

# SEGNALAZIONE DI SINKHOLES A VARI STADI DI EVOLUZIONE NELLE ALPI OCCIDENTALI

**ALBERTO WALTER\***, **CARRARO FRANCESCO\***, **GIARDINO MARCO\***,  
**MARTINOTTI GIORGIO\***, **SASSONE PAOLO\*\*** & **TIRANTI DAVIDE\*\*\***

\*Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino, Torino

\*\*Studio Geingegneria Ambientale Mineraria, Casalborgone (TO)

\*\*\*ARPA Piemonte - Settore Meteoridrografico e Reti di Monitoraggio, Torino

---

## INTRODUZIONE

Nell'ultimo decennio, presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino, sono stati oggetto di numerosi studi due tipi di fenomeni che trovano larga diffusione nelle Alpi occidentali e che, almeno in alcuni casi, hanno mostrato di essere legati tra loro geneticamente e connessi a loro volta alla formazione di sinkholes:

- i processi di deformazione gravitativa profonda,
- la genesi di ammassi di rocce carbonatiche epigenetiche ("pseudocarniole").

Queste ultime, la cui analisi esula dal contesto del presente lavoro e per la quale si rinvia a ALBERTO & al. (in stampa), presentano facies molto diversa e mostrano di essersi formate per dissoluzione e riprecipitazione o sedimentazione detritica di corpi rocciosi carbonatici ad opera di fluidi risalenti caldi o discendenti freddi.

La riduzione di volume che è venuta a prodursi in profondità in seguito ai processi di corrosione ha avuto in alcuni casi come riflesso superficiale la genesi di deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV); queste, o porzioni di queste, possono essersi evolute in veri e propri sinkholes. Ovviamente si osserva la formazione di sinkholes anche in contesti non interessati da DGPV.

## 1. STATO DELLE CONOSCENZE

Nel presente lavoro il termine sinkhole verrà utilizzato nell'accezione proposta da MONROE (1970) come "depressione o collasso superficiale dovuto a crollo di piccole cavità sotterranee generate da carsismo". In altri lavori specifici sull'ambiente alpino (CARRARO & MARTINOTTI, 1993; GIARDINO, 1995; FUSETTI, 2002) le stesse manifestazioni sono state indicate come "fenomeni di collasso per corrosione profonda"; essi possono essere ricondotti geneticamente alla riduzione di volume che si registra nell'ammasso roccioso in profondità in conseguenza ai fenomeni di dissoluzione. Gli elementi necessari per la realizzazione di fenomeni di dissoluzione sono rappresentati dalla presenza di masse rocciose altamente solubili (gessi ed altre evaporiti, calcari, marmi) e da abbondante circolazione d'acqua. Fra i fattori che controllano il fenomeno vi sono il chimismo delle acque e la portata del flusso.

Altri fattori sono rappresentati dalle caratteristiche lito-strutturali delle rocce che ospitano il flusso delle acque, quali ad esempio presenza di sistemi di frattura aperti che aumentano la permeabilità dell'ammasso roccioso.

Le fasi embrionali della dissoluzione in profondità, con annessi fenomeni di riduzione di volume, possono portare ad un allentamento dei sistemi di frattura anche negli ammassi rocciosi sovrastanti, con un conseguente effetto amplificatore della fenomenologia stessa.

I fenomeni di dissoluzione in profondità, a causa della riduzione del volume roccioso, possono provocare in superficie fenomeni di collasso. Sono ampiamente studiati i casi di

spiondamento di cavità in ambiente carsico che provocano la formazione di “doline di crollo” e altre forme depresse (Cvijic, 1960; JENNINGS, 1985; DREYBRODT, 1988). Meno noti e studiati sono stati in Italia i fenomeni di collasso per corrosione profonda. Nei casi in cui questi fenomeni interessino versanti più o meno acclivi assumono aspetti specifici ed evolvono talora in frane. Riferimenti a questo riguardo sono quelli ripresi da VARNES (1978) che, nelle note di commento ad una sua classificazione dei processi franosi indica fra le possibili cause dell’aumento di stress di taglio “the removal of underlying support” e ricollega questo processo alla rimozione di materiale solubile sotterraneo, citando TERZAGHI (1931) e WARD (1945).

Così come sono stati definiti, non ci risulta che nell’immensa letteratura geologica relativa alle Alpi Occidentali siano stati studi specifici sui fenomeni di sinkhole né svolte indagini di classificazione morfometrica o di censimento delle “voragini e degli spiondamenti”, analogamente a quanto è avvenuto per altre aree del territorio nazionale, ad esempio per quelle appenniniche (BERTI & alii, 2002). Forse questa situazione è da mettere in relazione con il fatto che i sinkholes delle Alpi Occidentali per la massima parte non presentano i caratteri morfologici tipici di quelli riscontrati nelle altre aree italiane; si tratta infatti di manifestazioni di origine remota nel tempo, delle quali non è stato documentato un impatto catastrofico e che si presentano inoltre più o meno profondamente rimodellate.

## **2. I CASI DI STUDIO**

### **2.1 Valle di Susa**

#### **2.1.1 Chiomonte**

Esempi di fenomeni di sinkholes a diversi stadi di evoluzione si possono osservare nella media Valle di Susa (Provincia di Torino). Il segmento vallivo in cui si sviluppano è impostato lungo il contatto tettonico, subverticale, tra le rocce cristalline del Massiccio d’Ambin e la successione, costituita da sedimenti e da rocce metamorfiche, denominata Unità Tettonostratigrafica di Gad (POLINO & alii, 2002). Quest’ultima è costituita alla base da quarziti, cui seguono gessi ed evaporiti associate che passano successivamente a calcari e dolomie ed infine a calcescisti. Nel settore indagato i gessi attualmente non affiorano ma in passato era presente una cava in cui venivano coltivati, della quale restano tracce in una piccola fornace e nei resti di una decauville.

I fenomeni di spiondamento più vistosi sono conservati sul fondovalle, nei pressi dell’abitato di Chiomonte, duecento metri circa a valle del ponte con cui una strada comunale mette in comunicazione la S.S. 24 con la nuova strada che in questo tratto corre alla base del versante sinistro. Sulla superficie del conoide fluvioglaciale, disseccato, che prende origine dalla cerchia morenica frontale conservata allo sbocco della Val Clarea, se ne osservano due tra loro contigui.



Fig. 1 – Sinkhole A presso Chiomonte

La prima depressione (Sinkhole A, Fig. 1) ha una forma ellittica in pianta, con diametro maggiore di una cinquantina di metri ed una profondità massima di  $6 \div 7$  m. Il suo profilo trasversale, sia in senso NE-SW che NW-SE, è asimmetrico, con i versanti nordoccidentale e nordorientale meno ripidi dei loro omologhi sudorientale e sudoccidentale. Quest'ultimo è stato risagomato artificialmente per la realizzazione del rilevato della strada di accesso ad una discarica. L'intera depressione si apre nei depositi fluvioglaciali, costituiti da ghiaie centimetriche in abbondante matrice sabbioso-limosa, con la sola eccezione del versante sudorientale, subverticale, che si sviluppa nei calcari dell'Unità di Gad.

La seconda (Sinkhole B, Fig. 2) è costituita da due cavità concentriche a profilo asimmetrico: in questo caso il versante settentrionale è meno inclinato di quello meridionale: quest'ultimo è strapiombante, mentre quelli orientale ed occidentale sono verticali. Tutti e tre sono interamente sviluppati nei calcari dell'Unità di Gad: l'inclinazione media di questi ultimi è di una decina di gradi verso SE; sono presenti due sistemi di faglie:  $116^\circ$  subverticale,  $48^\circ$  verso  $60^\circ$ , con indicatori cinematici di movimento trascorrente indeterminato. Il versante settentrionale è invece costituito in superficie da sfasciume detritico derivato dai depositi fluvioglaciali e da materiali antropici di discarica. La larghezza della depressione maggiore è di una quarantina di metri mentre quella minore, con forma ellittica in pianta, che si apre all'interno della precedente, è di una ventina di metri. La profondità è di circa quindici metri. Sul fondo è presente dell'acqua che mostra di livellarsi con quella del corso d'acqua principale (Dora Riparia) che scorre un centinaio di metri più a SE.

Entrambi i fenomeni descritti possono essere interpretati come il prodotto del collasso dei depositi fluvioglaciali e del sottostante substrato roccioso, per riduzione di volume prodottasi a pochi metri o decine di metri di profondità, legato al cedimento di vuoti creati nei gessi o nelle rocce associate da circuiti carsici. Nel primo caso si può parlare di un sinkhole allo stadio embrionale mentre nel secondo si è di fronte ad un sinkhole nel suo aspetto tipico.

Le due depressioni si sviluppano sul prolungamento meridionale di una estesa Deforma-



Fig. 2 – Sinkhole B presso Chiomonte



Fig. 3 – Piccolo sprofondamento presso Chiomonte.

militare che dall'abitato di Salbertrand sale al forte del M. Jafferau, in un paesaggio ricco di vistose manifestazioni carsiche ipogee esumate dall'erosione (ad es. cavità di crollo denominate Grotte dei Saraceni). All'altezza della casermetta denominata Il Fontanone, (q. 2.221), l'incisione del Rio Seguret, dove questa attraversa una superficie terrazzata suborizzontale, presenta una improvvisa svasatura in pianta di forma ellittica, aperta verso valle (Fig. 4).

zione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV della Maddalena), parzialmente evoluta in frana, che interessa il versante sinistro della Valle di Susa), lasciando intuire una interconnessione tra i due tipi di fenomeni.

Oltre a queste due manifestazioni maggiori, sul versante destro e sulle superfici dei terrazzi alluvionali in cui è articolato si aprono alcune cavità (Fig. 3), interpretabili come "sprofondamenti per corrosione subdetrica" sensu CASTIGLIONI (1961), cioè piccoli sprofondamenti della coltre costituita dalle formazioni superficiali indotti dal collasso di cavità aperte a pochi metri di profondità nel sottosuolo. Secondo informazioni raccolte in loco, queste si formano con relativa frequenza e vengono sistematicamente colmate con riporti per consentire le attività agricole. In una galleria artificiale del diametro di 2 m scavata nei depositi di conoide misto, cementati, sulla verticale di una di queste depressioni è stata rilevata una faglia subverticale diretta  $110^\circ$  con dislocazione del pavimento di circa 15 cm.

#### 2.1.2 M. Seguret

Un altro interessante esempio di sprofondamento si osserva sul versante sinistro della media Valle di Susa lungo la strada

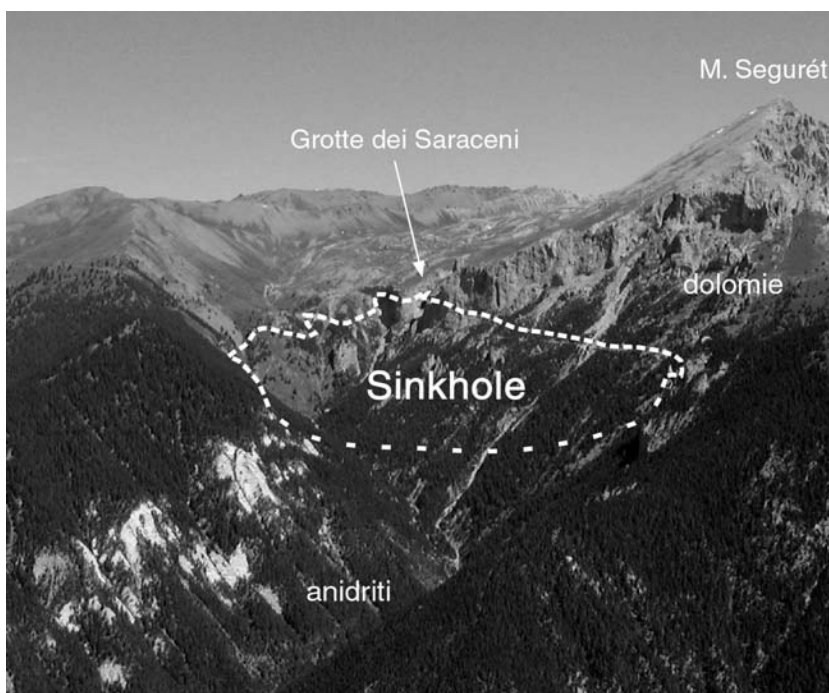


Fig. 4 – Sinkhole del M. Seguret

Le pareti che la delimitano sono interamente modellate in dolomie (“Dolomie del Seguret” del Trias medio?) con inclinazione media di  $15^\circ$  verso Sud ed in “pseudocarniole” ed hanno sviluppo subverticale. Il diametro massimo è di circa 1.000 m e la profondità, misurata dalla casermetta al nickpoint del profilo longitudinale del corso d’acqua, dove si osserva un imponente accumulo di giganteschi massi angolosi, è di circa 250 m. Sul versante destro dell’incisione del torrente, a valle della situazione morfologica descritta, affiorano estesamente anidriti che soggiacciono alle rocce dolomitiche. La serie di fenomeni descritti in precedenza mostra di costituire i resti rimodellati di un sinkhole realizzatosi nel paesaggio carsico locale in interazione con l’evoluzione del corso d’acqua che di fatto ha accorpato la depressione nella propria incisione. Localmente sono presenti faglie subverticali a prevalente direzione compresa tra  $110^\circ$  e  $140^\circ$ .

Va ricordato che i due versanti dell’intero segmento della media Valle di Susa sono interessati da una serie imponente di DGPV e che queste vengono interpretate come l’espressione superficiale della Susa-Chisone Shear Zone, fascia di deformazione “plurichilometrica a carattere trastensivo sinistro, con direzione  $N60^\circ E$ , che si sviluppa principalmente nelle unità a prevalenti calcescisti della Zona Piemontese, al limite tra questa e il Massiccio d’Ambin” (BORCHI & alii, 2002).

Nell’area in cui ricadono tutte le manifestazioni citate affiorano estesamente rocce carbonatiche indicate in letteratura come “carniole” ed interpretate come evaporiti triasiche, che studi recenti (ALBERTO & alii, in stampa) hanno dimostrato corrispondere invece al prodotto della rideposizione chimica (pseudocarniole incrostanti) o fisica (pseudocarniole “autoclastiche”, residuali e detritiche) dei carbonati rimossi dalla corrosione carsica o ad opera di fluidi caldi risalenti. Queste rocce appaiono sia interessate dagli sprofondamenti sia formatesi al loro interno, documentando così la loro poligenicità cronologica.

### 2.1.3 Val Thuras

In Val Thuras, tributaria di sinistra dell'alta Valle di Susa, si rinvencono importanti masse di "pseudocarniole" in associazione con corpi gessosi ettometrici (ALBERTO & alii, op. cit.); qui si riconoscono numerose evidenze di una intensa attività carsica fossile a spese sia delle "pseudocarniole" sia del substrato locale rappresentato da dolomie e calcari.

A testimoniare il diverso grado di evoluzione in sprofondamenti di alcune cavità si trovano manifestazioni che variano dalle depressioni chiuse agli accumuli di grossi blocchi (Fig. 5).

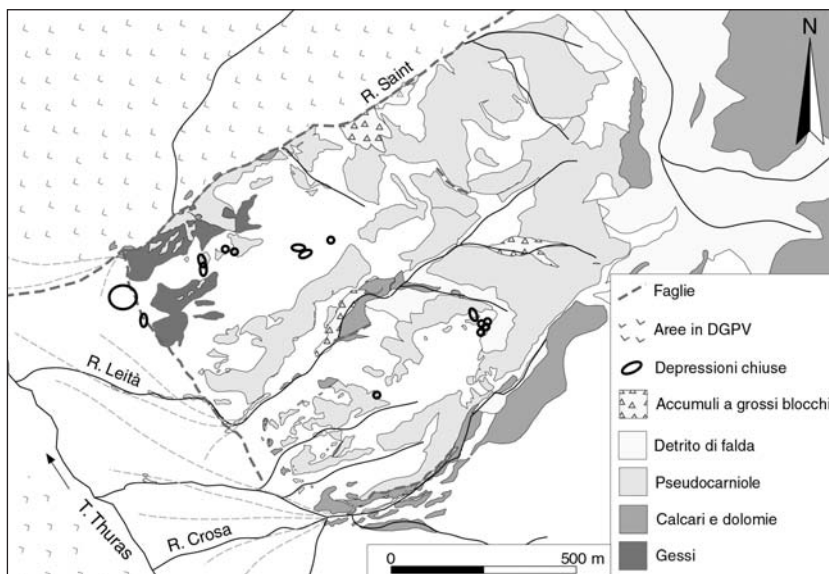


Fig. 5 – Carta geologica semplificata della Val Thuras

Le prime sono localizzate lungo il crinale tra il versante destro dell'incisione del rio Saint e il versante prospiciente la Val Thuras, tra le quote 1.700 metri (base del pendio) e 2.000 metri (spartiacque con il rio Leità). Qui le depressioni si rinvencono a gruppi più o meno numerosi, di dimensioni poco più che metriche e grossolanamente allineate e allungate in direzione NS (N 350°) e profondità compresa tra 1 e 2 m.

Altre depressioni sono presenti al piede del versante costituito da gessi e coinvolgono i depositi torrentizi che costituiscono un complesso sistema di conoidi coalescenti; queste ultime manifestazioni hanno dimensioni variabili da metriche a pluridecamiche e sono, fra tutte, le meno profonde e anche le meno evidenti.

Altre depressioni ancora si rinvencono alla testata di un vallone secondario destro del rio Leità, a quote comprese tra 2.050 e 2.100 metri; qui sono in numero minore ma con dimensioni ed evidenze maggiori (decamiche), presentano allineamento e allungamento paragonabili alle prime (N 335°) e una profondità maggiore (5 ÷ 6 m).

Gli accumuli detritici a grossi blocchi, invece, si rinvencono lungo incisioni più o meno profonde impostate nelle "pseudocarniole"; i blocchi, presenti anche in gran quantità, sono di dimensioni talora ragguardevoli (migliaia di metri cubi); questi si trovano prevalentemente appoggiati sulla attuale superficie topografica mentre in alcuni casi sono inglobati nel diamicton presente più a valle.

Le litologie di questi massi sono limitate ai litotipi affioranti a monte, siano essi rocce del substrato oppure "pseudocarniole" di vario tipo.

L'origine delle prime forme descritte può essere messa in relazione con l'impostazione dei fenomeni direttamente sul substrato gessoso (primo caso) o in prossimità di questo (secondo caso), mentre nell'ultimo le depressioni sono impostate in "pseudocarriole". Tali manifestazioni mostrano uno stadio di evoluzione più o meno embrionale. Gli accumuli a grossi blocchi possono rappresentare invece l'evoluzione estrema di sinkhole; l'originaria depressione non è più riconoscibile e lo stesso materiale generato dallo sprofondamento è stato più o meno rielaborato fino ad essere inglobato nei depositi torrentizi.

## 2.2 Valle d'Aosta

### 2.2.1 Villeneuve

Un fenomeno di sprofondamento è stato riconosciuto anche nella media Valle d'Aosta, nel tratto di versante destro compreso tra gli sbocchi della Valle Savarenche e della Valle di Cogne. Nel corso degli studi effettuati per la progettazione dell'impianto idroelettrico ENEL di Villeneuve, è stato analizzato un tratto di versante caratterizzato da una morfologia "depressa" che si sviluppa in un ammasso roccioso fratturato a larghe maglie e rilasciato. Tale situazione si sviluppa lungo una dorsale in cui affiorano le rocce della Serie Piemontese (calcescisti e prasiniti), dell'Unità del Gran San Bernardo (gneiss e micascisti) e della sua copertura sedimentaria (marmi e calcescisti), fittamente implicate tra loro in un assetto isoclinalo polifasico fortemente serrato, con giacitura complessiva a franapoggio ed inclinazione superiore a quella del versante.

La dorsale è modellata dall'azione del ghiacciaio della valle principale, il quale ha lasciato testimonianze (depositi glaciali) a più livelli, a partire dalle quote elevate. Il modellamento delle valli tributarie ha formato ripidi pareti rocciose in cui sono intagliate le gole dei torrenti. Il versante si sviluppa tra i 500 m del fondovalle ed i 1500 del Grand Poignon (Figura 6).

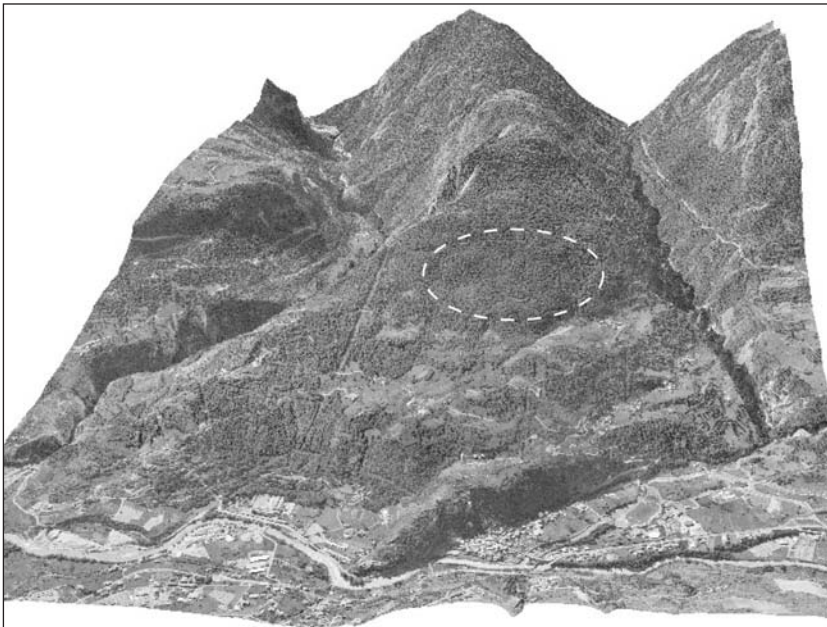


Fig. 6 – Digital elevation model della dorsale di Villeneuve

Nel tratto di versante indagato le formazioni superficiali sono costituite da lembi di depositi glaciali di fondo della valle principale. Su questi localmente poggiano accumuli gravitativi di massi angolosi, costituiti ora da prasiniti, ora da calcescisti, ora da una mescolanza dei due litotipi; localmente si rinvergono massi di trasporto glaciale che documentano un coinvolgimento di lembi di depositi glaciali nei fenomeni gravitativi. I dati di superficie indicano la presenza di una zona depressa di circa 150.000 m<sup>2</sup> localizzata nella parte centrale della dorsale, a morfologia dolce, sottolineata dall' "afflosciamento" dei lembi di depositi glaciali. Nell'area immediatamente circostante la zona depressa, l'ammasso roccioso appare caratterizzato da trenches, contropendenze, fratture aperte, depressioni chiuse, accompagnati da crolli diffusi con formazione di detriti a grossi blocchi. Il versante, coperto da fitto bosco di conifere, è particolare per la assoluta mancanza di acqua (sia ruscellante che sorgiva). Le porzioni basse e laterali, pur essendo più acclivi, si presentano stabili e "sane" in base sia a dati geologici di superficie che dei sondaggi. Sul versante sinistro della Valle di Cogne, la quale taglia profondamente verso Est il settore interessato dal fenomeno, in prossimità al fondovalle, è stata osservata l'emergenza di una galleria carsica scavata nei marmi, parzialmente riempita, intercettata dall'erosione fluviale. In prossimità al margine inferiore dell'area di distribuzione del fenomeno, quasi interamente mascherato dalla parte distale degli accumuli gravitativi, è stata rilevata la presenza di uno sperone di roccia in posto che determina una contropendenza di versante: le rocce che lo costituiscono mostrano un'immersione che appare ruotata verso monte rispetto a quella corrispondente all'assetto strutturale generale.

La situazione descritta è stata interpretata come il prodotto del collasso di un tratto del versante, avvenuto per fenomeni di rilascio di masse rocciose competenti in corrispondenza a sistemi di fratture preesistenti o latenti. Il collasso sarebbe stato determinato da riduzioni di volume di sottostanti rocce solubili. Tale interpretazione è stata verificata tramite una serie di sondaggi meccanici a carotaggio continuo. In particolare il sondaggio più profondo, lungo 500 m e inclinato di 30° dalla verticale, ha attraversato una sequenza caratteristica data da: depositi di frana, calcescisti sani che peggiorano verso il basso (allentamento delle fratture), implicazioni per pieghe coricate tra marmi fatturati e calcescisti, con caratteristiche estremamente scadenti (RQD = 0), breccie a cemento di anidrite per poi passare a micascisti della sottostante unità del San Bernardo, del tutto "sani" e chiusi, con RQD prossimo a 100.

Secondo l'interpretazione proposta, la dissoluzione profonda avrebbe operato lo scombinamento delle masse rocciose sovrastanti le rocce solubili, arrivando a propagarsi anche nella morfologia superficiale. tale interpretazione appare confermata dal fatto che il fenomeno di rilascio dell'ammasso roccioso è confinato unicamente al di sotto delle evidenze di sprofondamento superficiale: tale affermazione è ben provata dai dati geologici forniti dalle gallerie autostradali nella parte bassa del versante, da sondaggi e da rilievi strutturali nelle zone circostanti e a forte acclività.

La DGPV di Villeneuve quindi ha come causa principale la dissoluzione di masse anidritiche situate in profondità. Tale fenomeno, ben noto nelle Alpi occidentali dalla fine dell'800, fu descritto in dettaglio da SCHARDT (1906) negli studi che precedettero e accompagnarono lo scavo della galleria ferroviaria del Sempione.

Il fenomeno è tuttora attivo, sebbene a scala minore, a giudicare dalla freschezza degli indizi superficiali (sprofondamenti nello smarino della galleria).

### 2.2.2 Quart

Altri sinkholes di minori dimensioni sono stati segnalati e studiati sul versante sinistro, sempre della media Valle d'Aosta, nel tratto compreso fra la Valle di San Bartelemy (ad Est) ed il torrent Chateau de Quart (ad Ovest).



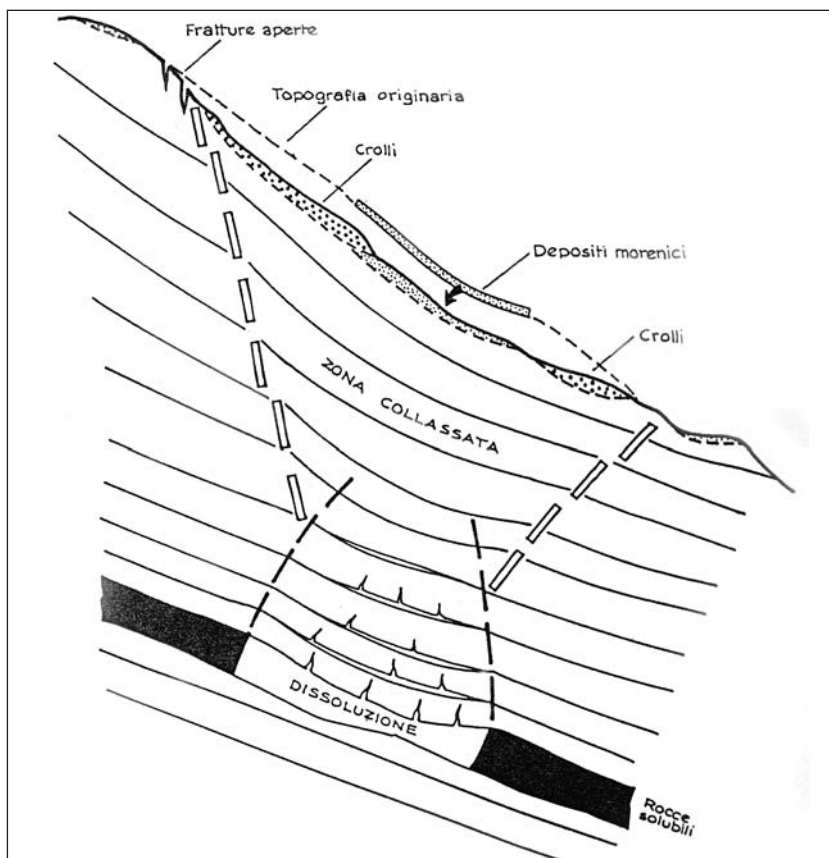


Fig. 7 – Profilo geologico attraverso il sinkhole di Villeneuve

Qui il versante si sviluppa da una quota di 535 m s.l.m. del fondovalle principale fra Quart e Nus fino ai 2.211 m del monte Croce di Fana.

Le rocce in cui è modellato il versante in questo tratto appartengono ad unità strutturali del Dominio piemontese e del lembo di ricoprimento australpino del Mont Mary. I litotipi del Dominio Piemontese sono rappresentati da meta-sedimenti e meta-olfoliti. Il primo gruppo è costituito da calcescisti di vario tipo (da scistosi a filladici), marmi micaicei. Questi ultimi affiorano esclusivamente nella parte bassa del versante e sono intercalati a facies scistose molto ricche di fratture spesso con concrezioni carbonatiche e gessose. Il secondo gruppo è rappresentato essenzialmente da prasiniti e metagabbri. Le rocce australpine sono costituite da gneiss minuti e gneiss occhiadini, con patine di alterazione e generalmente attraversati da una maglia di fratture alla mesoscala. Dal punto di vista strutturale le unità sopra descritte mostrano un assetto isoclinale polifasico molto serrato in cui si riconosce la sovrapposizione tettonica del lembo del Mont Mary sulle unità del Dominio Piemontese tramite un contatto ad andamento generale a franapoggio immerso verso Ovest.

Il profilo longitudinale del versante in questione appare molto articolato, sia trasversalmente che longitudinalmente rispetto alla valle principale. In senso trasversale si riconoscono: una serie di scarpate e contropendenze in roccia di origine gravitativa, che corrispondono talvolta a discontinuità strutturali E-W ricollegabili a faglie del sistema Aosta-Ranzola; una serie di ripiani morfologici corrispondenti a superfici di modellamento glaciale (forme di erosione ed associati depositi). In senso longitudinale la morfologia

dei terrazzi glaciali del settore inferiore del versante appare molto irregolare, interrotta localmente da alcune depressioni chiuse ed allungate e “zone di collasso”, le cui caratteristiche appaiono riconducibili a sinkholes.

Le depressioni chiuse hanno forma ellittica o circolare in pianta (Fig. 8), dimensioni lineari da metriche a ettometriche e sono state distinte dalle depressioni “allungate” sulla base del rapporto lunghezza/larghezza, che per queste ultime è maggiore di 5. In entrambi i casi, la profondità massima rilevata dal fondo della depressione all’orlo della scarpata che la delimita non risulta mai superiore a 5 m. Queste depressioni sono riconducibili a forme di sprofondamento non solo per i caratteri morfologici ben evidenti, anche se localmente rimodellati da altri agenti morfogenetici (es. attività torrentizia e gravitativa), ma anche per l’associazione a vere e proprie “zone di collasso” messe in luce da numerosi recenti scavi effettuati per la realizzazione di edifici ed impianti di irrigazione; entro le formazioni superficiali e nel sottostante substrato roccioso sono stati rilevate e rappresentate in sezione alcune tipiche associazioni di deformazioni superficiali (fratture di estensione, faglie normali, cavità imbutiformi nell’ammasso roccioso, strutture plicative e di trascinamento dei sedimenti (Fig. 9), che rappresentano l’andamento in profondità del materiale coinvolto.



Fig. 8 – Sinkholes embrionali di Quart

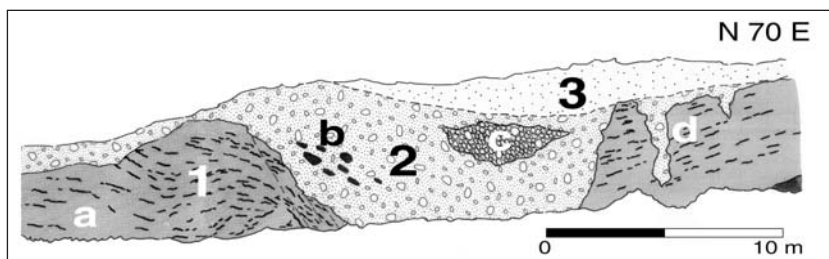


Fig. 9 – Il sinkhole colmato di Quart

La presenza a varia scala delle evidenze di richiamo verso il basso del materiale superficiale, con fratture ad apertura crescente in profondità e pareti spesso rivestite di concrezioni carbonatiche, lascia supporre un progressivo sprofondamento dei materiali superficiali in occasione del collasso di cavità generatesi per fenomeni di corrosione profonda. La posizione delle zone di collasso è determinata dalla presenza di litotipi solubili (calcarei marnosi, gessi) che occupano precise posizioni strutturali (nuclei di pieghe antiformi isoclinali) ed è stata verificata da sondaggi meccanici. La dissoluzione avviene in modo differenziale lungo il versante in relazione alla distribuzione delle discontinuità strutturali, le quali condizionano la permeabilità dell'ammasso roccioso. Tali fenomeni avvengono sotto il controllo "dinamico" della gravità che provoca oltre al collasso profondo anche il conseguente riassetamento dell'ammasso roccioso e dei materiali di copertura del versante, che eventualmente registra in superficie la deformazione sotto forma di depressioni chiuse o sinkholes.

### 2.3 Valle Tanaro

Nell'alta Valle Tanaro, nei pressi dell'abitato di Viozène, in sinistra idrografica, ad una quota di 1500 m, si rinviene una situazione morfologica particolare: in località denominata Pian Rosso è presente un ripiano di forma ellittica in pianta, con il diametro maggiore di circa 600 m e minore di circa 300 m (Figg. 10 e 11).

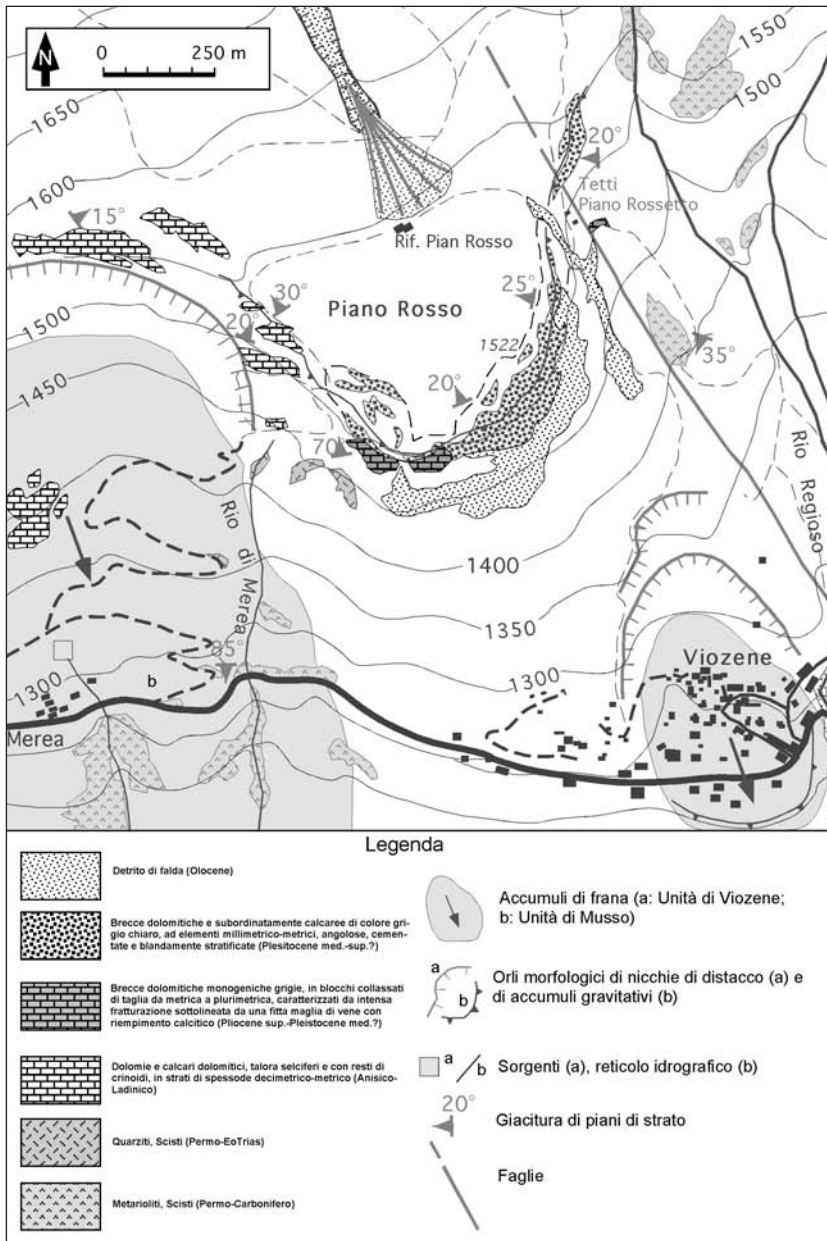


Fig. 10 – Carta geologica dell'area di Pian Rosso

Verso NNW questa superficie suborizzontale si raccorda dolcemente al versante mentre dagli altri lati è delimitata da scarpate più o meno ripide; in particolare, verso ENE la scarpata costituisce il versante destro dell'incisione del Rio Regioso; alla stessa quota, sul versante sinistro presso località Pian dell'Arma, è presente un piccolo ripiano in cui si osserva la stessa situazione geologica presente a Pian Rosso. In quest'ultimo, al di sotto di una copertura potente una ventina di metri di brecce minute stratificate di origine crionivale è presente un complesso di brecce (Fig. 12): i clasti, monogenici sono costituiti da dolomie e calcari micritici grigi (parte basale delle Dolomie di S.

Piero dei Monti, Anisico-Ladinico) presenti in successione stratigrafica normale, circa alla stessa quota ad Ovest del lembo di Pian Rosso e fortemente eterometrici (alcuni misurano oltre 250 mc), sono sempre marcatamente angolosi.



Fig. 11 (sopra) – Il ripiano di PianRosso



Fig. 12 (a destra) – Breccie di collo del sinkhole Pian Rosso

Il cemento, che in alcuni settori riempie completamente i vuoti ed in altri è invece in quantità ridotta, è costituito prevalentemente da calcite bianca, nella parte bassa del complesso è localmente formato da calcite spatica. Il corpo di breccie, presentante spessori osservabili variabili tra 15 e 30 m, poggia, tramite un passaggio non netto, visibile in un numero molto limitato di affioramenti e che appare estremamente irregolare sia a piccola che a grande scala ed è sottolineato da concrezioni alabastrine, e che risulta complessivamente inclinato verso NW, sul substrato costituito da calcari che presentano un'inclinazione di 30° verso NNW; quest'ultima unità si rinviene, in continuità stratigrafica laterale, in tutto il rilievo che circonda Pian Rosso, meno che verso ENE dove la successione stratigrafica è dislocata da una faglia subverticale con direzione NNW-SSE.

La situazione descritta, che si situa in un paesaggio ben noto per la diffusione e la spettacolarità delle manifestazioni carsiche, viene interpretata come il relitto del crollo di una grande cavità ipogea di origine carsica i cui margini originari dovevano estendersi decisamente più a meridione dell'attuale lembo di Pian Rosso: il prolungato ed intenso rimodellamento sopraggiunto ha determinato la completa demolizione dell'originaria depressione del sinkhole, unitamente alla parte del paesaggio carsico che si sviluppava a quote confrontabili con questa fino addirittura e determinare, in corrispondenza all'accumulo del materiale di crollo, di una e vera e propria inversione del rilievo.

Nel caso specifico, a differenza di tutti i casi illustrati in precedenza, nel fenomeno di Pian Rosso sembrano non essere coinvolti gessi.

### 3. OSSERVAZIONI CONCLUSIVE

I casi di studio descritti nelle pagine che precedono costituiscono un campionario, a nostro avviso, significativo delle manifestazioni di sprofondamento per crollo di cavità sotterranee generate da carsismo che possono presentarsi nella regione alpina. Tra queste abbiamo compreso anche fenomeni non ancora evoluti allo stadio di sinkhole s. s. e forse può proporsi un problema nella loro corretta classificazione, anche se non c'è ragionevole dubbio nel loro legame genetico con questi ultimi. Lo stesso dicasi per quelli estremamente evoluti.

Una questione particolare, nel caso del fenomeno della Valle Tanaro, ed in genere in tutti

i casi di fenomeni particolarmente evoluti e completamente rimodellati, riguarda la indistinguibilità tra crollo di cavità che coinvolgono la superficie topografica e crollo di cavità completamente ipogee.

L'attenzione ai fenomeni di sinkhole è normalmente legata alla spettacolarità e alla evidenza delle loro manifestazioni, oltre che al loro potenziale catastrofico. I fenomeni riconosciuti finora nelle Alpi occidentali e descritti nelle pagine che precedono sono invece caratterizzati in prevalenza da gradi di evoluzione o embrionali o estremamente avanzati, fino all'inversione del rilievo. L'interrogativo che si pone a questo punto è se la situazione riscontrata è peculiare dell'ambiente alpino, e quindi alla particolarmente lunga e complessa storia evolutiva, o piuttosto alla metodologia dell'approccio.

La risposta a questo interrogativo non può che derivare dalla sintesi interpretativa delle caratteristiche dei fenomeni precedentemente descritti. Di seguito vengono riassunte le evidenze riscontrate per i diversi aspetti geologici e geomorfologici.

Per quanto riguarda la dimensione dei fenomeni, esistono sostanzialmente tre categorie di sinkholes che corrispondono ad altrettante tipologie geomorfologiche:

- sinkholes metrici-decamentrici, i quali corrispondono a depressioni chiuse, con struttura imbutiforme che si rivela nella terza dimensione con una tipica sezione a "clessidra" (esempio Chiomonte, Val Thurax, Quart);
- sinkholes ettometrici che corrispondono a zone di collasso in cui si verifica un "afflosciamento" del versante (Villeneuve, Pian Rosso, Grotta dei Saraceni);
- sinkholes chilometrici che corrispondono a depressioni vallive (Seguret).

Per quanto riguarda le evidenze dei fenomeni di sprofondamento del terreno, oltre alle tipologie geomorfologiche sopra descritte, si possono evidenziare altre forme di modellamento collegate ai sinkholes; fra le forme gravitative è da segnalare il legame che questi hanno con l'attivazione di DGPV (Villeneuve, Quart); in questi casi l'elemento distintivo è la contemporanea presenza di fenomeni di collasso ed indizi di dissoluzione in corrispondenza di particolari elementi deformativi in grado di assecondare il movimento gravitativo di estese porzioni del versante. L'attivazione dei sinkholes è inoltre segnalata da accumuli gravitativi di crollo e da una serie di prodotti litologico-strutturali quali brecce, pseudocarniole "autoclastiche" ed ammassi rocciosi caratterizzati da intensa deformazione superficiale (zone di collasso).

Per quanto riguarda l'origine dei fenomeni di sprofondamento, in tutti i casi analizzati essa è direttamente collegabile a processi di dissoluzione, prevalentemente a spese di gessi (Chiomonte, Seguret, Val Thurax, Villeneuve, Quart?), subordinatamente a spese di rocce carbonatiche (Pian Rosso, Quart?).

Il riconoscimento dell'attività e la valutazione dell'entità dei fenomeni di sinkholes è talora possibile tramite una stima delle portate di sorgenti di acque ricche in solfati situate alla base dei versanti. Nel caso della Val Thurax le sorgenti di Rhuelles sono caratterizzate da una portata media di 10 l/s, con una concentrazione di solfati pari a 1.500 ppm; questo significa una quantità di 675 ton/anno di gesso disciolto ( $d=2,35\text{ton/m}^3$ ), ovvero circa 290 m<sup>3</sup> all'anno di volume sottratto in profondità che richiama il materiale superficiale a collassare.

Lo studio comparato delle forme di collasso per corrosione profonda in ambiente alpino ha permesso di classificarle anche dal punto di vista del loro grado di evoluzione.

- Le depressioni chiuse a profilo trasversale appena accennato (Chiomonte, Val Thurax) sono da considerarsi forme ad uno stato "embrionale".
- Le cavità imbutiformi ben sviluppate con profilo trasversale discontinuo, con netti cambi di acclività (Chiomonte) sono tipiche forme "attive".
- I sinkholes di grandi dimensioni, nei quali la depressione centrale è intercettata dal reticolo idrografico (Seguret) o corrisponde ad un settore di afflosciamento ed attivazione gravitativa dell'intero versante (Villeneuve), sono da considerarsi forme ad uno stadio di "evoluzione avanzata".

- Le forme di sprofondamento caratterizzate da inversione del rilievo (Pian Rosso) dissezione della struttura di collasso (Quart), presenza di accumuli residuali di crollo (Val Thuras) sono da considerarsi sinkholes "relitti".

Un'ultima notazione riguarda il momento di attivazione dei fenomeni di sprofondamento. Sostanzialmente fra i casi analizzati si distinguono due tipologie:

- i casi di sinkholes ad attivazione recente-attuale, in cui il contesto geomorfologico rivela la presenza di sistemi carsici a geometria ben conservata, non rimodellata ed alimentazione attiva. Si tratta prevalentemente di fenomeni per i quali è ipotizzabile un'ulteriore sviluppo evolutivo.
- i casi di sinkholes "pleistocenici", per i quali i rapporti morfo-stratigrafici con altre forme di modellamento e depositi superficiali (testimonianze di carsismo sub-glaciale) indicano una possibile attivazione già durante le fasi glaciali (massima espansione?). In questi casi si tratta o delle forme "evolute" di maggiori dimensioni (es. Villeneuve), o di forme chiaramente relitte (Pian Rosso), queste ultime classificabili come paleosinkholes.

Da ultimo, riteniamo di particolare rilevanza sottolineare l'accertata possibilità del prodursi di questi fenomeni anche quando le rocce interessate dai processi di dissoluzione sono situate a più centinaia di metri al di sotto della superficie topografica.

## BIBLIOGRAFIA

ALBERTO W., CARRARO F., GIARDINO M. & TIRANTI D. (in stampa) - Ricostruzione dell'evoluzione genetica delle "pseudocarniole" dell'alta Valle di Susa: dati preliminari. *Boll. Soc. Geol. It.*

BERTI G., CANUTI P. & CASAGLI N. (2002) Voragini e sprofondamenti nel territorio nazionale: analisi morfometrica di alcuni casi caratteristici in aree appenniniche. In: *Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana*, 71-81, Regione Toscana.

BORGHI A., CARRARO F., DELA PIERRE F., FIORASO G., GIARDINO M. & POLINO R. (2002) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 132-152-153, "Bardonecchia". *Serv. Geol. It., Tip. Geda, Torino*.

CARRARO F. & MARTINOTTI G. (1993) - "Deformazioni gravitative profonde di versante" indotte da fenomeni di dissoluzione profondi. Poster, IV Seminario del Gruppo informale del CNR "Deformazioni gravitative profonde di versante", Pergola (La Verna), 24-28 maggio 1993.

CASTIGLIONI G.B. (1961) - L'erosione attuale nella Conca di Sauris (Carnia). *Atti XVIII Congr. Geogr. It., Trieste*, 23 pp., 6 ff., 1 t.

CVJIC J. (1960) - *La géographie des terrains calcaires*. Monograph Académie Serbe, Science and Arts, **341**, 212 pp.

DREYBRODT W. (1988) - *Processes in karst systems: physics, chemistry, and geology*. Springer-Verlag, Berlin, **288**, 8 pp.

FUSETTI E. (2002) - Studio geologico sulle deformazioni gravitative profonde del settore ossolano tra Crodo, Baceno e Varzo (Verbania, Piemonte, Italia). *Geol. Insubrica*, **6**, n. 1, 49-57.

GIARDINO M. (1995) - *Analisi di deformazioni superficiali: metodologie di ricerca ed esempi di studio nella media Valle d'Aosta*. Consorzio Universitario Cagliari, Genova, Torino. Università di Torino, Tesi di dottorato di ricerca. 240 pp.

JENNINGS J.N. (1985) - *Karst geomorphology*. Oxford, Basil Blackwell, 293 pp.

MONROE W.H. (1970). *A glossary of karst terminology*. U.S. Geological Survey Water Supply Paper, 1899K, 69 pp.

POLINO R. (ed.) (2002) - Foglio 132-152-153, "Bardonecchia", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. *Serv. Geol. It., Tip. Geda, Torino*

- SCHARDT H. (1906) - Note sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action de source. Bull. Soc. Belge Geol., **20**, pp. 86-94.
- TERZAGHI K. (1931) - Earth Slips and Subsidences From Underground Erosion. Engineering News-Record, **107**, 90-92.
- VARNES D.J. (1978) - Slope movement and types and processes. In: R.L. Schuster and R.J. Krizek (Ed.), "Landslides: Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report", 176. National Academy of Sciences, Washington, 11-33
- WARD W.H. (1945). The stability of natural slopes. Geographical Journal, **105**, 5-6, 170-191.