAI n.8 "Strada delle Ferriere", lasciando l'auto a Forca Capistrello (lungo la SP 471) o presso Colli di Campofoglio. Il sito non è segnalato, ma l'accesso (circa 50 m più in alto del sentiero) è visibile dopo circa mezz'ora di cammino da quest'ultima località. Prestare attenzione all'interno della miniera, si consiglia l'uso di casco di sicurezza e lampada. La ferriera si trova al km 10,6 della SR 471 che collega Cascia a Leonessa, non lontano da Monteleone di Spoleto.



La miniera di ferro di Terargo era, tra il Seicento e l'inizio del Settecento, una delle miniere di ferro più importanti dello Stato Pontificio, mentre le ferriere di Ponte delle Ferriere furono le prime (tra il 1630 e il 1642) ad essere messe in funzione. Sotto il pontificato di Clemente X (1667-1669), si ebbe la massima produzione di ferro (usato anche per realizzare i cancelli del Pantheon). Gli onerosi costi di estrazione e trasporto del ferro, i terremoti del 1703 e del 1730 e la pestilenza del 1718 hanno contribuito all'inarrestabile declino dell'industria mineraria monteleonese. La piena del Fiume Corno del 1798 segnò la definitiva fine di ogni ipotesi di riattivazione della ferriera.

La miniera, che si trova al letto di una *faglia* con direzione SO-NE, è scavata in un ammasso roccioso potente almeno 10 m, di aspetto massivo, costituito da *calcareniti* a grana fine presenti nei Calcari Diasprigni. All'ingresso della miniera è presente una patina rossastra–ocra diffusa, mentre nella parte più interna la mineralizzazione costituisce il riempimento di fratture. Queste ultime presentano prevalentemente direzione parallela ad un'altra importante lineazione tettonica circa ortogonale alla direzione della faglia visibile all'esterno della miniera. Le mineralizzazioni di ossidi ed idrossidi di ferro e di ossidi di manganese appaiono all'interno di colore scuro, quasi nero, mentre sono bruno-rossastre all'esterno.

Il giacimento si potrebbe essere formato per la presenza di *hard ground* (fondali marini litificati) giurassici su aree rialzate (alti strutturali sui quali la sedimentazione marina era interrotta) e per la successiva azione di faglie giurassiche, che hanno permesso la risalita di fluidi di origine profonda arricchiti in ferro e la loro precipitazione.



18 PIANI DI CASTELLUCCIO
(Norcia)

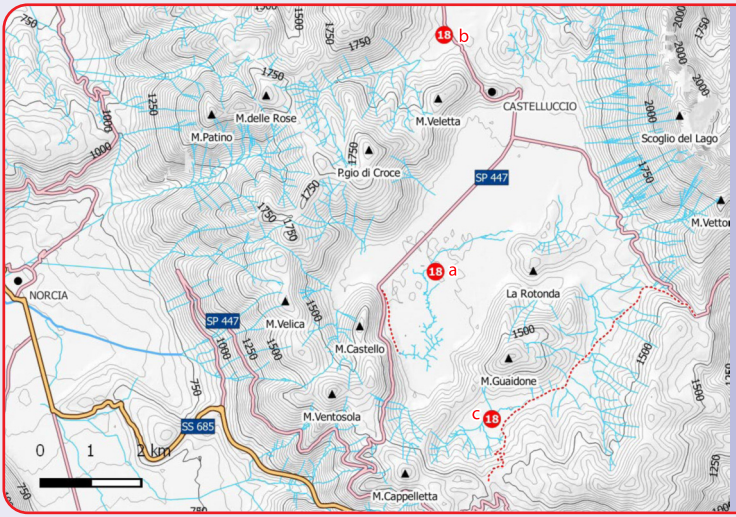
Post-Orogenesi

PIAN GRANDE a
Latitudine 42°45'42" N,
Longitudine 12°56'27" E
1257 ▼ 1330 ▲

PIAN PERDUTO b
Latitudine 42°46'09" N,
Longitudine 13°12'55" E
1325 ▼ 1350 ▲

PIAN PICCOLO c
Latitudine 42°50'16" N,
Longitudine 12°56'27" E
1300 ▼ 1350 ▲

IGM Serie 25: 325 II, 337 I CTR 325150, 337030



I tre piani sono facilmente raggiungibili. Da Norcia per mezzo della SS685 e poi della SP 477, da Visso per mezzo della SP134. I Piani sono attraversati da una serie di stradine sterrate e sentieri semplici, in cui la circolazione motorizzata è vietata.

Il bacino di Castelluccio, con i suoi tre piani, è il bacino chiuso più interessante dell'Italia centrale.

PIAN GRANDE

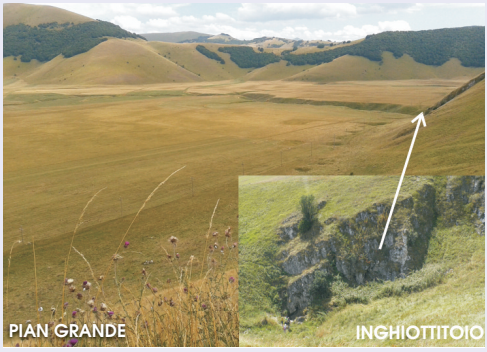
Il Pian Grande di Castelluccio si è formato nel Pleistocene inferiore (circa 1.000.000 di anni fa) ed è un esempio di depressione tettonica in parte modellata dall'azione carsica. Il bacino di Castelluccio riceve in media quasi 70 milioni di m^3 l'anno d'acqua che si perde interamente per via sotterranea tra *doline* e *inghiottitoi (tra i quali il più importante è quello dei Mèrgani)*. Ancora oggi non si sa dove e in quanto tempo le acque fuoriescano in superficie. L'enorme numero di doline testimonia il prevalere attuale del *carsismo* sugli altri fenomeni più antichi. Il Pian Grande si trasforma, nel mese di giugno, in una tavolozza di vivacissimi colori grazie a un fenomeno naturale di grande bellezza: la fioritura ("fiorita").

PIAN PERDUTO

Il Pian Perduto, a N di Castelluccio lungo la strada per Visso, è parte in Umbria parte nelle Marche ed è famoso per l'omonima battaglia del 1522, a seguito della quale Norcia perse parte dei sui territori a favore di Visso. Il Pian Perduto non ha un carsismo regolare e i fenomeni più interessanti si vedono ai piedi dei Colli Alti e Bassi, nel tratto di congiungimento con il Pian Grande.

PIAN PICCOLO

Il Pian Piccolo, a SE del Pian Grande, ha un orientamento NE-SO ed una forma ad arco di cerchio. Anche questo piano è dominato da fenomeni carsici e doline a piatto. A differenza degli altri due Piani, è caratterizzato da presenze boschive rilevanti: Macchia Monella e Macchia Cavaliera con i suoi 400 ettari di faggeto compatto. Di particolare interesse è il Laghetto che ospita il *Paraleptophlebia ruffoli*, un insetto endemico.



GLOSSARIO

Anticlinale: piega convessa verso l'alto, con al nucleo le rocce più antiche.

Alto strutturale: area sollevata, per l'azione della tettonica, rispetto alle aree adiacenti; ad esempio nel Giurassico il bacino umbro-marchigiano, a seguito della frammentazione tettonica della preesistente piattaforma carbonatica, era articolato in Horst (aree sollevate) e Graben (zone ribassate), delimitati da faglie dirette.

Argillite: roccia sedimentaria che si forma per litificazione di sedimenti argillosi.

Bacino pelagico: ambiente di sedimentazione di mare aperto.

Calcare: roccia sedimentaria costituita principalmente da carbonato di calcio; in ambiente pelagico si forma principalmente per l'accumulo di scheletri calcarei di microrganismi marini.

Calcarenite: roccia calcarea costituita da granuli di dimensioni di una sabbia.

Carsismo: insieme dei fenomeni di dissoluzione e precipitazione dovuti all'azione chimica delle acque sulle rocce calcaree.

Conoide alluvionale: deposito sedimentario a forma di ventaglio, che si forma allo sbocco di un torrente in una zona pianeggiante o alla confluenza con un altro corso d'acqua.

Debris flow: (colata detritica torrentizia) massa di detriti sciolti di varie dimensioni che si muove molto rapidamente, in occasione di piogge intense, lungo gli impluvi che solcano i versanti.

Discordanza angolare: discontinuità stratigrafica, che separa due corpi geologici in cui gli strati hanno diversa orientazione e inclinazione (giacitura): gli strati sottostanti, più antichi, sono deformati, erosi e successivamente ricoperti dagli strati più recenti.

Dolina: depressione grossolanamente circolare od ovale, di profondità variabile, formatasi per dissoluzione della rocce calcaree; è una delle forme del carsismo superficiale.

Erosione regressiva: processo di erosione fluviale, che si propaga da valle verso monte.

Evaporiti: rocce che si formano dalla precipitazione di minerali disciolti nell'acqua per effetto della evaporazione; nella successione umbro-marchigiana si sono deposte nel Triassico (non affiorano in Valnerina, ma sono presenti nel suo sottosuolo).

Evento anossico globale: fase di estrema scarsità o assenza di ossigeno negli oceani, in genere legata ad un aumento di temperatura a scala globale, dovuto a variazioni dell'orbita terrestre o all'incremento dell'attività vulcanica.

Faglia: frattura della roccia che provoca un movimento relativo tra i due blocchi rocciosi da essa separati; la superficie lungo cui si è verificata la frattura si chiama piano di faglia; la faccia superiore del piano di faglia è detta tetto, quella inferiore letto.

Faglia diretta: faglia nella quale il blocco di tetto scende rispetto al blocco di letto; si forma in un regime tettonico distensivo e genera allungamento e assottigliamento della crosta terrestre (rocce più giovani scivolano a fianco di rocce più vecchie).

Faglia inversa: faglia nella quale il blocco di tetto sale rispetto al blocco di letto; si forma in un regime tettonico compressivo e genera raccorciamento ed ispessimento della crosta (rocce più vecchie vengono spinte sopra rocce più giovani).

Fase tettonica compressiva: fase della storia geologica in cui si originano nuove catene montuose, caratterizzate da pieghe, faglie inverse e sovrascorrimenti.

Fase tettonica estensionale: fase della storia geologica in cui si originano bacini di sedimentazione (graben) bordati da faglie dirette.

Formazione: unità fondamentale della litostratigrafia; corrisponde ad un pacco di strati sedimentari che presentano una certa omogeneità litologica e caratteri tali da renderli riconoscibili e distinguibili da altre formazioni presenti superiormente, inferiormente, o lateralmente.

Graben: blocco roccioso ribassato, delimitato da faglie dirette; spesso corrisponde ad un bacino sedimentario.

Hard grounds: croste di ossidi di ferro e manganese di spessore centimetrico che si formano in ambiente marino, durante lunghi periodi di assenza di sedimentazione.

Horst: alto strutturale, delimitato da faglie dirette.

Inghiottitoio: in un piano carsico, è il luogo dove l'acqua che scorre in superficie viene inghiottita nel sottosuolo; di solito si forma per il crollo o la dissoluzione del fondo di una dolina.

Marmitta dei giganti: depressione subcilindrica con dimensioni fino a qualche metro di diametro, che si forma in genere al piede di una cascata dove le acque assumono un moto rotatorio e i detriti trasportati erodono la roccia.

Marna: roccia composta da carbonato di calcio ed argilla, in parti più o meno uguali.

Mesopieghe: pieghe osservabili alla scala dell'affiora-

mento; permettono di comprendere, in base alla loro forma e distribuzione, la geometria dell'anticlinale o della sinclinale maggiore che le contiene.

Piattaforma carbonatica: area marina di acqua bassa, caratterizzata da una grande produzione di sedimenti carbonatici da parte di organismi o per precipitazione chimica.

Radiolari: organismi unicellulari planctonici marini che presentano uno scheletro siliceo.

Selce: roccia sedimentaria a grana fine con composizione silicea, molto dura; la selce si forma di solito per dissoluzione e riprecipitazione degli scheletri dei radiolari.

Sinclinale: piega concava verso l'alto, con al nucleo le rocce più giovani.

Siltite: roccia sedimentaria che si forma dalla litificazione di sedimenti, con granuli di dimensioni intermedie tra quelle della sabbia e quelle dell'argilla.

Sovrascorrimento: faglia inversa con basso angolo di inclinazione (sub-orizzontale), che consente la traslazione di grandi masse rocciose, anche su distanze significative, tramite una superficie sub orizzontale.

Successione condensata: successione che si è deposta in aree di alto strutturale (tipiche successioni condensate sono quelle giurassiche umbro-marchigiane).

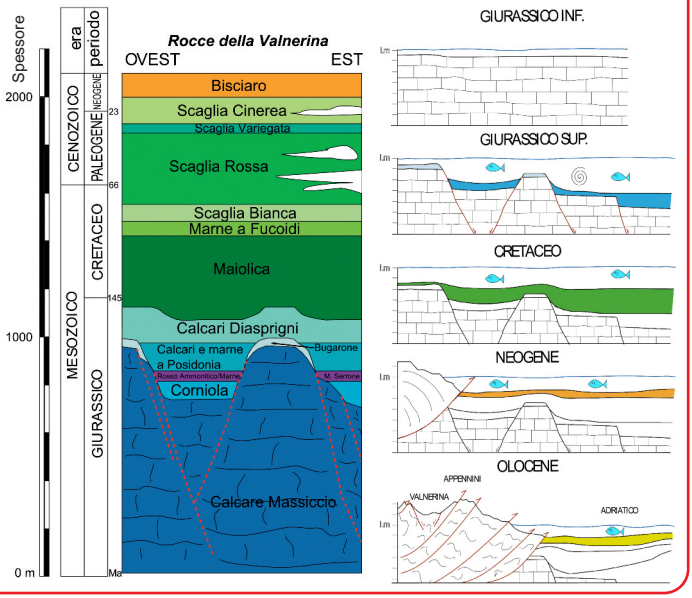
Zona di taglio: zona ristretta dove è concentrata la deformazione delle rocce; la deformazione causa lo sviluppo di un'organizzazione geometrica delle diverse parti che costituiscono le rocce (minerali o clasti) e associazioni mineralogiche caratteristiche che riflettono le condizioni di pressione-temperatura, il senso di movimento e la storia deformativa.

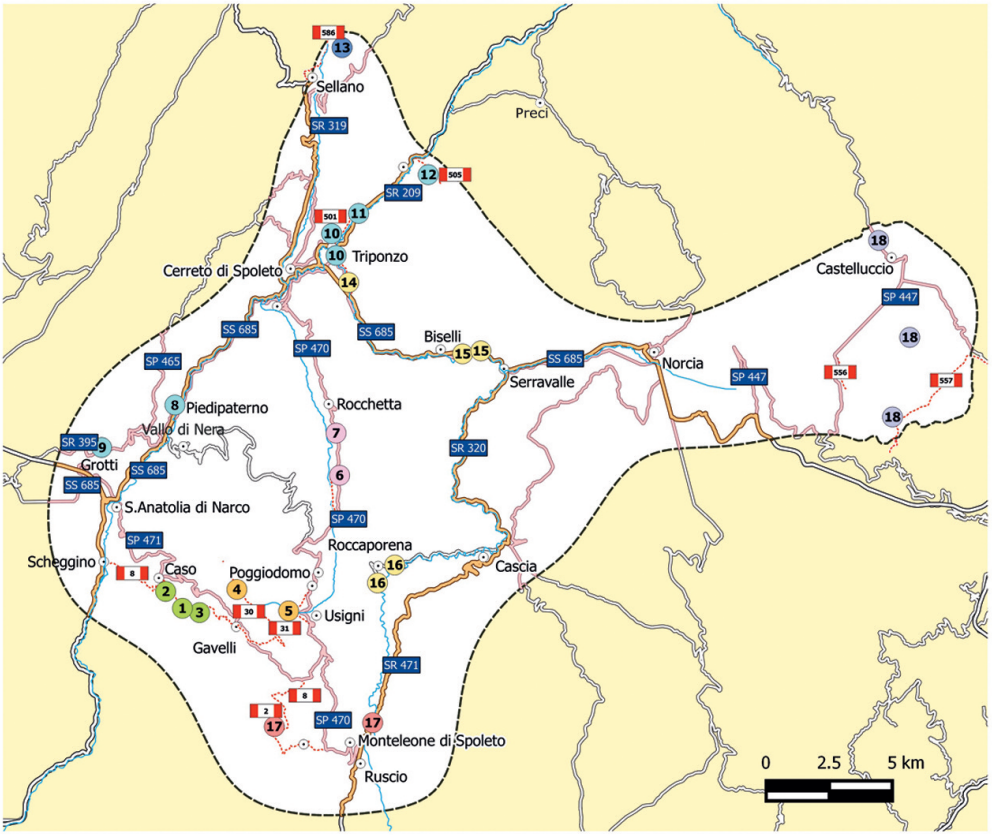
La successione sedimentaria presente nell'area della Valnerina si è deposta tra 200 e 18 milioni di anni fa circa. Essa è costituita da rocce sedimentarie formatesi in ambienti marini (il Bacino Umbro-Marchigiano), suddivise in unità denominate "formazioni"; l'insieme delle formazioni e la loro sovrapposizione ci dà indicazioni importanti circa l'ambiente in cui si sono deposte e la sua evoluzione.

Le rocce più antiche affioranti nell'area (Calcare Massiccio) risalgono al Giurassico inferiore. Esse ci mostrano la presenza di un ambiente marino poco profondo, con acque calme, calde e ben ossigenate, una piattaforma carbonatica ricca di organismi quali alghe e molluschi. Successivamente questo ambiente deposizionale venne interessato da una intensa attività tettonica distensiva, legata alla formazione di nuovi oceani ed alla frammentazione delle terre emerse: questo evento portò alla formazione di faglie estensionali che, attraverso il loro movimento, formarono una morfologia articolata del fondale marino, con alti e bassi strutturali. Le zone più profonde (Graben) potevano accogliere più sedimenti (in ragione del maggior spazio), e le formazioni (dalla Corniola ai Calcari Diasprigni) si deposero con maggiore spessore e caratteristiche tipiche degli ambienti più profondi. Al contrario nelle zone meno profonde (Horst) le stesse formazioni pur mantenendo i loro caratteri, si deposero o con una riduzione degli spessori (Successioni ridotte), o con la presenza di alcune lacune (Successioni lacunose) e/o con condensazioni (Successioni condensate, ovvero serie dove le singole formazioni non sono più riconoscibili, e sono sostituite dai calcari nodulari della formazione del Bugarone).

I successivi sedimenti del Cretaceo e del Paleogene (dalla Maiolica al Bisciaro) si depositarono in un ambiente relativamente profondo, pelagico, e presentano caratteristiche omogenee senza grandi variazione di spessore laterali. Successivamente, a partire dal Neogene la serie del Bacino Umbro-Marchigiano verrà progressivamente coinvolta nella deformazione responsabile del sollevamento della catena appenninica.

Infine la catena verrà interessata da una fase tettonica estensionale che determinerà la formazione di bacini di sedimentazione continentali e la presenza in discordanza sulla successione sedimentaria sopra descritta, sollevata e piegata, di depositi continentali pleistocenici, alluvioni recenti, detriti di falda e corpi di frana.





VALCASANA

1. Graben della Valcasana (Scheggino - Sant'Anatolia di Narco)
2. Pian delle Melette (Sant'Anatolia di Narco)
3. Debris flow di Gavelli (Sant'Anatolia di Narco)

M. COSCERNO

4. Cresta raddoppiata del M.Coscerno (Sant'Anatolia di Narco - Poggiodomo)
5. Sovrascorrimento di Fonte di Colle Mezzo (Poggiodomo)

M. MAGGIO

6. Gole di Madonna della Stella (Cerreto di Spoleto - Poggiodomo)
7. Faglia di Rocchetta (Cerreto di Spoleto)

F. NERA

8. Debris flow di Piedipaterno (Vallo di Nera)
9. Debris flow di Grotti (Sant'Anatolia di Narco)
10. "Travertino" di Triponzo e Grotta del Lago (Cerreto di Spoleto)
11. Sorgenti termali di Triponzo (Cerreto di Spoleto)
12. Cascata de "lu Cugnunto" (Preci)

F. VIGI

13. Cascata delle Rote

F. CORNO

14. Balza Tagliata (Cerreto di Spoleto)
15. Stretta di Biselli e cava in Maiolica di Serravalle (Norcia)
16. Livelli anossici cretacici di Roccaporena (Cascia)

MONTELEONE DI SPOLETO

17. Miniera di ferro di Terargo e Ferriere di Ruscio (Monteleone di Spoleto)

SIBILLINI

18. Piani di Castelluccio (Norcia)

CEA "Il Sentiero di Poggiodomo"
Centro Studi Geologici

Via del Colle 1
06040 Poggiodomo

Tel. 338.7171906 oppure 347.6362760

ilsentierodipoggiodomo@gmail.com
ilsentierodipoggiodomo.org

www.facebook.com/ilsentierodipoggiodomo

Regione Umbria
Servizio Sistemi Naturalistici e Zootecnia
Sezione Aree Protette e Progettazione Integrata

Tel. 075.5045793

www.regione.umbria.it/ambiente/parchi-nazionali-e-regionali

Servizio Turistico Associato
Comprensorio Turistico
della Valnerina

Via G. da Chiavano, 2
06043 - Cascia (Pg)

Tel. 0743.71401 - 0743.71147

info@lavalnerina.it
info@iat.cascia.pg.it
www.lavalnerina.it

Museo della Canapa

Piazza del Comune Vecchio, 1
06040, Sant'Anatolia di Narco, (Pg)

Tel. 0743.613149; 0743.788013

www.museodellacanapa.it

PARCO GEOLOGICO DELLA VALNERINA

www.parcogeologicovalnerina.it
info@parcogeologicovalnerina.it

parcogeologicovalnerina