

Itinerari geologici
in Piemonte

Le Valli di Lanzo

Vol. 2 Itinerari



Le Valli di Laisino

Ponte del Diavolo

Balangero

Mathi

Cafasse

Villanova

T. Stura di

Vallo Tise

Fiano

A1

Le Valli di Lanzo sono raggiungibili in automobile dalla tangenziale nord di Torino tramite la S.P. 1 (uscita Venaria), che prosegue sino al Pian della Mussa (Val d'Ala), e la S.P. 2 (uscita Caselle). La Val di Viù è percorsa dalla S.P. 32, la Val Grande dalla S.P. 33 e la Valle Tesso dalla S.P. 22.

Per seguire agevolmente i vari itinerari si consiglia l'utilizzo delle carte in scala 1:25.000 n° 103 e n°110 e in scala 1:50.000 n°2, edite dall'Istituto Geografico Centrale (I.G.C.).

Tutti gli stop sono facilmente raggiungibili, in tempi inferiori alla mezz'ora.

Gli itinerari geologici sono articolati per esigenze logistiche in quattro sezioni, dedicate al settore di pianura e bassa Valle di Lanzo - Valle Tesso (Itinerario A), alla Val di Viù (Itinerario B), alla Val d'Ala (Itinerario C) ed alla Val Grande (Itinerario D).





ITINERARIO A

ITINERARIO A

Pianura, Bassa Valle di Lanzo e Valle Tesso



A1 La Foresta Fossile del T. Stura di Lanzo (Nole)

Come arrivare: percorrendo la S.P. 1 in direzione Lanzo T.se, svoltare a destra al bivio per Robassomero/Cirié; poco prima del ponte sul T. Stura di Lanzo, svoltare a sinistra seguendo le indicazioni per Grange di Nole. Parcheggiare l'auto e raggiungere il greto del torrente spostandosi leggermente verso Sud (direzione Torino).

Da notare lungo il percorso: oltrepassato il semaforo di Robassomero si nota sulla sinistra la scarpata del terrazzo fluviale del T. Stura di Lanzo (terrazzo della Mandria), che indica l'antica superficie sulla quale scorreva il torrente, nel tempo incisa dal corso d'acqua.

La continua e persistente attività erosiva del T. Stura di Lanzo, legata prevalentemente ai periodi di piena, modifica continuamente la posizione e l'andamento dell'alveo del corso d'acqua; proprio per questo motivo recentemente è stato possibile scoprire su entrambe le rive del torrente frammenti di un passato lontanissimo: ceppi di notevoli dimensioni giunti fino a noi grazie all'azione protettiva svolta da uno spesso e umido strato di depositi argillosi, limosi e sabbiosi.

La Foresta Fossile, datata circa 3 milioni di anni fa, è testimone di un ambiente molto diverso dall'attuale, paludoso e den-

samente vegetato, molto prossimo alla linea del mare. I sedimenti entro i quali sono conservati questi reperti paleontologici sono depositi fluvio-palustri e ricoprono sedimenti marini depositi in questo settore nel precedente Periodo Pliocenico (**vedi Ricostruzione paleogeografica in A2**).



La Foresta Fossile (Nole)



A2 Vista panoramica da Monasterolo (Cafasse)

Come arrivare: dalla S.P. 1 all'altezza del semaforo di Cafasse svoltare a sinistra per Monasterolo. Appena giunti in tale località svoltare a destra in via Lanzo (si tratta dell'antica strada che conduceva nelle Valli di Lanzo) e proseguire su strada sterrata per circa 2,5 km, sino a raggiungere un evidente spiazzo panoramico.

Da notare lungo il percorso: un lungo tratto della strada sterrata attraversa la porzione più rilevata del fianco destro di quello che viene interpretato come l'apparato di conoide plio-pleistocenico del T. Stura di Lanzo.

Sulla sinistra si osserva lo sbocco in pianura del T. Stura di Lanzo; poco più a destra è visibile il terrazzo della Vauda, la cui superficie si collega idealmente con quella del terrazzo della Mandria, su cui sorge l'abitato di Robassomero (**vedi A1**).

Tale superficie rappresenta il limite superiore dell'enorme apparato di conoide plio-pleistocenico generato in centinaia di migliaia di anni dalla deposizione in ambiente continentale di sedimenti fluviali e fluvio-glaciali provenienti dal bacino del T. Stura di Lanzo; oggi il conoide appare smantellato ed eroso nella parte centrale dallo stesso T. Stura e lateralmente dal T. Ceronda, da tributari del T. Malone e dal Malone stesso.

Oltre il terrazzo della Vauda si riconoscono l'incisione valliva del T. Malone ed i rilievi dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea, in particolare le morene sinistra (Serra d'Ivrea) e destra dell'anfiteatro glaciale meglio conservato d'Italia, generato dall'imponente ghiacciaio balteo.

Sulla destra, lungo il corso del T. Stura poco a monte di Robassomero, è individuabile il sito della Foresta Fossile; sullo sfondo si stagliano i dolci rilievi della Collina di Torino.



Da questo punto di osservazione è possibile immaginare quello che poteva essere alcuni milioni di anni fa il paesaggio che ci circonda (*Ricostruzione paleoambientale*).

Circa **5 milioni di anni fa** il mare occupava tutto il territorio dell'odierna Pianura Padana; solo alcune isole emergevano dal "mare piemontese", corrispondenti oggi ai rilievi della Collina di Torino e del Basso Monferrato e che proprio allora cominciarono a formarsi.

Successivamente il continuo sollevamento di tutta l'area piemontese causò il progressivo ritiro del mare.

Circa **3 milioni di anni fa** i corsi d'acqua che incidevano ed approfondivano le valli alpine sfociavano in mare formando dei delta in cui erano presenti lagune, stagni, canali fluviali e di marea. Su queste piane costiere, ricoperte da boschi e praterie, pascolavano branchi di antenati degli elefanti, rinoceronti, cervi, cavalli, ecc.

Il progressivo sollevamento del territorio determinò il definitivo ritiro del mare dal Piemonte. I corsi d'acqua si impadronirono dei territori prima occupati dal mare; allo sbocco delle principali valli alpine si crearono dei grandi ventagli di depositi fluviali.

Circa **1 milione di anni fa** il clima subì un cambiamento: gli eventi piovosi si fecero più numerosi e si distribuirono con maggiore regolarità durante l'arco dell'anno, mentre le temperature medie estive subirono un modesto abbassamento. Questo mutamento climatico provocò l'espansione dei ghiacciai alpini, che durante la fase di massimo sviluppo colmavano quasi completamente le valli. Le lingue glaciali si spingevano in alcuni casi sino alla pianura; qui depositavano il materiale detritico prelevato a monte, edificando imponenti anfiteatri morenici. La costruzione degli anfiteatri è avvenuta nell'arco di centinaia di migliaia di anni, in diverse fasi di avanzamento ed arretramento della fronte glaciale durate fino a circa **10.000 anni fa**.



3 milioni di anni fa



1 milione di anni fa

A3 Sbocco del T. Stura di Lanzo in pianura: il Ponte del Diavolo (Lanzo T.se)

Come arrivare: a Lanzo T.se seguire le indicazioni per il Ponte del Diavolo.

Da notare lungo il percorso: la confluenza tra il T. Stura di Lanzo ed il T. Tesso poco a valle del ponte.

Il *Ponte del Diavolo* venne costruito verso la fine del XIV secolo, per collegare le sponde del T. Stura di Lanzo in corrispondenza della stretta e caratteristica forra che coincide con lo sbocco del torrente nell'alta pianura torinese.

Le spalle del ponte sono appoggiate sulle peridotiti del Massiccio ultrabasico di Lanzo, rocce ultrabasiche costituite da olivina, pirosseno e spinello, che rappresentano una porzione di mantello sottocontinentale preesistente all'apertura del Bacino oceanico Ligure-Piemontese, successivamente coinvolta nell'estensione litosferica che ha portato all'apertura dello stesso (**vedi § La geologia**).

I corsi d'acqua tendono nel tempo a modificare e ad approfondire il proprio alveo a spese dei loro stessi depositi e del substrato. L'erosione fluviale si manifesta in senso verticale e laterale ed è legata all'azione dell'acqua sulle rocce, ma soprattutto agli urti e allo sfregamento ad opera dei detriti che l'acqua trasporta con sé (*corrasione*).



Ponte del Diavolo (Lanzo T.se)



Marmitta dei giganti

Nelle rocce poco coerenti l'erosione è facile e rapida e le sue forme caratteristiche si cancellano rapidamente; viceversa nelle rocce compatte il graduale approfondimento, di solito guidato da fratture nella roccia, può dare origine nel tempo a forre d'incisione a pareti ripide.

Nelle rapide la formazione di vortici di flusso ad asse sub-verticale determina movimenti circolari dei ciottoli e della sabbia, che possono con il tempo generare nella roccia cavità emisferiche o cilindriche dette *caldaie* o *marmitte dei giganti*, come quelle visibili lungo le sponde del T. Stura a monte ed a valle del ponte. Questo processo viene detto *evorsione* e può contribuire attivamente all'approfondimento del letto.

A4 Contatto tettonico tra la Zona Sesia-Lanzo e il Massiccio ultrabasico di Lanzo (Coassolo T.se)

Come arrivare: a Lanzo T.se seguire le indicazioni per Coassolo T.se; giunti nella piazza principale raggiungere a piedi l'affioramento che si trova dietro la chiesa parrocchiale di San Nicolao (la cui facciata, risalente al 1750, è considerata monumento nazionale).

È chiaramente esposto il contatto tettonico tra le serpentiniti del Massiccio ultrabasico di Lanzo, di colore grigio a sinistra, e gli gneiss minuti e le anfiboliti della Zona Sesia-Lanzo, di colore bruno sulla destra. Questo contat-

to ha una complessa storia polifasica di deformazione e metamorfismo; entrambe le unità hanno subito il metamorfismo eolpino di alta pressione e bassa temperatura e la successiva retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, particolarmente evidente negli gneiss minuti (a quarzo, albite, mica bianca, epidoto, clorite, attinolute).

Tra Monastero di Lanzo e Corio nella Zona Sesia-Lanzo sono intrusi corpi di metagabbri a glaucofane ("glaucofaniti") che derivano dalla trasformazione alpina, evidenziata dalla presenza di minerali di alta pressione (glaucofane, epidoto, onfacite, cloritoide e almandino), di originari gabbri alcalini di probabile età permiana (**vedi § La geologia**).



Il contatto tettonico

A5 Grotta di Pugno¹ (Mezenile)

Come arrivare: dalla S.P.1 svoltare a sinistra per Traves e proseguire per la località Pugno. Poco prima di raggiungere tale località (300 m circa), sulla sinistra parte il sentiero che conduce alla grotta, indicato da un cartello. L'accesso è consentito dal 1 aprile al 31 ottobre.

Da notare lungo il percorso: la confluenza tra il T. Stura di Lanzo e il T. Stura di Viù in corrispondenza del ponte di Traves e gli affioramenti di serpentiniti poco a monte dello stesso.

¹ Sito di Interesse Comunitario SIC (biotopo) Rete Natura 2000, individuato dal D. M. 3 aprile 2000 ai sensi della Direttiva 92/43 CEE.

La grotta, localmente conosciuta come la *Borna*, appartiene ad un complesso di cavità sotterranee presenti in prossimità di Pignetto.

La *Borna* di Pignetto, lunga circa 800 m, è da ritenersi prevalentemente di origine naturale; si sviluppa eccezionalmente nei calcescisti, il che la rende peculiare in quanto la quasi totalità delle cavità naturali si ritrova in complessi calcarei.

È probabile che in tempi passati al suo interno si sia praticata estrazione di minerali.

I calcescisti, che in quest'area si sovrappongono e in parte si intercalano tettonicamente alle serpentiniti del Massiccio ultrabasico di Lanzo, potrebbero rappresentare i resti dell'originaria copertura sedimentaria del massiccio quando esso era esposto sul fondo del Bacino oceanico Ligure-Piemontese.



L'ingresso della Grotta di Pignetto

ITINERARIO B

Val di Viù



B1 Serpentiniti del Massiccio ultrabásico di Lanzo (Germagnano)

Come arrivare: percorrendo la S.P. 32 fermarsi circa 200 m prima del bivio per la località Castagnole (progressiva stradale 2,5 km).

Lungo la strada affiorano serpentiniti e serpentinoscisti, composte da antigorite, crisotilo e diopside, con in subordine olivina e clorite. Queste rocce derivano dalla serpentinizzazione delle peridotiti del Massiccio ultrabásico di Lanzo, lungo il margine di uno dei tre principali nuclei peridotitici. Le paragenesi in facies eclogitica ad antigorite e olivina sono dovute al metamorfismo eoalpino di alta pressione e bassa temperatura (**vedi § La geologia**).

Da notare la doppia curva a gomito nel tratto finale del T. Stura di Viù, poco a monte della confluenza nel T. Stura di Lanzo, ad evidenziare il forte controllo strutturale sull'andamento del reticolo idrografico.



Serpentiniti

B2 Peridotiti del Massiccio ultrabásico di Lanzo (Germagnano)

Come arrivare: percorrendo la S.P. 32 fermarsi circa 300 m dopo il bivio per la località Castagnole (progressiva stradale 3 km).

Si osservano le peridotiti del Massiccio ultrabásico di Lanzo, formate principalmente da olivina, con plagioclasio e, in evidenza, spinello e pirosseno. Si tratta di rocce del mantello terrestre, giunte in superficie durante i processi che hanno portato alla formazione della catena alpina.

Sul versante opposto, al di là della profonda incisione del T. Stura di Viù, si nota l'abitato di Traves, ubicato su un lembo di depositi fluvio-glaciali.



Peridotiti

B3 Filone di gabbri (Viù)

Come arrivare: percorrendo la S.P. 32 fermarsi circa 500 m dopo il bivio per la località Toglie (progressiva stradale 7,1 km).

Da notare lungo il percorso: gli accumuli detritici a grossi blocchi (*block stream*) diffusi sul versante destro nella bassa valle di Viù. Tali accumuli, di forma allungata e disposti all'interno degli impluvi, hanno origine nei settori medio alti dei versanti da un substrato sub-affiorante molto fratturato e rilasciato. La genesi e l'evoluzione di questi depositi è ancora controversa ed in corso di studio.



Filone di gabbri

È visibile in rilievo un filone di gabbri, costituiti da plagioclasio, pirosseno e olivina, intruso nelle peridotiti del Massiccio ultrabasico di Lanzo; queste ultime, composte da olivina e pirosseno, sono qui caratterizzate da marcata alterazione ferruginosa.

I gabbri presentano paragenesi di alta pressione (cloritoide, talco, granato, cianite) connesse al metamorfismo eoalpino di alta pressione e bassa temperatura.

Nelle peridotiti, oltre al dicco principale, si rilevano altri piccoli filoni di gabbri, talora trasformati in rodingiti; queste rocce contengono clorite, granato e pirosseno (diopside) e si formano sui fondali marini per la circolazione di fluidi derivanti da rocce ultrabasiche in corso di serpentinizzazione.

B4 Conoide del Rio del Civrari (Viù)

Come arrivare: percorrendo la S.P. 32 fermarsi circa 250 m dopo il bivio per la località Pessinea.

Il Rio del Civrari è un tributario di destra idrografica del T. Stura di Viù e confluisce nel fondovalle poco a monte della frazione Trichera (Viù) ad una quota di circa 800 m s.l.m. generando un apparato di conoide alluvionale; l'apice del conoide coincide con lo sbocco dell'incisione valliva, il punto inferiore del bacino idrografico, ed è visibile poco a monte del tracciato dell'elettrodotto. Nella zona distale il ventaglio del conoide presenta un'estensione laterale di circa 700 m (**vedi § Il Torrente Stura di Lanzo**).



Il bacino di alimentazione del conoide del Rio del Civrari, esposto a Nord, è caratterizzato da area modesta ($2,6 \text{ km}^2$) ed elevata energia di rilievo (oltre 1.300 m), a fronte di una lunghezza dell'asta principale nel tratto vallivo di circa 2 km . Il bacino idrografico, prevalentemente boscato, solca il versante settentrionale del Monte Civrari (2.302 m s.l.m.) ed è scavato nelle serpentiniti della Zona Piemontese, caratterizzate da discreto grado di erodibilità, come testimoniato dall'abbondanza di detriti presenti in alveo.

La forma del bacino è asimmetrica, essendo il versante destro della valle molto ripido e il sinistro più dolce e solcato da un sistema di corsi d'acqua gerarchizzato. Come testimoniato da eventi alluvionali recenti, in caso di precipitazioni intense il Rio del Civrari è soggetto a colate detritiche di entità rilevante: in un solo evento può trasferire verso valle migliaia di metri cubi di materiale detritico; fortunatamente in prossimità dell'alveo in conoide non sono presenti edifici o infrastrutture.



Il conoide del Rio del Civrari

In caso di nevicate abbondanti il Rio del Civrari è soggetto ad attività valanghiva. Nel marzo del 1964 raggiunse il fondovalle una valanga, caratterizzata da un fronte di circa 70 m, una traiettoria longitudinale di circa 1.500 m e un volume complessivo di neve, detrito e tronchi di circa 2.000 m³ (Sistema Informativo Valanghe di Arpa Piemonte).

B5 Argine morenico di Piazzette (Usseglio)

Come arrivare: oltrepassata la località Piazzette svoltare subito a destra seguendo le indicazioni per San Desiderio.

I materiali trasportati e depositati da un ghiacciaio sono frammenti rocciosi caduti su di esso dalle pareti che lo sovrastano o sradicati dal substrato sul quale scorre (*esarazione*). Un ghiacciaio allontana quindi i frammenti rocciosi dal luogo di origine e li deposita a distanze anche notevoli. L'espressione morfologica più evidente di questi depositi sono gli argini morenici.

In località Piazzette è possibile osservare l'argine morenico frontale abbandonato dal ghiacciaio principale che occupava la valle durante l'ultima glaciazione (10.000 anni fa). I depositi glaciali che costituiscono tale morena sono rappresentati da blocchi spigolosi di grandi dimensioni.

L'argine morenico di Piazzette chiude ad oriente la piana di Usseglio e costringe il T. Stura di Viù ad una brusca deviazione verso Sud.



L'argine morenico di Piazzette

B6 Conoide del Rio Venaus (Usseglio)

Come arrivare: fermarsi 200 m circa dopo la frazione Chiaberto.

Il conoide del Rio Venaus, tributario di sinistra idrografica del T. Stura di Viù in corrispondenza di Usseglio, è soggetto ad attività torrentizia d'estate e valanghiva d'inverno, motivo per il quale è stato oggetto negli anni di numerosi interventi di sistemazione a difesa dell'abitato: in particolare il canale nel tratto in conoide presenta muri longitudinali mirati ad arginare lateralmente i deflussi solidoliquidi ed un sistema di opere trasversali di consolidamento del fondo dell'alveo.

Il bacino di alimentazione, relativamente simmetrico ed esposto a Sud-SudOvest, solca il versante meridionale della Torre d'Ovarda (3.075 m s.l.m.), è caratterizzato da energia di rilievo molto elevata (oltre 1.600 m) ed è scavato nelle prasiniti della Zona Piemontese: lo scarso grado di erodibilità di queste rocce è testimoniato dalla morfologia accidentata a versanti acclivi e creste aguzze. L'asta principale si sviluppa per oltre 2 km ed il suo andamento, come quello dei suoi tributari, nella parte di testata del bacino segue l'assetto strutturale del substrato roccioso.



Il Rio Venaus



Il conoide nell'ottobre del 2000 è stato interessato nella zona apicale da una piena torrentizia con trasporto iperconcentrato di sedimenti fuori alveo al centro del conoide e sul fianco sinistro (colore rosso in carta), data la presenza a valle dell'apice, in sinistra, di un canale secondario riattivabile.

Le valanghe da novembre ad aprile si staccano nel bacino intorno a quota 2.000 m s.l.m. e possono incanalarsi nel Rio Venaus, incassato nella parte alta del suo percorso, ed arrivare a depositarsi sulla piana di Usseglio, coprendo una traiettoria di oltre 2.000 m. Il Sistema Informativo Valanghe di Arpa Piemonte riporta osservazioni su valanghe nel 1962 (300 m fronte, 4 m di spessore, volume complessivo 160.000 m³, con distruzione di 300 m di strada), nel 1963 e due nel novembre 1972, la principale delle quali caratterizzata da estensione frontale di 350 m e volume eccezionale di 360.000 m³, che ha provocato danni ai boschi.

B7 Pian Benot (Usseglio)

Come arrivare: oltrepassata la località Crot seguire verso sinistra le indicazioni per Pian Benot.

Da notare lungo il percorso: proseguendo a piedi alcune decine di metri oltre la sbarra in località A. Lavet si ha la possibilità di raggiungere un buon punto panoramico, che permette di osservare dall'alto il settore orientale della piana di Usseglio e l'argine morenico di Piazzette (**vedi B5**).

Sui versanti che racchiudono la piana di Usseglio sono presenti ingenti volumi di depositi glaciali; accanto alle numerose tracce di modellamento glaciale quali rocce montonate, circhi glaciali e conche di sovraescavazione, questi depositi sono la testimonianza diretta delle glaciazioni quaternarie, che interessarono l'area alpina durante tutto il Pleistocene (1,7 milioni – 10.000 anni fa).

La parte più occidentale della località Pian Benot è adagiata su depositi glaciali di pertinenza del ghiacciaio principale (argine laterale destro), la cui espressione morfologica più evidente è un terrazzo sospeso sulla valle principale.

Spostandosi più ad Est e superata la borgata Benot, si perviene a quello che in passato era con tutta probabilità il punto di confluenza del ghiaccio principale con quello discendente dal vallone laterale detto del Vallonet.



Panoramica (Usseglio)

B8 Lago di Malciaussia (Usseglio)

Come arrivare: oltrepassata la località Crot seguire a sinistra le indicazioni per Malciaussia (la strada viene chiusa al traffico poco oltre la località Margone nel periodo invernale).

Da notare lungo il percorso: poco a monte della località Pian Andè (progressiva stradale 35,9 km) il T. Stura di Viù scorre nella profonda incisione che segna il contatto tra i calcescisti sul lato orografico sinistro e le ofioliti (serpentiniti e prasiniti), che affiorano sul versante opposto intensamente modellate dal ghiacciaio.

I versanti che circondano la conca del lago sono costituiti dalle rocce della Zona Piemontese: bancate di metabasiti, prevalentemente prasiniti in rilievo morfologico, intercalate a una potente successione di calcescisti, che si sviluppa verso Ovest fino alle creste di confine. La morfologia locale è intimamente legata all'assetto geologico-strutturale di questo settore della valle, caratterizzato da limiti fra le diverse unità che presentano un andamento NordEst – SudOvest, paralleli all'asse vallivo.



Malciaussia (Usseglio)

Sullo sperone roccioso a Nord della diga e lungo l'ultimo tratto della strada che sale al lago sono ben osservabili i calcescisti, costituiti da calcite, mica, clorite, quarzo ed epidoto; la scistosità è talora molto evidente, in alcuni casi sottolineata da letti di mica bianca molto sviluppati, talora assente.



Calcemicascisti



Calcescisti

ITINERARIO C

Val d'Ala



C1 Cava di talco di Bracchiello (Ceres)

Come arrivare: dalla S.P. 1 svoltare a destra per la località Bracchiello; parcheggiare l'auto e proseguire a piedi lungo l'evidente stradina che conduce al sito.

Da notare lungo il percorso: la confluenza tra il T. Stura di Ala e il T. Stura di Val Grande, poco a valle di Ceres.

Sui versanti a monte dell'abitato di Bracchiello, serpentinocisti e talcoscisti della Zona Piemontese sono esposti lungo il fronte di coltivazione della cava dismessa. I lavori minerari risalgono agli ultimi decenni del 1800, quando l'interesse era rivolto principalmente all'estrazione di pirite; come testimoniato da un susseguirsi di permessi di ricerca mineraria, a partire dai primi decenni del 1900 l'interesse si spostò verso il talco, estratto in quantità considerevole, e verso l'amianto, estratto come minerale accessorio. La concessione mineraria di talco e amianto "Bracchiello" è stata conferita in epoca recente (1981), ma non è mai divenuta effettiva.



Il fronte della cava

C2 Canalone di valanga e conoide di Martassina (Ala di Stura)

Come arrivare: lungo la S.P. 1 fermarsi 600 m circa dopo la località Martassina.

Il canalone che scende dal Monte Rosso d'Ala (2.763 m s.l.m.) in direzione Nord è soggetto a fenomeni di valanga nel periodo dicembre-aprile; in estate e autunno, in coincidenza di eventi di precipitazione intensa, sul canalone si possono attivare processi torrentizi anche imponenti (ottobre 2000).

Dal Sistema Informativo di Arpa Piemonte si ricavano notizie dettagliate di una valanga osservata nel 1964, caratterizzata da una traiettoria di 1.000 m, 4 m di spessore, 20.000 m² di superficie e volume di 25.000 m³. I danni osservati e potenziali si limitano alle zone boscate, in quanto non sono presenti edifici o strade sull'apparato di conoide.



Il canalone di valanga

C3 Gorgia di Mondrone (Ala di Stura)

Come arrivare: a Mondrone seguire le indicazioni per la Gorgia.

La spettacolare Gorgia di Mondrone è incisa nelle serpentiniti e nelle metabasiti della Zona Piemontese, i derivati metamorfici rispettivamente delle peridotiti del mantello e dei gabbri e dei basalti che costituivano la crosta del Bacino oceanico Ligure-Piemontese.

Osservando il percorso incassato del torrente risulta evidente come l'andamento e l'approfondimento del corso d'acqua siano stati

favoriti dalla presenza di una zona di debolezza (frattura) nel substrato roccioso.

Risalendo il sentiero sulla destra del torrente si riconoscono, oltre alle serpentiniti: metagabbri a albite e epidoto (derivati metamorfici del plagioclasio), clorite, attinolite e glaucofane (derivati metamorfici dei pirosseni), a tessitura da granoblastica a scistosa; prasiniti con albite in porfiroblasti, clorite, epidoto, attinolite, derivanti da rocce basaltiche o gabbriiche, ma in cui il protolite non è più riconoscibile a causa dell'intensa trasformazione metamorfica.



Gorgia Mondrone



Uja Mondrone

Dalla Gorgia si gode una spettacolare vista sull'imponente Uja di Mondrone (2.964 m s.l.m.), uno dei principali nuclei di serpentiniti della Zona Piemontese nelle Valli di Lanzo, che costituisce il versante Nord della Val d'Ala da Molette fino a Pian della Mussa. Queste serpentiniti, in genere massicce ma talora passanti a serpentinoscisti e cloritoscisti, nella parte più ele-

vata del rilievo contengono amianto, per la cui ricerca nel 1938 venne accordato un permesso, prorogato fino al 1948, che tuttavia non venne mai trasformato in concessione per la difficile accessibilità dei luoghi.

C4 Frana storica di Balme (Balme)

Come arrivare: lungo la S.P. 1 fermarsi poco oltre il cimitero di Balme.



Frana di Balme



Serpentiniti

La notte del 17 settembre del 1665 un crollo in roccia, originatosi sul versante meridionale dell'Uja di Mondrone, provocò la distruzione di un piccolo villaggio ubicato poco a valle di Balme.

I blocchi plurimetrici, eccezionalmente di volumetria superiore a 100 m^3 , della frana storica di Balme sono costituiti dalle serpentiniti dell'Uia di Mondrone, formate da crisotilo e antigorite, insieme a clorite, magnetite, talco e carbonati, con evidenti tracce di amianto (*non toccare*).

C5 Pian della Mussa¹ (Balme)

Come arrivare: seguire la S.P. 1 sino al termine; nel periodo invernale la strada viene chiusa al traffico poco oltre Balme.

Da notare lungo il percorso: in sinistra orografica, nel tratto Balme – Pian della Mussa, le rocce levigate dall'azione del ghiacciaio.



Panoramica del Pian della Mussa (Balme)

La piana alluvionale è chiusa ad oriente da un accumulo di frana originatosi sul versante destro della valle; percorrendo il Piano è possibile osservare alla base di entrambi i versanti apparati di conoide di origine mista (valanga, processi torrentizi e gravità).

Il rilievo denominato *Roc Neir*, visibile in destra idrografica poco prima della località Grange della Mussa, è impostato sulle serpentiniti, mentre la testata della valle è costituita da calcescisti e, nella parte alta fino alla cresta di confine (Bessanese), da metabasiti. Queste rocce, derivanti dai fondali del Bacino oceanico Ligure-Piemontese, sono state metamorfosate dall'orogenesi alpina; tuttavia i processi che inducono la serpentinnizzazione delle rocce ultrabasiche (peridotiti) del mantello sono principalmente ascrivibili al metamorfismo di fondo oceanico, penecontemporaneo alla risalita delle rocce mantelliche lungo le fratture in cui ha luogo la formazione della crosta oceanica.

¹ Sito di Interesse Comunitario SIC (biotopo) Rete Natura 2000, individuato dal D. M. 3 aprile 2000 ai sensi della Direttiva 92/43 CEE.

ITINERARIO D

Val Grande



D1 **Masso erratico e panoramica Vrù (Cantoira)**

Come arrivare: lungo la S.P. 33, oltrepassato il concentrico di Cantoira, svoltare a destra e seguire le indicazioni per Vrù. Abbandonare l'auto in prossimità del tornante che conduce nella parte alta della borgata e tramite tracce di sentiero spostarsi, salendo, in direzione Ovest. In breve si raggiunge un evidente punto panoramico a monte del quale è presente un gigantesco masso erratico.

Da notare lungo il percorso: gli affioramenti di depositi glaciali in corrispondenza dei tagli stradali, caratterizzati anche dalla presenza di blocchi con volumetrie di alcune decine di metri cubi.



Masso erratico di Vrù



Panoramica (Cantoira)

Il gigantesco masso presente in questo luogo è un erratico, trasportato sin qui, ed abbandonato dal ghiacciaio che riempiva la valle. Il masso è costituito da ortogneiss occhiadini del Massiccio del Gran Paradiso, presenti alla testata della valle, mentre la litologia locale è rappresentata dagli gneiss minuti della Zona Sesia-Lanzo.

Da questo punto panoramico, sul versante opposto è possibile osservare:

- tra Santa Cristina ed il M. te Rosso l'argine morenico destro formato dal ghiacciaio principale durante l'ultima massima espansione: il limite dei depositi glaciali si distingue facilmente (morfologicamente e grazie alla vegetazione) lungo tutto il versante destro (tratteggio bianco), e risulta mancante solo in corrispondenza di due evidenti nicchie di distacco di fenomeni franosi avvenuti evidentemente dopo il ritiro della massa glaciale (vedi punto successivo);
- sul versante nord del M. te Rosso due evidenti fenomeni franosi i cui accumuli (linea rossa) hanno raggiunto il fondovalle. I depositi della frana più a monte (di fronte al Cimitero di Cantoira) hanno raggiunto il versante opposto e provocato l'ostruzione dello Stura di Val Grande; tale frana si verificò nel 1720 e, nel 1868, venne così descritta dal geologo B. Gastaldi: «Un'enorme frana di pietre che, staccatasi dal Monte Rosso, sul fianco destro della valle, quasi di faccia a Borgognies, precipitò così grossa e con tanto impeto da spingere la sua estremità sin contro il piede del fianco sinistro. La Stura è obbligata a tagliare questa congerie di massi passando per un canale che si aprì in mezzo ad essi, e questo canale è talmente stretto, che durante le acque grosse le è forza rifluire con danno gravissimo dei prati situati a monte». L'età della frana posta poco più a valle della precedente è sconosciuta; i suoi depositi provocano un evidente deviazione del corso d'acqua.

D2 Morena di Lities (Cantoira)

Come arrivare: lungo la S.P. 33, oltrepassato il concentrico di Cantoira, svoltare a destra e seguire le indicazioni per Lities. Parcheggiare l'auto in prossimità della chiesetta che si trova poco prima di raggiungere la borgata.

Da notare lungo il percorso: gli affioramenti di depositi glaciali in corrispondenza dei tagli stradali, caratterizzati anche dalla presenza di blocchi con volumetrie di alcune decine di metri cubi.



Argine morenico di Lities

Il vallone di Lities è impostato su una fascia di calcescisti della Zona Piemontese, con intercalati corpi di metabasiti in evidenza morfologica.

In prossimità della chiesetta è possibile osservare ciò che rimane dell'argine morenico sinistro formato dal ghiacciaio principale durante l'ultima massima espansione. Si osservi sul versante opposto (tra S. Cristina ed il M. te Rosso) l'omologo argine laterale destro.

D3 Piramidi d'erosione di Vonzo (Castei d'le Rive) (Chialamberto)

Come arrivare: lungo la S.P. 33, oltrepassata la località Valnera, svoltare a destra e seguire le indicazioni per Vonzo. Parcheggiare l'auto nella piazzetta della borgata e seguire le indicazioni per i Castei d'le Rive.

Da notare lungo il percorso: l'incisione del Rio della Paglia impostata lungo il contatto tettonico tra la Zona Piemontese ed il massiccio del Gran Paradiso.

Le piramidi di erosione o piramidi di terra sono caratteristiche forme naturali che si originano in seguito al rimodellamento operato dalle acque meteoriche su depositi eterogenei, quali ad esempio i depositi glaciali ed i depositi fluvioglaciali.

In questo caso le piramidi sono costituite dai depositi glaciali abbandonati dal ghiacciaio che occupava la Val Grande durante l'ultima glaciazione (10.000 anni fa).

Tali depositi presentano generalmente una matrice costituita da ciottoli, ghiaia, sabbia e limo, inglobante massi con volumetria decisamente maggiore (anche diversi m³).

A partire dal momento in cui, a causa dell'erosione, questi ultimi vengono a giorno prende avvio la formazione della piramide: il masso (cappello) inizia a svolgere un'azione protettiva nei riguardi della colonna di materiale sottostante, che rimane isolata ed in rilievo rispetto al resto del deposito, che man mano viene trasportato verso valle. Alcuni Autori sostengono che in taluni casi il masso sommitale può avere una duplice funzione: oltre quella di cappello anche quella di tappo: la presenza di acque carbonatiche, circolanti all'interno del deposito verrebbe quindi interrotta nella risalita verso l'alto, favorendo la cementazione della colonna di materiale sottostante e di conseguenza una sua maggiore compattezza rispetto al resto del deposito.

Le piramidi hanno una vita geologica molto breve, in quanto sia l'azione degli agenti atmosferici, sia il verificarsi di frane e terremoti ne provocano facilmente la scomparsa. Allo stesso tempo questi fenomeni esogeni ne originano di nuove.



Piramide d'erosione

D4 Frana di Balmavenera: la borgata fantasma (Chialamberto)

Come arrivare: lungo la S.P. 33, oltrepassata la località Valnera, svoltare a destra e seguire le indicazioni per Balmavenera. Lasciare l'auto in prossimità del ponte sul T. Vassola e raggiungere a piedi la borgata.

Da notare lungo il percorso: le opere di drenaggio profondo e superficiale del versante realizzate al fine di mitigare il fenomeno franoso.

A causa di un esteso fenomeno franoso la frazione Balmavenera è da tempo disabitata; tutti gli edifici sono gravemente lesionati; l'area coinvolta ha una estensione di circa 0.3 km² e si estende altimetricamente tra i 900 ed i 1.350 m s.l.m.

In questo tratto il versante sinistro della Val Grande è costituito da un substrato roccioso appartenente alla falda del Gran Paradiso, litologicamente rappresentato da gneiss occhiadini derivanti da graniti tardo-paleozoici.

Su tale substrato sono appoggiati depositi glaciali (till di ablazione) conservati sotto forma di lembi di terrazzo ed abbandonati dal ghiacciaio principale durante il Pleistocene superiore; tali formazioni superficiali, sono quelle che, in special modo in seguito ad intense precipitazioni, danno origine al movimento franoso. È probabile che lo spessore dei depositi coinvolti superi i 40 m, in quanto i sondaggi effettuati non hanno incontrato il substrato a profondità inferiori.

In particolare va sottolineato che i banchi gneissici del substrato presentano una immersione verso Sud-SudEst; questo significa, per l'area in esame, una giacitura a franapoggio con inclinazione variabile dai 30° ai 50°, che favorisce il movimento verso valle dei sedimenti glaciali.

Il movimento avviene per superamento della resistenza al taglio lungo una o più superfici, a volte visibili, più spesso solo presunte, generalmente concave verso l'alto.

Per la Frana di Balmavenera si ipotizza la presenza di più superfici di scivolamento, peraltro ben evidenziate dalle misure inclinometriche, poste in corrispondenza di livelli particolarmente ricchi di materiale limoso.

Il fenomeno franoso è posto sotto controllo strumentale tramite una serie di inclinometri che permettono di valutare l'evoluzione del movimento in profondità (Arpa Piemonte – Rete Regionale di Controllo dei Movimenti Franos).



Attività di monitoraggio su fenomeno franoso

D5 Ortogneiss del Bec di Mea e panoramica (Groscavallo)

Come arrivare: lungo la S.P. 33, oltrepassata la località Pialpetta, svoltare a destra e seguire le indicazioni per Rivotti; al bivio successivo proseguire verso destra sino ad arrivare alla località San Grato. Parcheggiare l'auto e seguire le indicazioni per il Bec di Mea.



Panoramica dal Bec di Mea (Groscavallo)



Ortogneiss

L'ascesa al Bec di Mea consente di prendere contatto con gli ortogneiss occhiadini del Gran Paradiso: in rilievo grandi cristalli centimetrici ("occhi") di feldspato potassico, associati a mica, plagioclasti e quarzo.

Gli ortogneiss sono il derivato metamorfico alpino dei graniti cristallizzati tra 280 e 265 milioni di anni fa, al momento dell'assemblaggio del supercontinente Pangea, prima dell'apertura del Bacino Ligure-Piemontese e dell'orogenesi alpina.

Il Bec di Mea costituisce inoltre un ottimo punto panoramico sulla parte medio alta della valle; si notino l'ampio fondovalle, l'andamento sinuoso del T. Stura, dovuto alla presenza di imponenti apparati di conoide che ne deviano continuamente il percorso, ed il terrazzo di origine glaciale su cui è ubicata la borgata San Grato.

D6 Confluenza T. Gura e T. Sea a Forno Alpi Graie e panoramica sulla testata della valle (Groscavallo)

Come arrivare: seguire sino al termine la S.P. 33.

L'abitato di Forno Alpi Graie è edificato sull'ampio conoide alluvionale del T. Gura, che prende origine dai ghiacciai Mulinet e Martellot, ed è coalescente sul lato di valle con il conoide del T. Stura di Sea. I depositi che costituiscono i due apparati colmano completamente il fondo vallivo.

Benché protetta da uno sperone roccioso (*roccia montonata*), la frazione è stata più volte interessata dalle piene torrentizie, talvolta furiose, del T. Gura.

Le fotografie si riferiscono alla piena del 24 settembre 1993, i cui effetti sono stati particolarmente devastanti a causa dell'ingente trasporto solido di sedimenti lungo l'asta torrentizia, provenienti dall'apparato morenico del Mulinet.



Forno Alpi Graie



Incisioni nell'apparato morenico del Mulinet

I due conoidi alluvionali sono caratterizzati da una pendenza media piuttosto modesta.

Nel tratto in conoide la posizione dei due corsi d'acqua alimentatori è attualmente sul fianco destro; tale andamento può facilmente cambiare a seguito di eventi alluvionali, così come successo in passato, a causa dei forti processi erosivi e deposizionali.

Alla testata della valle si osservano i ghiacciai Mulinet, Martelot e della Levanna, tutti in fase di forte regressione; alla loro fronte sono altresì visibili i rispettivi apparati morenici.

Dal punto di osservazione è possibile notare alcune forme di modellamento glaciale quali la già citata roccia montonata presente a monte della borgata e le levigate bancate di ortogneiss occhiadino sul versante sinistro.

Bibliografia

Arpa Piemonte – Regione Piemonte (2008) *Amianto naturale in Piemonte – Cronistoria delle concessioni e dei permessi di ricerca mineraria*.

Arpa Piemonte (2006) *Uno sguardo sul territorio – Appunti sulla geologia del Piemonte*.

Arpa Piemonte (2005) *Dalla valutazione alla previsione dei rischi naturali*.

Arpa Piemonte (2003) *Eventi alluvionali in Piemonte 2000 – 2002*.

Borla G. & Sesia E. (1996) *Attività mineraria e società nelle Valli di Lanzo tra Cinquecento e Novecento in Miscellanea di studi sulle Valli di Lanzo. Società Storica delle Valli di Lanzo*.

Capello C.F. (1980) *Archivio Storico–Topografico delle Valanghe (Provincia di Torino). Istituto Geografia Alpina dell'Università di Torino*.

Chiariglione A. (1994) *Le Valli di Lanzo. Guida naturalistica. Cierre Edizioni*.

Istituto Geografico Centrale *Carta dei sentieri e dei rifugi - n°103 e n°110 in scala 1: 25.000 e n°6 in scala 1:50.000*.

Martinetto E. & Farina T. (2005) *I quaderni de La Mandria 1 - La Foresta fossile del torrente Stura di Lanzo. Ente di Gestione del Parco Regionale La Mandria e dei Parchi e delle Riserve Naturali delle Valli di Lanzo*.

Regione Piemonte (1996) *Gli eventi alluvionali del settembre-ottobre 1993 in Piemonte*.

Regione Piemonte e Università degli Studi di Torino (1998) *Distribuzione regionale di piogge e temperature. Collana Studi Climatologici in Piemonte, Vol. 1*.

Sitografia

<http://www.arpa.piemonte.it>

<http://www.regione.piemonte.it/parchi/>

<http://www.vallidilanzo.to.it/>

<http://gisweb.arpa.piemonte.it/arpagis/index.htm>

Ideazione e progetto editoriale

Arpa Piemonte

Centro regionale per le ricerche territoriali e geologiche

Responsabile: Ferruccio Forlati

Testi e immagini a cura di

Paolo Falletti, Federica Marco, Giacomo Re Fiorentin

Grafica e impaginazione

Art Cafè Adv - Torino

Finito di stampare nel mese di gennaio 2009

Nella stessa collana

- La Valsesia (2007)
- Le Valli di Lanzo Vol. 1 Aspetti geologici (2009)

Di prossima pubblicazione

- La Valle Cervo (2009)
- Alpi Liguri (2009)
- La Valchiusella (2009)
- Valle Po (2009)



STAMPATO SU CARTA RICICLATA AL 100% CHE HA OTTENUTO IL MARCHIO DI QUALITÀ ECOLOGICA ECOLABEL EUROPEO

Torre d'Ovarda

Conoide del Rio Venaus

Usseglio

B6

B5

B7

T. Stu

B8

Pian Benot

Conoide del R

P.ta Lunella



www.arpa.piemonte.it