



CLUB ALPINO ITALIANO

IL BOLLETTINO

COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE
PERIODICO DI DIVULGAZIONE SCIENTIFICA

OTTOBRE 2023





CLUB ALPINO ITALIANO

IL BOLLETTINO

**COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE
PERIODICO DI DIVULGAZIONE SCIENTIFICA**

OTTOBRE 2023





CLUB ALPINO ITALIANO
Via Petrella, 19 - 20124 Milano

COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE

© 2023 - CAI - Comitato Scientifico Centrale

ISBN 978 88 7982 143 8

Proprietà letteraria riservata
Riproduzione vietata senza l'autorizzazione scritta da parte del CAI

Comitato di redazione:
Piero Carlesi, Luca Pellicoli, Giovanni Margheritini, Marco Peresani

Consulenza e revisione editoriale:
Alessandra Demonte

Progettazione grafica e impaginazione:
Giovanni Margheritini

Il Comitato Scientifico Centrale ringrazia, per aver effettuato la lettura critica degli articoli contenuti in questo Bollettino, i professori Aldino Bondesan e Nereo Preto dell'Università di Padova - Dipartimento di Geoscienze, il dott. Giovanni Monegato del CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse e Presidente di AIQUA, il dott. Mattia Sella dell'Accademia delle Scienze di Torino, il prof. Marco Peresani dell'Università di Ferrara - Dipartimento di Studi Umanistici: Scienze Preistoriche e Antropologiche e il dott. Francesco Meneguzzo del CNR - Istituto di BioEconomia.

Pubblicato sul sito www.csc.cai.it in ottobre 2023
in pdf scaricabile gratuitamente



COMITATO SCIENTIFICO CENTRALE (periodo 2023 - 2025)

Presidente

Vice Presidente

Componenti

Segretario esterno

Referenti CC e CDC

- Consigliere Centrale

- Presidente Generale

Piero Carlesi

Luca Pellicoli

Milena Merlo Pich

Luigi Iozzoli

Francesco Meneguzzo

Marco Peresani

Giovanni Margheritini

Antonino Gullotta

Maurizio Vegni

Antonio Montani



SOMMARIO

7 EDITORIALE

ARTICOLI SCIENTIFICI

- Claudio Smiraglia, Gianni Mortara
11 **Cambiamenti climatici e cambiamenti degli itinerari in alta montagna**
Un'introduzione al tema
- Valentina Alice Bracchi
29 ***Pinna nobilis* del torrente Stirone**
Un archivio paleoclimatico e paleoambientale ancora inesplorato
- Francesco Mantelli
39 **Le acque carsiche**
Caratteristiche, utilizzo e rischi di inquinamento
- Antonio Gelati, Maurizio Ferraresi
61 **Radioattività e conservazione dell'ambiente**
- Rachele Discosti, Stefano Bertola, Cecilia Milantoni, Michelangelo Monti, Lorenzo Urbini, Romina Pirraglia, Marco Peresani
67 **Il sito mesolitico di Comignolo sull'Appennino romagnolo**
Ricerche, studi e prospettive di valorizzazione
- Anna Losi, Monica Miari
77 **Primi sondaggi di verifica archeologica a Cà Bertacchi - Regnano (RE)**
Appennino reggiano
- Enzo Guzzoni, Valeria Orlandini
89 **Sentinelle di crinale, alla ricerca di antiche testimonianze**
I termini di confine - Serie 1823 - Tra Ducato di Parma e lo Stato Sardo
- Marco Bastogi
99 **Le palestre di roccia in Toscana**
Una opportunità per svelare la geodiversità di una regione contraddistinta da un ricco patrimonio geologico

INDICE PER ARGOMENTI

EDITORIALE

Ecco il secondo numero del 2023 del nostro Bollettino. Il periodico, oltre a essere una rivista di carattere scientifico, non può non fare i conti con l'attualità: infatti il primo articolo di questo numero, a firma di Claudio Smiraglia e Gianni Mortara, affronta un argomento che dovrebbe essere condiviso da tutti i soci e non solo, da tutti coloro che praticano l'alpinismo. Parliamo infatti di come si sta modificando la frequentazione dell'alta montagna con il cambiamento climatico in corso. Il tema, di estrema attualità, è affrontato nei minimi particolari e sotto tutti i punti di vista, dal 101° Congresso Nazionale del CAI che si terrà tra poco più di un mese a Roma (25-26 novembre 2023).

L'articolo dei nostri Autori entra nel merito della questione esaminando problemi e pericoli della frequentazione dell'alta quota. Crolli, frane, fragilità dei ponti di neve, aumento del ghiaccio vivo sono alcuni dei pericoli di cui deve tener conto l'alpinista consapevole. Si auspica quindi un nuovo approccio della montagna dove conoscenza e preparazione tecnica devono essere il minimo comun denominatore di chi la frequenta.

Il resto degli articoli di questo numero riguarda prevalentemente il nostro Appennino (alle ricerche sulle Alpi dedicheremo buona parte del Bollettino del prossimo aprile). L'Appennino, infatti, è da qualche tempo oggetto di molti studi che vanno dall'archeologia alla botanica e alla geologia. Ciò si spiega con l'incremento del numero di soci CAI in questa parte del Paese, con la nascita di numerosi Comitati scientifici sezionali e di Comitati regionali o interregionali che hanno determinato un rinnovato interesse da parte dei titolari riguardo al proprio territorio.

Il torrente Stirone tra le province di Parma e Piacenza, con i suoi fossili bivalvi (*la Pinna nobilis*) che costituiscono un archivio paleoclimatico e paleoambientale, è l'oggetto della ricerca di Valentina Alice Bracchi. La ricerca è agli inizi, ma vale la pena da subito documentarsi su come sta procedendo.

Il successivo articolo affronta le acque carsiche, soprattutto quelle che circolano negli ambienti carbonatici; l'autore, Francesco Mantelli del Comitato Scientifico Toscano, sottolinea la grande rilevanza naturalistica di questi ambienti che meritano una maggior tutela, anche alla luce della sempre maggior richiesta d'acqua potabile che si sta riscontrando negli ultimi decenni a causa dell'aumento della popolazione nel nostro Paese. Insomma, un articolo di grande attualità anche questo, visti i

periodi di siccità che stiamo vivendo a causa del cambiamento del clima.

Come si adatta la natura ai fall out radioattivi? Ecco il tema dello studio condotto da Antonio Gelati e Maurizio Ferraresi che hanno osservato il comportamento della raganella, dell'ape europea e dei bombi negli ambienti divenuti radioattivi a causa degli eventi a Cernobyl e a Fukushima. Lo studio ci mostra significativi cambiamenti che non vanno sottovalutati.

Un altro articolo ci riporta sull'Appennino romagnolo: al sito mesolitico di Comignolo studiato da vari ricercatori, tra cui Marco Peresani dell'Università di Ferrara e componente, dal 2023, del Comitato Scientifico Centrale del CAI. Lo studio del sito di Comignolo nel Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna è ben spiegato nell'articolo contribuendo a ricostruire le strategie insediative degli ultimi cacciatori-raccoglitori e dei primi agricoltori insediati tra Emilia-Romagna e Toscana.

Restiamo in Emilia-Romagna anche per l'articolo che riguarda la sintesi dei primi studi archeologici a Ca' Bertacchi, sulle colline del Comune di Viano, in provincia di Reggio Emilia.

Gli scavi hanno portato fortuitamente alla luce i resti di un antico tempio dedicato a San Prospero edificato nel secolo XII e quindi anche vari materiali, tra cui monete, medaglie e un concio iscritto. Tale testo, che vuole essere solo un primo resoconto degli scavi, è firmato da Anna Losi, del Comitato Scientifico della sezione CAI di Reggio Emilia e da Monica Miari, presidente dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, con il quale il CAI condivide una stretta collaborazione scientifica.

Ecco ancora un articolo sui cippi confinari del 1823 situati tra il Ducato di Parma e lo Stato Sardo. Enzo Guzzoni e Valeria Orlandini descrivono i cippi tra il Ducato di Parma e la Repubblica di Genova che, dopo il Congresso di Vienna del 1815, fu annessa allo Stato Sardo. Della serie completa molti cippi mancano perché distrutti o asportati da vandali e ignoti collezionisti; pertanto, i restanti risultano ancora più preziosi e meritevoli di attenzione. Attenzione sicuramente in aumento oggi in quanto alcuni si trovano sul percorso del Sentiero Italia CAI.

Marco Bastogi, socio della Società Geologica Italiana e componente del Comitato Scientifico Toscano, chiude questo numero del Bollettino con un articolo sui siti di arrampicata attrezzati a palestre di roccia

in Toscana: un modo per conoscere la geodiversità della regione. Si va dalle falesie metamorfiche dell'Isola d'Elba a quelle calcaree di Monsummano Terme, alle Alpi Apuane, fino alle arenarie del Monte Falterona, alle lave del Monte Amiata e al travertino di Massa Marittima.

Chiudo questo numero del Bollettino con i ringraziamenti doverosi sia a tutti coloro che hanno contribuito con i loro studi a renderlo ancora una volta interessante e ricco, sia a chi ha rivisto i testi garantendone la scientificità, ma colgo questa occasione per ringraziare anche coloro che in questo scorcio d'anno ci hanno appoggiato e, in taluni casi, anche pungolato per fare meglio e per rendere più note al corpo sociale le nostre attività; mi riferisco a coloro

che hanno terminato il mandato con l'Assemblea dei delegati di Biella: Amedeo Locatelli, consigliere centrale, sempre prodigo di consigli, e Giancarlo Nardi, incaricato speciale del Comitato Direttivo Centrale. Un benvenuto, infine, al consigliere centrale Massimo Vegni che da questi primi mesi ha il compito di seguirci e consigliarci nella macchina organizzativa del nostro Club Alpino Italiano.

Piero Carlesi
Presidente del Comitato Scientifico Centrale
del Club Alpino Italiano

ARTICOLI SCIENTIFICI



Figura 1 – Monte Cevedale. È visibile la traccia della via normale, ampiamente interessata da crepacci – ph C. Smiraglia, luglio 2018

Cambiamenti climatici e cambiamenti degli itinerari in alta montagna

Un'introduzione al tema

di Claudio Smiraglia⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾ e Gianni Mortara⁽²⁾⁽⁴⁾

1. già Università degli Studi di Milano
2. Comitato Glaciologico Italiano
3. Gruppo Italiano Scrittori di Montagna
4. CNR - IRPI (Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica)

Riassunto: L'alta montagna glacializzata sta subendo in questi ultimi decenni imponenti trasformazioni causate dal cambiamento climatico. I sistemi morfodinamici principalmente coinvolti sono quello glaciale, quello periglaciale e quello paraglaciale. Il loro cambiamento sta producendo un incremento della pericolosità e quindi del rischio nella frequentazione dell'alta montagna. Da qui l'esigenza di adottare tecniche di adattamento e di mitigazione. Il presente articolo si può considerare un'introduzione a questo tema. Tenendo conto di quanto già realizzato da ricercatori stranieri, viene presentata un'ipotesi di classificazione delle trasformazioni morfologiche e criosferiche derivanti dal cambiamento climatico, che possono influire sulle caratteristiche degli itinerari di alta montagna. Partendo dall'esempio di due "vie normali" classiche dell'Ortles-Cevedale, i cambiamenti morfologici possono modificare gli itinerari, la loro difficoltà, la loro pericolosità e i periodi dell'anno in cui percorrerli. Si sottolinea infine l'esigenza di una maggiore conoscenza di questi fenomeni, di una maggiore informazione verso gli alpinisti, di un adattamento tecnico e psicologico.

Abstract: Climate change and high mountain itinerary changes. An introduction to the topic

High mountain is facing deep modifications because of climate change. Glacial, periglacial and paraglacial morphosystems are mainly involved. Their changes are increasing hazards and risks of the mountaineering itineraries. Hence the need to adopt adaptation and mitigation techniques. This article can be considered an introduction to this topic. Starting from what has already been achieved by colleagues of other Alpine regions, we present a classification of the geomorphic and cryospheric modifications due to climate change. Mainly we underline their impacts on the high mountain itinerary parameters. Using as examples two classic normal routes of the Ortles-Cevedale Group, we observe that the geomorphic changes can modify the itinerary characteristics and the best period for climbing, increasing their technical difficulty and their dangerousness. Finally, the need for more knowledge of these phenomena, for better mountaineer information, for technical and psychological adaptation, is emphasized.

Introduzione

Che l'ambiente dell'alta montagna (in particolare quella glacializzata, ma non solo) stia vedendo negli ultimi decenni un'accelerazione dei processi morfodinamici che normalmente lo rimodellano è un dato di fatto ormai indiscutibile, che fa parte sia della consapevolezza dei suoi frequentatori a vario titolo (alpinisti, escursionisti, etc) sia dei risultati della ricerca scientifica nei vari settori interessati (Vincent *et al.*, 2017; Beniston *et al.*, 2018; Deline *et al.*, 2021). Ne sono una conferma due casi recenti (giugno 2023):

1. la grande valanga di roccia occorsa sul Fluchthorn (Tirolo) che ha abbassato di circa 20 m la quota della vetta;
2. il crollo del torrione Omo nelle Piccole Dolomiti che già avevano subito la decapitazione del Dito di Dio (2015) e del Fumante (2021).

Sulle Alpi i cambiamenti climatici in atto hanno portato a un incremento della temperatura di circa 2°C fra la fine del XIX e l'inizio del XXI secolo, con una sensibile accelerazione nel primo decennio di

quest'ultimo. Per quanto riguarda le precipitazioni solide e la durata del manto nevoso, si è osservata una riduzione dei giorni nevosi rispetto al totale dei giorni con precipitazioni, insieme a una più precoce fusione della neve (Colombo *et al.*, 2022). In questo quadro l'ambiente di alta montagna si è rivelato fra i più sensibili alle variazioni climatiche, soprattutto con due processi che hanno visto una grande accelerazione e che in breve sono diventati l'icona di questo fenomeno: il regresso dei ghiacciai da una parte (Paul *et al.*, 2020) e la degradazione del permafrost dall'altra (Ravanel *et al.*, 2017). Tutto ciò si è concretizzato fra l'altro con il regresso delle fronti glaciali e la riduzione di spessore dei ghiacciai stessi, l'erosione delle morene e un aumento di volume e di frequenza dei crolli dalle pareti rocciose (Guerini *et al.*, 2021; Mortara *et al.*, 2009). Ci si può chiedere se tutti questi processi glaciologici e geomorfologici stiano avendo effetti sulle attività ludiche di frequentazione della montagna, soprattutto quella glacializzata, ma non

solo, in particolare per quanto riguarda alpinismo ed escursionismo, e se tutto ciò stia portando a un incremento della pericolosità di questi ambienti e del conseguente loro aumento del rischio, con l'esigenza quindi di proporre e adottare tecniche di adattamento e di mitigazione (Chiarle *et al.*, 2017). Sebbene la consapevolezza della pericolosità naturale in ambiente glaciale risalga ad almeno la seconda metà del XX secolo (si veda ad esempio Dutto & Mortara, 1992), solo in tempi recenti si sono attuate ricerche e metodologie specifiche per approfondirli. Nel 2001 per esempio viene avviato il Progetto Europeo GLACIORISK, con partecipazione anche italiana che, anche sull'onda dei numerosissimi crolli dell'estate 2003, si sviluppa fino al 2013 (Progetto GlaRiskAlp - Alcotra, 2013); sono progetti che affrontano queste tematiche in senso generale, solitamente senza specifici approfondimenti sulle attività alpinistiche. A queste ultime sono dedicate numerose pubblicazioni su riviste scientifiche, apparse dall'inizio del XXI secolo riguardanti le Alpi Svizzere, Francesi, Austriache. Esempi recenti riguardano, fra l'altro, la classificazione dei processi morfodinamici che modificano gli itinerari escursionistici e alpinistici sulle Alpi Austriache (Ritter *et al.*, 2012) e sulle Alpi Vallesane (Mourey *et al.*, 2022), l'incremento dei crolli di roccia nelle Alpi Bernesi (Temme, 2015), la percezione e l'adattamento alle trasformazioni degli itinerari alpinistici da parte delle guide francesi e italiane del Monte Bianco (Salim *et al.*, 2019) e di tutte le montagne francesi (Mourey *et al.*, 2020), l'evoluzione delle vie alpinistiche nel gruppo del Monte Bianco (Mourey *et al.*, 2019a). Di particolare interesse a livello metodologico e applicativo è la ricerca condotta a proposito della vulnerabilità degli alpinisti a causa delle scariche di sassi sulla via normale francese lungo il Grand Couloir du Goûter (Mourey *et al.*, 2021). Il sito, tristemente noto per la sua rischiosità, è stato attrezzato da ricercatori francesi e svizzeri con sensori

sismici, fotocamere digitali, sensori di temperatura subsuperficiale, stazioni meteorologiche, pluviometri, strumenti topografici ad alta risoluzione. Tutto ciò ha permesso di documentare in modo quantitativo occorrenza e frequenza dei crolli e di meglio valutare la vulnerabilità degli alpinisti in questo tratto della via. Sulle Alpi Italiane un monitoraggio simile viene portato avanti per il versante meridionale delle Grandes Jorasses nel gruppo del Monte Bianco da parte della Fondazione Montagna Sicura; qui il crollo del seracco Whympet ha già provocato incidenti gravi in passato e il monitoraggio consente, nel caso di accelerazione della velocità di flusso, di bloccare il passaggio sui sentieri sottostanti (Perret *et al.*, 2021).

A parte questi pochi casi, dove è stata impiegata una notevole dotazione strumentale, la metodologia delle ricerche si è basata prevalentemente su due aspetti, la consultazione della letteratura e le interviste a testimoni privilegiati. Nel primo caso si procede a un esame il più vasto e approfondito possibile della bibliografia e della sitografia scientifica e alpinistica o genericamente riguardante la montagna e le attività ivi praticate; nel secondo caso si realizzano interviste in presenza o mediante questionari appositi a persone che percorrono o hanno percorso quegli itinerari (per esempio guide alpine, alpinisti, escursionisti, custodi di rifugi, etc.).

Anche in Italia gli effetti del cambiamento climatico sulla percorribilità e la pericolosità dell'alta montagna hanno suscitato notevole interesse, in particolar modo dopo la tragedia della Marmolada del luglio 2022, sia a livello di pubblica opinione e di associazionismo, come il Club Alpino Italiano, sia a livello di ricerca scientifica. Il presente articolo, che vuole configurarsi essenzialmente come un'introduzione al tema in oggetto, vorrebbe anche rappresentare uno stimolo e un invito ad affrontare queste tematiche, che richiedono un approccio del tutto multidisciplinare.



Figura 2 – Gran Paradiso. La via normale è praticamente priva di neve con ripidi tratti di ghiaccio vivo – ph P. Raspo, marzo 2023



Figura 3 – Gran Paradiso, luglio 2009, affollamento sulla "via normale" – ph C. Smiraglia

I sistemi morfoclimatici coinvolti

Nelle righe seguenti non si intende certo proporre una sintesi sui processi morfogenetici che modellano il paesaggio alpino, per la quale si rimanda ai numerosi manuali esistenti, ma si ritiene opportuno richiamare qualche concetto di base sui principali sistemi morfogenetici e morfoclimatici coinvolti, i cui cambiamenti possono interferire con gli itinerari di frequentazione dell'alta montagna. I processi esogeni, come ben noto, sono gli autori delle molteplici e variegata forme che il paesaggio alpino (e non solo!) può assumere, paesaggio tutt'altro che statico, visto che sempre gli stessi processi lo rimodellano costantemente. Processi la cui efficacia dipende in gran parte dagli agenti atmosferici o meglio dai fattori meteo-climatici (come temperatura, umidità, precipitazioni, pressione, venti, etc.).

È chiaro che le variazioni di questi fattori, soprattutto se rapide e di elevata magnitudo, possono portare a variazioni di intensità e di efficacia nel modellamento esercitato da quei processi. Nell'ambiente di alta montagna gli insiemi dei principali processi morfogenetici sono sostanzialmente tre, che si possono definire "sistemi morfoclimatici": **il sistema glaciale, il sistema periglaciale, il sistema paraglaciale**, i cui esatti limiti di azione non sempre sono facilmente delineabili (Benn & Evans, 2010). Il primo è sicuramente il più noto a chi frequenta la montagna. Il sistema glaciale comprende essenzialmente i ghiacciai delle catene montuose con la loro morfologia differenziata, i loro processi evolutivi, la loro capacità di erodere, trasportare, depositare, lasciando tracce ben riconoscibili. Altrettanto nota è la dipendenza del glacialismo dai parametri meteo-climatici, sostanzialmente, e sintetizzando al massimo, temperature estive e precipitazioni invernali, così come è nota la fase attuale di intenso e

accelerato regresso (per le intere Alpi si stima una riduzione areale dei ghiacciai del 50% dalla metà '800 a oggi e del 14% dal 2003 al 2015, mentre per le sole Alpi Italiane dalla metà del '900 a oggi si è perso il 38% dell'area - Smiraglia *et al.*, 2021).

Tutto ciò ha comportato e sta comportando sensibili trasformazioni del paesaggio alpino, soprattutto a partire dalla fine del XX secolo, con notevoli impatti su caratteristiche e difficoltà degli itinerari di alta montagna, come può ben testimoniare chi ha cominciato a frequentare questi ambienti negli ultimi decenni del '900. Di particolare evidenza, non solo per le imponenti trasformazioni paesaggistiche, la transizione da "ghiacciai bianchi" a "ghiacciai neri" (o meglio da *debris-free glacier* a *debris-covered glacier*), con l'incremento delle percentuali di superficie glaciale ricoperta da detriti derivanti dalla gelifrazione delle pareti rocciose circostanti (nel gruppo Ortles-Cevedale), ad esempio, la percentuale di superficie glaciale coperta da detrito rispetto al totale è passata fra il 2003 e il 2012 dal 17 al 30%, mentre per il solo Ghiacciaio dei Forni fra il 2003 e il 2015 vi è stato un incremento del 20% - Azioni *et al.*, 2018. L'aumento della copertura detritica determina in una prima fase lo sviluppo di una serie di morfologie sopraglaciali o epiglaciali particolarmente effimere, dovute all'ablazione differenziale, in particolare morene mediane o "galleggianti", "tavole del ghiacciaio", coni di ghiacciaio, la cui presenza ed evoluzione non semplificano certo la percorrenza del ghiacciaio stesso. Un altro fenomeno emblematico delle trasformazioni che stanno caratterizzando il sistema glaciale è quello della frammentazione, la separazione, cioè, di un unico corpo glaciale in più unità separate. Anche questo è un processo che sta accelerando, soprattutto dall'inizio

del nostro secolo, e che vede coinvolti in particolare i ghiacciai vallivi a bacini composti, come quello dei Forni, separato in tre tronconi dal 2015, o quello del Lys, privo ormai della lingua valliva e trasformato in tre ghiacciai di tipo "montano" dal 2005.

Il sistema periglaciale o crionivale, per utilizzare un termine sicuramente più preciso dal punto di vista scientifico, ma non entrato nell'uso comune, ha visto crescere la propria notorietà soprattutto in occasione della torrida estate 2003 e dei numerosissimi crolli verificatisi in quel periodo. I processi periglaciali sono sostanzialmente connessi alla presenza del permafrost, cioè il terreno (questo termine è usato in modo estensivo, può quindi riguardare sedimenti fini oppure rocce più o meno fratturate)

che per almeno due anni rimane con una temperatura media annua inferiore a 0°C ed è quindi reso compatto dal gelo (Guglielmin, 1997). L'aumento di pressione derivante dal passaggio dell'acqua dallo stato liquido a quello solido incrementa la frammentazione della roccia, che mantiene la propria coesione finché non si verifica il passaggio opposto. Un incremento di temperatura provoca quindi la fusione dello strato superiore del permafrost e conseguenti fenomeni di instabilità, con crolli sulle pareti rocciose e colate detritico-torrentizie (*debris flow*) nelle zone sottostanti. Durante il periodo 2000-2022, secondo i dati CNR-IRPI, nelle aree di alta quota delle Alpi Italiane al di sopra dei 1500 m si sono verificati 772 processi di instabilità naturale



Figura 4 – Gran Zebrù. Il «canalino» nevoso che porta al pendio nevoso superiore, dove affiora ghiaccio, è ormai quasi completamente detritico – ph C. Smiraglia, luglio 2020

(frane, colate detritiche, instabilità glaciale) con 279 crolli di roccia. Il 2022 ha fatto segnare il record di eventi con 71 processi di instabilità, per la maggior parte estivi, con ogni probabilità un effetto dell'aumento delle temperature alle quote più elevate e della conseguente degradazione del permafrost (Nigrelli *et al.*, 2023). Basterà a questo proposito ricordare i frequentissimi crolli avvenuti per esempio sul Monte Bianco e sul Cervino, dove le guide alpine hanno deciso di sospendere le salite con i clienti. Il sistema paraglaciale, almeno come definizione, è sicuramente meno noto degli altri sopra citati. Il termine fu introdotto negli anni '70 del secolo scorso per indicare i processi non glaciali che si verificano nelle aree di recente deglacia-

zione e che sono direttamente condizionati dalle morfologie ancora presenti create dal glacialismo (Church & Ryder, 1972). I principali processi attivi in questo sistema sono sicuramente quelli di rimaneggiamento gravitativo, fluvio-torrentizio ed eolico. Il primo di questi coinvolge i pendii detritici ripidi e instabili e i pendii rocciosi spesso "montonati", caratteristici delle aree montuose di recente deglaciazione; qui sedimenti e morfologie glaciali restano sospesi sui fianchi vallivi, come i versanti interni delle morene laterali della Piccola Età Glaciale e le rocce esarate e "montonate". Questi versanti sono sottoposti a una fase di intensa attività morfodinamica, finché si portano in equilibrio con le nuove condizioni postglaciali.



Figura 5 – Valle dei Forni (Ortles-Cevedale). La morena laterale destra edificata dal Ghiacciaio dei Forni durante la Piccola Età Glaciale (PEG, 1550-1850) sovrasta il sentiero di accesso alla fronte attuale – ph C. Smiraglia, 2021



Figura 6 – Ghiacciaio di Vallengunga (Palla Bianca, Val Venosta). Il sentiero di accesso al ghiacciaio percorre la base della ripida morena PEG – ph C. Smiraglia, 2016



Figura 7 – Morena laterale PEG dei Forni erosa dai processi paraglaciali che stanno creando un tipico paesaggio a badlands. I sedimenti che la costituiscono sono molto eterogenei, sono visibili blocchi di grandi dimensioni immersi nel detrito più fine – ph C. Smiraglia, 2018



Figura 8 – Morena laterale destra del Ghiacciaio dei Forni: nicchie di distacco dove affiorano placche di ghiaccio sepolto, risalente all'espansione 1970-1985, e colate di fango e detriti – ph C. Smiraglia, 1997



Figura 9 – In alto a sinistra. Ghiacciaio dei Forni: l'area abbandonata dal ghiacciaio dopo la piccola espansione degli anni 1970-1985 alterna depositi morenici instabili e gobbe rocciose lasciate dall'erosione glaciale; tutto è sottoposto a un intenso rimaneggiamento a opera di processi gravitativi e torrentizi – ph C. Smiraglia, 2022

Figura 10 – In alto a destra. Ghiacciaio dei Forni, estate 2015: sul settore destro della lingua si aprono crepacciature anulari, che portano in breve a grandi collassi dovuti all'intensa erosione delle acque subglaciali – ph G. Cola, 2015



Figura 11 – Punta San Matteo (Valtellina) con le tracce dell'enorme crollo di roccia e ghiaccio avvenuto nell'inverno 2020-2021; l'evento ha del tutto cancellato, dopo i crolli di seracchi dell'inizio del secolo, la famosa via di ghiaccio della parete nord – ph C. Smiraglia, luglio 2021



Figura 12 – Il versante nord della Marmolada con i resti del ghiacciaio omonimo. In rosso è evidenziato il piccolo ghiacciaio sospeso, il cui crollo parziale determinerà la tragedia del luglio 2022 – ph F. Secchieri, agosto 2020

Ipotesi di classificazione

Una classificazione delle trasformazioni morfologiche e criosferiche (il termine "criosfera" comprende tutte le manifestazioni morfologiche del ghiaccio, quindi non solo ghiacciai, ma anche permafrost), derivanti dal cambiamento climatico e che possono influire sulle caratteristiche degli itinerari di alta montagna, deve tenere conto dei morfosistemi sopra brevemente descritti.

Un'elencazione può basarsi sulla loro distribuzione geografica, in particolar modo sottolineando la loro localizzazione in rapporto alla presenza dei ghiacciai attuali, e sul loro convergere in uno dei sistemi morfoclimatici citati. In questa sede si farà riferimento con qualche modifica soprattutto alle classificazioni proposte da autori francesi per il massiccio del Monte Bianco (Mourey *et al.*, 2019a) e austriaci per le Alpi Austriache (Ritter *et al.*, 2012). In ogni caso, prendendo come riferimento un ipotetico ghiacciaio vallivo campione, comprese tutte le fasce prossimali (principalmente tutta l'area

interessata dall'espansione della Piccola Età Glaciale), è possibile raggruppare i vari cambiamenti delle caratteristiche ambientali, distinguendo come localizzazione: 1) modifiche nelle aree già deglacciate; 2) modifiche nelle aree proglaciali; 3) modifiche sulla superficie dei ghiacciai; 4) modifiche nelle aree sommitali.

A loro volta i principali fenomeni presi in considerazione possono essere raggruppati come segue:

1. fenomeni riguardanti le sole aree glacializzate;
2. fenomeni che possono riguardare tutte le aree;
3. fenomeni riguardanti le aree di transizione fra roccia e ghiaccio;
4. fenomeni riguardanti le sole aree non glacializzate.

Un'utile elencazione dei principali e più diffusi fenomeni legati alla riduzione dei ghiacciai è quella delle relazioni annuali del Comitato Glaciologico Italiano (BARONI *et al.*, 2022).

Principali effetti dei cambiamenti climatici sull'ambiente di alta montagna	Principali cambiamenti che interessano e modificano gli itinerari alpinistici
Degradazione del permafrost	1) Incremento della frequenza delle cadute di sassi
	2) Frane e collassi di roccia
Fusione della copertura di ghiaccio/neve ed evoluzione delle creste	3) Anticipata trasformazione delle superfici di neve e ghiaccio in ghiaccio vivo (che può diventare quasi permanente)
	4) Incremento dell'inclinazione dei pendii
	5) Diminuzione della copertura di ghiaccio o neve; emersioni di placche rocciose spesso molto fratturate
	6) Le creste nevose diventano più sottili
Processi paraglaciali	7) Emersione di morene e incremento delle loro dimensioni
	8) Incremento dell'inclinazione dei versanti morenici
	9) Destabilizzazione dei versanti delle morene (cadute sassi, frane)
	10 Sviluppo di torrenti nelle zone proglaciali
Regresso glaciale	11) Emersione di placche rocciose lisce
	12) Emersione di placche rocciose fratturate
	13) Formazione di nuove aree crepacciate (anche crepacci circolari)
	14) Crepacci e crepacce terminali più ampie
	15) Ponti di neve più fragili
	16) Collassi delle fronti glaciali
	17) Crollo di seracchi
	18) Formazione e collasso di caverne subglaciali
	19) Modifiche dell'idrologia superficiale (canali di drenaggio più numerosi, più larghi e più profondi); sviluppo di laghi epiglaciali, endoglaciali, subglaciali, proglaciali
	20) Aumento dell'inclinazione dei pendii glaciali
	21) Aumento delle superfici in ghiaccio vivo
	22) Incremento della copertura detritica superficiale
	23) Crolli e scivolamenti di materiali lapidei dalle superfici glaciali
	24) Gelo notturno meno frequente

Tabella 1 – Effetti dei cambiamenti climatici sull'ambiente di alta montagna e relativi cambiamenti che possono modificare gli itinerari alpinistici

Un' ipotesi di classificazione e di elencazione, già utilizzata per il massiccio del Monte Bianco e tratta da Mourey *et al.*, 2019a, è presentata con lievi modifiche nella tabella 1.

Come si vede, gli effetti dei cambiamenti climatici sull'ambiente di alta montagna richiamano i tre principali sistemi morfoclimatici più sopra descritti. In particolare la "degradazione del permafrost" rimanda al sistema periglaciale, i "processi paraglaciali" rimandano ovviamente al sistema paraglaciale, mentre il "regresso glaciale" rimanda al sistema glaciale, in cui potrebbe essere inserita anche la "fusione di ghiaccio/neve". È chiaramente impossibile descrivere e commentare uno per uno tutti i cambiamenti elencati e i loro effetti sugli itinerari alpinistici. Per quanto riguarda la "degradazione del permafrost" basterà ricordare le 60 frane di alta quota avvenute durante l'estate 2022 sulle Alpi Italiane secondo i dati CNR-IRPI, numero più elevato a partire dal 2000, oppure le scariche di sassi e i crolli sulla via normale del Cervino sempre nell'estate 2022 che hanno suggerito alle guide alpine

di sospendere le ascensioni con clienti. A proposito dei "processi paraglaciali", un esempio diffusissimo è quello della destabilizzazione dei versanti interni delle morene laterali della Piccola Età Glaciale, che spesso sovrastano anche per molte decine di metri di dislivello i sentieri che portano a rifugi o che fanno parte di itinerari escursionistici anche molto frequentati. Come noto, i depositi detritici che formano le creste moreniche sono molto eterometrici e la loro classica tessitura presenta blocchi anche di dimensioni plurimetriche immersi in una matrice fine (talora anche argilloso-siltosa). Dopo la rapida riduzione di spessore del ghiacciaio o la sua estinzione, il versante della morena comincia a essere interessato dal rimaneggiamento paraglaciale, dovuto al ruscellamento concentrato derivante dalla fusione della neve e delle placche di ghiaccio "fossile", nonché dalle precipitazioni liquide. Si formano così solchi verticali paralleli sempre più approfonditi, che danno al versante un aspetto "pseudocalanchivo" (*badlands*), mentre alla base si creano sequenze di conii detritici spesso coalescenti.

Il tutto accompagnato da crolli dei massi di maggiori dimensioni e da colate detritiche, particolarmente frequenti durante episodi temporaleschi o bruschi disgeli. È chiaro che si tratta di eventi ad alta pericolosità che, nel caso impattino su sentieri o infrastrutture possono portare a situazioni di rischio.

Nell'ambito del "regresso glaciale" gli esempi potrebbero naturalmente essere numerosissimi per ciascuno dei fenomeni elencati nella tabella.

Limitandoci ai "collassi delle fronti" o ai "crolli di seracchi", termini purtroppo diventati diffusissimi dopo il tragico evento della Marmolada del luglio 2022, è chiaro che questi eventi fanno parte da sempre della dinamica dei ghiacciai e da sempre hanno creato situazioni di rischio per gli alpinisti (basta rileggere le pagine emozionanti di Walter Bonatti dedicate al "diabolico regno della Brenva" e alle sue ascensioni degli anni '50 sulla parete est del Monte Bianco).

In tempi recenti se vi è stato un aumento del numero degli episodi di crollo di seracchi o di zone frontali (Chiarle *et al.*, 2022), un collegamento con gli incrementi di temperatura è leggibile nella transizione sulle pareti nord più elevate da ghiaccio basale "freddo" a ghiaccio basale "caldo".

A questo può aggiungersi un aumentato scorrimento di acqua di fusione superficiale che, infiltrandosi nei crepacci, raggiunge il fondo roccioso e agisce da lubrificante: fenomeno che, seppur sintetizzando al massimo, ha provocato la tragedia della Marmolada.

L'evento dell'estate 2022 (Bondesan & Francese, 2023) trova, fra i molti altri, un precedente nell'episodio del Ghiacciaio Superiore di Coolidge sul Monviso, quando nel luglio 1989 gran parte del piccolo ghiacciaio si staccò dalla nicchia che lo ospitava e crollò a valle (Mortara & Dutto, 1990). L'ora dell'evento (tarda serata) evitò un anticipo della tragedia della Marmolada e mostrò come sia oggettivamente complesso riflettere e soprattutto

agire a proposito di pericolosità, vulnerabilità e rischio in alta montagna.

L'accostamento dei vari fenomeni della tabella 1 a un itinerario alpinistico o escursionistico, e soprattutto l'identificazione delle sue modifiche nel tempo, può consentire di elaborare una classificazione finale sintetica che metta in evidenza gli effetti dei cambiamenti climatici e quindi dei cambiamenti dell'alta montagna sugli itinerari stessi. Sempre seguendo Mourey *et al.*, 2019a, si possono individuare cinque livelli:

- **Livello 0:** l'itinerario non è interessato da alcun processo collegato al cambiamento climatico; i parametri tecnici che lo caratterizzano non sono mutati.
- **Livello 1:** l'itinerario è interessato da pochi processi collegati al cambiamento climatico, ma questi riguardano solo una sua piccola parte e non comportano un incremento di pericolosità o di difficoltà tecniche.
- **Livello 2:** l'itinerario è interessato da processi collegati al cambiamento climatico che comportano un incremento moderato della pericolosità e/o delle difficoltà tecniche; ne deriva che l'itinerario non è percorribile per tutta l'estate e il periodo più favorevole può diventare la primavera o l'autunno o addirittura l'inverno.
- **Livello 3:** l'itinerario è interessato da processi collegati al cambiamento climatico che comportano un forte incremento della pericolosità e delle difficoltà tecniche; l'itinerario non è quindi più percorribile durante l'estate.
- **Livello 4:** l'itinerario è interessato da processi collegati al cambiamento climatico che hanno portato alla distruzione dell'itinerario stesso (per esempio massicci crolli di roccia), che ovviamente non è più percorribile.



Figura 13 – Ghiacciaio del Belvedere (Monte Rosa, Macugnaga). La fortissima contrazione volumetrica del ghiacciaio ha determinato lo scivolamento di parte della morena laterale destra, coinvolgendo il sentiero che correva in cresta – ph G. Mortara, 2019

Due esempi dalle Alpi Lombarde

Come esempio di possibile applicazione di quanto sopra esposto si riportano le variazioni di due "vie normali" nel gruppo Ortles-Cevedale (Alta Valtellina, Alpi Lombarde). Ci si riferisce al Monte Cevedale e al Gran Zebrù, cime note e famose, caratterizzate da sensibili differenze geologiche (litologiche e tettoniche), geomorfologiche e glaciologiche, nonché da notevoli differenze nella difficoltà degli itinerari originali. Come metodologia di raccolta dati si è fatto riferimento alla letteratura e pubblicistica alpinistica ed escursionistica e per gli anni più recenti alla sitografia (si tratta dei risultati, aggiornati, di una tesi di laurea in scienze naturali svolta presso l'Università di Milano; Gatti, 2014).

Nella tabella 2 sono presentate le valutazioni sintetiche ricavate dall'analisi storico-bibliografica a partire dal 1865 per la via normale al Cevedale.

Se si prende in considerazione l'elenco dei principali cambiamenti presentato nella Tabella 1 e li si confronta con la Tabella 2, per il Cevedale sembra evidente che le modifiche dell'itinerario riguardino soprattutto il sistema glaciale, come è prevedibile, tenendo conto delle caratteristiche dell'itinerario che a partire dal Rifugio Casati si svolge quasi completamente su ghiacciaio. In particolare vengono coinvolti i crepacci con la formazione di nuove aree crepacciate (13), con l'aumento dimensionale dei crepacci preesistenti (14), con ponti di neve che diventano più fragili (15); a questo si aggiunge l'aumento dell'inclinazione dei pendii glaciali (21) e delle superfici in ghiaccio vivo (22), come emerge anche da una serie di interviste agli alpinisti condotte nell'ambito della tesi sopra citata.

Sembra che le modifiche si verifichino soprattutto a partire dall'inizio del XXI secolo e in molti casi viene sottolineato come non si tratti più di una "banale escursione", soprattutto se compiuta in tarda stagione. La valutazione sintetica delle difficoltà sembra passare da F a F+ e avvicinarsi al livello 2 nella scala sopra riportata, soprattutto in funzione delle caratteristiche meteorologiche dell'anno considerato (è chiaro che nel caso di scarse nevicate invernali ed elevate temperature estive come nel 2022 vi è un incremento delle aree crepacciate e dei pendii ripidi di ghiaccio).

Il secondo esempio è quello del Gran Zebrù, una cima, come si è detto, totalmente differente rispetto al Cevedale dal punto di vista geologico e morfodinamico, così come diversa è da sempre la "via normale" di salita per difficoltà e pericolosità.

Nella Tabella 3 sono presentate le valutazioni sintetiche ricavate dall'analisi storico-bibliografica a partire dal 1865.

A differenza del Cevedale la "via normale" del Gran Zebrù ha fatto registrare in un secolo e mezzo notevoli differenze di itinerario, di pericolosità e

Fonte	Anno	Valutazione
Payer	1865	Quasi senza crepacci e così comodo che lo si può definire una passeggiata adatta anche per le signore
CAI Valtellina	1884	Tra le più attraenti e più facili cime del gruppo dell'Ortler, si sale senza gravi difficoltà
Brusoni	1906	Fra le più belle e più facili cime (anche per alpinisti principianti)
Ferrari	1918	Alla portata di tutti
Bozzi	1929	Salita preparatoria a salite più difficili (con pendenze dai 50° fino a 55°)
Saglio	1954	Facile
Thompson	1968	Non difficile
Viazzi	1981	Gli escursionisti avranno usufruito di questa giornata per compiere la facile ascensione del Monte Cevedale
Artoni	1984	Facile (anche in inverno)
Buscaini	1984	Percorso su ghiacciaio, di solito con tracce; qualche crepaccio (facile)
Holl	1984	Tra i percorsi più facili
Boscacci	1986	Facile
Guide della Montagna	1994	Alpinistica facile (da effettuare con attrezzatura)
Vannuccini	1996	Alpinistica facile (F), spesso tracciato, ma da non sottovalutare
Meridiani Montagne	2009	Facile
Vienormali	2010	Le condizioni del ghiacciaio negli ultimi anni sono notevolmente cambiate e la salita non risulta più una banale escursione (F+)
DCS	2011	Questa via normale non è più la "passeggiata" di qualche anno fa
Rifugi Lombardia	2018	Escursione adatta a tutta la famiglia (F)
Wikipedia	2020	Senza difficoltà di rilievo e pendii di modesta inclinazione (F+)
Fangareggi	2020	In funzione dell'innevamento e del periodo di salita, la vedretta può presentarsi molto crepacciata
Gulliver	2021	Ascensione non difficile se in buone condizioni (F)
Bagaglio Leggero	2022	Media-difficile. Serve attrezzatura ed esperienza in progressione su ghiacciaio
Fret Per El Let	2022	È classificata come facile: non presenta difficoltà particolari ma rimane comunque un percorso da affrontare con il giusto materiale e con attenzione ai possibili crepacci a fine stagione (F+)

Tabella 2 – Valutazione delle difficoltà della "via normale" del Cevedale

di difficoltà (Chiesa, 2014). Si è abbandonato per esempio all'inizio degli anni '70 del secolo scorso il tratto verso il Passo della Bottiglia o Königsjoch, esposto alla caduta di sassi, a favore del cosiddetto

Fonte	Anno	Valutazione
Payer	1865	Diventa difficilissimo salire in assenza di manto nevoso sufficiente
CAI Valtellina	1884	La salita a questa vetta affascinante è faticosa sempre, alle guide soprattutto, per i moltissimi gradini che devono scavare nelle ripidissime pareti di ghiaccio
Bonacossa & Albertario	1886	Salita faticosa e con pendenze sensibilissime (raccomandata a chi non teme pericoli e fatiche e ama profonde emozioni)
Brusoni	1906	Pendii ripidi e difficili fino a Königsjoch, poi ripidissimo declivo nevoso senza difficoltà straordinarie
Ferrari	1918	Forti pendenze
Saglio	1954	Ascensione di media difficoltà
Viazzi	1981	Pendenza che varia dai 30° ai 50°, con neve abbondante e resistente questa china è abbastanza agevole da salire, non così a fine stagione quando affiora il ghiaccio
Buscaini	1984	Pendii ripidi 35°-50° e itinerario abbastanza esposto; a fine stagione i pendii possono essere ghiacciati con conseguente notevole aumento delle difficoltà (PD)
Schnurer	1985	Solo per alpinisti sicuri ed esperti (evitare il Passo della Bottiglia per caduta sassi)
Boscacci	1986	Salita poco difficile
Vannuccini	1996	Alpinistica (PD); da affrontare nelle prime ore del mattino per evitare scariche di sassi e di neve nel canalino e lungo il pendio superiore
Chiesa	2014	pendii fino a un massimo di oltre 45°; a stagione inoltrata la salita diventa difficile e pericolosa a causa delle formazioni di ghiaccio vivo sul pendio di neve sopra la spalla. Nel tratto più ripido occorre una seria preparazione alpinistica (PD+ nel passato, ora AD-)
Rifugi Lombardia	2018	Da qualche anno, causa l'effetto serra, i ghiacciai si sono ritirati più in alto e sono quasi spariti. È consigliabile affrontare la montagna a inizio stagione, giugno o al massimo luglio, quando la neve ricopre ancora le rocce
Seilshaff	2019	Non è montagna per principianti, richiede condizioni sicure, che di solito si trovano nella prima estate fino alla fine di luglio
Wikipedia	2020	Salita assai esposta (PD)
On-ice.it	2021	salita di grande soddisfazione non difficile alpinisticamente, ma montagna che presenta importanti pericoli oggettivi: roccia friabile che scarica soprattutto sul Collo di Bottiglia e pendio esposto a sud-est soggetto a valanghe dopo recenti nevicate (PD+)

Tabella 3 – Valutazione delle difficoltà della "via normale" del Gran Zebrù

to "canalino", posto a nord-ovest del precedente e in quel periodo sicuramente più innevato di oggi. Anche quest'ultimo tuttavia, sempre a causa della caduta di sassi, viene attualmente sempre meno

percorso, soprattutto dalle guide alpine che gli preferiscono specialmente in discesa le rocce rotte, ma non molto difficili, del costone roccioso in destra idrografica attrezzato con fittoni e ancoraggi.

Ciò rende meno pericoloso, specialmente a tarda stagione con ghiaccio vivo, anche il ripidissimo pendio sommitale. Può essere utile a questo punto riproporre il parere di una nota guida della Valfurva, che ha tracciato una via alternativa: *"purtroppo con l'innalzamento delle temperature, la via normale è cambiata completamente: con la diminuzione dello spessore del ghiaccio, il terreno di salita sulla spalla, è diventato molto più ripido e molto più pericoloso. A ciò aggiungiamo che le scariche di sassi ora sono davvero inarrestabili. Prima esisteva una sorta di spalla glaciale che faceva da scudo: permetteva di ostacolare la caduta dei sassi, ma adesso i detriti che partono dalla cima arrivano fino in fondo al canale. La mia via, l'ho aperta venti anni fa, e ogni anno vado a pulirla e sistemarla, sta diventando la linea più sicura per salire sulla montagna"* (M. Confortola, 2021). Procedendo anche in questo caso al confronto con la Tabella 1, si osserva che i principali cambiamenti che interessano l'itinerario sono: incremento della frequenza delle cadute di sassi (1); frane e collassi di roccia (2); la trasformazione delle superfici di neve e ghiaccio in ghiaccio vivo (3); l'incremento dell'inclinazione dei pendii (4); la diminuzione della copertura di ghiaccio e neve con l'emersione di placche rocciose fratturate (5); l'aumento dell'inclinazione dei pendii glaciali (20); l'aumento delle superfici in ghiaccio vivo (21); crolli e scivolamenti di rocce dalle superfici glaciali (23). Tutto ciò ha portato sicuramente a un incremento della difficoltà dell'itinerario che, soprattutto dall'inizio del nostro secolo, comincia a essere classificato come PD+, AD o recentemente, specialmente da parte delle guide alpine, come D. Per quanto riguarda la classificazione in cinque livelli, ci si avvicina sicuramente al livello 3, con un forte incremento della pericolosità e con un ridotta percorribilità estiva.

In entrambi i casi sembra di poter cogliere due aspetti principali dell'incidenza dei cambiamenti climatici sui sistemi morfodinamici, che a loro volta esercitano impatti sulla percorribilità degli itinerari: da una parte le variazioni climatiche (dando a questo termine il corretto significato scientifico), riferite quindi a processi che si prolungano nel tempo, spesso autorinforzandosi (come le variazioni di spessore dei ghiacciai o la fusione del permafrost, con tutto il corollario di trasformazioni morfodinamiche che queste comportano); dall'altra le variazioni dei fattori strettamente meteorologici, quindi riferibili a periodi più ristretti, come l'intensità delle nevicate invernali o l'incremento dei cicli gelo-disgelo.



Figura 14 – Ghiacciaio del Belvedere (Monte Rosa, Macugnaga). La pluridecimetrica perdita di spessore del ghiaccio, sta vistosamente minando la stabilità delle morene laterali a danno della rete sentieristica che richiede continui rifacimenti – ph G. Mortara, 2020



Figura 15 e 16 – Grandes Jorasses (4208 m, Monte Bianco). Il seracco Whymper, incombente sulla Val Ferret, è soggetto a distacchi frontali anche ingenti e pertanto costantemente monitorato da Fondazione Montagna Sicura. Nell'agosto 1993 una valanga di ghiaccio travolse 8 alpinisti – a sinistra ph Fondazione Montagna Sicura, ottobre 2020, a destra ph Imageo Srl, settembre 2010



Figura 17 – Punta Patri Nord (Gran Paradiso). I crolli del 12.09.2008 che hanno interessato il versante est (Vaille). Parte del materiale roccioso coinvolto ha intercettato il frequentato sentiero di fondovalle ed è risalito sul versante opposto – ph D. De Siena



Figura 18 – Becca di Moncorvé (Gran Paradiso). Uno dei ripetuti crolli dell'agosto 2008 che hanno lambito l'affollato Rifugio Vittorio Emanuele II – ph E. Massa Micon, 2008



Figura 19 – Ciarforon (3640 m, Gran Paradiso). La celebre parete nord, un tempo corazzata di ghiaccio, è oggi esposta a frequenti crolli rocciosi (disegno: Guida Monti d'Italia CAI-ICI, Gran Paradiso, 1963) – ph D. Massoni, 2019



Figura 20 – Mont Rouge de Peuterey (Monte Bianco, Val Veny). Sulla parete SE interessata dal crollo del 13.08.2009 sono tracciate alcune impegnative vie di arrampicata – ph A. Franchino



Figura 21 – Sperone della Brenva presso il Col Moore. La catastrofica valanga di roccia del 18.01.1997 ha radicalmente modificato l'attacco di alcune classiche vie di salita alla vetta del Monte Bianco – ph G. Mortara



Figura 22 – Cervino, via normale italiana, quota 3800 m circa. Il crollo della storica Cheminée durante la torrida estate 2003 ha esposto un vistoso specchio di ghiaccio – ph L. Trucco



Figura 23 e 24 – Ghiacciaio dei Forni (Valtellina). La comparsa di crepacciature anulari individua una insidiosa struttura di collasso (calderone). I calderoni sono frequenti sulle fronti dei ghiacciai di Lares e Mandrone in Adamello – ph M. Invernici, 2017-2018

Riflessioni conclusive e propositive

Tenendo conto di quanto sopra anticipato, le trasformazioni che riguardano gli itinerari di alta montagna potrebbero essere sintetizzate come segue:

1. cambiamenti morfologici che modificano gli itinerari;
2. cambiamenti morfologici che modificano le difficoltà;
3. cambiamenti morfologici che modificano la pericolosità;
4. cambiamenti dei periodi dell'anno in cui gli itinerari possono essere percorsi.

Le varie tipologie di cambiamenti sono chiaramente interconnesse ma va sottolineato, soprattutto quello che riguarda la "pericolosità", per le sue ricadute sulla vulnerabilità (rappresentata essenzialmente dalla presenza di escursionisti e alpinisti) e sul conseguente rischio. Un'indicazione di quanto il rischio si sia incrementato in poco più di mezzo secolo può essere costituito dal numero di interventi effettuati dal Soccorso Alpino e dalle relative vittime; secondo i dati del CNSAS (Corpo Nazionale Soccorso Alpino e Speleologico), si è passati da un centinaio di interventi e da poco meno di 60 vittime nel 1955 a oltre 10.000 interventi e oltre 500 vittime nel 2022 (di questi ultimi dati oltre la metà è collegata alle attività escursionistiche). Chiaramente questi dati andrebbero confrontati con le enormi trasformazioni sociali, economiche, culturali, che in più di mezzo secolo hanno caratterizzato l'approccio alla montagna e che si sono concretizzate in un gigantesco incremento del numero dei frequentatori. È indiscutibile che nell'ambiente di alta montagna siano avvenuti e stiano avvenendo cambiamenti, dovuti sia alla sua normale evoluzione geologico-morfologica sia all'accelerazione dovuta al cambiamento climatico in corso; questi andrebbero costantemente correlati con i cambiamenti che riguardano i frequentatori della montagna, sia per quanto riguarda il loro incremento numerico (che già di per sé può portare a un incremento della vulnerabilità), sia per quanto riguarda la loro preparazione e la loro capacità.

Ci si può chiedere quindi quali processi di adattamento si siano intrapresi o si possano intraprendere per ridurre la vulnerabilità dei frequentatori dell'alta montagna e il conseguente rischio. Il tema, di per sé impegnativo e complesso, non può essere affrontato in modo specifico in queste pagine (si vedano ad esempio Pröbstl-Haider *et al.*, 2016; McDowell & Koppes, 2017; Cremonese *et al.*, 2019; Scotto, 2023). A titolo di esempio si possono ricordare due gruppi di strategie, quelle che potremmo definire di tipo "tecnico" e quelle che potremmo definire di tipo "educativo". Nella prima categoria si possono inserire tutti quegli interventi di modifica concreta degli itinerari, come la collocazione di attrezzature fisse di sicurezza, per esempio catene, corde, gra-

dini artificiali (comunissime ormai quelle collocate per facilitare l'accesso ai rifugi dopo la riduzione di spessore dei ghiacciai), ponti (fra questi ultimi un caso particolare sono i ponti mobili collocati sui crepacci, come sulla via normale dell'Ortles, o i cosiddetti "ponti tibetani" che permettono di superare torrenti glaciali). Spesso si tratta di adattamenti effimeri, che vanno costantemente riadeguati per la prosecuzione dei fenomeni morfodinamici, ad esempio il continuo abbassamento del livello del ghiaccio. In questo gruppo si possono inserire anche le modifiche parziali o totali dei tracciati, in particolare dei sentieri, realizzate solitamente per ridurre situazioni di pericolosità (Pelfini & Smiraglia, 2007; Smiraglia *et al.*, 2008; Mourey & Ravanel, 2017). Un caso classico è quello del Ghiacciaio del Belvedere sul Monte Rosa dove il rapido e costante abbassamento del ghiacciaio obbliga a continui rifacimenti dei sentieri che si snodano sulle morene, con l'ipotesi di totale abbandono e spostamento in siti più sicuri e stabili (Mortara *et al.*, 2017).

Al gruppo di interventi che sono stati definiti "educativi" appartengono, fra l'altro, tutte quelle strategie messe in atto dalle guide alpine, come le modifiche della stagionalità delle ascensioni, il cambiamento delle tecniche di progressione, una scelta e un suggerimento diversi dei siti dove accompagnare i clienti (Mourey *et al.*, 2019b), per esempio non più le vie di ghiaccio o misto del Bernina o del Disgrazia, ma le placche rocciose della Valmasino. A questi si devono aggiungere interventi massicci di comunicazione, di divulgazione e di informazione (un esempio è quello dei bollettini sulle condizioni delle varie ascensioni ed escursioni nel gruppo del Monte Bianco emessi da La Chamoniarde in collaborazione con la Fondazione Montagna Sicura - <https://www.fondazionemontagnasicura.org/condizioni-montagna>).

In sintesi di fronte ai cambiamenti climatici e ai conseguenti cambiamenti dell'alta montagna sembrano necessari tre tipi di strategie:

1. l'incremento della **conoscenza** e quindi la prosecuzione e l'intensificazione delle ricerche scientifiche, anche basandosi sul contributo nella raccolta dati di testimoni privilegiati, come guide alpine, alpinisti, escursionisti, etc. A questo proposito si ricorda una recente iniziativa che, attraverso una vera e propria operazione di *citizen science*, vuole raccogliere informazioni sugli effetti dei cambiamenti climatici sugli itinerari alpinistici ed escursionistici in alta montagna (è possibile compilare la scheda relativa sul sito <https://forms.office.com/e/b1W2P0RPGy>);
2. l'**educazione** realizzata con una continua e intensa opera di informazione, divulgazione e formazione, soprattutto a opera di enti e strutture preposte a questi compiti, come il Club Alpino Italiano;

3. l'**adattamento** che deve prevedere nelle sue molteplici forme, in parte sopra accennate, anche il monitoraggio, ove possibile, delle modifiche in corso degli itinerari e della loro pericolosità, senza escludere a priori in caso di evidenti indizi (per esempio crolli ripetuti) la possibilità di una loro interdizione.

Come conclusione, sulla necessità di adattarci e di cambiare in relazione ai cambiamenti della montagna, si può parlare di "**adattamento psicologico**", a proposito del quale si riportano le parole di tre testimoni "privilegiati":

"Siamo resistenti ai cambiamenti, ma nuovi comportamenti nell'andar per monti sono necessari" (M. Comi, guida alpina e geologo, 2022).

"Di questi tempi, dove la velocità del cambiamento è elevata, dobbiamo imparare ad adattare rapidamente le nostre abitudini e obiettivi, ricordando che anche la rinuncia o il cambio di programma, non rappresentano una sconfitta ma una forma di intelligenza adattativa" (Club Alpino Accademico Orientale, 2022).

"Da parte nostra un appello a vivere la montagna con prudenza, a documentarsi in maniera approfondita, a scegliere con attenzione le attività in base alla propria esperienza e alle proprie competenze e - soprattutto - a imparare a saper rinunciare" (M. Dellantonio, Presidente CNSAS, 2023).

Bibliografia

- ALCOTRA (2013) – *GlaRiskAlp-Rischi glaciali nelle Alpi Occidentali. Documento conclusivo del progetto*. 29 pp. <https://www.irpi.cnr.it/wp-content/uploads/2014/12/GlaRiskAlp-documento-finale.pdf>
- AZZONI R.S., FUGAZZA D., ZERBONI A., SENESE A., D'AGATA C., MARAGNO D., CARZANIGA A., CERNUCHI M. & DIOLAIUTI G.A. (2018) - *Evaluating high-resolution remote sensing data for reconstructing the recent evolution of supra glacial debris: a study in the Central Alps (Stelvio Park, Italy)*. *Progress in Physical Geography*, 42, 1, <https://doi.org/10.1177/0309133317749434>
- BARONI C., BONDESAN A., CARTURAN L., CHIARLE M. & SCOTTI R. (2022) - *Campagna glaciologica annuale dei ghiacciai italiani (2021)*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 45, 69-167, DOI 10.4461/GFDQ.2022.45.5
- BENN D. & EVANS D.J.A. (2010) – *Glaciers and Glaciation*. Taylor & Francis, 256 pp
- BENISTON M., FARINOTTI D., STOFFEL M., ANDREASSEN L. M., COPPOLA E., ECKERT N., FANTINI A., GIACONA F., HAUCK C., HUSS M., HUWALD H., LEHNING M., LÓPEZ-MORENO J.-I., MAGNUSSON J., MARTY C., MORÁN-TEJEDA E., MORIN S., NAAIM M., PROVENZALE A., RABATEL A., SIX D., STÖTTER J., STRASSER U., TERZAGO S., & VINCENT C. (2018) - *The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges*. *The Cryosphere*, 12, 759–794, <https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>, 2018
- BONDESAN A. & FRANCESE R.G. (2023) – *The climate-driven disaster of the Marmolada Glacier (Italy)*. *Geomorphology*, 231, doi: 10.1016/geomorph.2023.108687
- CHIARLE M., DELINE P. & GIARDINO M. (2017) - *Pericolosità naturale in ambiente glaciale e periglaciale: passato, presente e futuro delle Alpi*. In: Comitato Glaciologico Italiano, *Itinerari Glaciologici sulle Montagne Italiane vol. 1-Capitoli tematici*, 71-81, Società Geologica Italiana
- CHIARLE M., VIANI C., MORTARA G., DELINE P., TAMBURINI A. & NIGRELLI G. (2022) – *Large glacier failures in the Italian Alps over the last 90 years*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 45(2), 19-40, doi: 10.4461/GFDQ.2022.45.2
- CHURCH M. & RYDER J.M. (1972) - *Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation*. *Geological Society of American Bulletin*, 83, 3059–3072
- CHIESA D. (2014) - *Gran Zebrù . L'anima del Gran Zebrù tra misteri e alpinisti. 150 anni di storia, racconti, itinerari della più bella montagna delle Alpi Orientali*. Idea Montagna Edizioni
- COLOMBO N., VALT M., ROMANO E., SALERNO F., GONDONE D., CIANFARRA P., FREPPAZ M., MAUGERI M. & GUYENNON N. (2022) - *Long-term trend of snow water equivalent in the Italian Alps*. *Journal of Hydrology*, 614, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128532>
- CREMONESE E., CARLSON B., FILIPPA G., POGLIOTTI P., ALVAREZ I., FOSSON J.P., RAVANEL L. & DELESTRADE A. (2019) - *AdaPT MontBlanc: Rapport Climat: Changements climatiques dans le massif du Mont-Blanc et impacts sur les activités humaines*. Rédigé dans le cadre du projet AdaPT Mont-Blanc financé par le Programme européen de coopération territoriale Alcotra Italie-France 2014–2020, 101 pp
- DELINE P., GRUBER S., AMMAN F., BODIN X., DELALOY R., FAILLETAZ J., FISCHER L., GEERTSEMA M., GIARDINO M., HASLER A., KIRKBRIDE M., KRAUTBLATTER M., MAGNIN F., MCCOLL S., RAVANEL L., SCHOENEICH P. & WEBER S. (2021) - Chapter 15 - *Ice Loss from Glaciers and Permafrost and related Slope instability in High-Mountain Regions*. In: Haeberli W. & Whiteman C. (Eds.), *Snow and Ice Related Hazards, Risks, and Disasters (Second Edition)*. Elsevier, 501-540. doi: 10.1016/B978-0-12-817129-5.00015-9
- DUTTO F. & MORTARA G. (1992) – *Rischi connessi con la dinamica glaciale sulle Alpi Italiane*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 15, 85-99
- GATTI F. (2014) – *L'impatto dei cambiamenti climatici sulle vie alpinistiche: il caso dell'alta Valle Cedec, vie normali a Gran Zebrù e Cevedale*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Relatore C. Smiraglia, Università degli Studi di Milano
- GUGLIELMIN M. (1997) (con contributi di Notarpietro A.) - *Il permafrost alpino : concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificate in alta Valtellina)*. Milano, Centro di studio per la geodinamica alpina e quaternaria
- GUERINI M., GIARDINO M., PARANUNZIO R., NIGRELLI G., TURCONI L., LUINO F. & CHIARLE M. (2021) - *Slope failures at high elevation in the Italian Alps in the period 2000-2020*. *Pangaea Data Publisher for Earth & Environmental Science*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.931824>

- MCDOWELL G. & KOPPEL M. (2017) - *Robust Adaptation Research in High Mountains: Integrating the Scientific, Social, and Ecological Dimensions of Glacio-Hydrological Change*. *Water*, 9, 739; doi:10.3390/w9100739
- MORTARA G. & DUTTO F. (1990) - *Un episodio parossistico nell'evoluzione dei ghiacciai del gruppo del Monviso: il crollo del Ghiacciaio Superiore di Coolidge*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 13(2), 187-189
- MORTARA G., ALBERTO W., BERTOGLIO V., DELINE P., RAVANEL L. & RAVELLO M. (2009) - *Les écroulements rocheux dans les massifs du Mont Blanc et du Grand Paradis*. *Revue Valdôtaine Histoire Naturelle*, 63, 5-22
- MORTARA G., CARTON A., CHIARLE M. & TAMBURINI A. (2017) - *Ai piedi della parete più alta delle Alpi. Il Ghiacciaio del Belvedere al Monte Rosa*. In: Comitato Glaciologico Italiano, *Itinerari Glaciologici sulle Montagne Italiane vol. 2- Dalle Alpi Marittime all'Alpe Veglia*, 71-81, Società Geologica Italiana
- MOUREY J. & RAVANEL L. (2017) - *Evolution of access routes to high mountain refuges of the Mer de Glace basin (Mont Blanc massif, France) - An example of adapting to climate change effects in the Alpine high mountains*. *Journal of Alpine Research*, 105
- MOUREY J., MARCUZZI M., RAVANEL L. & PALLANDRE F. (2019a) - *Effects of climate change on high Alpine environments: evolution of mountaineering routes in the Mont Blanc massif (Western Alps) over half a century*. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 1938-4246. Doi: 10.1080/15230430.2019.1612216
- MOUREY J., RAVANEL L., LAMBIEL C., STRECKER J. & PICCARDI M. (2019b) - *Access routes to high mountain huts facing climate-induced environmental changes and adaptive strategies in the Western Alps since the 1990s*. 73(4), 215–228. DOI:10.1080/00291951.2019.1689163
- MOUREY J., PERRIN-MALTERRE C. & RAVANEL L. (2020) - *Strategies used by French Alpine guides to adapt to the effects of climate change*. *Journal of Outdoor Recreation and Tourism*, 29. <https://doi.org/10.1016/j.jort.2020.100278>, 2020
- MOUREY J., LACROIX P., DUVILLARD P.A., MARSY G., MARCER M., RAVANEL M. & MALET E. (2021) - *Rockfall and vulnerability of mountaineers on the west face of the Aiguille du Goûter (classic route up Mont Blanc, France), an interdisciplinary study*. *Natural Hazards and Earth System Sciences-Discussions*, <https://doi.org/10.5194/nhess-2021-128>
- MOUREY J., RAVANEL L. & LAMBIEL C. (2022) - *Climate change related processes affecting mountaineering itineraries, mapping and application to the Valais Alps (Switzerland)*, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 104:2, 109-126, DOI: 10.1080/04353676.2022.2064651
- NIGRELLI G., LUINO F., TURCONI L., GUERINI M., PARANUNZIO R., GIARDINO M., MORTARA G. & CHIARLE M. (2023) - *Catasto delle frane di alta quota nelle Alpi italiane*. <https://geoclimalp.irpi.cnr.it/catasto-frane-alpi/>
- PAUL F., RASTNER P., AZZONI R.S., DIOLAIUTI G., FUGAZZA D., LE BRIS R., NEMEC J., RABATEL A., RAMUSOVIC M., SCHWAIZER G. & SMIRAGLIA C. (2020) - *Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new 2015 glacier inventory from Sentinel 2*. *Earth System Science. Data*, 12, 1805–1821
- PELFINI M. & SMIRAGLIA C. (2007) - *Incremento del rischio geomorfologico e turismo naturalistico. Il caso del "Sentiero Glaciologico" della Valle dei Forni (Alta Valtellina, SO)*. In: Piccazzo M., Brandolini P. & Pelfini M. (a cura di), "Clima e rischio geomorfologico in aree turistiche", Patron, Bologna, 95-116
- PERRET P., FOSSON J.P., MONDARDINI L. & SEGOR V. (2021) - *Val Ferret Pilot Action Region: Grandes Jorasses Glaciers - An Open-Air Laboratory for the Development of Close-Range Remote Sensing Monitoring Systems*. DOI: 10.5772/intechopen.99013. In: Beguš J., Berger F. & Kleemayr K. (editors), *Best Practice Examples of Implementing Ecosystem-Based Natural Hazard Risk Management in the GreenRisk4ALPs Pilot Action Regions*. Intechopen
- PRÖBSTL-HAIDER U., DABROWSKA K. & HAIDER W. (2016) - *Risk perception and preferences of mountain tourists in light of glacial retreat and permafrost degradation in the Austrian Alps*. *Journal of Outdoor Recreation and Tourism*, 13, 66-78 DOI:10.1016/j.jort.2016.02.002
- RAVANEL L., MAGNIN F. & DELINE P. (2017) - *Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rockwalls in the Mont Blanc massif*. *Science Total Environment*, 609, 132–143
- RITTER F., FIEBIG M. & MUHAR A. (2012) - *Impacts of Global Warming on Mountaineering: A Classification of Phenomena Affecting the Alpine Trail Network*. *Mountain Research and Development*, 32(1), 4-15
- SALIM E., MOUREY J., RAVANEL L., PICCO P. & GAUCHON C. (2019) - *Les guides de haute montagne face aux effets du changement climatique. Quelles perceptions et stratégies d'adaptation au pied du Mont Blanc?*. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*, 107-4.; DOI : <https://doi.org/10.4000/rga.5842>
- SCOTTO F. (2023) - *Quale alpinismo nella montagna del cambiamento?* *Montagna-Annuario GISM*, 54-61
- SMIRAGLIA C., DIOLAIUTI G., PELFINI M., BELO' M., CITTERIO M., CARNIELLI T. & D'AGATA C. (2008) - *Glacier changes and their impacts on mountain tourism: two case studies from the Italian Alps*. In: Orlove B., Wiegandt E. & Luckman B. (editors), "Darkening peaks. Glacier retreat, Science and Society", University of California Press, Los Angeles, 206-215
- SMIRAGLIA C., FUGAZZA D. & DIOLAIUTI G. (2021) - *Continua inarrestabile il regresso dei ghiacciai italiani e alpini. Le evidenze dei recenti catastrofi*. *Il Bollettino. Comitato Scientifico Centrale Club Alpino Italiano*, 7-22
- TEMME A.J.A.M. (2015) - *Using Climber's Guidebooks to Assess Rock Fall Patterns Over Large Spatial 40 and Decadal Temporal Scales: An Example from the Swiss Alps*. *Geografiska Annaler A*, 97-4, 793–807
- VINCENT C., FISCHER A., MAYER C., BAUDER A., GALLUS S.P., FUNK M., THIBERT E., SIX D., BRAUN L. & HUSS M. (2017) - *Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years: common climatic signal in the Alps*. *Geophysical Research Letters*, 44, 1376–1383



Un esemplare di *Pinna nobilis* all'interno delle sabbie fangose che affiorano al torrente Stirone - campione P1 - ph VA. Bracchi

***Pinna nobilis* del torrente Stirone**

Un archivio paleoclimatico e paleoambientale ancora inesplorato

di Valentina Alice Bracchi⁽¹⁾⁽²⁾

1. Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra - Università degli Studi Milano-Bicocca

2. Vincitrice del Bando AIQUA - CAI Comitato Scientifico Centrale

Riassunto: Presso il Torrente Stirone, tra le province di Piacenza e Parma (Italia), affiorano sedimenti marini poco litificati di Età Pleistocenica che contengono un ricco record paleontologico di invertebrati marini. Tra questi, recentemente sono stati indicati esemplari autoctoni di *Pinna nobilis*. Questo è a oggi il mollusco bivalve endemico più grande del Mediterraneo, indicativo generalmente di ottime qualità dell'acqua. I depositi che affiorano sulle sponde del torrente Stirone, e in particolare quelli che contengono resti fossili di *Pinna nobilis*, risalgono al piano Calabriano (1.8-0.78 Ma). Lo studio approfondito dei sedimenti e dell'associazione fossile in essi contenuta e associata a *Pinna nobilis* ha permesso di ricostruire il paleoambiente di vita di questi bivalvi come un ambiente di mare basso, parzialmente vegetato e sotto l'influsso di episodico apporto fangoso. In questo lavoro è stata verificata la natura autoctona e la conservazione ottimale dei gusci di *Pinna nobilis* tramite l'utilizzo di tecniche di microscopia ottica ed elettronica a scansione. Una volta verificata l'integrità di questi resti fossili, integrando la paleontologia con tecniche di sclerocronologia e geochimica isotopica, è stato possibile testare l'utilizzo di *Pinna nobilis* come un archivio di informazioni paleoclimatiche, in particolare tramite l'analisi delle componenti isotopiche di ossigeno e carbonio, con l'obiettivo di ricostruire al meglio la specificità di questo paleoambiente confinato ma di estremo valore per la ricchezza della paleo-biodiversità in esso preservata. I preliminari risultati ottenuti sono molto promettenti.

Abstract: *Pinna nobilis* of the Stirone river. A still unexplored paleoclimate and paleoenvironmental archive

At the Stirone River, between the provinces of Piacenza and Parma (Italy), slightly lithified marine sediments of the Pleistocene age, which contain a rich paleontological record of marine invertebrates, emerge. Among these, autochthonous specimens of Pinna nobilis have been recently indicated. Pinna nobilis is currently the largest endemic bivalve mollusk in the Mediterranean Sea, generally indicative of excellent water quality. The deposits that emerge at the Stirone River, and in particular those containing fossil remains of Pinna nobilis, date back to the Calabrian age (1.8-0.78 Ma). The in-depth study of the sediments and of the death assemblage contained therein and associated with Pinna nobilis has allowed us to reconstruct the paleoenvironment of these bivalves as a shallow sea environment, partially vegetated and under the influence of occasional muddy additions. In this work, the autochthonous nature and the optimal conservation of the Pinna nobilis shells were tested with optical and scanning electron microscopy techniques. Once the integrity of these fossil remains had been verified, by integrating paleontology with sclerochronological and isotope geochemistry, it was possible to test the use of Pinna nobilis as an archive of paleoclimate. In particular, we measured the isotopic components of oxygen and carbon, with the aim of best reconstructing the specificity of this confined paleoenvironment, but of extreme value for the richness of the paleo-biodiversity preserved in it. The preliminary results obtained are very promising.

Introduzione

Le ricerche paleontologiche nell'Appennino settentrionale hanno notevolmente contribuito alla ricostruzione delle variazioni paleoclimatiche e paleoambientali avvenute in tutto il Quaternario (da 2,58 milioni di anni) nell'area mediterranea.

Le serie sedimentarie affioranti infatti contengono un esteso e variegato record paleontologico composto da organismi sia vertebrati sia invertebrati, sia marini sia continentali, tramite lo studio dei quali è stato possibile ricostruire l'evoluzione paleogeografica dell'area, le variazioni del paleoclima, con l'alternanza di fasi glaciali e interglaciali, nonché la comparsa di paleoambienti marini e le loro variazioni eustatiche, così come la loro scomparsa a favore di ambienti continentali fino alla loro evoluzione e

stabilizzazione nell'attuale conformazione montana e collinare, così come la conosciamo oggi.

In particolare l'Appennino settentrionale preserva numerosi affioramenti costituiti da sedimenti marini poco litificati che si sono depositati tra il Miocene e il Pleistocene medio. Numerosi siti, come ad esempio gli affioramenti lungo i fiumi Arda, Stirone o Enza, rappresentano dei laboratori geologici di eccezionale importanza che preservano un record geologico e paleontologico di estremo valore. I macroinvertebrati marini ivi contenuti sono di eccezionale importanza non solo per la loro abbondanza, ma anche per l'ottimo stato di conservazione dei resti fossili. All'interno di queste serie sedimentarie sono stati infatti rinvenuti esemplari di specie che sono

cruciali per gli studi di paleoecologia e paleoclimatologia, quali ad esempio *Arctica islandica* (Linneo, 1767), una specie di mollusco bivalve di particolare interesse per la sua distribuzione paleogeografica legata alle modificazioni climatiche nel corso delle alternanze di fasi glaciali e interglaciali nel Quaternario. Questa specie infatti vive attualmente in acque marine fredde alle alte latitudini, non a caso il nome 'islandica', ma è stata rinvenuta anche nei sedimenti marini dell'Appennino settentrionale di età calabrianica (1,8-0,78 Ma). È considerata la testimonianza del forte raffreddamento che ha caratterizzato le fasi iniziali del Pleistocene nell'area Mediterranea. Durante questo periodo geologico infatti, laddove ora ci sono gli Appennini, vi era ancora mare.

Pinna nobilis

Pinna nobilis Linneo, 1758 è il più grande e longevo mollusco endemico del Mar Mediterraneo, dove è comparso alla fine del Miocene (Gomez-Alba, 1988). Alcuni esemplari hanno raggiunto i 120 cm di altezza (Zavodnik *et al.*, 1991) e i 27 anni di età (Galinou-Mitsoudi *et al.*, 2006; Garcia-March *et al.*, 2011). Le valve hanno forma triangolare, con una superficie più ampia nella parte posteriore e più stretta nella parte anteriore. La conchiglia è ornata da nervature radiali che periodicamente producono squame dirette verso il margine. È un organismo sessile, che vive con la porzione anteriore (in questo caso corrispondente alla zona umbonale) infossata nel sedimento per circa un terzo della lunghezza della valva (Zavodnik *et al.*, 1991; Richardson *et al.*, 1999). L'ancoraggio al sedimento avviene grazie ai numerosi filamenti del bisso, che permettono l'adesione a strutture solide presenti nel substrato, quali sedimenti grossolani o radici e rizomi di *Posidonia oceanica*. Si tratta di un organismo filtratore che ingerisce anche detriti (Davenport *et al.*, 2011), spesso associato a fondi vegetati (praterie di *Posidonia*, *Cymodocea* e *Zostera*), ma è indicato anche in contesti privi di copertura vegetale, nelle lagune costiere e in golfi o baie riparate, su fondali detritici o comunque grossolani (fondi a maerl), su fondi fangosi, fino a una profondità di circa 60 m (Zavodnik *et al.*, 1991; Garcia-March *et al.*, 2002; Katsanevakis, 2007). Purtroppo, dal 2016, a causa della combinazione di diversi patogeni, la presenza di questa specie è fortemente minacciata in tutto il Mediterraneo, dove numerosi eventi di mortalità di massa sono segnalati (Carella *et al.*, 2020); stato di conservazione Lista Rossa IUCN "CR" = Critico.

La struttura della conchiglia è composta da tre strati (Marin *et al.*, 2011). Il periostraco è lo strato proteico più esterno della conchiglia ed è di natura organica. I due livelli sottostanti, di natura inorganica, costituiscono l'ostraco: un livello prismatico, formato da prismi regolari di calcite allungati perpendi-

colamente alla superficie del guscio esterno, e un livello madreperlaceo, interno, formato da lamelle impilate. La microstruttura del livello madreperlaceo di *Pinna nobilis* è peculiare poiché mostra una disposizione ordinata di fogli di madreperla impilati in modo sfalsato, a creare uno spesso multistrato, raggiungendo lo spessore di vari millimetri. Uno di questi fogli madreperlacei completamente formato è il risultato di due cicli di deposizione che si verificano ogni sei mesi. Il primo ciclo di deposizione avviene in autunno, il secondo avviene in primavera, in seguito alla pausa invernale. La crescita riprende dalla parte anteriore del precedente deposito di madreperla, completando in questo modo la formazione del foglio di madreperla e andando ad aumentare man mano lo spessore del guscio. Lo strato madreperlaceo esiste solamente nella parte anteriore della conchiglia, a partire dal punto di inserzione del muscolo adduttore posteriore, crescendo in direzione posteriore con l'ontogenesi. Il terzo e ultimo strato costituente la conchiglia è il miostraco, generalmente molto sottile e caratterizzato da prismi irregolari di aragonite, spesso identificabile negli individui adulti.

La crescita di *Pinna nobilis* è molto lenta ed esistono pochi studi di monitoraggio diretto. La sclerocronologia è una disciplina che invece sfrutta lo studio delle parti scheletriche ed è quindi applicabile anche su individui deceduti di cui si conserva solo, appunto, lo scheletro. In particolare, i registri della crescita più affidabili si trovano nella porzione madreperlacea del guscio di *Pinna nobilis*. Durante la crescita, infatti, lo strato madreperlaceo si forma per lo sviluppo annuale di fogli di madreperla in successione. Questi fogli generano un ispessimento dello strato di madreperla, per incrementi successivi, in direzione anteriore (Garcia-March *et al.*, 2011), mentre ogni foglio forma delle evidenti lingue che si dirigono in direzione posteriore, infossandosi poi nella calcite primastica dello strato esterno del guscio.

La crescita di *Pinna nobilis* è molto lenta ed esistono pochi studi di monitoraggio diretto. La sclerocronologia è una disciplina che invece sfrutta lo studio delle parti scheletriche ed è quindi applicabile anche su individui deceduti di cui si conserva solo, appunto, lo scheletro. In particolare, i registri della crescita più affidabili si trovano nella porzione madreperlacea del guscio di *Pinna nobilis*. Durante la crescita, infatti, lo strato madreperlaceo si forma per lo sviluppo annuale di fogli di madreperla in successione. Questi fogli generano un ispessimento dello strato di madreperla, per incrementi successivi, in direzione anteriore (Garcia-March *et al.*, 2011), mentre ogni foglio forma delle evidenti lingue che si dirigono in direzione posteriore, infossandosi poi nella calcite primastica dello strato esterno del guscio.

Infine, negli esemplari adulti, spesso il miostraco si intrude letteralmente nel foglio, evidenziando così la posizione del registro di crescita. La parte non infossata di *Pinna nobilis*, che costituisce la parte maggiore della sua lunghezza totale, risulta sostanzialmente non protetta, perché esposta a onde, correnti e ai fenomeni biostratinomici dopo la morte dell'individuo prima dell'effettivo seppellimento. La parte anteriore, invece, essendo affondata nel

sedimento, ha una potenzialità di fossilizzazione maggiore, sebbene l'alto contenuto in aragonite di questa porzione, essendo questo il polimorfo più instabile del carbonato di calcio, rende comunque eccezionale la preservazione della microstruttura originale del guscio. Questa porzione è però quella dove si possono rintracciare le generazioni successive di fogli di madreperla e quindi dove la conchiglia può diventare strumento sclerocronologico per studi di paleontologia.

***Pinna nobilis* del torrente Stirone (Emilia Romagna, Italia)**

Un recente studio ha portato all'individuazione di una facies a *Pinna nobilis* nei depositi di età calabriana del torrente Stirone (PC – Bracchi, 2020 – Figura 1-5). L'eccezionalità del ritrovamento risiede nel fatto che questi resti sono costituiti da porzioni anteriori preservate in posizione di vita (Figura 1b, 5a-b): si tratta infatti della porzione umbonale originariamente infossata nel substrato sedimentario, in posizione verticale (Figura 1b, 5a-b) e costituita da fogli madreperlacei (Bracchi et al., 2020 – Figura 1b, 1c).

La posizione di questi resti garantisce l'autoctonia di tali ritrovamenti (Figura 1b, 5a-b). L'analisi paleoecologica dell'orictocenosi a molluschi e dei sedimenti associati ha permesso di ricostruire il paleoambiente di deposizione come compatibile con un paleoambiente di mare basso, strettamente infralitorale (< 15 m di profondità), con la presenza di probabile vegetazione sparsa (Dominici, 2001; Bracchi et al., 2020). Una delle specie più abbondanti associate a *Pinna nobilis* è *Varicorbula gibba* (Olivi, 1892), un piccolo bivalve considerato di elevata importanza ecologica per la sua natura opportunistica e segnalato come tollerante a un elevato apporto di fango organico, all'ipossia del fondo e a tassi di velocità di

sedimentazione instabili. Il tipo di sedimento e organismi come *Varicorbula gibba* hanno permesso di sostenere l'ipotesi dell'occorrenza saltuaria di paleo-eventi di trasporto fluviale ricco in materiale fine (Bracchi et al., 2020). L'intervallo stratigrafico che contiene *Pinna nobilis* è stato datato al Calabriano (Gunderson et al., 2012; Crippa et al., 2019), nel contesto di un raffreddamento paleoclimatico già in atto. Il Pleistocene infatti, di cui il Calabriano è il secondo piano, è definito proprio sull'innestarsi di un paleoclima caratterizzato da un lento e graduale raffreddamento che si stabilizza poi in cicli glaciali/interglaciali.

Non a caso infatti, in un intervallo stratigrafico di poco successivo a quello in esame si rinviene, all'interno di sabbie ben classate, il bivalve *Arctica islandica* (Dominici, 2001, Crippa et al., 2019). L'eccezionalità e l'abbondanza del ritrovamento di *Pinna nobilis* insieme alla completa autoctonia dei resti fossili ha suggerito di testare l'utilizzo di questa specie come archivio di informazioni paleoclimatiche e paleoambientali. Tali informazioni sono potenzialmente ricostruibili tramite l'applicazione di tecniche sclerocronologiche e di geochimica isotopica.



Figura 1 – Inquadramento geografico del torrente Stirone e una vista della sponda sinistra del torrente in prossimità dell'intervallo della serie stratigrafica che contiene resti in posizione di vita di *Pinna nobilis* (a, scala = 30 cm; b, c, scala = 1 cm), in cui è evidente la porzione anteriore preservata all'interno di sedimento sabbioso-fangoso (b), il campione P5 (c) – ph VA. Bracchi

Come funziona la geochimica isotopica applicata ai resti di molluschi fossili

La sclerocronologia è una disciplina del tutto simile alla dendrocronologia e misura la crescita, nel caso dei molluschi bivalvi lo spessore, di un elemento scheletrico come sequenza di periodi di crescita separati, detti incrementi, spesso facilmente individuabili perché corrispondono a un'alternanza di bande con diversa colorazione all'interno dei resti scheletrici. La sua applicabilità sui molluschi bivalvi è ormai nota da tempo (Schöne and Surge, 2012). I cambiamenti nella chimica e nella microstruttura del materiale scheletrico, dovuti a variazioni giornaliere, mensili o annuali, delle condizioni ambientali (o paleoambientali), sono rintracciabili all'interno proprio di tali incrementi e dettagliabili lungo una sezione che li attraversa applicandovi tecniche di misurazione quantitativa ad alta risoluzione. Le variazioni ambientali a cui ci si riferisce in questo contesto corrispondono ad esempio a oscillazioni nella temperatura, nella salinità o nei flussi di trasporto sedimentario che hanno poi effetto sui nutrienti e sulla materia organica disponibile e si traducono in variazioni sia nella microstruttura che nella chimica associata alle parti scheletriche. La geochimica basata sullo studio degli isotopi stabili (O e C),

degli elementi maggiori e degli elementi in tracce permette la misura di elementi che vengono incorporati nei resti scheletrici in equilibrio con l'ambiente di vita e poi restano nello scheletro a formare un archivio microstrutturale proprio in quegli incrementi riconosciuti con un approccio sclerocronologico. Questi elementi incorporati fungono quindi da proxy delle condizioni (paleo)ceanografiche e (paleo)ambientali di vita e delle variazioni di esse su periodi di tempo noti.

Gli studi di biomineralizzazione e analisi geochimica sono condotte con strumenti analitici quali il microscopio a scansione elettronica (SEM), la spettrometria per isotopi stabili e la spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente (La-ICP-MS) per la misura di tutti gli elementi abbondanti e in tracce costituenti il campione.

Se quindi si associa la sclerocronologia al record dei proxy biogeochimici, applicandola a resti scheletrici carbonatici di organismi bentonici longevi, come ad esempio i bivalvi, è in via teorica possibile ricostruire con un elevato dettaglio le variazioni delle condizioni e paleo-condizioni ambientali con risoluzioni temporali elevate.

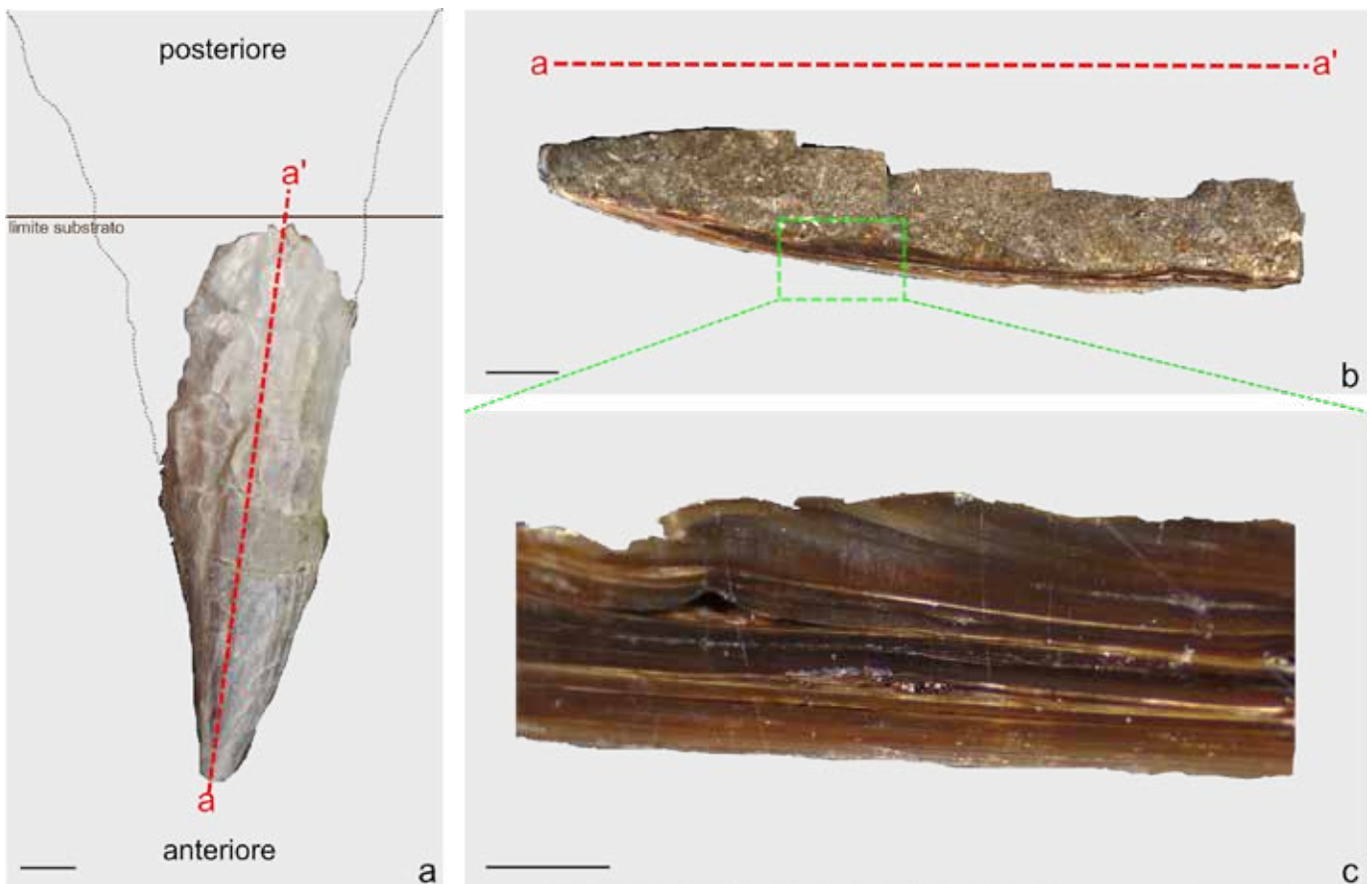


Figura 2 – Posizione di vita di *Pinna nobilis* (a, scala = 1 cm) con l'indicazione della zona anteriore e posteriore. La linea in marrone indica il limite del substrato, ossia il limite tra la porzione umbonale perennemente infossata nel substrato e la parte esterna della valva, ormai persa nei campioni studiati. La linea rossa tratteggiata a-a' indica la direzione di una sezione trasversale nel campione. La microstruttura interna della porzione madreperlacea è osservabile lungo la sezione trasversale in b (scala = 1 cm) e c (scala = 5 mm), dove si notano i fogli madreperlacei, che appaiono come "strati" di tonalità di marrone differenti, a dare l'ispessimento del guscio gli uni sugli altri. La porzione calcitico-prismatica non è visibile – ph VA. Bracchi

I campioni usati in questo studio

Il campionamento dei resti fossili di *Pinna nobilis* è stato condotto previa autorizzazione ambientale n. 805 del 29.12.2022 dell'Ente di Gestione per i Parchi e la Biodiversità Emilia Occidentale, in quanto il sito di campionamento risiede nel sito di Rete Natura 2000 denominato ZSC IT 40200003 "Torrente Stirone" e nella zona A del Parco Regionale dello Stirone e del Piacenziano.

Sono stati raccolti 6 campioni (P1, P3, P4, P5, P6 e P7) corrispondenti alla parte anteriore delle valve, in posizione di vita e ancora articolati (Fig. 1b, c).

I campioni si trovano all'interno di sedimento poco litificato (Fig. 1b), costituito da una sabbia fangosa di colore grigio scuro dove abbondanti sono i frammenti di gusci dall'aspetto madreperlaceo appartenuti a *Pinna nobilis*.

Risultati della microscopia ottica

L'analisi visiva al microscopio ottico e a scansione elettronica sui campioni preparati ha permesso delle osservazioni dirette della struttura del guscio (Figs. 2, 4). Il primo importante risultato di questo studio è la verifica dell'ottimale stato di conservazione del materiale scheletrico, che è condizione fondamentale per procedere poi con le analisi geochemiche. Le sezioni delle valve osservate (Figs. 2, 4) infatti mostrano gli strati di natura inorganica del guscio, in particolare i fogli di aragonite madreperlacea (Figs. 2b, 2c, 4a) a dare il tipico ispessimento. La porzione preservata costituisce la parte anteriore del guscio. Le immagini al microscopio ottico (Fig. 2) ed elettronico (Figs. 3, 4) mostrano i dettagli dei fogli madreperlacei. Si tratta di quella sorta di strati sovrapposti, di varie tonalità di marrone nella Figura 2b, 2c, 4a e invece grigio chiaro pieno nelle Figure 3b e 4b. In alcune porzioni che presentavano delle spaccature, è stato possibile verificare la

Risultati preliminari delle analisi geochemiche

L'individuazione della struttura interna tramite microscopia è fondamentale per valutare il buono stato di preservazione del resto fossile e successivamente per la pianificazione dei siti di prelievo di materiale per le analisi geochemiche. Attraverso l'utilizzo di strumentazione a misurazione indiretta è infatti necessario procedere al prelievo fisico (nel nostro caso polveri) di porzioni di guscio "localizzabili" per poi andare a fare misure isotopiche. Lo strumento di prelievo utilizzato è il Micro-Mill2 della *Elemental Scientific*, di proprietà dell'Università degli Studi di Milano-Bicocca. Si tratta di un microscopio ottico abbinato a un micro-trapano, con una punta della dimensione di 180 μm (spot), capace di operare sia su prelievi puntiformi che transetti. Con tale strumento, è stato possibile

La dimensione dei campioni varia in altezza tra 6,3 e 13,4 cm, e in larghezza tra 2,6 e 6,4 cm. L'altezza stimata degli individui originali integri varia tra 18,9 e 39,35 cm. I resti scheletrici sono estremamente fragili e il sedimento che li contiene spesso contribuisce a mantenerli interi. Perciò si è proceduto alla preparazione degli stessi senza asportazione del sedimento circostante. I campioni sono stati inglobati in resina EpofixTM, tagliati in direzione assiale secondo l'altezza (Fig. 2a) e in modo tale da intercettare la zona umbonale. Si è reso necessario procedere con più cicli di inglobamento a causa della scarsa litificazione del sedimento. In ogni caso sono state create delle sezioni antero-posteriori della valva, spesse qualche millimetro e montate per comodità su vetrini da sezione sottile standard.

natura lamellare, in quanto aragonitica, di questi strati come evidente in Figura 3c e 3d, 4b e 4c. Tendenzialmente, dopo la morte dell'organismo e con il definitivo seppellimento, l'aragonite tende a trasformarsi nella forma stabile del polimorfo, ossia la calcite, andando a obliterare tutta la struttura scheletrica originale e cancellando così il potenziale archivio di informazioni paleoambientali e paleoclimatiche. È interessante notare che in Figura 3c e 3d è possibile vedere che il pacchetto di strati di madreperla è talvolta interrotto da livelli neri netti, possibilmente corrispondenti alle intrusioni di miostraco tra i vari fogli. Nella porzione anteriore a ridosso dell'umbone vi sono, all'interno della valva, delle indentazioni (Fig. 3b). L'analisi delle immagini al microscopio elettronico in questa porzione evidenzia la presenza dei fogli di madreperla (Fig. 3c, d), ma anche della conservazione di sottili strati di calcite primastica di cui si apprezzano i prismi in Figura 3e e 3f.

prelevare porzioni di guscio all'interno di un singolo strato di madreperla (ispessimento di un anno). Il materiale raccolto è stato spedito presso l'Università di Tromsø per procedere con le analisi isotopiche dell'ossigeno e del carbonio. È noto infatti che l'ossigeno è presente in natura con 3 isotopi, di cui il più abbondante è ^{16}O (99,8%) seguito da ^{18}O (0,2%) e da una parte praticamente trascurabile di ^{17}O . Il rapporto isotopico tra le abbondanze di ^{16}O e ^{18}O (espresso come δO_{18}) in ambiente marino è variato nel tempo geologico, perché il frazionamento dei due isotopi è controllato dalla temperatura e quindi indirettamente dal clima che c'è e che c'è stato nel passato. Nelle fasi climatiche più fredde, ^{16}O tende ad accumularsi nelle calotte glaciali perché evapora più facilmente dai bacini

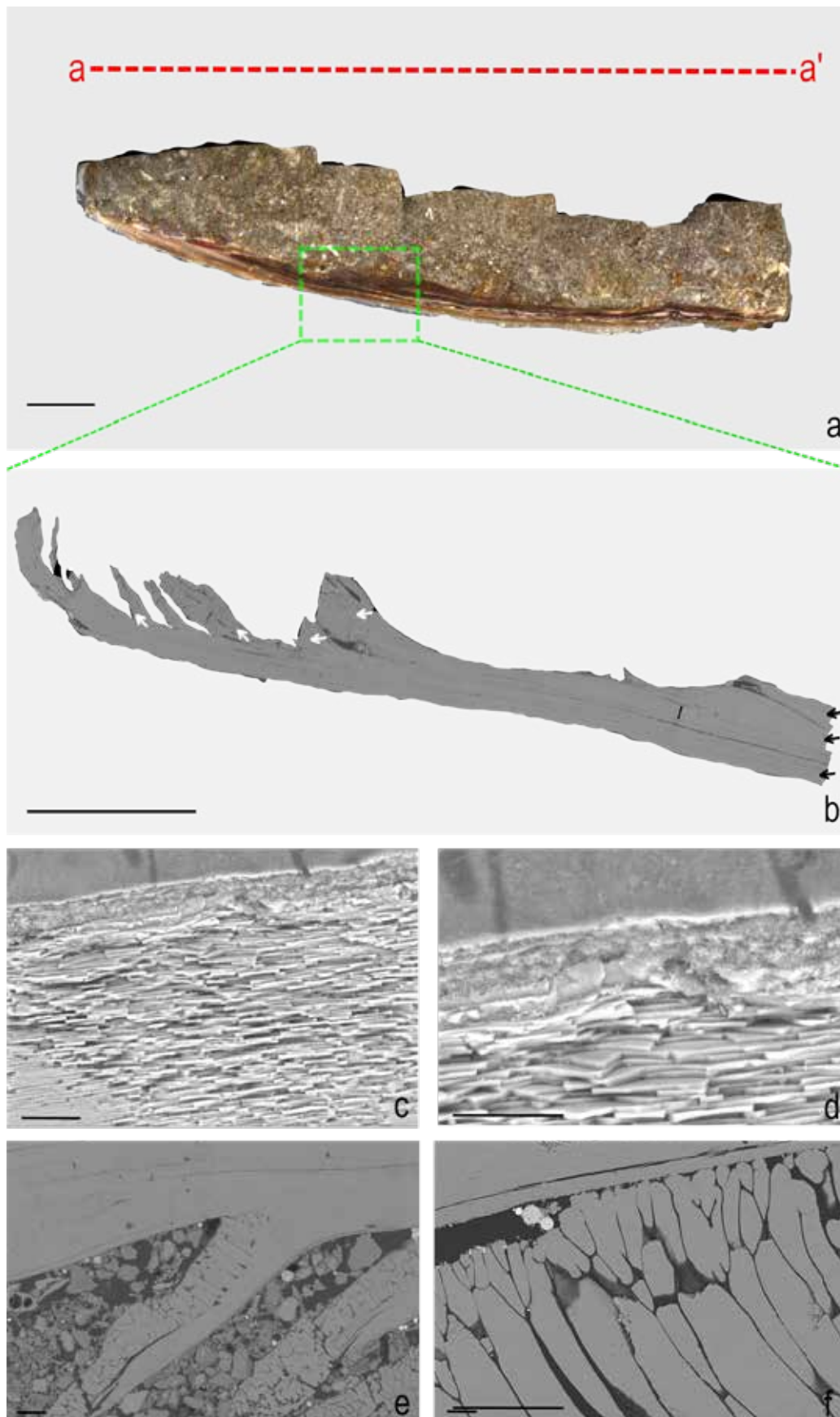


Figura 3 – Mappatura al SEM della sezione longitudinale di una valva (a, scala = 1 cm) in cui si nota la struttura interna della conchiglia (b, scala = 1 cm), con i due strati inorganici. Il livello madreperlaceo, formato dai fogli di aragonite impilati in modo sfalsato a creare uno spesso multi-strato, appare in tonalità di marrone sull'immagine della sezione al microscopio ottico (a), mentre è grigio uniforme sull'immagine al microscopio elettronico (b, frecce nere). Le immagini di dettagli c-d mostrano più chiaramente questa struttura lamellare. Le immagini ottenute al microscopio elettronico mostrano la preservazione parziale anche di porzioni del livello inorganico prismatico, formato da prismi regolari di calcite allungati perpendicolarmente alla superficie del guscio esterno, visibili sia in b (frecce bianche), sia in b, sia con maggiore dettaglio in e ed f. c: scala = 10 µm; d: scala = 1 µm; e: scala = 50 µm, f: scala = 2 µm. – ph VA. Bracchi

essendo più leggero, precipita sotto forma di neve e si “blocca” nei depositi di neve e ghiaccio. Contemporaneamente, nei bacini marini sale il valore di ^{18}O . Al contrario, nelle fasi climatiche calde, la concentrazione di ^{16}O e ^{18}O si riequilibra nel bacino. Gli organismi marini dotati di guscio interagiscono con l'ambiente in cui vivono e registrano i valori di ^{16}O e ^{18}O . Alla loro morte il sistema si “chiude” e questa informazione resta “sigillata” nelle loro parti scheletriche. I tentativi effettuati sugli esemplari di *Pinna Nobilis* del torrente Stirone sono sperimentali. I preliminari risultati ottenuti hanno dato un valore di δO_{18} , che si esprime in ‰ rispetto allo standard VPDB ossia la “Vienna Pee Dee Belemnite” che è uno standard a concentrazione nota, che varia tra 2,53 e 3,43 ‰ VPDB. In prima analisi questi valori sono indicativi di un paleoclima più freddo dell'attuale, il che corrisponde a quanto indicato in generale per l'inizio del Pleistocene, ma i campioni di confronto, sono tutti costituiti da calcite e non aragonite. Futuri studi cercheranno di valutare questi risultati promettenti alla luce del possibile differente frazionamento che potrebbe esserci nell'aragonite rispetto alla calcite per provare a ricostruire i valori

delle paleo-temperature effettive. Le misure isotopiche hanno permesso di raccogliere informazioni anche relativamente ai valori del carbonio (δC_{13} , sempre in valori rispetto allo standard VPDB), che rappresenta il rapporto quantitativo del valore di abbondanza degli isotopi ^{12}C e ^{13}C . Questo genere di indagine può dare informazioni relative alla paleo-produttività primaria, la presenza di materia organica e inorganica e il tipo di vegetazione. Le misure ottenute mostrano valori variabili tra 1,17 e 3,21 ‰ VPDB. Indicativamente un valore superiore a 1 corrisponde alla potenziale presenza di vegetazione sul fondo, come già ipotizzato da Bracchi *et al.*, (2020) per questo intervallo stratigrafico, ed esclude anche la mancanza di ossigeno al fondo. Anche in questo caso serviranno ulteriori approfondimenti per capire se i valori ottenuti debbano essere calibrati in funzione dell'ontogenesi dell'animale. Il δC_{13} infatti può diminuire proprio con l'ontogenesi. Nel caos di studio qui presentato, però, il materiale analizzato è costituito sempre da porzioni giovanili della conchiglia, relativi ai primi anni di età quindi fa ben sperare che il dato sia consistente.

Conclusioni

Questa ricerca ha verificato lo stato di conservazione ottimale dei resti fossili di *Pinna nobilis* negli affioramenti di età calabriana del torrente Stirone. Ha inoltre dimostrato che questi resti sono ottimi candidati per studi di paleoclima con tecniche analitiche proprie della sclerocronologia come la geochimica isotopica.

Ringraziamenti

Il presente progetto è stato sviluppato grazie al finanziamento ottenuto tramite il “bando per un contributo per attività di ricerca su temi del Quaternario dell'Appennino settentrionale condotto da un/a Ricercatore/ice Early Career (Under 40 anni)” sotto la supervisione scientifica di Associazione Italiana per lo studio del Quaternario (AIQUA), proposto da AIQUA e dal Comitato Scientifico Centrale del Club Alpino Italiano (CSC-CAI).

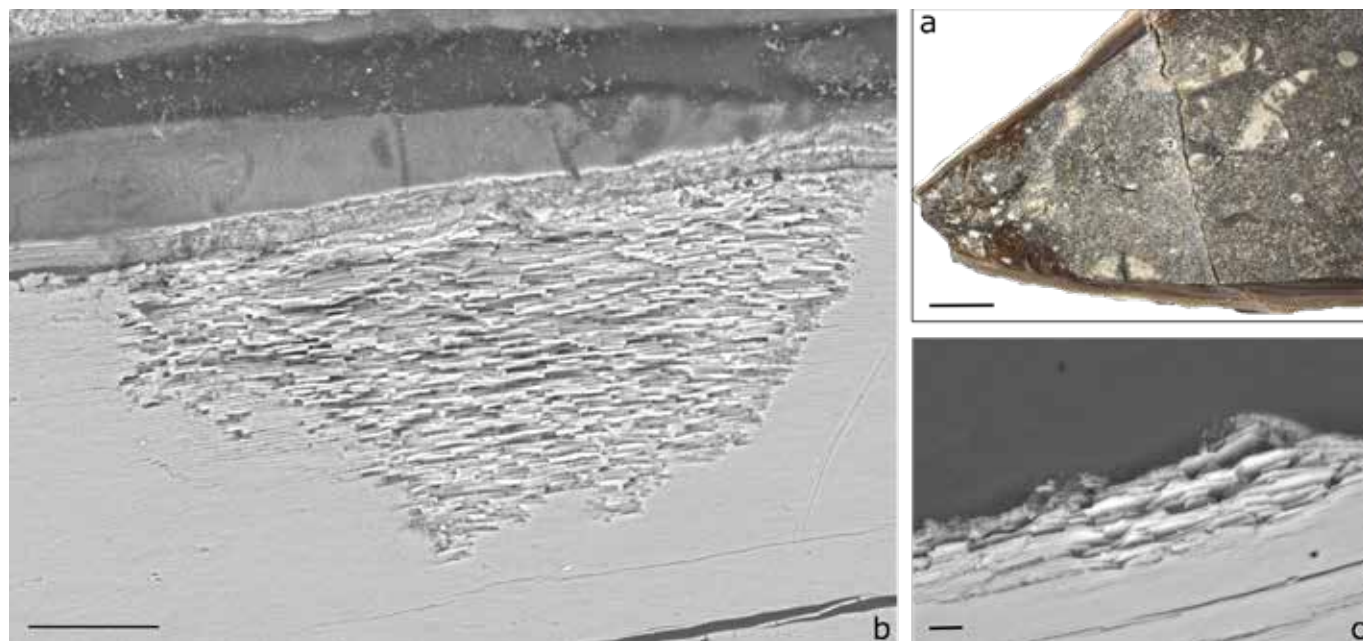


Figura 4 – Campione P5: a) dettaglio al microscopio binoculare della porzione anteriore (umbonale) con evidente stratificazione del guscio. Tra le due valve si conserva sedimento misto. Scala = 1 cm; b-c) dettagli della struttura lamellare dei fogli di madreperla (aragonite). b: scala=20 μm ; c: scala = 4 μm – ph VA. Bracchi



Figura 5a – Un esemplare di *Pinna nobilis* all'interno delle sabbie fangose che affiorano al torrente Stirone – campione P3 – ph VA. Bracchi



Figura 5b – L'affioramento presso il torrente Stirone, dove numerosi esemplari di *Pinna nobilis* (freccie nere) sono conservati in posizione di vita – ph VA. Bracchi

Bibliografia

- BRACCHI V.A., BULEGATO S., BASO D. (2020). *Palaeoecology of the Pinna nobilis biofacies along the Stirone River (Early Pleistocene, Northern Italy)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 59 (1), 2020, 41-55
- CARELLA F., ANTUOFERMO E., FARINA S., SALATI F., MANDAS D. ET AL (2020). *In the Wake of the Ongoing Mass Mortality Events: Co-occurrence of Mycobacterium, Haplosporidium and Other Pathogens in Pinna nobilis Collected in Italy and Spain (Mediterranean Sea)*. Frontiers in Marine Sciences 7:48
- CRIPPA G., AZZARONE M., BOTTINI C., CRESPI S., FELLETTI F. ET AL. (2019). *Bio-and lithostratigraphy of lower Pleistocene marine successions in western Emilia (Italy) and their implications for the first occurrence of Arctica islandica in the Mediterranean Sea*. Quaternary Research, 92: 549-569
- DAVENPORT J., EZGETA-BALIC D., PEHARDA M., SKEJIC S., NINCEVIC-GLADAN Z. ET AL. (2011). *Size-differential feeding in Pinna nobilis L. (Mollusca: Bivalvia): exploitation of detritus, phytoplankton and zooplankton*. Estuarine and Coastal Shelf Sciences 92, 246–254
- DOMINICI S. (2001). *Taphonomy and paleoecology of shallow marine macrofossil assemblages in a collisional setting (late Pliocene-early Pleistocene, western Emilia, Italy)*. Palaios, 16: 336-353
- GALINOUMITSOUDI S., VLHAVAS G., PAPOUTSI O. (2006). *Population study of the protected bivalve Pinna nobilis (Linnaeus, 1758) in Thermaikos Gulf (North Aegean Sea)*. Journal of Biological Research 5, 47–53
- GARCÍA-MARCH J.R., GARCIA-CARRASCOSA A.M., PEÑA A.L. (2002). *In situ measurement of Pinna nobilis shells for age and growth studies: a new device*. Marine Ecology—Pubblicazioni Della Stazione Zoologica Di Napoli I 23, 207–217
- GARCÍA-MARCH J.R., MARQUEZ-ALIAGA A., WANG Y.G., SURGE D., KERSTING D.K. (2011). *Study of Pinna nobilis growth from inner record: how biased are posterior adductor muscle scars estimates?* Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 407, 337–344
- GÓMEZ-ALBA J.A.S. (1988). *Guía de campo de los fósiles de España y de Europa*. Ediciones Omega S.A., Barcelona, p. 925
- GUNDERSON K.L., KODAMA K.P., ANASTASIO D.J., PAZZAGLIA F.J. (2012). *Rock-magnetic cyclostratigraphy for the Late Pliocene– Early Pleistocene Stirone section, Northern Apennine mountain front, Italy*. Geological Society of London, Special Publications, 373: 309-323
- KATSANEVAKIS, S. (2007). *Growth and mortality rates of the fan mussel Pinna nobilis in Lake Vouliagmeni (Korinthiakos Gulf, Greece): a generalized additive modelling approach*. Marine Biology 152, 1319–1331
- MARIN, F., NARAYANAPPA, P., MOTREUIL, S., 2011. *Acidic shell proteins of the mediterranean fan mussel Pinna nobilis*. Progress in Molecular and Subcellular Biology, 52, 353–395
- RICHARDSON, C.A., KENNEDY, H., DUARTE, C.M., KENNEDY, D.P., PROUD, S.V., 1999. *Age and growth of the fan mussel Pinna nobilis from south–east Spanish Mediterranean seagrass (Posidonia oceanica) meadows*. Mar. Biol. 133, 205–212
- SCHÖNE B., SURGE D (2012). *Bivalve Sclerochronology and Geochemistry*. In book: Part N, Bivalvia, Revised, Volume 1. Treatise Online 46:1-24) Chapter: 14, Publisher: Paleontological Institute, Editors: P. Seldon, J. Hardesty
- ZAVODNIK D., HRS-BRENKO M., LEGAC M. (1991). *Synopsis on the fan shell Pinna nobilis L. in the eastern Adriatic Sea*. In: Boudouresque, C.F., Avon, M., Gravez, V. (Eds.), Les Espèces Marines à Protéger en Méditerranée. GIS Posidonie publications, Marseille, pp. 169–178



Le acque carsiche. Caratteristiche, utilizzo e rischi di inquinamento

di Francesco Mantelli¹

1. Comitato Scientifico Regionale Toscano "Fiorenzo Gei", socio CAI Sezione Valdarno inferiore (Fuvecchio)

Riassunto: Il contributo affronta il tema delle acque carsiche, privilegiando lo studio delle acque circolanti negli acquiferi carsici di tipo carbonatico, quelli più importanti nel nostro Paese anche ai fini dell'approvvigionamento idropotabile.

Per acque carsiche vanno intese, in senso generale, le acque che hanno relazione con il carsismo, cioè con quell'insieme di forme superficiali e sotterranee che si producono per l'azione solvente delle acque di superficie e profonde in differenti tipologie di rocce caratterizzate da una solubilità più o meno elevata (calcari, dolomie, gessi e altre rocce evaporitiche).

Si mette inoltre in evidenza come i complessi carsici rappresentino elementi di grande rilevanza naturalistica e la necessità inderogabile di una loro maggiore tutela, dato che questi sistemi sono talvolta interessati da attività estrattive o addirittura come corpi ricettori di vere e proprie discariche.

Vengono infine evidenziate le caratteristiche peculiari in relazione agli aspetti chimici e microbiologici delle acque che circolano negli acquiferi carbonatici in confronto alla normativa vigente, di derivazione europea, che regola le acque destinate al consumo umano.

Abstract: Karst waters. Characteristics, use and pollution risks

This contribution deals with karst waters, focusing on the study of waters circulating in the carbonate karst aquifers, which are the most important in Italy also for the purposes of drinking water supply.

Generally, karst waters have to be meant as waters related with karst phenomena, that is, with the set of surface and underground forms that are produced by the solvent action of surface and deep water in different types of soluble rocks (limestones, dolomites, gypsum and other evaporite rocks).

This study further highlights how the karst complexes represent very important natural systems, which deserve greater protection, because these systems are sometimes affected by extractive activities or even treated as dumps.

Finally, peculiar features are pointed out, related to the chemical and microbiological aspects of carbonate groundwaters, compared to the current legislation regulating the water intended for human consumption, in turn derived from European regulations.

Introduzione

L'acqua, pur essendo molto abbondante sulla Terra, è per la quasi totalità a elevato contenuto di solidi disciolti (mare e molti laghi salini). Secondo stime recenti il volume globale di acqua dolce liquida (meno dell'1% di tutta l'acqua presente sulla Terra in forma liquida, solida o gassosa) è stimato in circa 23 milioni di chilometri cubi, di cui il 99% di questo volume è costituito da acque sotterranee: solo 1,4 milioni di chilometri cubi di acque sotterranee accumulate sono recenti, ovvero sono infiltrate nel sottosuolo meno di 50 anni fa (Gleeson et al., 2016).

Acque fossili sono oggetto di sfruttamento in alcune zone del Sahara, ma anche in aree del sud-est asiatico, tuttavia occorre ricordare che tali acque, dato che sono rigenerabili solo in minima parte, non costituiscono una risorsa rinnovabile e sono destinate nel tempo a esaurirsi (o comunque a necessitare di tempi di ricarica estremamente lunghi).

Il prelievo di acqua dolce da laghi, acquiferi e bacini artificiali è aumentato notevolmente durante l'ultimo secolo e sta aumentando ancora nella maggior parte del mondo.

Si stima che il prelievo globale di acqua dolce sia stato probabilmente di circa 600 chilometri cubi all'anno nel 1900 ed è aumentato a 3.880 chilometri cubi all'anno nel 2021. L'incremento dei prelievi di acqua dolce è stato particolarmente elevato (circa il 3% all'anno) durante il periodo dal 1950 al 1980, in parte a causa di un maggiore tasso di crescita della popolazione e in parte per il rapido aumento dello sfruttamento delle acque sotterranee, in particolare per l'irrigazione.

Una parte significativa delle acque sotterranee è confinata in acquiferi di tipo carsico.

Per carsismo si intende l'insieme dei fenomeni operati per azione chimica dell'acqua prevalentemente

sulle rocce di natura carbonatica con conseguenti fenomeni di dissoluzione o precipitazione (Figura 1). In realtà azioni di carsismo si hanno anche su rocce gessose (a base di solfato di calcio), su rocce formate da cloruro di sodio (Figura 2), perfino su rocce di natura quarzifica, cioè solubili in parte esigua. I fenomeni indotti dal carsismo sono riconducibili alla

formazione di morfologie superficiali ben evidenti (campi solcati e doline), di cavità nelle formazioni rocciose (Figura 3) e a deposizione di concrezioni costituite spesso da stalattiti e stalagmiti (Figura 4). Il termine carsismo deriva dalla regione del Carso triestino dove questi fenomeni sono molto evidenti e dove sono stati all'inizio studiati.



Figura 1 – Carsismo di superficie nei marmi del monte Sembra (Alpi Apuane) – ph F. Mantelli



Figura 2 – Fenomeni di carsismo superficiale su una roccia evaporitica costituita prevalentemente da cloruro di sodio (Dancalia, Etiopia) – ph F. Mantelli



Figura 3 – Condotto carsico fossile nella formazione carbonatica dell'Antro del Corchia (Alpi Apuane) – ph F. Mantelli



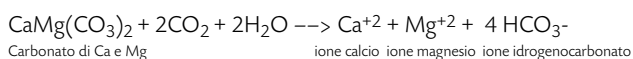
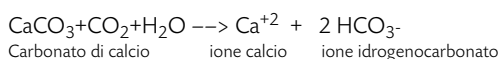
Figura 4 – Concrezioni formate da carbonato di calcio in un complesso carsico di tipo carbonatico – ph F. Mantelli

Tipologia degli acquiferi carsici

Gli acquiferi carsici di tipo carbonatico sono quelli maggiormente diffusi e quelli più studiati. Sono acquiferi costituiti da rocce sedimentarie come calcari e dolomie, rocce formatesi in gran parte per sedimentazione in ambiente marino in seguito alla deposizione di fanghi carbonatici originati da gusci di microrganismi (foraminiferi, briozoi e altri) o resti di grandi piattaforme carbonatiche simili, ad esempio, a barriere coralline (Marmolada, Dolomiti).

Il carsismo è ugualmente diffuso nelle rocce metamorfiche di natura carbonatica come i marmi; i classici esempi sono nelle Alpi Apuane dove sono ben noti sistemi carsici di notevole estensione e profondità.

I processi che danno luogo alle cavità carsiche sono dovuti alla solubilità del carbonato di calcio o della dolomia (carbonato di calcio e magnesio) in seguito all'interazione con acqua contenente anidride carbonica secondo le reazioni che seguono:

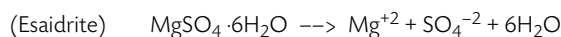
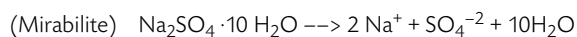
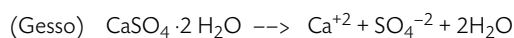


In relazione alle differenti tipologie di rocce carsificabili si possono osservare evidenti differenze nelle acque di circolazione nei rispettivi sistemi.

Gli acquiferi che si instaurano nelle rocce carbonatiche sono spesso riserve idriche di rilevante importanza ai fini dell'approvvigionamento a uso potabile, dato che le acque circolanti hanno una composizione prevalentemente idrogenocarbonato calcica (talvolta idrogenocarbonato calcico magnesica) e con mineralizzazione medio-basse (da 100 a 400 mg/L di residuo salino), con assenza [1] dei tipici contaminanti che possono interessare gli acquiferi di pianura densamente abitate (fitofarmaci, idrocarburi, solventi, metalli pesanti e altro) e pertanto adatte all'uso potabile.

Altri sistemi carsici interessano le evaporiti, ovvero rocce formate a seguito dall'evaporazione marina durante eventi verificatisi in un lontano passato in seguito a particolari fenomeni climatici e geologici. Durante il processo di evaporazione precipita per primo il carbonato di calcio, seguito da solfato di calcio idrato (gesso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e infine da cloruro di sodio (chiamato anche salgemma, NaCl), con presenza in minori quantità di cloruro di potassio, solfato di magnesio e altri composti molto solubili. Negli acquiferi costituiti prevalentemente da rocce gessose, le acque circolanti sono ricche in calcio e solfati essendo i gessi molto solubili. Di solito il residuo salino va da 2000 a 3000 mg/L. Quando le acque entrano in contatto con rocce costituite da salgemma (Figura 2), queste si arricchiscono prevalentemente in cloruri e sodio (oltre 2000 mg/L di residuo salino), quindi acque "salse" che possono in certi casi trovare impiego in ambito termale (Acque salse di Montecatini Terme).

L'arricchimento in contenuto salino delle acque che interagiscono con le rocce evaporitiche è dovuto all'elevata solubilità dei componenti di queste rocce, come si osserva nelle reazioni che seguono:



Nella Tabella 1 è riportato un confronto fra differenti tipologie di acque provenienti da tre differenti acquiferi; nelle colonne A e A1 si osserva l'arricchimento in calcio e solfato delle acque provenienti dal contatto con gessi e da sodio e cloruri di quelle provenienti dal contatto con salgemma (colonne B e B1). Le acque dall'acquifero carbonatico si distinguono nettamente dalle quattro precedenti, in quanto mostrano una bassa mineralizzazione e tipologia idrogenocarbonato calcica (colonna C). Vi sono inoltre gli acquiferi nelle quartziti, di cui sono noti da alcuni decenni quelli dei Tepui, massicci rocciosi dalla tipica forma tabulare con altitudini fino a 2800 m, localizzati nella Gran Sabana, una vasta area che si estende tra Venezuela, Guayana e Brasile. Il più noto tra questi rilievi è il Roraima-tepui che raggiunge i 2810 m ed è situato al confine tra Venezuela e Guayana. Questo è stato fra i primi massicci della Gran Sabana a essere stato esplorato dagli speleologi. Tra le cavità esplorate nel corso delle spedizioni del 1993 e del 1996, quella più complessa è il *Sistema Auyán-tepui Noroeste* (Figura 5). Il carsismo è sviluppato nella parte superiore degli altopiani costituiti da circa 2000 m di spessore di quartziti, cioè arenarie leggermente metamorfiche, formate originariamente da sabbie compattate e diagenizzate, costituite da quarzo.

Il carsismo si è potuto sviluppare in queste rocce antichissime, dell'ordine di circa 2 miliardi di anni, grazie ai tempi molto lunghi di interazione acqua-roccia con processi erosivi ma anche per dissoluzione chimica; infatti, a differenza delle rocce carbonatiche, le quartziti sono solubili in minima parte: nelle acque analizzate nei corsi sotterranei dell'*Auyán-tepui* la concentrazione di silice è estremamente bassa ed è quindi ipotizzabile che la formazione delle morfologie carsiche sia connessa a lentissimi processi di dissoluzione chimica in un ambiente immutabile nell'ordine dei milioni di anni (Mecchia e Piccini, 1999; Piccini, 2006). Il fattore tempo ha quindi giocato un ruolo fondamentale nel modellamento del paesaggio, determinando la formazione di morfologie carsiche vere e proprie con molte somiglianze ai paesaggi carsici tipici delle rocce calcaree. Esiste infine il carsismo glaciale, che presenta non poche analogie con il carsismo classico in roccia (Figura 6). Un tempo campo quasi

Parametri	Unità di misura	A	A1	B	B1	C
		Acquifero in evaporiti a salgemma e gessi	Acquifero in evaporiti a salgemma e gessi	Acquifero in evaporiti a gessi	Acquifero in evaporiti a gessi	Acquifero nei marmi e dolomie
Data prelievo		17/2/2009	17/2/2009	3/5/2008	3/5/2008	9/11/2011
Portata	L/s	-	-	30-35	150	22
Temperatura acqua	°C	26,9	33,3	7,9	10,0	10,0
Conducibilità elettrica	μS/cm 20°C	24200	24400	1823	2030	221
Residuo fisso	mg/L 180°C	17000	17500	1735	2108	125
pH	Unità pH	6,4	6,4	7,4	7,3	7,6
Fluoruro	mg/L F	1,4	2,5	<0,1	0,9	<0,1
Cloruro	mg/L Cl	8830	9140	8,3	11,8	4,5
Nitrato	mg/L NO ₃	<1	<1	3,0	2,3	3,0
Solfato	mg/L SO ₄	1380	1420	1075	1400	8,0
Idrogeno carbonato	mg/L HCO ₃	648	640	235	148	138
Sodio	mg/L Na	5497	5590	3,5	5,7	3,0
Potassio	mg/L K	136	143	1,8	2,5	0,3
Calcio	mg/L Ca	684	744	496	536	34,7
Magnesio	mg/L Mg	130	120	27,3	70,0	7,5
Silice	mg/L SiO ₂	16,9	20,6	-	-	2,8

Tabella 1 – Confronto fra differenti tipologie di acque provenienti da tre differenti acquiferi. A: Sorgente Regina (Terme Montecatini). A1: Sorgente Leopoldina (Terme Montecatini). B: Sorgente degli Scettici (Gessi Sassalbo). B1: Sorgente Matucaso (Gessi di Sassalbo, Fivizzano). C: Sorgente di Cardoso - Principale sorgente del Complesso carsico del monte Corchia (Alpi Apuane). Fonte dei dati: analisi a cura dell'autore.



Figura 5 – Caratteristiche forme residuali dovute a dissoluzione ed erosione differenziale di rocce quarzitiche sulla superficie sommitale del Roraima Tepui (Venezuela) – ph Leonardo Piccini

di esclusivo interesse dei glaciologi, è divenuto in anni recenti oggetto di studi approfonditi da parte degli speleologi.

È il carsismo prodotto dall'inabissamento nei ghiacciai dei torrenti prodotti dalla fusione superficiale con formazione di profondi pozzi (mulini glaciali).

Il primo mulino glaciale oggetto di esplorazione fu un grande pozzo sul ghiacciaio della Mer de Glace denominato le Grand Mulin; nel 1898 Vallot vi scese fino alla profondità di 60,5 metri (Badino, 1999).

Gli acquiferi carsici carbonatici

Nel nostro Paese gli acquiferi di maggior importanza di tipo carsico sono quelli carbonatici localizzati in gran parte della Penisola: dal Carso triestino, una estesa parte delle Alpi Marittime, le Prealpi carniche, le Prealpi venete e lombarde, le ben note Alpi Apuane, gran parte delle dorsali appenniniche centrali (Monti Sibillini e gruppo del Gran Sasso) e meridionale (Monte Pollino), la Puglia e vaste aree della Sardegna come il Supramonte di Oliena (Figura 7) e aree della Sicilia con le aree carsiche dei Monti Iblei e delle Madonie.

Nel loro insieme le rocce carbonatiche ed evaporitiche (gessi) costituiscono in Italia circa un quarto della superficie collinare e montuosa e sono circa un sesto di tutta la superficie del nostro Paese.

La portata complessiva delle acque carsiche nell'intera Penisola è circa 13 miliardi di metri cubi ogni anno; una parte importante di queste acque è utilizzata ai fini potabili prevalentemente nell'Italia centro-meridionale. Si ricordano importanti acquedotti che traggono alimentazione dalle acque sotterranee di sistemi carsici: l'Acquedotto Pugliese in Puglia, l'acquedotto del Serino in Campania, l'acquedotto del Peschiera nel comprensorio romano. In questi ultimi anni i fenomeni d'inquinamento che interessano sempre di più le falde idriche di pianura stanno rendendo le risorse degli acquiferi carsici della fascia prealpina e appenninica di notevole importanza.

Nelle acque sotterranee e superficiali, fra gli inquinanti classici, principalmente forme di azoto derivante dai fertilizzanti e antiparassitari ed erbicidi (tra cui il Glifosate), diffusi questi ultimi con scarsi controlli e insufficienti conoscenze sulla loro tossicità in molte zone agricole, si rilevano nuove sostanze in seguito a scorrette pratiche industriali.

Recentemente le sostanze perfluoroalchiliche (PFAS) e acido perfluorooctanoico (PFOA) costituiscono le criticità emergenti per il mantenimento della qualità delle acque. Un'estesa falda acquifera di un vasto territorio, pari a circa 180 km², appartenente alle province di Vicenza, Verona e Padova è stata inquinata per decenni (inizio anni '70) da sostanze perfluoroalchiliche, inquinamento che ha interessato perfino le acque potabili con conseguenti altissimi costi per riportare tali acque nei



Figura 6 – Carsismo glaciale. Discesa in un mulino glaciale nel ghiacciaio di Morteratsch, Massiccio del Bernina, Svizzera – ph Rossano Cagnoni

termini di legge (impiego di filtri a carbone attivo con necessità di frequenti ricambi di questo materiale adsorbente).

L'elevata permeabilità (per fratturazione) delle rocce carsiche consente all'acqua di infiltrarsi velocemente dalla superficie nel sottosuolo, dove scorre rapidamente, percorrendo distanze notevoli, lungo percorsi solitamente non conosciuti. Qualunque inquinante ha la possibilità di infiltrarsi facilmente e diffondersi anche a notevole distanza in tempi molto rapidi. Le acque carsiche sono quindi risorse di notevole importanza da destinare prioritariamente al consumo umano, risorse che vanno fortemente tutelate, sia per evitare fenomeni di inquinamento, sia per ridurre gli effetti di sprechi o di usi diversi da quello potabile.

Nella figura 8 è riportato lo schema di un classico sistema carsico dove si osserva l'acquifero carbonatico in parte delimitato da un substrato di rocce impermeabili; si osserva inoltre la zona satura che costituisce la zona perennemente allagata dove le acque di infiltrazione, dopo un percorso prevalentemente verticale in discesa, vi si accumulano e da cui defluiscono in seguito in senso orizzontale.



Figura 7 – Paesaggio carsico del Supramonte di Oliena. Punta Carabidda e dolina del Pradu (Sardegna) – ph F. Mantelli

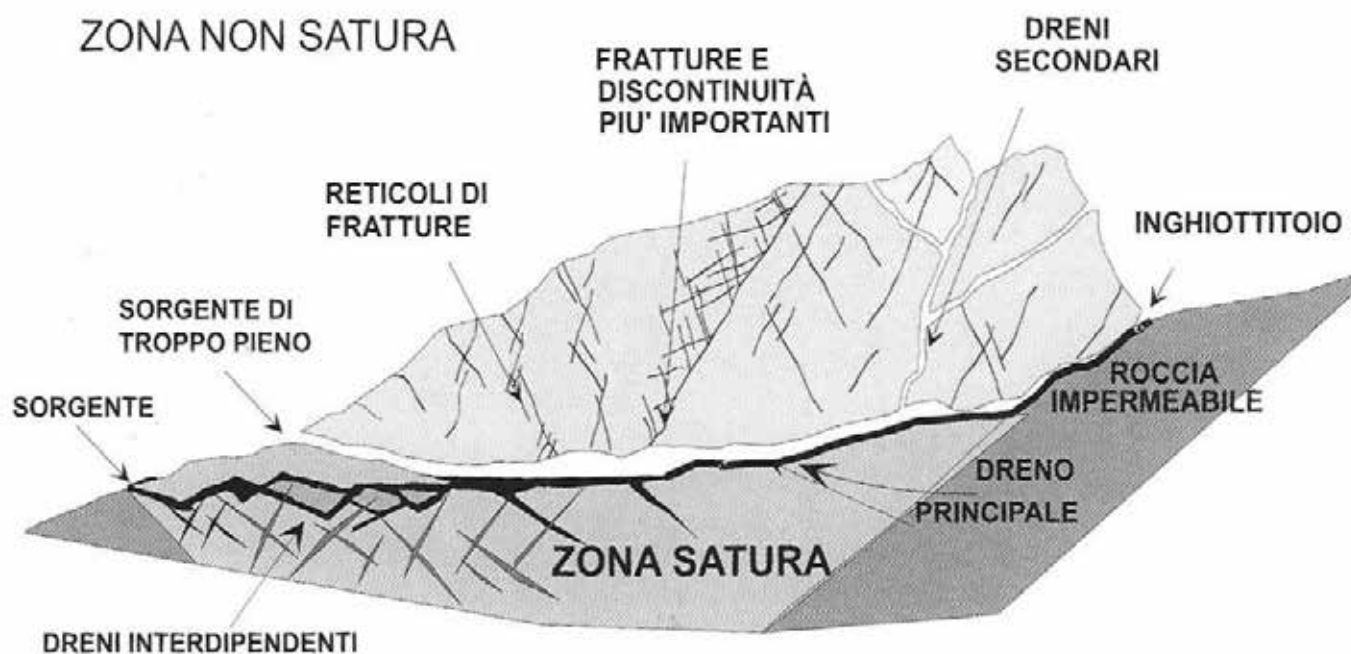


Figura 8 – Schematizzazione di un sistema carsico (Da: Vigna B., *Gli acquiferi carsici, Quaderni didattici, Soc. Spel. It., 12, Erga Ed., Genova 2001*)

Lo studio degli acquiferi carsici

Lo studio degli acquiferi carsici si basa in primo luogo sulla conoscenza geologica del sistema. Gli aspetti geologici e strutturali, per esempio, di un gruppo montuoso forniscono già una prima idea della tipologia dell'acquifero. Morfologia del sistema, presenza di doline, faglie, sorgenti e loro portate, evidenti fratture e grotte consentono di stabilire un primo modello di possibile circolazione idrica.

L'esplorazione speleologica, quando possibile, consente in molti casi un approfondimento delle conoscenze della circolazione delle acque, sia per verifica diretta dei corsi idrici percorribili (talvolta anche con attività speleosubacquea), sia mediante l'uso dei traccianti quando l'acqua scompare in fessure non percorribili.

È importante ricordare quanto la speleologia, realizzata in larghissima parte come attività di volontariato e con altissima preparazione tecnica, abbia contribuito ad approfondire le conoscenze del vasto reticolo sotterraneo dei numerosi sistemi carsici nel nostro Paese.

L'uso di traccianti, tecnica di indagine impiegata da molti anni, ha consentito di studiare le linee preferenziali di scorrimento delle acque in molti sistemi carsici. L'uso principale dei traccianti immessi nelle acque serve per verificare dove un corso idrico sotterraneo risorge all'esterno o l'eventuale interconnessione di corsi idrici ipogei. I traccianti più comuni utilizzati in passato sono la Fluoresceina e il Tinopal. La fluoresceina sodica è un colorante

organico rilevabile nelle acque anche a bassissime concentrazioni grazie all'intensa fluorescenza nella gamma 520-530 nm (di colore giallo-verde, molto caratteristica) quando viene eccitata da raggi ultravioletti a 254 nm.

Il Tinopal CBS-X, che viene utilizzato come sbiancante ottico nei detersivi, fa parte di una nuova categoria di traccianti fluorescenti.

Nel complesso carsico del Monte Corchia per verificare il possibile collegamento fra un'area di cava e un piccolo torrente di questo complesso, è stato impiegato il cloruro di sodio, il comune sale da cucina. La rilevazione di tale tracciante nel corpo idrico in oggetto è stata effettuata tramite un conduttimetro che, dopo alcune ore dall'immissione di una soluzione concentrata di cloruro di sodio, ha rilevato un incremento della conducibilità, quindi un aumento degli ioni presenti in soluzione, evidenziando pertanto un collegamento fra l'area di cava oggetto di indagine e il piccolo torrente ipogeo.

Si ricorda infine che nello stesso complesso carsico molto anni fa fu utilizzato un tracciante gassoso per verificare il collegamento tra due diversi settori di tale complesso fino a quel momento considerati due sistemi carsici separati; a tale scopo fu usato il tetraidrotiofene (THT, C_4H_8S), liquido incolore molto volatile, comunemente usato come odorizzante del metano e altri gas. Piccolissime quantità di questa sostanza disperse dell'atmosfera sono facilmente avvertibili all'olfatto.

Vulnerabilità degli acquiferi carsici

Numerosi lavori hanno evidenziato l'importanza dei sistemi carsici come acquiferi di elevato pregio per il reperimento di acque destinate a uso potabile e, allo stesso tempo, l'elevata vulnerabilità all'inquinamento di questi sistemi date le particolari caratteristiche idrogeologiche. Caratteristica degli acquiferi carsici è l'elevata variabilità della portata delle acque, spesso in tempi molto brevi.

Per esempio la portata del Timavo, uno dei più noti fiumi carsici che nasce in Croazia, attraversa il Carso per quasi novanta chilometri e sfocia in mare vicino a Trieste, va da circa 9 m³/sec durante la magra ai 90 m³/sec nel periodo di piena.

Sulle Apuane la Grotta del Vento è caratterizzata da una moderata circolazione idrica che tuttavia può aumentare di vari ordini di grandezza in occasione di eventi meteorici particolarmente intensi. Il collettore principale è il fiume Acheronte che scompare in un sifone posto sul fondo della grotta; in caso di piena l'acqua sale e invade una buona metà del II° Itinerario turistico. Il 19 giugno 1996, in occasione della grave alluvione che coinvolse le

Apuane centro-meridionali, l'intero sistema fu completamente allagato e dall'ingresso si ebbe per alcune ore una fuoriuscita di acqua all'esterno con una portata massima di quasi 10 m³/sec per una durata di circa 6 ore (tabella 2).

Pertanto i sistemi carsici, soprattutto quelli caratterizzati da grandi collettori, hanno una circolazione simile alle acque superficiali e quindi sono sistemi sempre poco protetti da un possibile inquinamento. Le cause sono da individuare nella progressiva antropizzazione del territorio nel nostro Paese, ma anche in altre aree del mondo. Fra questi rischi possiamo annoverare l'edificazione di nuovi villaggi anche a quote elevate in alcune montagne, le attività di cava, gli stazzi di animali di allevamento in suoli carsici caratterizzati da elevata permeabilità, fino al loro utilizzo come vere e proprie discariche (Figura 9 - Civita et al., 1991, Forti et al., 1993; Forti, 1999; Sauro, 1999).

La suscettibilità all'inquinamento dei sistemi carsici è molto variabile; per esempio in funzione della tipologia del sistema carsico. È nota comunque la

rapida propagazione degli inquinanti per l'elevata velocità di flusso insieme, in certi casi, alla scarsa capacità di autodepurazione.

La protezione degli acquiferi carsici è possibile quanto più sono approfondite le conoscenze della loro struttura e del loro funzionamento. Nel loro insieme i sistemi di tipo carsico mostrano significative e importanti differenze fra loro.

Denominazione del corso idrico	Portata minima osservata L/min	Portata massima osservata L/min
Rio delle Perle	1	45
Cascata sommità Pozzo Infinito	0,2	220
Torrente Lete	10	180
Torrente Acheronte	20	> 1000

Tabella 2 – Variabilità di portata dalle acque in un sistema carsico (Grotta del Vento, Alpi Apuane)

Nei sistemi con rete a dreno dominante (Figura 10), caratterizzati dalla presenza di grandi collettori, la velocità di scorrimento delle acque è molto elevata, pertanto è rapido l'arrivo di un eventuale contaminante e comunque, in relazione alla natura dell'inquinante, può essere anche rapida la sua rimozione. È noto in questi casi l'aumento della carica microbica delle acque in seguito all'intenso

dilavamento delle aree assorbenti; nel caso di zone dove sono presenti pascoli è facile riscontrare un aumento di azoto nitrico, nitroso e ammoniacale nelle relative acque sotterranee, unito a un'inevitabile contaminazione microbiologica.

In figura 11 è riportato il caso di un rapido incremento della portata in un ambiente carsico nell'ordine di alcune ore, derivato a un evento meteorico molto intenso, seppur breve, con conseguente variazione chimica della composizione dell'acqua per effetto di diluizione degli ioni presenti.

Non sempre all'incremento di portata corrisponde una diminuzione della mineralizzazione delle acque: in certe situazioni le acque di infiltrazione possono rimobilizzare le acque più mineralizzate presenti nei settori meno permeabili del sistema (effetto pistone) e quindi è possibile osservare un temporaneo aumento del contenuto ionico.

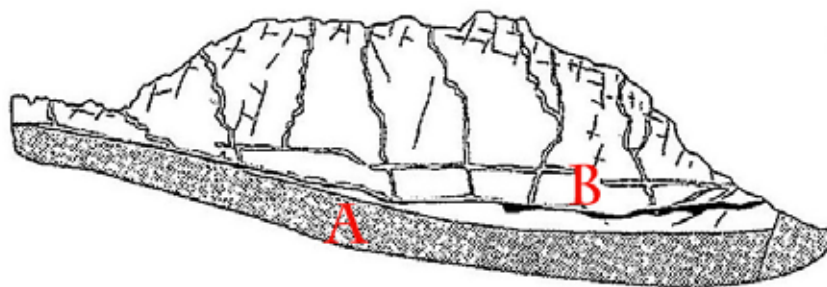
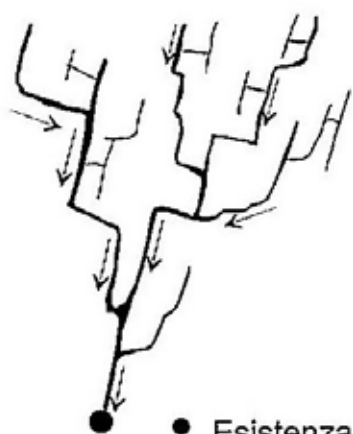
Nei sistemi a dreni interdipendenti (Figura 12), caratterizzati da numerose vie di drenaggio fra loro connesse, le acque presentano tempi di scorrimento più lunghi e con variazioni di portate solitamente più contenute. In questi casi un eventuale inquinante può risiedere più a lungo nel sistema.

Nei sistemi con rete a circolazione dispersiva (Figura 13), ammassi rocciosi carbonatici caratterizzati da intensa fratturazione anche a piccola scala e spesso fra loro collegati, si ha circolazione di acque simili a



Figura 9 – Ingresso di una grotta ridotta a discarica. Bus del Pal, Altopiano del Cansiglio (Prealpi bellunesi, Belluno, Treviso e Pordenone) – ph F. Mantelli

RETE A DRENO DOMINANTE



- Esistenza di importanti vie di drenaggio preferenziali
- Organizzazione della rete di drenaggio
- Condotti sifonanti ma assenza di una zona satura tradizionale

Figura 10 – Planimetria e sezione di un sistema a dreno dominante; A: formazione impermeabile; B: principali condotte di drenaggio (Da: Vigna B., *Gli acquiferi carsici*, Quaderni didattici, Soc. Spel. It., 12, Erga Ed., Genova 2001, modif.)

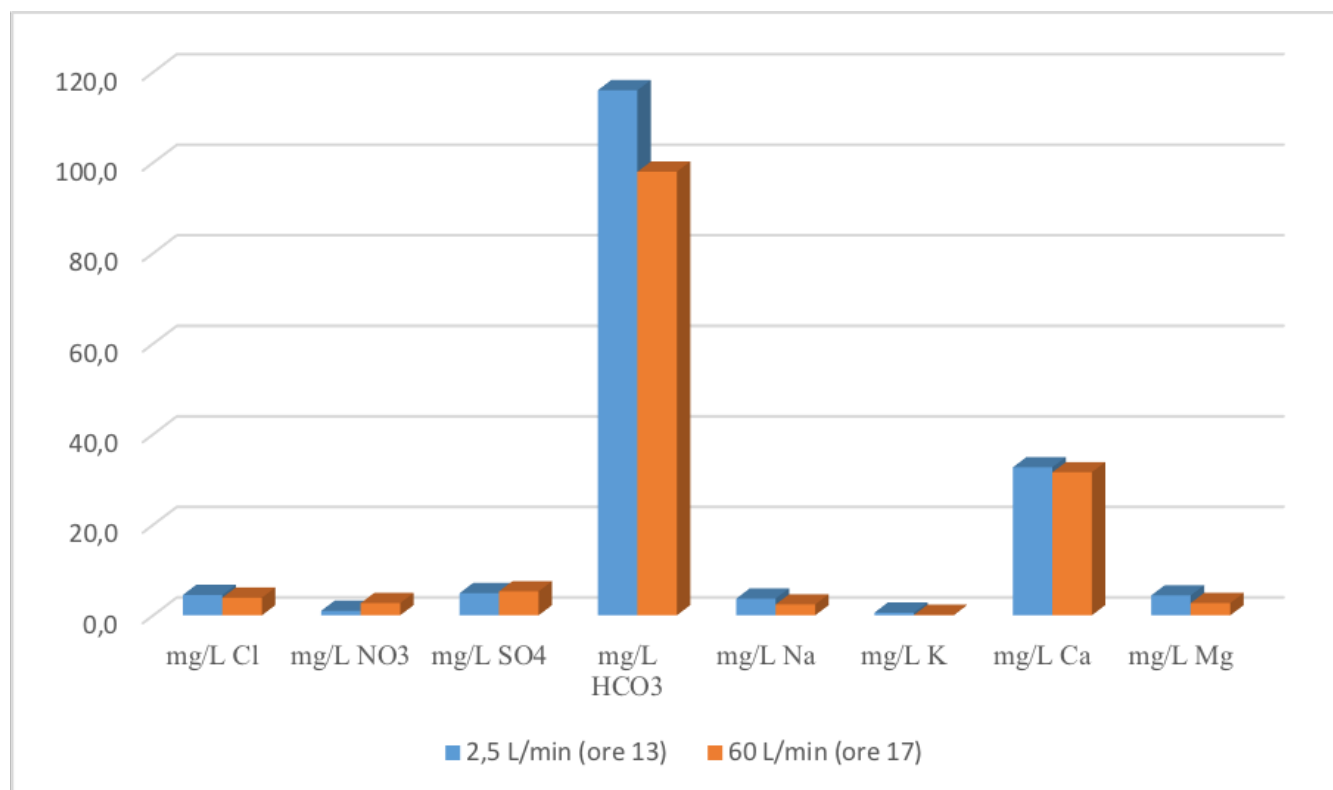


Figura 11 – Variazione di portata e di composizione chimica dell'acqua in arrivo in un condotto carsico in seguito a un intenso e rapido evento meteorico esterno – elaborazione F. Mantelli

un acquifero poroso in sabbia e ghiaie, quindi con tempi di scorrimento molto lunghi. Si ha pertanto assenza di vie di drenaggio preferenziale con presenza di una zona satura tradizionale.

In relazione ai tempi lunghi di residenza delle acque di infiltrazione (dell'ordine degli anni), si hanno alle sorgenti acque molto più mineralizzate per il lungo tempo di contatto acqua-roccia. Acquedotti importanti traggono acque da acquiferi di questo

tipo (sorgenti del Peschiera, Acquedotto Pugliese, Acquedotto Augusteo del Serino).

Il complesso carsico del Monte Corchia (Alpi Apuane, Toscana) che è localizzato all'interno dell'omonima montagna, per la presenza di cave attive, costituisce un laboratorio per lo studio della dinamica degli inquinanti rappresentati in questo ambiente dai fanghi di taglio in loco del marmo e dalla dispersione di idrocarburi.

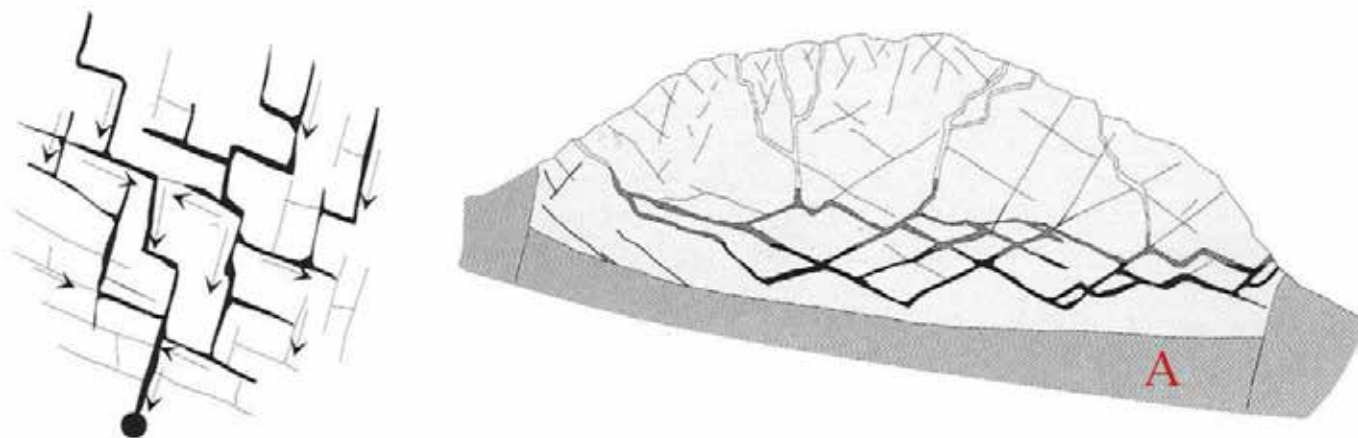


Figura 12 – Planimetria e sezione di un sistema a dreni interdipendenti; A: zona saturata (Da: Vigna B., *Gli acquiferi carsici*, Quaderni didattici, Soc. Spel. It., 12, Erga Ed., Genova 2001, modif.)

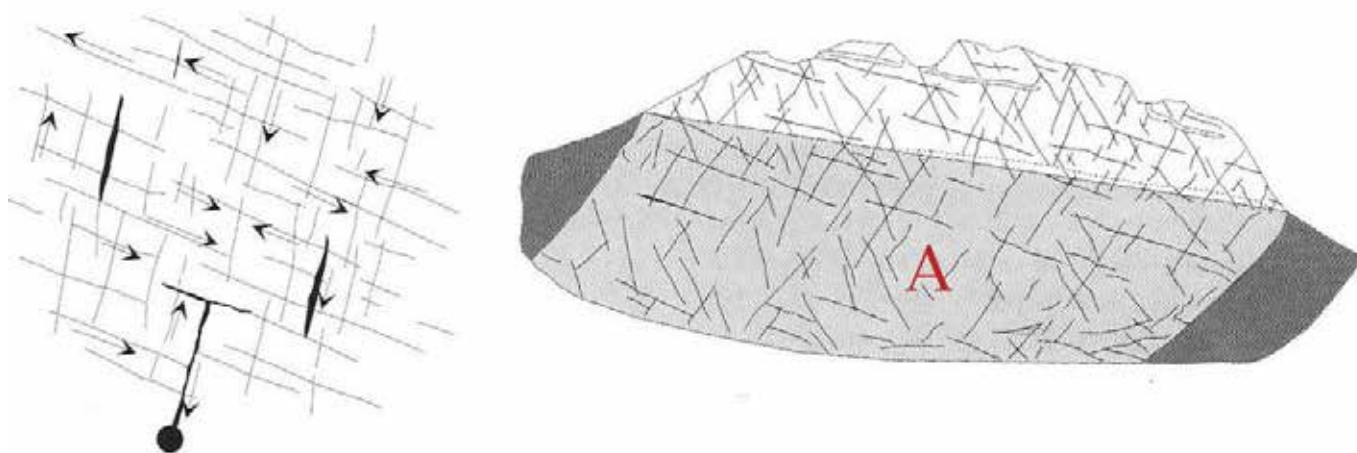


Figura 13 – Planimetria e sezione di un sistema a circolazione dispersiva; A: zona saturata (Da: Vigna B., *Gli acquiferi carsici*, Quaderni didattici, Soc. Spel. It., 12, Erga Ed., Genova 2001, modif.)



Figura 14 – Il torrente Vianello-Vidal, uno dei principali collettori del complesso carsico del monte Corchia in un momento di elevata portata – ph F. Mantelli

Tale complesso carsico è un sistema a dreno dominante sino al fondo e probabilmente oltre (a dreni interdipendenti nella parte prossima alla sorgente dove probabilmente si unisce ad altri sistemi), è caratterizzato da importanti collettori (il torrente Vianello-Vidal e il torrente Gronda) che drenano grandi quantità di acqua in tempi molto rapidi (Figura 14).

Il corpo idrico che al momento appare più esposto all'inquinamento in seguito all'attività estrattiva è il torrente Vianello-Vidal; questo è un corpo idrico che in tempi non lontani ha subito inquinamento da dispersione di idrocarburi e da fango proveniente dal taglio del marmo [2]. Per quanto riguarda l'inquinamento da idrocarburi, avvenuto nell'agosto 2010, nelle acque di questo torrente non si sono trovate tracce di questi composti pur con l'impiego di tecniche analitiche molto evolute.

È tuttavia comprensibile che la miscela di idrocarburi sia stata velocemente rimossa nel giro di poche ore dalla forte corrente, mentre la presenza di queste sostanze è stata riscontrata e misurata nell'aria di un ampio settore dell'Antro del Corchia. Pertanto l'odore di gasolio è rimasto evidente per le sue caratteristiche odorigene per alcuni giorni e perfino nell'ambiente esterno nei pressi dell'ingresso del percorso turistico.

Nel caso dell'inquinamento da marmettola, avvenuto nel luglio 2011, gli effetti dovuti alla deposizione dei fanghi si sono prolungati per vari anni (Figura 15); solo piene molto intense sono riuscite ad asportare gli spessi depositi di fango sul fondo del torrente, tuttavia tracce di tali fanghi perdurano tuttora in alcuni rami minori che affluiscono nella parte superiore del torrente Vianello-Vidal (Mantelli et al., 2021).

Vi sono sistemi carsici dove nel relativo bacino imbrifero sono da ritenersi assenti le pressioni antropiche e altre possibili cause di inquinamento (abitazioni isolate sulla montagna, zone a pascolo anche temporaneo, attività estrattiva) e nel loro insieme possono rappresentare sistemi a elevata naturalità. Uniche possibilità di interferenza con le acque circolanti sono dovute solo ai cicli di trasporto a distanza di contaminanti organici e inorganici veicolati dalle precipitazioni meteoriche.

Sono riportati nella tabella 3 i risultati delle analisi di metalli e altri elementi di natura non metallica effettuate su vari corpi idrici della Grotta del Vento, un sistema carsico di notevole interesse localizzato in un territorio delle Alpi Apuane dove si ritiene che siano assenti significative pressioni antropiche.

I dati ottenuti evidenziano concentrazioni molto basse, che probabilmente rappresentano il fondo naturale delle acque nell'area apuana dove si apre la Grotta del Vento.

È noto che i valori del fondo naturale possono variare, anche notevolmente, in funzione delle caratteristiche litologiche del territorio.

Nei sistemi carsici è di particolare interesse la presenza del radon. Il radon è un gas radioattivo di origine naturale che deriva dal decadimento dell'uranio. Gli isotopi del radon presenti in natura sono: ^{222}Rn (radon), ^{220}Rn (thoron) ^{219}Rn (actinon), prodotti durante il decadimento delle serie radioattive rispettivamente dell' ^{238}U , del ^{232}Th e dell' ^{235}U . Il ^{222}Rn è quello di maggiore interesse ed è un gas solubile in acqua, incolore, inodore e insapore.

L'Organizzazione Mondiale della Sanità (OMS), attraverso l'*International Agency for Research on*



Figura 15 – Forte intorbidamento delle acque e deposizione di marmettola sul fondo in un ramo affluente nel torrente Vianello-Vidal (Antro del Corchia, agosto 2011) – ph F. Mantelli

Elementi	Isotopo selezione	Torrente Lete		Rio delle Perle		Lago sifone iniziale
		2002	2006	2002	2006	2006
Anno		2002	2006	2002	2006	2006
Boro	¹⁰ B	17,3	3,5	16,7	2,8	3,8
Alluminio	²⁷ Al	7,6	2,9	8,1	2,8	4,8
Vanadio	⁵¹ V	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Manganese	⁵⁵ Mn	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	0,5
Cobalto	⁵⁹ Co	<0,05	0,20	<0,05	0,17	0,23
Nichel	⁶⁰ Ni	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7
Rame	⁶³ Cu	<0,1	0,10	<0,1	0,06	0,61
Zinco	⁶⁶ Zn	<0,1	0,1	<0,1	0,9	2,2
Arsenico	⁷⁵ As	<0,05	0,11	<0,05	0,13	0,11
Bromo	⁷⁹ Br	47,2	-	52	-	-
Stronzio	⁸⁸ Sr	23,9	-	23,6	-	-
Molibdeno	⁹⁵ Mo	0,26	0,11	0,28	0,30	0,14
Antimonio	¹²¹ Sb	0,08	0,05	0,07	0,06	0,07
Iodio	¹²⁷ I	17,5	-	14,4	-	-
Bario	¹³⁸ Ba	6,6	2,80	12,9	13,6	5,2
Piombo	²⁰⁸ Pb	<0,05	<0,05	-	<0,05	0,09
Uranio	²³⁸ U	0,32	0,30	0,49	<0,10	<0,10
Selenio	Se	-	0,05	-	0,07	0,08
Cromo	*Cr	<1	0,11	<1	0,14	0,12
Ferro	*Fe	13	-	<5	-	-

Tabella 3 – Analisi di elementi in traccia nelle acque della Grotta del Vento effettuate mediante spettrometria di massa con sorgente a plasma induttivo (ICP-MS). *Analisi mediante spettrometria di assorbimento atomico con atomizzazione elettrotermica. Concentrazioni espresse in microgrammi /litro ($\mu\text{g/L}$) – da Mantelli et al., 2008

Cancer (IARC), ha classificato il radon appartenente al gruppo 1 delle sostanze cancerogene per l'essere umano. Il nuovo D. Lgs n. 101/2020, in vigore dal 27 agosto 2020, recepisce la direttiva 2013/59/Euratom in materia di radioprotezione e stabilisce le norme di sicurezza al fine di proteggere le persone dai pericoli derivanti dalle radiazioni ionizzanti. Per quanto riguarda il radon, i livelli di riferimento (art. 12) sono 300 Bq/m^3 per luoghi di lavoro (e anche nelle abitazioni), espressi come attività media annua di gas radon in aria.

Il radon costituisce un parametro importante ai fini della frequentazione speleologica e soprattutto per la tutela dell'ambiente di lavoro nell'ambito delle grotte destinate a fruizione turistica dove le guide restano per molto tempo nell'ambiente sotterraneo. In alcuni casi il radon può rendere pericolosa la frequentazione di alcune grotte anche agli speleologi che, nella maggior parte dei casi, sono certamente esposti per tempi molto brevi all'eventuale presenza di questo gas; questo può accadere in certe grotte in aree vulcaniche dove i valori di radon possono essere molto elevati (superiori a $10\,000 \text{ Bq/m}^3$), tuttavia

valori di tali ordini di grandezza sono stati riscontrati anche in sistemi carsici di tipo carbonatico dove talvolta non sono note le cause di tali anomalie di concentrazione. All'interno della grotta "Forra Lucia", una grotta in ambiente carsico carbonatico sui monti della Calvana (Prato, Toscana), questo gas è stato riscontrato in concentrazioni rilevanti: in seguito al monitoraggio effettuato nel periodo 2007-2010, l'attività attribuita al radon era molto variabili da circa 1300 fino a circa 8600 Bq/m^3 .

Il radon, oltre che nell'atmosfera, viene misurato anche nelle acque in quanto, proprio per la sua solubilità in acqua, può essere veicolato in aree differenti di un sistema carsico. Nel laboratorio carsologico sotterraneo di Bossea (Frabosa Soprana, Cuneo) il radon viene monitorato con un sistema di acquisizione dati in continuo nelle acque di due corpi idrici (Figura 16).

Questo sistema carsico, pur articolato entro rocce carbonatiche, è delimitato da metavulcaniti (porfiroidi) con un rilevante contenuto di radioisotopi, pertanto sul radon viene posta particolare attenzione. In questa grotta è noto il trasporto del radon attraverso le acque dalla zona allagata del sistema carsico, situata a monte della grotta, settore dove si verifica un diretto trasferimento del gas dalle rocce all'acqua, e successivo passaggio dalle acque all'atmosfera nella zona aerata.



Figura 16 – Misurazione del radon con sistema di acquisizione dati in continuo in due corpi idrici entro la grotta di Bossea (Frabosa Soprana, Cuneo) – ph F. Mantelli

Utilizzo delle acque carsiche ai fini potabili

Attualmente le acque a uso potabile a livello mondiale provengono per circa il 30% da acquiferi carsici. In seguito alla modifica di numerosi fattori (aumento della popolazione, abbassamento delle falde in determinati territori, esaurimento delle riserve di acque fossili, salinizzazione degli acquiferi, ecc.), si presume che nel 2050 l'80% delle acque destinate al consumo umano proverrà dagli acquiferi carsici, prevalentemente di tipo carbonatico.

In Italia attualmente il 40% delle acque potabili deriva da acquiferi di questo tipo.

L'acquedotto del Peschiera, principale acquedotto di Roma, che convoglia le acque delle sorgenti del Peschiera (provincia di Rieti), alle falde del Monte Nuria, capta l'acqua da un sistema carsico con rete a circolazione dispersiva dove le acque risiedono per un lungo periodo (non esiste infatti una relazione fra portata e precipitazioni) e presentano una mineralizzazione più elevata (circa 300-400 mg/L) rispetto a molte acque carsiche a rapido scorrimento. La portata media dell'acqua che raggiunge Roma è circa 14 m³/s e costituisce circa l'85% dell'acqua consumata a Roma. Questo acquedotto è uno dei più grandi al mondo a utilizzare soltanto acqua di sorgente.

Una captazione da un acquifero carbonatico ai fini del processo di potabilizzazione prevede sempre un trattamento per eliminare la torbidità delle acque e un processo finale di disinfezione.

La torbidità nelle acque carsiche è un fenomeno ricorrente ed è dovuto al dilavamento superficiale dell'acqua di pioggia che poi si infiltra in profondità nelle numerose fessure presenti nel corpo roccioso

senza significativa capacità di depurazione attraverso gli strati rocciosi. Spesso i suoli carsici sono poveri di argilla e altro materiale fine, tuttavia in condizioni di particolari flussi intensi di pioggia le acque di scorrimento nel sistema possono avere torbidità superiore a 1,0 NTU (unità di torbidità nefelometrica), valore di parametro previsto per le acque potabili.

Per esempio si è osservato che, nel lungo periodo di monitoraggio delle acque del Complesso carsico del Monte Corchia, il torrente Gronda mostra perennemente una torbidità da 0,1 a 0,7 NTU, quindi un'acqua molto limpida, e non mostra variazioni significative anche in seguito all'aumento delle portate, mentre il torrente Vianello-Vidal mostra generalmente un incremento significativo di torbidità (fino a 4,4 NTU) con l'incremento della portata.

I sistemi impiantistici che permettono l'utilizzo delle acque carsiche ai fini potabili sono quindi fra i più semplici e apparentemente meno costosi, in quanto non necessitano di trattamenti di rimozione di ferro, manganese, arsenico e altri contaminanti come avviene per differenti tipologie di acque.

Tuttavia per quanto riguarda le captazioni in alcuni acquiferi carsici delle Alpi Apuane è necessario disporre di costosi sistemi aggiuntivi dato che in alcuni casi, a causa delle attività di cava che hanno determinato inquinamenti importanti delle acque sotterranee, è stato necessario adottare sistemi per rimuovere la grande quantità di marmettola (fine sospensione di carbonato di calcio, talvolta inquinata da oli e metalli) prodotta dal taglio del marmo e in alcuni casi attivare sistemi complessi per la rimozione degli idrocarburi infiltrati nelle acque sempre in seguito a questa attività (Pieroni, 1995).

Caratteristiche chimiche

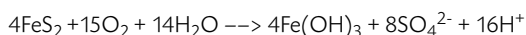
Le acque che circolano negli acquiferi carsici di tipo carbonatico sono caratterizzate dalla presenza di calcio, magnesio e idrogenocarbonato, generalmente con mineralizzazione bassa, cioè con un residuo fisso, indicativamente, da 100 a 400 mg/L. Nelle tabelle 4 e 5, a titolo di esempio, sono riportate le caratteristiche chimiche di acque campionate in differenti ambienti carsici: esse mostrano similitudine di composizione con ioni prevalenti calcio e idrogenocarbonato.

In assenza di particolari mineralizzazioni accessorie delle rocce carbonatiche o di fenomeni di inquinamento del suolo, gli altri componenti (cloruro, solfato, nitrato e altri componenti minori)

Tabella 4 – Composizione chimica di alcune acque del carso triestino – Fonte: analisi a cura dell'autore

	Unità di misura	Abisso di Trebiciano Trieste	Abisso di Trebiciano Trieste	Grotta di San Canziano Slovenia
Data		03/06/2011	03/06/2011	03/06/2011
T° acqua	°C	11,5	10,6	-
Tipo prelievo		Lago Timeus	Stillicidio - 70 m	Stillicidio uscita
pH	unità pH	7,2	7,9	7,5
Cond. elettrica	µS/cm 25°C	395	382	333
Residuo fisso	mg/L	238	235	203
Cloruri	mg/L Cl	7,2	4,5	6,5
Nitrati	mg/L NO ₃	4,7	14,0	3,1
Solfati	mg/L SO ₄	9,6	15,8	5,1
Idrogenocarbonato	mg/L HCO ₃	258	230	220
Sodio	mg/L Na	5,3	3,6	4,9
Potassio	mg/L K	0,9	0,6	3,4
Calcio	mg/L Ca	78,0	79,9	69,0
Magnesio	mg/L Mg	3,9	1,6	0,5
Ammonio	mg/L NH ₄	<0,05	<0,05	0,7
Silice	mg/L SiO ₂	3,2	6,7	0,3

sono veicolati con le piogge. I solfati, quando sono in concentrazioni significative in un acquifero carbonatico, possono provenire dalla dissoluzione di eventuali livelli di depositi gessosi o per alterazione di tracce di pirite o marcasite (FeS₂), minerali accessori comuni anche nelle rocce carbonatiche. Il meccanismo di ossidazione della pirite è stato ampiamente studiato ed è generalmente espresso dalla seguente reazione:



La presenza di nitrati in un'acqua carsica in concentrazioni ben superiori a quelle normalmente riscontrate nelle piogge indica quasi sempre un inquinamento di origine antropica (mineralizzazione di sostanze organiche e ossidazione dell'ammonio a nitrito e nitrato), presenza nel suolo di fertilizzanti.

Nella tabella 6 si osserva il contributo ionico delle piogge alla composizione delle acque che scorrono nell'acquifero carbonatico del Monte Corchia (Alpi Apuane). Il valore dei nitrati nelle piogge monitorate è compreso fra 0,8 e 3,6 mg/L.

Nel loro insieme le acque appartenenti agli acquiferi carbonatici presentano i requisiti chimici stabiliti dalla normativa vigente (Decreto legislativo 23 febbraio 2023, n. 18) per le acque destinate al consumo umano, ordinariamente definite acque potabili.

Ai fini delle valutazioni di tipo chimico per le acque carsiche, si riporta un confronto (Tabella 7) fra i parametri chimici previsti dalla normativa vigente, i rispettivi valori di parametro (da intendersi come valori limite ai fini della potabilità) stabiliti dal cita-

Componenti principali	Valori minimi	Valori mediani	Valori massimi
mg/L Cl	1,0	3,7	9,9
mg/L NO ₃	0,8	1,8	3,6
mg/L SO ₄	0,2	2,8	7,3
mg/L HCO ₃	<2,0	6,4	38
mg/L Na	0,3	2,7	9,5
mg/L K	0,1	0,4	4,0
mg/L Ca	0,8	3,0	9,0
mg/L Mg	<0,1	0,4	2,4

Tabella 6 – Valori minimi, mediani e massimi degli ioni principali contenuti nelle piogge campionate da 1997 al 2011 sullo sperone sud - ovest del monte Corchia (quota 1074 m)

Tabella 7 (a destra) – Confronto fra i parametri chimici indicati nella parte B allegato 1 D. lgs. 23 febbraio 2023, n. 18 e il chimismo di alcune acque carsiche dell'Antro del Corchia

to D. lgs. 23 febbraio 2023, n. 18, uniti ai valori di concentrazioni dei parametri determinati in campioni del torrente Vidal e del torrente della Gronda (complesso carsico del Monte Corchia).

Non sono stati inseriti parametri ritenuti non significativi ai fini della valutazione della potabilità come clorito e clorato, antiparassitari, triometani e altri composti clorurati, bromato, epicloridrina e altri parametri indicati nella Parte B dell'Allegato 1 del decreto sopra citato. Sono parametri la cui presenza è improbabile in quanto alcuni di essi sono in relazione con processi di disinfezione o immessi nell'ambiente in aree agricole o industriali.

	Unità di misura	Molinetto Pordenone	Santissima Pordenone	Gorgazzo Pordenone	Sorgenti del Meschio Treviso
Data		2/05/2004	2/05/2004	2/05/2004	30/04/2004
T° acqua	°C	110,6	8,8	10,1	10,4
pH	unità pH	7,7	7,9	7,7	7,8
Cond. elettrica	µS/cm 25°C	264	221	255	262
Residuo fisso	mg/L	145	138	141	142
Torbidità	N.T.U.	0,1	0,1	0,1	0,1
Cloruri	mg/L Cl	2,3	1,7	1,9	1,8
Nitrati	mg/L NO ₃	4,9	3,8	4,5	5,5
Solfati	mg/L SO ₄	3,8	2,7	2,7	4,0
Iidrogenocarbonato	mg/L HCO ₃	159	130	150	156
Sodio	mg/L Na	1,2	0,9	1,0	0,9
Potassio	mg/L K	0,39	0,4	0,4	0,4
Calcio	mg/L Ca	51,8	42,7	48,4	46,6
Magnesio	mg/L Mg	1,3	1,6	2,2	4,6
Ammonio	mg/L NH ₄	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Silice	mg/L SiO ₂	0,19	<0,05	<0,05	0,59
Nitrito	mg/L NO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Fluoruro	mg/L F	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1

Tabella 5 – Composizione chimica di alcune acque carsiche nell'area del Pian di Cansiglio

Parametri	Unità misura	Valori di parametro	Fiume Vidal	Torrente Gronda
Antimonio	µg/L	10	0,15	0,20
Arsenico	µg/L	10	0,23	0,31
Benzene	µg/L	1,0	<0,05	<0,05
Benzo (a) pirene	µg/L	0,010	<0,001	<0,001
Boro (come B)	µg/L	1,5	0,005	0,005
Cadmio	µg/L	5,0	0,05	0,05
Cromo	µg/L	50 - 25	<2	<2
Rame	µg/L	2,0	<0,002	<0,002
Fluoruro	µg/L	1,50	<0,10	<0,10
Piombo	µg/L	10	<0,05	<0,05
Mercurio	µg/L	1,0	<0,3	<0,3
Nichel	µg/L	20	<2	<2
Nitrato	µg/L	50	1,4	1,2
Nitrito	µg/L	0,50	<0,05	<0,05
Selenio	µg/L	20	<2	<2
Vanadio	µg/L	140	0,28	0,32
Uranio	µg/L	30	0,8	0,9

Il D. lgs. 23 febbraio 2023, n. 18 riporta anche una serie di parametri definiti indicatori (parte C1 dell'allegato 1). Per questi è prevista la conformità ai rispettivi valori (Tabella 8).

Questi non sono valori limite ma, quando si verificano dei superamenti, l'articolo 15 (comma 1, lettera d) prevede che l'adozione di provvedimenti correttivi sia comunque subordinata all'evidenza di rischio per la salute umana.

Un parametro critico rispetto alle caratteristiche di potabilità è invece la torbidità poiché in seguito a forti piogge si possono avere fenomeni di intorbidamento delle acque correnti con valori fino a 19 NTU misurati alle Fontane di Cardoso e fino a 40 NTU per le acque del fiume Vidal.

Si è notato che comunque in tempi piuttosto brevi queste acque ritornano a valori di torbidità di 0,1-0,5 NTU.

Parametri	Unità di misura	Valori di parametro per cui è prevista la conformità	Fiume Vidal	Torrente Gronda
Alluminio	µg/L	200	<5	<5
Ammonio (NH ₄)	mg/L NH ₄	0,50	<0,1	<0,1
Cloruro	mg/L Cl	250	5,1 ± 1,1	5,8 ± 1,3
Clostridium perfringens	UFC/100 mL	0	-	-
Conduttività	µS/cm 20°C	2500	203 ± 13	223 ± 16
pH	unità pH	6,5 - 9,5	7,8	7,9
Ferro	µg/L Fe	200	<5	<5
Manganese	µg/L Mn	50	<1	<1
Solfato	mg/L SO ₄	250	7,7 ± 3,4	5,3 ± 1,4
Sodio	mg/L Na	200	3,1 ± 0,7	3,6 ± 0,7
Batteri coliformi	UFC/100 mL	0	-	-
Torbidità	N.T.U.	accettabile per i consumatori e senza variazioni anomale	0,2	0,5
Residuo secco	mg/L	1500	117 ± 7	124 ± 8

Tabella 8 – Confronto fra i valori dei parametri indicatori riportati nel D. lgs. 23 febbraio 2023, n.18 con le concentrazioni degli stessi parametri nelle acque dei due principali collettori del complesso carsico del monte Corchia. (Per alcuni valori parametrici è associata l'incertezza di misura)

Caratteristiche microbiologiche

Per quanto riguarda gli aspetti microbiologici raramente queste acque rientrano nei rispettivi limiti previsti dalla normativa vigente poiché l'elevata fratturazione dell'epicarso, la porzione rocciosa posta subito sotto il suolo, non costituisce un adeguato sistema di filtraggio delle acque di pioggia che si infiltrano nel sistema. Le piogge dilavano l'ambiente esterno del sistema carsico e trascinano all'interno, oltre a materiale sospeso, determinando talvolta una certa torbidità, i batteri presenti nell'ambiente diffusi sia in seguito all'abbandono di feci prodotte da animali selvatici o al pascolo, o connessi a eventuali insediamenti umani non dotati di adeguati sistemi di smaltimento delle acque reflue. Per esempio nella grotta di Bossea (Frabosa Soprana, CN), dove per anni hanno circolato acque di elevata purezza in seguito a lavori di sterramento nella corrispondente area assorbente, insieme allo stazionamento di persone e bovini in tale area (Figura 17), hanno saltuariamente circolato acque torbide e con elevata carica microbica tanto da rendere ancora più rara la presenza di *Niphargus*, un crostaceo endemico di questa grotta.

Ai fini di una possibile captazione di un'acqua sotterranea in un ambiente carsico per la produzione di un'acqua minerale, il requisito indispensabile è la purezza microbiologica.

In Toscana vi sono numerose captazioni mediante sorgenti o pozzi di acque utilizzate come acque minerali lungo la dorsale dell'Appennino tosco-emiliano; queste acque, oltre a soddisfare i requisiti chimici

previsti dalla relativa normativa, presentano assenza di contaminazione microbiologica in quanto gli acquiferi localizzati nelle formazioni arenaceo-argillose, in virtù di quella litologia, sono ben protetti. Il suolo, formato da spessi depositi prodotti dall'alterazione rocciosa, costituisce un importante sistema filtrante insieme alla formazione rocciosa stessa formata principalmente da arenarie con argille, siltiti e in misura minore da marne (Figura 18).

Sulle Alpi Apuane non esistono invece captazioni di acque minerali nelle formazioni carbonatiche; le acque minerali che provengono da quel territorio sono captate in differenti formazioni, fra queste quelle dell'Unità Tettonica di Massa, formata da rocce metamorfiche, filladi e meta-arenarie con quarziti, che esercitano un adeguato sistema di protezione dalle infiltrazioni di superficie.

Il D. lgs. 23 febbraio 2023, n. 18, per la valutazione delle caratteristiche microbiologiche, richiede la ricerca dei parametri riportati nell'allegato 1 parte A e parte C1 di tale decreto: *Enterococchi intestinali*, *Escherichia coli*, *Clostridium perfringens* (devono essere assenti in 100 ml di campione di acqua) conteggio delle colonie a 22 °C (senza variazioni anomale), batteri coliformi (assenti in 100 mL di campione acqua).

La presenza di questi batteri nelle acque può essere associata a microrganismi patogeni e pertanto mette in evidenza una contaminazione da infiltrazioni di materiale fecale. Tra i batteri più noti possiamo indicare l'*Escherichia coli* o colibacillo. Di solito



Figura 17 – Stazzo di bovini in un ambiente carsico (dintorni del rifugio Balma, monte Artesinera, Frabosa Soprana, CN). Si tratta di una zona a elevato assorbimento idrico; il corrispondente sistema carsico di Bossea alimentato è frequentemente contaminato da batteri – ph F. Mantelli



Figura 18 – - La lunga dorsale dell'Appennino tosco-emiliano è formata prevalentemente da arenarie, siltiti, argille e marne, rocce che costituiscono nel loro insieme una copertura molto protettiva degli acquiferi. Da differenti settori di questo esteso sistema montuoso sono estratte acque microbiologicamente pure tanto da essere utilizzate ai fini dell'imbottigliamento – ph F. Mantelli

non è direttamente patogeno, al massimo è un opportunisto, anche se esistono rare forme, geneticamente differenziate, che sono in grado di provocare gravi malattie in soggetti a rischio come neonati e immunodepressi.

Numerose campagne di studio sulla microbiologia delle acque carsiche sono state effettuate entro l'Antro del Corchia, un settore del vasto complesso carsico del Monte Corchia, caratterizzato dalla presenza di importanti corsi idrici sotterranei con notevole variabilità di portata; fra questi il torrente Vidal ha portate variabili da 300 litri/minuto fino a 2.000 litri/minuto. Sono presenti inoltre alcuni laghetti alimentati da acque di stillicidio.

La Tabella 9 riporta un'immagine istantanea di una situazione microbiologica di queste acque che comunque mette in evidenza una situazione ripetuta nel corso degli anni.

1. Le Fontane di Cardoso, localizzate poco a monte di Pontestazzemese (Stazzema, LU), che costituiscono la principale sorgente del complesso carsico, mostrano una contaminazione microbiologica che non si è mai modificata nel corso degli anni e, presumibilmente, potrebbe essere messa in relazione con gli abitati dei dintorni dove è possibile che il sistema fognario non garantisca adeguata protezione delle acque sotterranee. È il tipico caso in cui le pressioni antropiche sul suolo sovrastante il percorso delle acque sotterranee esercitano effetti diretti sulle acque e duraturi nel tempo dato che le cause non sono state individuate (Figura 19).
2. Le acque circolanti all'interno del Monte Corchia, almeno i principali collettori fino a oggi monitorati (torrente Gronda e torrente Vidal), non presentano mai gli elevati indici di inquinamento che si riscontrano nelle acque che

scaturiscono dalle Fontane di Cardoso. Questi torrenti, dopo un lungo periodo con mancanza di piogge, mostrano assenza di contaminazione microbiologica, contaminazione sempre presente con l'aumento delle portate.

3. Per quanto riguarda i laghetti (laghetto Galleria Bassa delle Stalattiti, laghetto Galleria Alta delle Stalattiti, laghetto del Venerdì), in questi si osserva costantemente assenza di indici di fecalizzazione (Assenza di *Enterococchi* e di *Escherichia coli*; non significativa la presenza di batteri coliformi). Le acque di alimentazione dei laghetti derivano da stillicidi, cioè da acque che, grazie a un lungo percorso attraverso imponenti spessori di roccia, subiscono una filtrazione e una lunga interazione con la roccia che incrementa il contenuto dei solidi disciolti. Le acque correnti sono alimentate da acqua di pioggia che arriva più rapidamente all'interno della montagna con minor tempo di contatto con l'interfaccia rocciosa e conseguentemente con un contenuto minore di solidi disciolti.

Altre indagini in differenti sistemi carsici, sempre in condizioni di assenza di pioggia da molti giorni, evidenziano condizioni di elevata purezza delle acque correnti in relazione ai parametri microbiologici (Tabella 10); si tratta delle acque circolanti entro la Grotta del Vento (Vergemoli, LU).

Si ritiene che nelle aree di assorbimento idrico (monte Pania Secca e montagne limitrofe) sussistano situazioni particolari dovute all'assenza di abitativi umani e, probabilmente, a scarsità di fauna selvatica e conseguenti scarse deiezioni sul suolo.

Seppur rare, vi sono situazioni in cui acquiferi carbonatici possono contenere acque di elevata purezza microbiologica così che possano essere captate per essere utilizzate come acque minerali

Denominazione campione	Carica batterica totale 22°C	Carica batterica totale 36°C	Batteri coliformi	Escherichiacoli	Enterococchi	<i>Pseudomonas aeruginosa</i>	<i>Pseudomonas</i> specie	<i>Clostridium perfringens</i>
	UFC/mL	UFC/mL	UFC/100 mL	UFC/100 mL	UFC/100 mL	UFC/100 mL	UFC/100 mL	UFC/100 mL
Sorgente Cardoso	200	10	77	11	13	0	100	1
Laghetto Galleria alta delle stallatiti	120	<10	5	0	0	0	1	0
Laghetto Galleria bassa delle stallatiti	20	<10	5	0	0	0	0	0
Torrente Vianello - Vidal	120	10	9	0	3	0	20	0
Torrente della Gronda	70	30	30	3	76	0	15	2
Laghetto del Venerdì	220	<10	16	4	0	0	4	0
Cascata risalita dei Lucchesi	<10	<10	16	4	0	0	-	0
Cascata risalita dei Romani	30	50	5	1	1	0	-	0

Tabella 9 – Valori dei parametri microbiologici nelle acque dei principali corpi idrici connessi al settore dell'Antro del Corchia destinato a fruizione turistica. Prelievi del 09 ottobre 2010 (da: Mantelli et al., 2021)

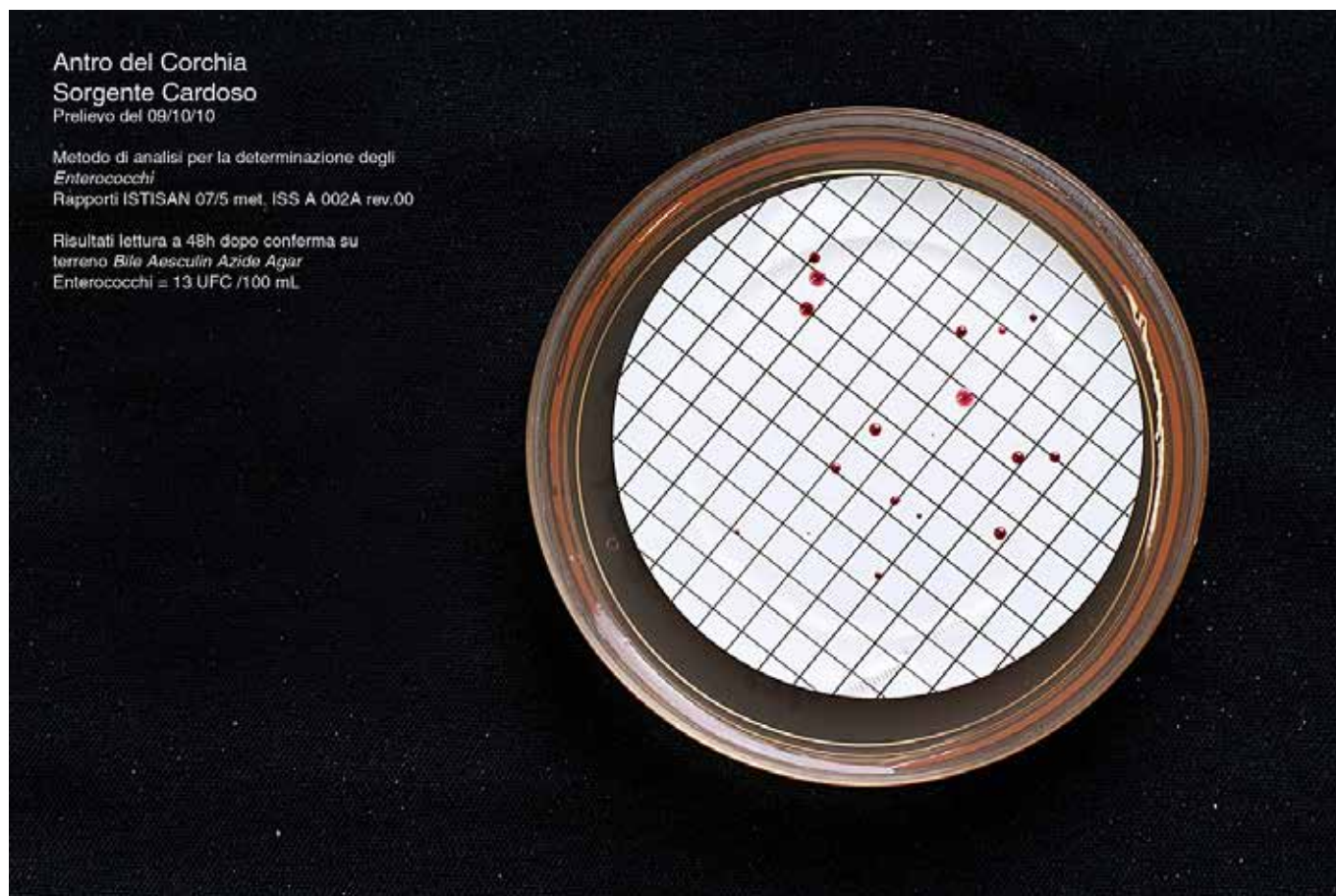


Figura 19 – Coltura di enterococchi riscontrati nelle acque delle Fontane di Cardoso (Prelievo del 09-10-2010) – ph F. Mantelli

Parametri	Unità di misura	Torrente Lete	Torrente Lete
		16/4/2005	21/10/2006
Coliformi totali	UFC/100 mL	0	3
Coliformi fecali	UFC/100 mL	0	0
Streptococchi fecali	UFC/100 mL	0	0
Parametri	Unità di misura	Torrente dell'Infinito	Torrente dell'Infinito
		15/4/2000	10/2/2001
Carica batterica totale 22° C	colonie/mL	2	-
Carica batterica totale 37° C	colonie/mL	5	-
Coliformi totali	UFC/100 mL	0	0
Coliformi fecali	UFC/100 mL	0	0
Streptococchi fecali	UFC/100 mL	0	0
Parametri	Unità di misura	Torrente Acheronte	Torrente Acheronte
		15/4/2000	2/7/2000
Carica batterica totale 22° C	colonie/mL	11	6
Carica batterica totale 37° C	colonie/mL	54	4
Coliformi totali	UFC/100 mL	1	0
Coliformi fecali	UFC/100 mL	1	0
Streptococchi fecali	UFC/100 mL	0	0

Tabella 10 – Microbiologia di alcune acque circolanti entro la Grotta del Vento (Vergemoli, LU). (Da Mantelli et al., 2008)

destinate all'imbottigliamento; per queste acque è richiesta una totale assenza di indici di contaminazione fecale. Nella Figura 20 è riportata una foto aerea del sistema montuoso di natura carbonatica a est di Gualdo Tadino (Perugia) al cui interno circolano acque utilizzate da un'importante azienda di imbottigliamento di acque minerali.

Certamente si tratta di un sistema montuoso a circolazione dispersiva. È noto che in alcuni sistemi carbonatici le acque di infiltrazione possono avere tempi di residenza lunghissimi, anche fino a trent'anni, quindi con una circolazione lentissima in microfratture della massa rocciosa.

NOTE

1. Il termine 'assenza' non è corretto nel linguaggio della chimica analitica; generalmente si dovrebbe indicare che un determinato inquinante non è rilevabile ai livelli della sensibilità del metodo di analisi, purché tale metodo presenti la sensibilità analitica (capacità di rilevamento) prevista dai termini di legge per quello specifico inquinante.
2. Fango localmente denominato 'marmettola': fine sospensione di carbonato di calcio, talvolta inquinata da oli e metalli.

Bibliografia & Sitografia

- AGNESOD G., PEANO G., VILLAVECCHIA E. - Concentrazione atmosferica di 222radon nella grotta di Bossea e relazioni con il regime dei flussi idrici interni. Atti



Figura 20 – Montagna calcarea da cui viene estratta un'acqua microbiologicamente pura in provincia di Perugia. Si tratta di una situazione idrogeologica non frequente data l'elevata fratturazione di molti sistemi carbonatici che frequentemente non consente un'adeguata protezione degli acquiferi – ph F. Mantelli

convegno nazionale: L'ambiente carsico e l'uomo, Grotte di Bossea, Frabosa Soprana, CN, 2003, 39-52

- BADINO G. - *Il carsismo glaciale*, Le Scienze, 1999, n. 373, 44-51
- BANESCHI I., PICCINI L., REGATTIERI E., ISOLA I., GUIDI M., LOTTI L., MANTELLI F., MENICHELLI M., DRYSDALE R. N. & ZANCHETTA G., *Hypogean microclimatology and hydrology of the 800-900 m asl level in the monte Corchia cave (Tuscany, Italy). Preliminary considerations and implications for paleoclimatological studies*. Acta Carsologica, 2011, 40/1, 175-187
- BARSANTI M., I. DELBONO, A. SCHIRONE, R. DELFANTI, G. PEANO, A.A.CIGNA, B. VIGNA - *Radioattività nei campioni di roccia della parte inferiore della Grotta di Bossea*, Atti del Convegno Nazionale "La ricerca carsologica in Italia", 22-23 giugno 2013, Laboratorio carsologico sotterraneo di Bossea, Frabosa Soprana, 2016, 209-213
- CIGNA A. - *Radon in Caves. International - Journal of Speleology*. Bologna (Italy) January-July, 2005, 34 (1-2) 1-18
- CIGNA A. - *Alcune considerazioni sul radon in grotta*, Atti del Convegno Nazionale "La ricerca carsologica in Italia", 22-23 giugno 2013, Laboratorio carsologico sotterraneo di Bossea, Frabosa Soprana, 2016, 221-228
- DECRETO LEGISLATIVO 31 luglio 2020, n. 101. Attuazione della direttiva 2013/59/Euratom, che stabilisce norme fondamentali di sicurezza relative alla protezione contro i pericoli derivanti dall'esposizione alle radiazioni ionizzanti, e che abroga le direttive 89/618/Euratom, 90/641/Euratom, 96/29/Euratom, 97/43/Euratom e 2003/122/Euratom e riordino della normativa di settore in attuazione dell'articolo 20, comma 1, lettera a), della legge 4 ottobre 2019, n. 117. S. O. alla "Gazzetta Ufficiale", n. 201 del 12 agosto 2020 - Serie generale
- DECRETO LEGISLATIVO 23 febbraio 2023, n. 18, Attuazione della direttiva (UE) 2020/2184 del Parlamento europeo e del Consiglio, del 16 dicembre 2020, concernente la qualità delle acque destinate al consumo umano. (23G00025) (GU Serie Generale n.55 del 06-03-2023) note: Entrata in vigore del provvedimento: 21/03/2023
- DIRETTIVA (UE) 2020/2184 DEL PARLAMENTO EUROPEO E DEL CONSIGLIO del 16 dicembre 2020 concernente la qualità delle acque destinate al consumo umano (rifusione) (Testo rilevante ai fini del SEE)
- FORTI P., PICCINI L. & PRANZINI G. - *Le risorse idriche di emergenza delle Alpi Apuane (Toscana, Italia)*. Atti del 2° Convegno Int. Geoidrologia, Firenze, 1993, 303-318
- FORTI P. - *Gli acquiferi carsici. Problematiche per il loro studio ed utilizzo. Atti del Convegno nazionale sull'inquinamento delle grotte e degli acquiferi carsici e possibili ricadute sulla collettività*. Ponte di Brenta (PD) 26 e 27 settembre 1998, 13-39. A cura del Gruppo Speleologico Padovano, 1999 Imprimitur Editrice, Padova
- GLEESON, T., BEFUS, K. M., JASECHKO, S., LUIJENDIJK, E. e CARDENAS, M. B. - *The global volume and distribution of modern groundwater*. Nature Geoscience, 2016, Vol. 9, 161-167. doi.org/10.1038/ngeo2590
- MANTELLI F., MONTIGIANI A., LOTTI L., BIANUCCI P. L., PICCINI L., MALCAPI V. - *Le acque sotterranee del sistema carsico del M. Corchia: valorizzazione,*

- salvaguardia e rischi di inquinamento. Atti del 3° Convegno Nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III millennio. Parma 13/15 ottobre 1999, in: Quaderni di geologia applicata, Pitagora Editrice, Bologna. Vol. 1, 115-125
- MANTELLI F., DE SIO F., MONTIGIANI A. – *Impiego di tecniche analitiche tradizionali e avanzate per le analisi delle acque in sistemi carsici ipogei*. Convegno "Il monitoraggio ambientale nelle grotte turistiche. Nuove esperienze e nuove proposte" l'Aquila 14, 15 e 16 dicembre 2000. Le Grotte d'Italia, 2002, s. V. 3, 45-60
 - MANTELLI F., LUCHETTI G., MONTIGIANI A., LOTTI L., DE SIO F. - *Lo stato delle acque dell'Antro del Corchia in relazione alla vulnerabilità degli acquiferi carsici*. Atti del Convegno "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Filanda di Forno, Massa, 22 giugno 2002. Pubblicazione a cura della Federazione Speleologica Toscana, 2003, 105-117
 - MANTELLI F., DE SIO F., CECCONI E., MONTIGIANI A., LO GALBO F., GUERRANTI G., CROCE G., RONCHI A. - *Idrochimica delle acque della Grotta del Vento (Alpi Apuane, Vergemoli, LU)*. Atti del XX Congresso Nazionale di Speleologia, 27-30 Aprile 2007, Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, 2008, Serie II, vol. XXI, 585-594
 - MANTELLI F., PRATESI G., LOTTI L., MONTIGIANI A., DE SIO F., OCCHINI F. - *Il radon entro il complesso carsico del monte Corchia (Alpi Apuane, Toscana)*. Boll. Esp. Amb., 2016, n. 1, 24-34
 - MANTELLI F., PICCINI L., SCALA C., MENICHELLI S., LOTTI L., MONTIGIANI A., DE SIO F., OCCHINI F. - *Antro del Corchia 1997-2017, 20 anni di monitoraggio e ricerche*, Arpat Quaderni Ambientali Firenze, 2021, 1-257, I-XIV, ISBN 978-88- 96693-27-8868
 - MASSARO R. M. C. - *Studio del Radon nelle cavità naturali della Calvana. Analisi degli esiti dei rilevamenti per la valutazione degli aspetti sanitari correlati*. Corso di laurea Tecniche della prevenzione nell'ambiente e nei luoghi di lavoro. Facoltà di Medicina e Chirurgia ed Agraria, Università degli studi di Firenze. A.A. 2009/2010
 - MECCHIA M, PICCINI L. - *Hydrogeology and SiO₂ geochemistry of the Aonda Cave System, Auyán-tepui, Bolívar, Venezuela*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 1999, 33, 1-11
 - PEANO R. G., PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA, E. - *Le dinamiche di diffusione del radon nella Grotta di Bossea*. In: *Proceedings of Symposium "Karst environment: research in Italy at the beginning of the 21st century"*. Scientific Station of Bossea: 2005, 101-124
 - PICCINI L. - *Ipotesi sulla origine e sulla evoluzione del Complesso Carsico del Monte Corchia*. Atti VI° Congresso Federazione Speleologica Toscana, Stazzema (Lucca), 1991, 59-82
 - PICCINI, L. - *Karst in siliceous rocks - karst landforms and caves in the Auyán-Tepui Massif (Est. Bolívar, Venezuela)*. International Journal of Speleology, 1995, 24, 41-54. Available at: <https://digitalcommons.usf.edu/ijs/vol24/iss1/2>
 - PICCINI L. - *Caratteri morfologici ed evoluzione dei fenomeni carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana - Italia)*. Natura Bresciana, Annali del Museo Civico di Scienze Naturali Brescia, 1996, 30, 45-85
 - PICCINI L. - *Acquiferi carbonatici e sorgenti carsiche delle Alpi Apuane*. Atti del Convegno "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Filanda di Forno, Massa, 22 giugno 2002. Pubblicazione a cura della Federazione Speleologica Toscana, 2003, 41-75
 - PICCINI L. - *Fenomeni carsici e grotte nelle quarziti dell'AUYÁN-TEPUI (Gran Sabana – Venezuela)* Supplemento a / supplement to KUR magazine n. 6 - giugno/June 2006
 - PICCINI L., DI LORENZO T., COSTAGLIOLA P. and GALASSI D. MP. - *Marble Slurry's Impact on Groundwater: The Case Study of the Apuan Alps Karst Aquifers*, Water 2019, 11, 2462, 1-16
 - PIERONI S., ROAS A., GUIDI G., URBANO C. - *Un gigante ferito: il monte Corchia il suo antro, le sue cave*, Atti del II° Convegno Nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee, Metodologie, tecnologie e obiettivi, Modena 17/19 maggio 1995, Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Editrice, Bologna, 1995, 2, suppl. 2, 1/1995
 - SAURO U. – *Geoecosistemi carsici, risorsa acqua e impatto umano; esempi in aree carsiche del Veneto*. Atti del Convegno nazionale sull'inquinamento delle grotte e degli acquiferi carsici e possibili ricadute sulla collettività. Ponte di Brenta (PD) 26 e 27 settembre 1998. A cura del Gruppo Speleologico Padovano, Imprimitur Editrice, Padova, 1999, 41-60
 - VIGNA B. - *Gli acquiferi carsici*, Quaderni didattici, Soc. Spel. It., 12, Erga Edizioni, 2001, Genova
 - VILLHOLTH, KAREN G., STIGTER, TIBOR - *Rapporto mondiale delle Nazioni Unite sullo sviluppo delle risorse idriche 2022: acque sotterranee: rendere visibile la risorsa invisibile*, pages 110-125, illustrations, maps. UNESCO [64883], International Association of Hydrogeologists- In: *Acque sotterranee, acquiferi e cambiamenti climatici*. https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000380743_ita
 - <https://www.legambientecarrara.it/category/temi-locali/territorio/>
 - <https://www.youtube.com/watch?v=D5bG1qefMNQ>



Figura 1 – Ape bottinatrice in azione (*Apis mellifera*)
– ph A. Gelati

Radioattività e conservazione dell'ambiente

di Antonio Gelati¹⁻²⁻³, Maurizio Ferraresi¹

1. Medico Veterinario AUSL Modena

2. Direttore Museo Civico di Ecologia e Storia Naturale di Marano sul Panaro (MO)

3. Socio CAI della Sezione CAI di Sassuolo

Riassunto: nell'articolo viene descritta la capacità di adattamento della natura ai *fall out* radioattivi. Tre specie sono prese in considerazione: la Raganella (*Hyla orientalis*), l'Ape europea (*Apis mellifera*), i Bombi (*Bombus* sp.). Il significato di termini quali radioattività, radiobiologia, rischio radioattivo e decadimento radioattivo è spiegato in riferimento ai casi di Černobyl' e Fukushima Daiichi, con l'obiettivo di fornire informazioni chiare e accessibili ai lettori.

Abstract: Radioactivity and environmental conservation

Nature's ability to adapt to radioactive fallouts is described. Three species are taken into consideration: the tree frog (*Hyla orientalis*), the Bee (*Apis mellifera*), the bumblebee (*Bombus* sp.). The meaning of terms such as radioactivity, radiobiology, radioactive risk and radioactive decay is explained with reference to the cases of Chernobyl' and Fukushima Daiichi with the aim of providing clear and accessible information to the reader.

Introduzione

Premesso che in questi ultimi tempi con la guerra in Ucraina e con le forti tensioni nell'area del Sud Est Asiatico (Corea del Nord), dopo i tragici eventi di *Three Mile Island*, Černobyl' e quelli meno gravi di *Fukushima Daiichi* in Giappone, il tema radioattività a seguito di esplosioni di ordigni nucleari o *fall out* per guasti (sabotaggi?) di centrali elettro-nucleari è tornato in maniera preponderante a occupare spazio nei notiziari, nei quotidiani e nel web.

È importante comprendere il significato di quei termini che quasi quotidianamente i mezzi di comunicazione fanno entrare nelle nostre case.

Ma la natura che da sempre convive con la radioattività come ha reagito?

Di seguito riportiamo alcuni esempi di adattamento agli eventi calamitosi sopra citati.

Le rane come bioindicatore

German Orizaola, un ricercatore dell'Università di Oviedo (1- Burraco P., Orizaola G.; 2022), ha pubblicato uno studio che dimostra come le raganelle (*Hyla orientalis*) che normalmente hanno una colorazione verde brillante, nella zona di esclusione adiacente al sarcofago del reattore di Černobyl' hanno assunto una colorazione melanica (Figure 2 e 3).

Si ipotizza che la melanina protegga l'animale dalle radiazioni e ne dissipi gran parte di esse. La selezione naturale ha poi favorito la forma melanica che ha avuto meno problemi nel riprodursi.

Questo studio è indubbiamente un valido punto di partenza per comprendere meglio i meccanismi di protezione negli organismi che vivono in ambienti contaminati da radiazioni.



Figura 2 – *Hyla orientalis* con intensa colorazione melanica, fotografata nella zona di esclusione a Chernobyl: dovrebbe essere verde brillante come a destra, fotografata fuori dalla zona di esclusione – ph Le Monde October 19, 2022 - Science

Le api e il miele

Dopo l'incidente il miele italiano, tedesco, francese, cecoslovacco, polacco ecc. è stato rigorosamente controllato. Veniva cercato il Cesio-137, tipico radio-nuclide che si rileva dopo una esplosione nucleare: sorprendentemente la quantità dell'inquinante rilevata nei mieli non superava i limiti massimi consentiti nel cibo dalla Comunità Europea e contribuiva alla naturale radioattività del miele solamente in piccola parte.

Anche se le analisi ci mostrano come il Cesio-137 sia ancora presente nell'ambiente, in concentrazioni differenti a seconda del territorio, possiamo stare assolutamente tranquilli, poiché i livelli di contaminazione sono nettamente inferiori rispetto ai limiti consentiti.

Bonazzola, dopo diversi campionamenti di miele in centro Italia, concluse che il miele era risultato di ottima qualità confermando l'immagine generale di un prodotto genuino e salutare (2 – Bonazzola, G.C.;1991).

Come le api (*Apis mellifera* - Figura 1) riescano a produrre un miele non contaminato non è ancora stato scoperto.

I Bombi

Le aree più contaminate della Foresta Rossa di Černobyl' mettono a rischio la riproduzione e il lavoro degli insetti pronubi, come rilevato da uno studio (Katherine E. Raines, 2020) sui danni causati dall'esposizione a radiazioni ionizzanti di colonie di Bombi (*Bombus terrestris audax*).

Partendo da previsioni stocastiche si è visto come la somministrazione, continuata nel tempo, di dosi di radiazioni causi una diminuzione della nascita di regine con conseguente diminuzione del numero di colonie.

Ma la natura ha mille e sconosciute risorse e gli stessi scienziati, nell'area contaminata, hanno monitorato una inaspettata abbondanza di bombi (*Bombus* sp.) legata alla moltitudine di piante selvatiche spontanee.

La riorganizzazione della natura dopo i disastri causati dall'uomo segue dinamiche complesse che ancora non riusciamo a capire.



Figura 3 – Bombi su girasole, coltura particolarmente diffusa in Ucraina – ph A. Gelati

La radioattività

Questi esempi ci inducono ad alcune considerazioni tecnico-scientifiche sulla radioattività e gli effetti a essa collegati.

Per radioattività si intende una graduale trasformazione di un radionuclide (es. uranio) in un'altra specie di minerale attraverso l'emissione di radiazioni; si ha quindi una sequenza di passaggi a diversi stadi energetici sino ad arrivare a un elemento stabile e quindi non radioattivo. Il tempo che il radionuclide impiega a modificarsi viene detto tempo di decadimento la cui durata è variabile fino a 25.000 anni per il plutonio, che è l'elemento più usato nelle bombe nucleari.

Questo tempo, se inserito in un contesto di ere geologiche, rientra nella norma ma è completamente inaccettabile dal punto di vista biologico.

Sono appurati i grandi e irreversibili danni che le radiazioni ionizzanti procurano sugli organismi viventi: per radiazioni ionizzanti si intendono onde elettromagnetiche ad alta energia (raggi X e raggi gamma) o particelle (particelle alfa e beta, e neutroni) in grado di separare gli elettroni dagli atomi (ionizzazione).

La ionizzazione modifica la chimica degli atomi interessati e di qualsiasi molecola che li contiene.

Tali modifiche molecolari nell'ambiente altamente ordinato della cellula comportano la distruzione e il danno della cellula stessa. In funzione della magnitudine della dose, degli organi esposti e del tipo di radiazione, il danno cellulare causato dalle radiazioni ionizzanti si può manifestare con una malattia

Radiazioni ionizzanti naturali: origine, rischi e protezione

L'uomo è da sempre esposto alle radiazioni ionizzanti di origine naturale costituite dai raggi cosmici e dalle radiazioni emesse dalle sostanze radioattive come il Radon presente nel suolo, nell'aria e nelle acque. Siamo infatti quotidianamente e inevitabilmente esposti a una dose di radiazioni definita "fondo naturale di radiazione" emesse dall'ambiente che ci circonda. La radiazione di fondo varia da luogo a luogo sia per natura che per quantità.

I raggi cosmici sono costituiti da particelle energetiche che arrivano direttamente dallo spazio, emesse dal sole e dalle altre stelle. Sebbene l'atmosfera terrestre blocchi una parte di queste radiazioni, alcune riescono a superarla. Tuttavia, esse si disperdono gradualmente e pertanto, a altitudini elevate, le radiazioni trasportate dai raggi cosmici sono maggiori (ogni 1500 metri di distanza dalla terra raddoppia l'esposizione ai raggi cosmici). Per questo motivo, essi possono rappresentare un problema per i piloti e il personale di bordo. Per quanto riguarda invece le radiazioni emesse dalla Terra, si tratta principalmente di raggi gamma, che vengono emessi da elementi radioattivi (come uranio e radon) presenti nelle rocce e nel suolo. Piccole quantità di queste radiazioni possono raggiungere gli esseri umani attraverso l'aria, il cibo e l'acqua. La fonte naturale di radiazione terrestre più importante per la salute umana è il radon, un gas radioattivo di origine naturale che si trova nel terreno e nelle rocce soprattutto all'interno delle grotte.

Che cosa sono le radiazioni ionizzanti?

A seconda dell'energia che trasportano, le radiazioni elettromagnetiche si dividono in radiazioni non ionizzanti e radiazioni ionizzanti. Le prime includono le onde herziane, gli infrarossi, il visibile e i raggi UV, i cui effetti sono stati descritti nel post precedente.

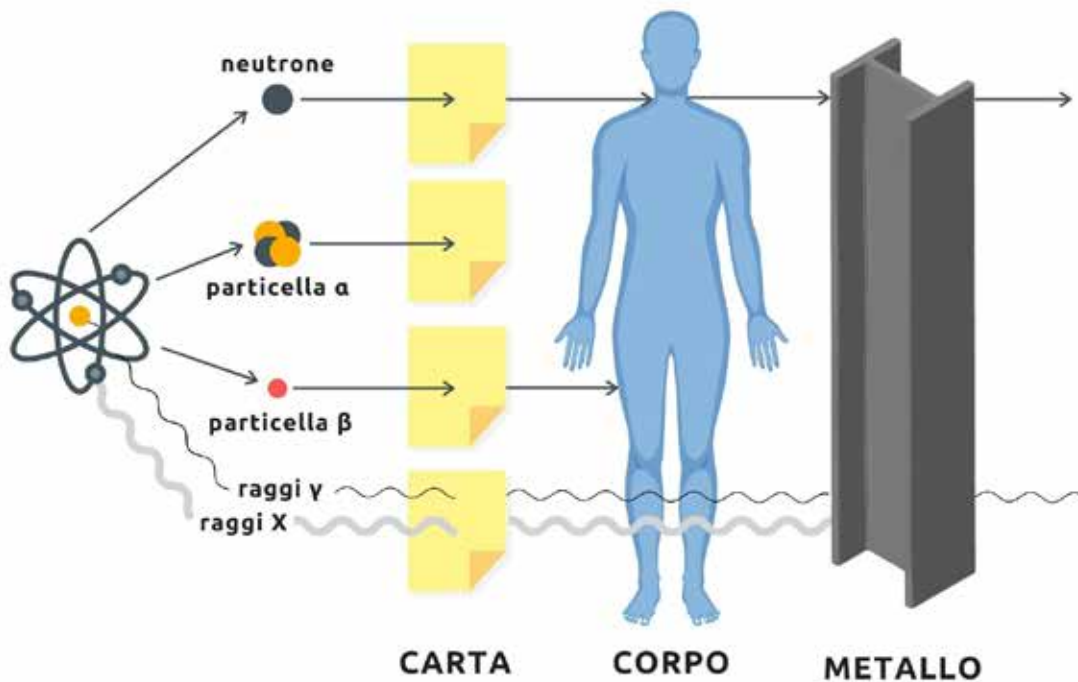


Figura 4 – Radiazioni ionizzanti – da Sitox (Società Italiana di Tossicologia)

acuta o aumentare il rischio di sviluppare una neoplasia o determinare entrambe le cose.

Altri danni vengono procurati dalle radiazioni ionizzanti sulle molecole organiche: il DNA (*Acido desossiribonucleico*) è la molecola maggiormente danneggiata dalle radiazioni ionizzanti e una sua modifica si traduce in un'alterazione del patrimonio genetico e quindi anche dei caratteri somatici (morfologia) degli esseri viventi.

Il danno e le mutazioni del patrimonio genetico potrebbero ricadere anche sulle generazioni future: infatti il DNA costituisce i geni che sono le unità elementari dell'informazione genetica. L'informazione genetica è data dai cromosomi che altro non sono che un insieme di geni. Riassumendo, una modifica indotta in uno o più punti della catena molecolare del DNA cambia i cromosomi e di conseguenza altera la crescita delle cellule che potrebbero, alla fine, anche morire.

Questi avvenimenti non sono preventivabili e possono manifestarsi anche dopo diverse generazioni, apparentemente normali, a causa di geni segregati che a un certo punto si attivano. Questi eventi incontrollabili e di difficile dimostrazione scientifica possono rendersi responsabili di modificazioni somatiche (del corpo) e anche delle capacità riproduttive; estremizzando si potrebbero avere esplosioni demografiche di una specie o addirittura, al contrario, la sua estinzione.

La radiobiologia è la scienza che studia la correlazione tra dosi assorbite ed effetti biologici; il danno biologico però non ha un effetto soglia e anche piccole dosi di radiazioni non possono ritenersi prive di conseguenze.

La corrente opinione è che le mutazioni genetiche, che hanno contribuito alla differenziazione delle varie specie animali nel corso del tempo, siano dovute in parte alla continua esposizione delle gonadi (testicoli e ovaie) alle radiazioni ambientali.

Esiste infatti una forma di radioattività ambientale data dalla somma della radiazione cosmica primaria con la radiazione tellurica. Le radiazioni cosmiche e solari sono bloccate in grandissima parte dall'atmosfera terrestre ma si concentrano al Polo Sud e al Polo Nord a causa del campo magnetico terrestre.

Gli elementi radioattivi, in particolare l'uranio e i prodotti radioattivi dovuti al suo decadimento (come il gas radon), sono presenti anche in molte rocce e minerali. Questi elementi diventano poi parte di diverse sostanze, compresi cibo, acqua e materiali da costruzione. L'esposizione al radon rappresenta tipicamente circa i due terzi dell'esposizione della popolazione alle radiazioni naturali. L'Istituto Superiore di Sanità segnala come l'esposizione al radon avvenga maggiormente in ambienti chiusi (anche grotte) e l'effetto della sua inspirazione può essere pericoloso, soprattutto per i fumatori. Risulta altresì essere molto importante per la mutagenesi, in

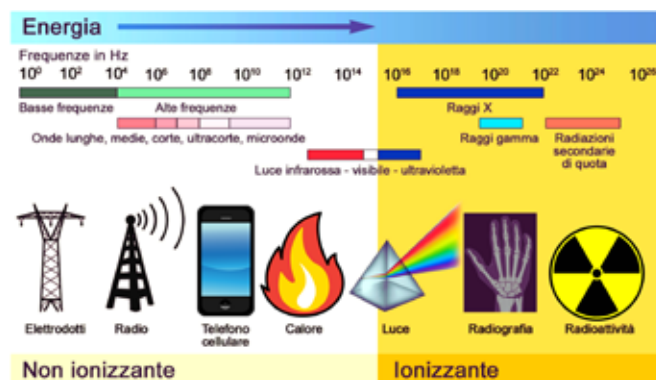


Figura 5 – Suddivisione delle radiazioni – da Sitox (Società Italiana di Tossicologia)

Le radiazioni ionizzanti invece possono avere le proprietà sia delle radiazioni elettromagnetiche che delle particelle subatomiche dotate di una quantità di energia sufficiente per "ionizzare" la materia che attraversano. Le radiazioni ionizzanti sono le sole considerate cancerogene, perché la capacità di ionizzare la materia fa sì che possano interagire anche con i tessuti degli esseri viventi. Fanno parte delle radiazioni ionizzanti i raggi gamma, i raggi X, le particelle alfa e le particelle beta. I raggi gamma sono onde elettromagnetiche ad alta frequenza emesse da un nucleo instabile che ritorna a uno stadio di equilibrio. Sono altamente penetranti, attraversano anche il cemento e possono essere fermati da spessi schermi di piombo.

I raggi X hanno la stessa natura delle radiazioni gamma ma sono meno energetici, e per questo meno pericolosi, a differenza di questi ultimi emettono energia da un atomo piuttosto che da un nucleo.

Le particelle alfa sono particelle emesse (con carica +2) dal decadimento radioattivo di elementi pesanti. Non sono penetranti (millesimi di cm) e possono essere schermate facilmente (da un foglio di carta, dai vestiti e da pochi cm d'aria). Collidendo con la materia strappano due elettroni e si trasformano in atomi di elio. Diventano pericolose se emesse all'interno del corpo per ingestione o inalazione di atomi radioattivi.

Le particelle beta si formano quando, all'interno di un nucleo atomico instabile, un neutrone decade in un protone, in un elettrone e in un antineutrino. Sono più veloci e leggere delle alfa e penetrano fino a 3 cm nella materia organica e in acqua.

negativo, l'inquinamento ambientale da radioisotopi derivanti dal *fall out* radioattivo che segue l'esplosione di reattori di centrali elettronucleari e in questi casi sono molteplici le possibilità che radioisotopi portati dal vento entrino nelle catene alimentari, anche distanti dal luogo dell'incidente. Ricordo bene la nube proveniente da Černobyl' con lo Iodio 131 che ha come tempo di decadimento 8 gg per dimezzare la pericolosità, il Cesio 137 con i suoi 30 anni di tempo di dimezzamento radioattivo, lo Stronzio 90 che ha una emivita di 80 anni: questi radionuclidi contaminarono pesantemente anche alcune regioni italiane e dato che l'esplosione

avvenne in primavera (26 aprile 1986) contaminarono ortaggi, frutta, prodotti dell'agricoltura come il frumento e il foraggio per le bovine da latte.

La conseguenza fu che sostanze radioattive entrarono nella catena alimentare di un gran numero di organismi viventi, uomo compreso. Questi eventi possono portare alla rottura di anelli intermedi nelle

Conclusioni

Ovviamente questi studi devono essere realizzati per un lungo numero di anni perché non sappiamo ancora come si possano sviluppare nel tempo i danni ambientali e le modifiche indotte.

In tutti i casi le perdite di patrimoni genetici sono eventi spesso irreparabili con recuperi dei danni che frequentemente rimangono una mera ipotesi.

Pensiamo alle generazioni future che dovranno gestire mutazioni e rifiuti radioattivi: certamente non ci ringrazieranno.

catene alimentari con gravi conseguenze per l'equilibrio ecologico. Ma la buona notizia è che la natura sa proteggersi dai disastri provocati dall'uomo. Recentemente con l'incidente di *Fukushima Daiichi* sono stati ripresi e approfonditi gli studi sull'impatto (già iniziati dopo *Černobyl'*) che gli incidenti hanno avuto sulla flora e sulla fauna selvatica.

Bibliografia

- BURRACO P., ORIZAOLA G., (2022) – *Ionizing radiation and melanism in Chernobyl tree frogs*. *Evolutionary Applications*, 15(9), pp. 1469-1479
- BONAZZOLA, G.C.; ROPOLO, R.; PATETTA, A.; MANINO, A.; (1991) *Distribution of fallout radionuclides in soil, plants, and honey*, *Health Physics*, 01 Apr 1991, 60(4):539-545
- KATHERINE E. RAINES, PENELOPE R. WHITEHORN, DAVID COPPLESTONE & MATTHEW C. TINSLEY (2020) *Chernobyl-level radiation exposure damages bumblebee reproduction: a laboratory experiment*, *The Royal Society*, 21 October 2020 <https://doi.org/10.1098/rspb.2020.1638>



Il sito mesolitico di Comignolo sull'Appennino romagnolo

Ricerche, studi e prospettive di valorizzazione

di Rachele Discosti¹, Stefano Bertola¹, Cecilia Milantoni², Michelangelo Monti², Lorenzo Urbini², Romina Pirraglia³, Marco Peresani^{1,4}

1. Dipartimento di Studi Umanistici, Sezione di Scienze Preistoriche e Antropologiche, Università di Ferrara

2. Akanthos s.r.l., Cesena, Italia

3. Soprintendenza Belle Arti e Paesaggio per le Province di Ravenna, Forlì-Cesena e Rimini, Italia

4. Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Milano, Italia

Riassunto: Le conoscenze sulle frequentazioni mesolitiche del distretto territoriale dell'Appennino romagnolo sono scarse e frammentarie. Il ritrovamento e lo scavo di un nuovo sito preistorico all'aperto sulle sponde del Lago di Ridracoli (FC) nel Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna, hanno fornito nuovi dati circa il popolamento dell'area nel primo Olocene. Lo studio dell'industria litica ha evidenziato l'esistenza di un contesto complesso, che deve aver vissuto più episodi di frequentazione tra il Sauveterriano e il Castelnoviano (9.600-5.800 a.C.) ma la cui lettura cronologico-ambientale è complicata dal carattere disturbato del deposito. Il sito di Comignolo viene a costituire un'inedita e importante fonte di conoscenze in un ambito territoriale ancora poco noto, ma importante al fine di ricostruire le strategie insediative degli ultimi cacciatori-raccoglitori e dei primi agricoltori tra Emilia-Romagna e Toscana.

Abstract: The Mesolithic site of Comignolo in the Romagna Apennines: research, studies and enhancement prospects

Current knowledge about Mesolithic settlements in the romagnan Apennines district is scarce and fragmentary. The discovery and excavation of a new prehistoric open-air site on the banks of Lake Ridracoli (FC), in the National Park of Casentinesi Forests, Falterona Mount and Campigna, has provided new data on the early Holocene settlement in this area. The study of lithic industry has highlighted the existence of a complex site, which must have experienced several frequentations between the Sauveterrian and the Castelnovian, but whose chronological-environmental reading is complicated by the disturbed stratigraphy. The Comignolo site constitutes an unprecedented and important source of knowledge in an area which is still quite unknown for the period, but important for reconstructing the settlement strategies of the last hunter-gatherers and early farmers between Emilia-Romagna and Tuscany.

Introduzione

Il popolamento dell'Emilia Romagna nel primo Olocene è documentato da numerosi ritrovamenti, soprattutto all'aperto, concentrati prevalentemente in pianura e sul crinale appenninico (Fontana, Visentin, 2016; Fontana, Peretto, 2017). Nonostante i dati provenienti soprattutto dall'Emilia occidentale e orientale abbiano consentito la formulazione di ipotesi sulle strategie di gestione del territorio dei gruppi di cacciatori-raccoglitori mesolitici (Dini, Fioravanti, 2011), l'area romagnola e in particolare la fascia appenninica compresa tra le province di Ravenna, Forlì-Cesena e Rimini risulta ancora quasi del tutto sconosciuta alle ricerche preistoriche legate al Mesolitico. La scoperta e l'indagine di un sito preistorico all'aperto collocato sulle sponde meridionali del bacino artificiale di Ridracoli (Fig. 1), nel comune di Bagno di Romagna (FC) ha permesso di ampliare le conoscenze sul popolamento di questo territorio nel primo Olocene.

Il sito di Comignolo è collocato a 558 m s.l.m., su un terrazzo fluviale pleistocenico alla confluenza di due immissari del Lago di Ridracoli (Fig. 2), nel Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna. L'invaso artificiale del lago di Ridracoli è il risultato della costruzione dell'omonima diga tra il 1975 e il 1982 allo scopo di immagazzinare e distribuire acqua potabile sul territorio romagnolo. L'area del bacino è compresa nel Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna e negli ultimi anni è oggetto di un crescente interesse turistico: oltre agli innumerevoli percorsi dedicati al trekking e alla possibilità di attraversare il lago in battello o in canoa, l'apertura nel 2004 di un eco-museo denominato IDRO ha scandito il percorso di valorizzazione paesaggistico-naturalistica del territorio seguendo il filo conduttore dell'importanza della risorsa acqua. Il rinvenimento di un sito preistorico, lo scavo e lo studio dei materiali si presta quindi ad

avere un naturale sbocco in questa realtà virtuosa, interessata ad avvalorare i molteplici aspetti di un paesaggio in cui natura e cultura umana hanno trovato una fusione armonica ed equilibrata, nonostante il pesante impatto che la costruzione della diga deve aver avuto negli anni.

Il luogo dei rinvenimenti era noto in passato per le attività di produzione di carbone di legna, fattore che si è rivelato fortemente incisivo per le condizioni di conservazione del record archeologico. A seguito della segnalazione di ritrovamento da parte dei Carabinieri Forestali del Comando di Pratovecchio (AR) e del Gruppo Archeologico del Casentino di alcuni frammenti di selce riconducibili ad attività antropiche lungo il sentiero che costeggia il lago nel suo limite meridionale, la Soprintendenza Belle Arti e Paesaggio per le Province di Ravenna, Forlì-Cesena e Rimini – nella persona della dott.ssa Romina Pirraglia – dirigeva raccolte superficiali e un'indagine

stratigrafica dell'area, portate avanti dai tecnici della ditta Akanthos s.r.l. tra l'8 luglio e il 3 agosto 2020.

I primi dati sulla stratigrafia della porzione di sito scavata, denominata Area 1, hanno subito evidenziato il carattere fortemente disturbato della stessa. La mancanza di una sequenza stratigrafica definita e di materiale organico conservato, situazione non infrequente nei siti all'aperto, ha complicato la lettura spaziale, cronologica e ambientale legata al sito. Tuttavia informazioni preziose derivate dallo studio dell'insieme litico, attuato unendo i manufatti provenienti dallo scavo a quelli raccolti mediante indagini superficiali, hanno potuto chiarire alcuni aspetti legati alla frequentazione preistorica di questa stazione di media quota. I primi risultati paiono identificare almeno due diversi momenti crono-culturali, con elementi che rimandano a un'occupazione sauveterriana, seguiti da tracce di un successivo popolamento nel Castelnoviano.

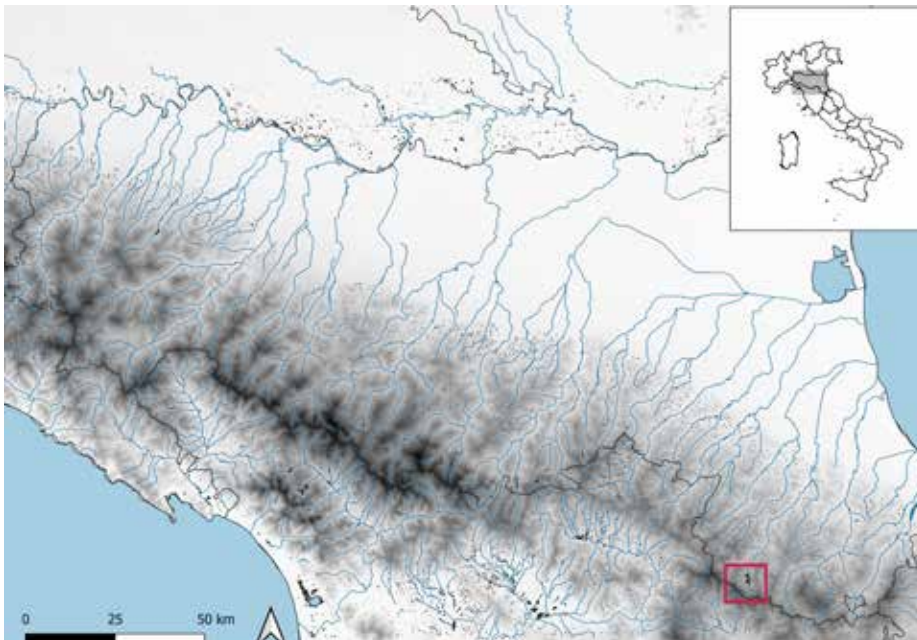


Figura 1 – Localizzazione del bacino di Radracoli nell'area dell'Appennino forlivese – dati dal Geoportale Nazionale e dell'Emilia-Romagna



Figura 2 – Il terrazzo fluviale di Comignolo durante le indagini archeologiche – ph Rachele Discosti

Studio dell'insieme litico

Dati generali

La composizione generale dell'insieme, costituito da circa 2.200 reperti, evidenzia la presenza di manufatti ascrivibili a fasi diverse della produzione, suggerendo la presenza di officine litiche in situ. Purtroppo l'assenza di dati spaziali affidabili e l'identificazione di un unico rimontaggio non permettono di spingere oltre l'interpretazione di questo dato, ma è interessante notare come anche la presenza di cortice su un manufatto su cinque sembra deporre a favore di un decorticamento dei blocchi operato almeno in parte sul sito. Il tasso di frammentazione si presenta piuttosto elevato e supera il 50% per alcune categorie di manufatti, determinando insieme alla termoalterazione, anch'essa piuttosto frequente anche a causa delle attività moderne condotte al Comignolo, uno stato di conservazione non ottimale. La presenza di incidenti di scheggiatura su schegge e lamelle è contenuta, ma è frequentemente registrata in almeno un prodotto su dieci.

Nuclei

I 69 nuclei rinvenuti al Comignolo rappresentano un campione ristretto, ma utile a indagare la variabilità delle strategie adottate per il *débitage*.

Di questi, 28 presentano porzioni di cortice residuo e talvolta la dismissione a seguito di riflessioni può essere ricondotta alla qualità non sempre buona della materia prima impiegata.



Figura 3 – reperto 1147: esempio di nucleo conico a lamelle a sfruttamento semitorante

Si registra la prevalenza di nuclei a sfruttamento lamellare, seguiti da quelli a schegge, ma la possibile sovrapposizione di più strategie è indiziata da alcuni esemplari a sfruttamento misto.

Oltre a forme regolari (coniche o subconiche, fig. 3) a un piano e una superficie, numerosi casi di riorientamento suggeriscono strategie almeno in parte flessibili e volte a correggere errori o sfruttare a fondo la materia prima. Si registra inoltre la presenza di nuclei carenoidi o buliniformi a schegge o a lamelle (fig.4)



Figura 4 – reperto 1118: nucleo buliniforme a sfruttamento lamellare

Prodotti laminari

Tra i 249 prodotti del *débitage* laminare, gli integri sono 101, ripartiti in regolari (33), irregolari (24), e di gestione e inizializzazione (44). Le operazioni di gestione del nucleo vedevano prevalentemente lo sfruttamento di spigoli e margini naturali. In qualche caso la presenza di cortice rafforza questa ipotesi, mostrando che le operazioni di preparazione del nucleo non ne prevedevano sempre il completo decorticamento, ma che al contrario la produzione laminare poteva raggiungere quasi subito un buon grado di regolarità.

Prendendo in considerazione i dati relativi all'andamento degli stacchi sulle dorsali dei prodotti laminari si può ipotizzare che la strategia preferenziale di estrazione di lame e lamelle sia quella unipolare, ma risulterebbe ben rappresentata anche quella bipolare. Inoltre, le attestazioni di negativi ortogonali unite ai riorientamenti visibili su alcuni nuclei a lamelle informano sulla flessibilità che il *débitage* laminare poteva esprimere a seconda dei casi.

Le lamelle regolari misurate sono 25, se si escludono i prodotti riflessi. Sebbene il campione di pezzi integri sia ristretto, si è provato comunque a condurre alcune analisi morfometriche allo scopo di individuare eventuali tratti significativi. La lunghezza media è di 21 mm, ed emerge come la maggioranza delle lamelle abbia una lunghezza compresa fra 16 e 20 mm. Le misure di larghezza e spessore fatte sui prodotti integri possono essere accorpate a quelle dei 114 frammentari e dei 7 riflessi, in quanto queste dimensioni risultano solo secondariamente influenzate dalla frammentazione rispetto alla lunghezza. Si ha quindi che la larghezza media dei supporti equivale a 8 mm, mentre lo spessore medio è di 2 mm. Si nota come la maggioranza delle lamelle abbia una larghezza compresa tra 9 e 11 mm, mentre relativamente allo spessore si hanno soprattutto manufatti di 2 o 3 mm.

Caratteristiche riconducibili a tecniche di scheggiatura diverse dalla percussione diretta sono state riconosciute su un numero ridotto di reperti: 21 lame e lamelle integre o prossimali e 1 lamella denticolata compresa tra i ritoccati. A questo livello dell'analisi non si è potuta operare una distinzione tra la percussione indiretta e la pressione, tenendo conto anche del fatto che non sempre è agevole differenziarle (Ferrari, 2008). Sebbene non sia ancora possibile fare considerazioni significative, il possibile utilizzo di queste due tecniche, che si tratti di supporti prodotti sul sito o importati da località differenti in cui venivano praticate, si dimostra importante da un punto di vista cronologico. L'introduzione della percussione indiretta e della pressione nel débitage laminare è infatti considerata una caratteristica dei sistemi tecnici del Mesolitico recente, non solo italiano, ma anche europeo, ed è stata messa in relazione con un cambiamento avvenuto all'inizio dell'Atlantico, la cui portata e natura restano ancora in parte da chiarire (Binder et al., 2012; Marchand, Perrin, 2017).

Strumenti

Sono stati identificati 65 strumenti tra i 97 ritoccati del Comignolo (Fig. 5). Classificandoli in base alle categorie presenti, utilizzando la tipologia proposta da A. Broglio e S. Kozłowski (Broglio, Kozłowski, 1984) è possibile ravvisare una maggioranza costituita dai grattatoi (23), seguiti da lame e lamelle ritoccate (12) e schegge ritoccate (10). Completa il quadro una discreta presenza di troncature (9), bulini (4) e denticolati (6).

La presenza di diverse categorie di strumenti, sebbene in quantità non elevate, è indicativa della possibile varietà di lavorazioni e attività che potevano essere svolte sul sito, tenendo comunque presente che la probabile sovrapposizione di più frequentazioni contribuisce a complicare la lettura dei risultati. Nonostante ciò, la presenza di alcuni manufatti considerati caratteristici del Mesolitico recente, come le lamelle denticolate, informa sulla possibile scansione di queste frequentazioni, identificando nel Castelnoviano uno dei possibili momenti in cui la stazione di media quota del Comignolo poteva essere oggetto di interesse per i cacciatori-raccoglitori.

Armature

I 32 microliti da arma da getto (Fig. 6) sono ripartiti in categorie considerate dagli studi tradizionali fortemente indicative dal punto di vista crono-culturale (Broglio, Kozłowski, 1984). Un solo manufatto presenta residui di cortice, motivo per cui si ritiene che i supporti di partenza per la realizzazione delle armature fossero selezionati fra i prodotti regolari e non iniziali. Si osserva da subito che la categoria più rappresentata risulta quella dei trapezi (7), seguita da quella delle punte a doppio dorso (6). Risultano attestati anche i triangoli (4), i segmenti (2), oltre a numerose armature a dorso e frammenti indeterminabili.

È d'obbligo precisare che l'utilizzo di armature trapezoidali da innestare sulle armi da getto è attestato, insieme a quello di sporadici triangoli e segmenti, già a partire dall'Epigravettiano finale soprattutto in

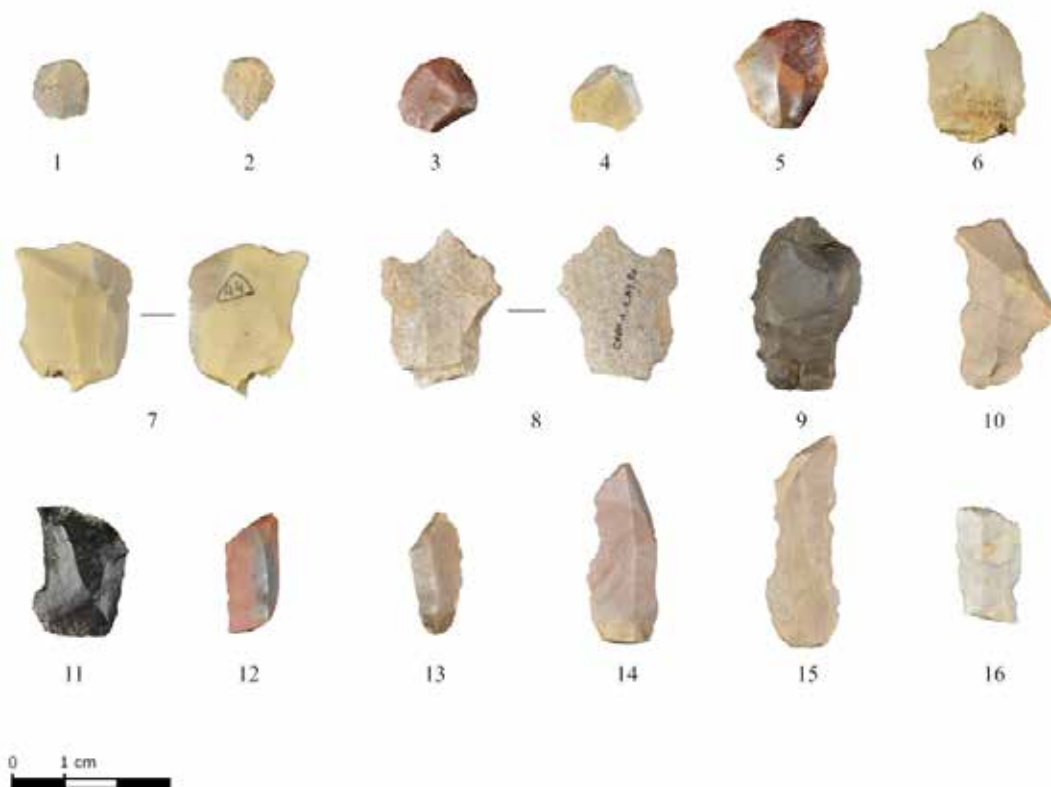


Figura 5 – Strumenti comuni dal sito di Comignolo: 1-6. Grattatoi, 7-8. Schegge ritoccate, 9-10. Denticolati, 11-12. Bulini, 13-14. Troncature, 15-16. Lame e lamelle denticolate

alcuni siti dell'Italia nord-orientale come Riparo la Cogola e il Bus de la Lum (Dalmeri et al. 2004; Ziggotti, Dalmeri, 2008), ma che esse siano ben distinguibili da quelle castelnoviane da un punto di vista tecno-tipologico. Inoltre, malgrado una discreta diffusione tra le culture del Paleolitico finale dell'Europa meridionale e centrale (Jacquier et al., 2020), per cause ancora da chiarire esse subiscono un calo e scompaiono alle soglie dell'Olocene, contrariamente ai triangoli e ai segmenti.

I 4 triangoli del Comignolo paiono tutti rientrare tra quelli scaleni a due o tre lati ritoccati e a base corta. Questo tipo di triangolo è spesso presente nelle fasi medie e soprattutto recenti delle sequenze sauveterriane settentrionali, come a Dos de La Forca (Wierer, 2008), Romagnano Loc III (Broglia, Kozłowski, 1984), Pradestel (Dalmeri et al., 2008). Completano il quadro relativo al Sauveterriano sei punte a doppio dorso di cui la metà risulta frammentata e due segmenti integri. I 7 microliti trapezoidali del sito del Comignolo si presentano morfologicamente abbastanza eterogenei. Due risultano frammentari e uno probabilmente in corso di fabbricazione, mentre i quattro integri sono piuttosto allungati: si tratta di un romboide – due trapezi asimmetrici di cui uno a base concava e uno a base obliqua – e un trapezio lungo simmetrico. In particolare i romboidi paiono caratteristici delle prime fasi del Castelnoviano, mentre quelli asimmetrici lunghi si collocherebbero successivamente (Broglia, Kozłowski, 1984; Dalmeri et al., 2008). I supporti scelti sono nella maggior parte dei casi regolari, costituiti da lamelle piuttosto larghe ma sottili, dai margini rettilinei e paralleli, frammentate con l'utilizzo della tecnica del microbulino, conservando talvolta il *piquant-triédre*.

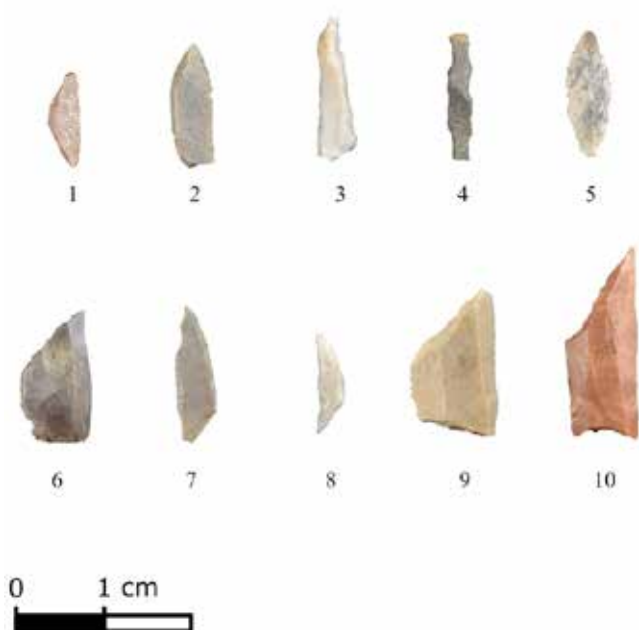


Figura 6 – Alcune armature dal sito di Comignolo. 1-2. Segmenti, 3-4. Punta a doppio dorso, 5. Punta a dorso, 6. Punta a dorso parziale, 7-8. Triangoli, 9-10. Trapezi

Materie prime litiche

L'indagine relativa alle litologie impiegate è stata portata avanti in modo preliminare, affidandosi alla determinazione al microscopio di parte dell'insieme, operata dal dott. S. Bertola, base delle successive assegnazioni. Il contesto si è da subito rivelato ricco e variegato, caratterizzato dalla presenza di materie prime di qualità variabile e per cui è possibile ipotizzare anche provenienze alloctone, inducendo alcune ipotesi e riflessioni sull'approvvigionamento e le strategie insediative messe in atto dai frequentatori del Comignolo (fig. 7). Infatti, consultando la cartografia geologica del luogo è stato possibile verificare l'assenza di affioramenti di materie prime scheggiabili nelle immediate vicinanze del sito, data la natura marnoso-arenacea dei membri in emersione nel raggio di alcuni km (Farabegoli et al., 1991; Toller et al., 2021).

Le classi litologiche identificate sono corredate da alcune informazioni sulla qualità e la loro possibile provenienza:

A – Serie Liguridi – Formazione di Monte Morello (Eocene), selci di qualità da medio bassa a media, la cui provenienza andrebbe a riferirsi ad affioramenti romagnoli o toscani noti oltrecrinale, a circa 16 km a SE del sito. Parrebbe comunque ipotizzabile, data l'abbondanza di tale materia prima nell'insieme litico del Comignolo, la presenza di affioramenti primari o secondari locali o sublocali: una parte dei litotipi avrebbe potuto essere frutto di raccolta da torrenti le cui distanze di approvvigionamento potrebbero essere inferiori rispetto agli affioramenti citati;

B – Serie Liguridi – Diaspri di Monte Alpe (Giurassico medio-superiore), radiolariti rosse o verdi di qualità da media a medio-alta, di possibile provenienza toscana (Alta Val Tiberina, Arezzo), o da aree in cui sono noti anche affioramenti di Calcari a Calpionelle e della Formazione di Monte Morello (Pieve Santo Stefano, Città di Castello). Pare ipotizzabile una raccolta da letti torrentizi a bassa energia dell'Alta Val Tiberina o dalla piana di Poppi (Arezzo), in cui sono reperibili anche le selci della Formazione di Monte Morello e del Cervarola-Falterona;

C – Serie del Bacino umbro-marchigiano – Scaglia Rossa (Cretaceo superiore-Eocene medio) selci rosse di buona qualità, prevalentemente eoceniche, riferibili al Bacino umbro-marchigiano nord-occidentale, in affioramento nell'area tra Urbino e Gubbio, 50 km SE;

D – Serie Toscana – Gruppo del Cervarola-Monte Falterona (Oligocene-Miocene), arenarie vulcaniche silicizzate di qualità medio-alta, possibile provenienza da formazione di Monte Falterona in affioramento sul crinale a pochi km dal sito in direzione SO;

F – Maiolica e Calcari a Calpionelle (Giurassico superiore-Cretaceo inferiore), di qualità alta, riferibili sia a serie Liguridi sovrastanti le unità toscane (Alta Val Tiberina: Pieve Santo Stefano, Città di Castello)

ove sono presenti corpi di brecce a serpentiniti, basalti, diaspri e calcari a calpionelle) che al Bacino umbro-marchigiano orientale (Piobbico, Apecchio, Gubbio). Le selci dei Calcari a Calpionelle sono generalmente più fratturate e con porzioni corticali, mentre quelle della Maiolica sembrano arrivare come prodotti finiti, analogamente ai manufatti in Scaglia Rossa e Scaglia Bianca;

G – Ossidiana, qualità alta, possibile provenienza sarda;

H – Serie del Bacino umbro-marchigiano – Scaglia Bianca, qualità medio-alta, di riferibili al Bacino umbro-marchigiano;

I – indeterminati, a causa di termoalterazione, concrezioni o incertezze nella determinazione, qualità e provenienze variabili.

Premesso che si tratta di un palinsesto e che l'utilizzo dei differenti tipi di materiali litici potrebbe essere diacrono, una prima interpretazione dei dati può essere articolata come segue. La diversa qualità dei materiali in relazione alle esigenze del metodo e delle tecniche scheggiatura poteva costituire un discrimine nella scelta della litologia da impiegare, evidenziando anche preferenze nella realizzazione di alcuni supporti a scapito di altri.

Dai conteggi generali emerge come la materia prima più utilizzata sia in assoluto quella della selci della Formazione di Monte Morello (categoria A), considerata di origine circumlocale. Nonostante la qualità possa risultare variabile, costituisce quasi la

metà dei manufatti, risultando di gran lunga predominante anche rispetto alla seconda in ordine di frequenza, quella dei Diaspri (categoria B).

È forse possibile ravvisare una proporzionalità diretta tra la frequenza di una data litologia e la presunta vicinanza al sito dei suoi bacini di approvvigionamento, come sembra il caso per le selci della Formazione di Monte Morello. La relativa abbondanza dei Diaspri (serie liguridi) suggerisce la presenza di affioramenti non troppo distanti dal sito oppure una ricerca preferenziale di questi litotipi piuttosto omogenei e vetrosi. Dalle medesime aree provengono le selci del Calcare a Calpionelle, mentre le selci del gruppo Falterona-Cervarola (categoria D) risultano scarsamente rappresentate, nonostante gli affioramenti in area di crinale cartografati non siano distanti dal sito di Comignolo. Considerazioni simili sono state avanzate per il sito castelnoviano di Lama Lite, dove le litologie locali risultano proporzionalmente maggioritarie rispetto a quelle circumlocali o alloctone (Dini & Fioravanti, 2011).

Prodotti legati a diverse fasi di lavorazione, come prenuclei, nuclei e microbulini, sono stati identificati in quasi tutte le categorie, fornendo informazioni circa le operazioni di apertura dei blocchi, la produzione di scarti di lavorazione e l'abbandono in situ degli stessi. Tuttavia, va tenuto presente che i dati possono almeno in parte risentire di distorsioni dovute al possibile trasporto, sul sito o fuori da esso, di singoli utensili eventualmente confezionati altrove, dell'erosione da parte delle acque del torrente

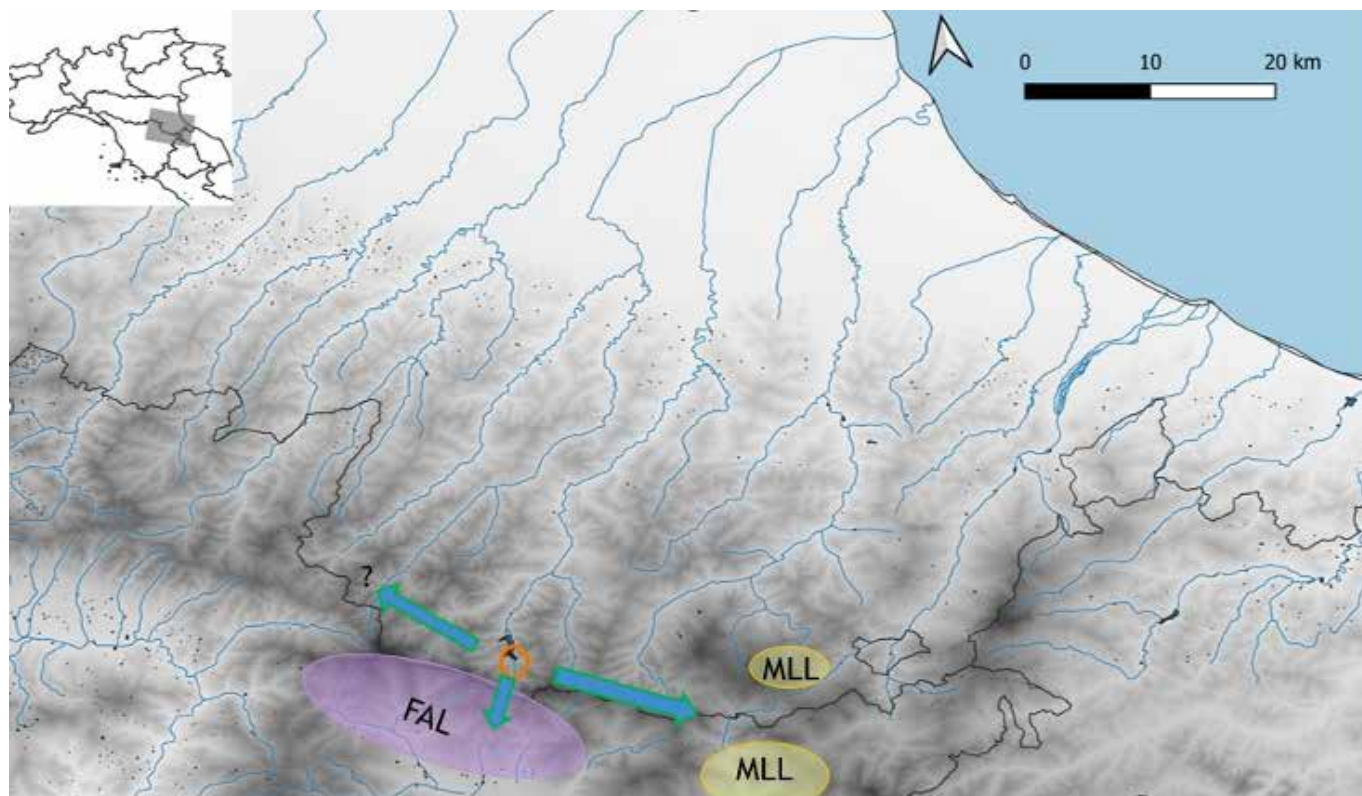


Figura 7 – Inquadramento di sintesi delle possibili direttrici di approvvigionamento delle materie prime litiche per il sito di Comignolo. L'area immediatamente circostante il sito non fornisce litologie scheggiabili rendendo necessario reperire selce dalle formazioni di Monte Falterona (FAL), Monte Morello (MLL) e possibilmente dalle formazioni toscane o marchigiane – dati dal Geoportale Nazionale, dell'Emilia Romagna e della Toscana

prima e del lago poi, o di altri processi post-deposizionali. Pare comunque possibile fare una distinzione tra la gestione delle materie prime considerate locali (litotipi della categoria A) e quelle di origine circumlocale alloctona: i dati sui prodotti corticali e di gestione e l'abbondanza assoluta delle selci della Formazione di Monte Morello suggeriscono che questa fosse la classe di materiali usati localmente dai gruppi che frequentavano il sito. Le dimensioni esigue e l'ipersfruttamento ravvisato sui nuclei in Maiolica e in Scaglia Rossa, insieme alla scarsità di microbulini e alla gestione di queste materie prime nella realizzazione di armature e prodotti laminari, suggeriscono inoltre l'importazione e la differente gestione loro riservata.

Tra gli strumenti si documenta la presenza significativa delle selci del gruppo Cervarola-Falferona, meno frequenti nella produzione laminare.

Tuttavia, questo dato va preso con precauzione in quanto la distinzione tra queste litologie e quelle

della Formazione del Monte Morello non è sempre agevole. Quasi due terzi degli strumenti venivano realizzati su materie prime di qualità non elevata, a tessitura siltitica-arenitica, sfruttate per produrre supporti abbastanza spessi poi elaborati tramite il ritocco.

Per quanto riguarda infine l'unico manufatto in ossidiana al Comignolo, si tratta di un frammento mesiale di lamella dai margini rettilinei e regolari. I negativi sono rettilinei e suggeriscono che essa fosse parte di una produzione unipolare molto regolare. L'importanza della presenza di questo manufatto risiede nel fatto che l'utilizzo dell'ossidiana come materia scheggiabile è sconosciuto nel Mesolitico italiano (escludendo due segnalazioni siciliane, Pessina & Radi, 2006; Freund, 2018) in quanto essa fa la sua comparsa solo a partire dal Neolitico. Dunque tale presenza sembrerebbe dilatare l'orizzonte di frequentazione dell'area del Comignolo almeno fino all'Atlantico inoltrato, ma si attenderanno analisi successive per poter chiarire meglio questa ipotesi.

Discussione

Delineare una sequenza di fasi e assegnare una cronologia alle frequentazioni del Comignolo risulta operazione impraticabile in termini assoluti. Anche senza considerare che una parte consistente del materiale risulta da raccolta di superficie, le condizioni di rinvenimento e conservazione della stratigrafia del deposito scavato si sono rivelate proibitive per il recupero di qualsivoglia dato cronologico derivante da resti organici. Inoltre, la possibilità di elaborare una seriazione relativa basata sulle industrie litiche è viziata dalla mancanza di una sequenza stratigrafica definita e dal fatto che un terzo dei manufatti potenzialmente diagnostici risultava in affioramento. Altro aspetto importante da tenere in considerazione soprattutto nei siti all'aperto è la possibilità, molto spesso dimostrabile, dell'alternarsi di più fasi di frequentazione successive e spesso sovrapposte, che complicano i rapporti spaziali tra strutture e reperti, quand'anche essi fossero leggibili (Fontana et al., 2013).

Nonostante la presenza e la quantità relativa di armature o strumenti costituisca un indice tradizionalmente utilizzato per interpretare i siti da un punto di vista funzionale (Broglio, Kozłowski, 1984; Fontana et al., 2013), nel caso in esame è necessaria cautela nella valutazione di questo dato. Sarebbe infatti distortivo conteggiare in modo unitario testimonianze che potrebbero in realtà riflettere fasi e persino culture diverse, falsando di fatto i risultati. Risulta quindi opportuno limitare la portata delle considerazioni sulle funzioni ricoperte dal sito, ma è possibile ragionare su alcuni aspetti fondamentali. La presenza delle armature in numero consistente è comunque un indizio di possibili attività di caccia praticate dagli occupanti del sito, e il fatto che

siano presenti microliti ascrivibili tanto al Mesolitico antico quanto al Mesolitico recente ci informa sulla potenziale importanza delle attività venatorie in entrambe le fasi. La posizione del sito di Comignolo, poco distante dallo spartiacque appenninico, poteva forse rivelarsi strategica per sfruttare risorse d'alta e media quota, accedendo comunque in poco tempo anche ad ambienti di pianura. Data la vicinanza a un corso d'acqua, anche le risorse acquatiche dovevano probabilmente costituire un'importante fonte di sostentamento, motivando forse la creazione di strumenti compositi che potevano impiegare lamelle e microliti nella loro realizzazione (Wierer, 2008; Rimkus, 2016). D'altra parte, la quantità e i tipi di strumenti presenti suggeriscono che anche attività quotidiane e di carattere più residenziale potessero essere portate avanti sul sito, anche se solo eventuali analisi tracceologiche potranno dire quali materiali venissero lavorati e in che modo. Un altro aspetto da tenere in considerazione è la presenza di nuclei e grandi quantità di prodotti secondari dell'attività di scheggiatura, che portano a ipotizzare l'esistenza di officine litiche in situ, andando a configurare l'occupazione del Comignolo come non, o almeno non sempre, strettamente temporanea.

Alcune informazioni cronologiche di massima possono essere desunte dalla presenza di alcuni manufatti particolarmente significativi. Un'occupazione sauveveteriana è indiziata dalla presenza, soprattutto tra le armature, di manufatti diagnostici quali triangoli, segmenti e punte di Sauveterre. Non è per ora possibile tentare un'identificazione cronologica più precisa, ma la presenza di microliti quali i triangoli scaleni a base corta è stata associata, nelle

sequenze settentrionali come quella di Romagna, a fasi medie o recenti (Broglia, Kozłowski, 1984). Diversi caratteri dell'insieme litico in esame hanno permesso poi di ipotizzare frequentazioni successive a quelle sauveterriane, collocabili nel Castelnoviano. In particolare, è risultata riconoscibile la presenza dei trapezi tra le armature e delle lamelle denticolate tra gli strumenti. Anche la possibile presenza di prodotti laminari realizzati tramite la tecnica a pressione o percussione indiretta, insieme alla produzione di lamelle sempre più standardizzate e regolari risulterebbe importante nel riconoscimento del Mesolitico recente al Comignolo (Marchand, Perrin, 2017). È stato talvolta segnalato come la persistenza di manufatti tipologicamente sauveterriani possa essere riscontrata in sequenze e contesti già castelnoviani del Norditalia, elemento che induce a una generale cautela nell'effettiva distinzione di due successive fasi di frequentazione, soprattutto per i siti all'aperto (Dalmeri et al., 2008; Ferrari et al., 2009). In mancanza di altri elementi si è comunque preferito evidenziare gli elementi diagnostici dell'una e dell'altra fase suggerendone la distinzione, non potendo comunque escludere nessuna possibilità.

Nonostante non possano essere tratte conclusioni specifiche sulle provenienze delle diverse litologie

Conclusioni

Chiariti in prima istanza alcuni aspetti fondamentali dell'occupazione preistorica che ha coinvolto il sito, è tuttavia d'obbligo riconoscere come la comprensione e lo studio di questo nuovo contesto siano da considerarsi solo agli inizi. Un grande contributo in questo senso potrà venire da nuove indagini stratigrafiche e raccolte di superficie, che avranno un ruolo decisivo per ampliare la quantità di dati in nostro possesso e costituire il punto di partenza per successive analisi.

Per quanto riguarda il sito di Comignolo e il contesto territoriale di riferimento, confronti puntuali e approfonditi con le industrie di altri siti Sauveterriani e Castelnoviani di Emilia-Romagna e Toscana (Biagi et al., 1980; Tozzi, Dini, 2007; Fontana, Visentin, 2016), con l'aggiunta del nuovo sito marchigiano di Contrada Pace (Visentin et al., 2022) gioveranno inoltre alla definizione di eventuali orizzonti culturali e permetteranno di formulare ulteriori ipotesi sui

Ringraziamenti

R.D. e M.P. ringraziano la Soprintendenza Belle Arti e Paesaggio per le Province di Ravenna, Forlì-Cesena e Rimini per l'autorizzazione allo studio dei materiali. L'impiego delle immagini, sotto il copyright della Soprintendenza Belle Arti e Paesaggio per le Province di Ravenna, Forlì-Cesena e Rimini, è stato autorizzato dalla stessa.

e sui luoghi di approvvigionamento frequentati dai cacciatori-raccoglitori mesolitici, la presenza di materie prime di possibile origine toscana e marchigiana costringono a interrogarsi sulla mobilità dei gruppi e sulle possibili direttrici dei contatti diretti o indiretti con quelle zone. La posizione del sito potrebbe aiutare a identificarlo come una delle stazioni di collegamento fra il versante toscano e quello romagnolo dell'Appennino, o come uno dei punti di accesso al crinale e agli itinerari che, in quota lungo la dorsale stessa, potevano mettere in comunicazione le aree settentrionali e quelle meridionali, secondo un modello di mobilità già proposto per le Alpi orientali (Kompatscher, Hrozny Kompatscher, 2007), ma la cui applicabilità ai territori appenninici resta da dimostrare. Eventuali differenze nella gestione delle materie prime tra Mesolitico antico e recente potranno essere indagate e interpretate verificando se tali variazioni possano riflettere un cambiamento nelle reti di insediamenti e spostamenti dei cacciatori-raccoglitori che frequentarono il sito. Sarà inoltre possibile ricostruire questi itinerari in modo più preciso, proponendo modelli di spostamento in cui l'approvvigionamento di materia prima scheggiabile potrà rientrare in un modello integrato ("embedded", Ferrari, 2008).

rapporti fra un versante e l'altro della catena appenninica e su quelli che potevano coinvolgere siti collocati nella regione padana a sud del fiume Po, considerata talvolta distinguibile da quella dell'Italia nord-orientale sulla base di considerazioni tipologiche, tecno-economiche e insediative (Franco, 2011; Fontana, Visentin, 2016; Visentin 2018).

Data la rarità assoluta di testimonianze relative al Pleistocene finale e al primo Olocene nell'area dell'Appennino romagnolo, risulta chiaro come il ritrovamento, lo scavo e lo studio di un sito preistorico come quello di Comignolo possano costituire un prezioso contributo alle nostre conoscenze sul popolamento di questa regione in un momento chiave per la comprensione dello sviluppo delle ultime società di cacciatori-raccoglitori che occuparono la penisola nei millenni che precedettero l'avvento delle prime società agricole.

Si ringrazia, per i finanziamenti alle indagini di scavo la società Romagna Acque. Contributi autori: R.D., M.P. coordinamento studio; R.P. direzione survey e scavo archeologico; AKANTOS realizzazione scavo archeologico; S.B. determinazioni petrografiche; R.D. stesura testo con input e revisioni da parte di M.P., S.B., R.P., C.M.

Bibliografia

- BIAGI, P., CASTELLETTI, L., CREMASCHI, M., SALA, B., TOZZI, C., 1980. *Popolazione e territorio nell' Appennino tosco-emiliano e nel tratto centrale del bacino del Po, tra il IX ed il V millennio*, Emilia Preromana, vol. 8, pp. 13-37
- BINDER D., COLLINA C., GUILBERT R., PERRIN T., GARCIA-PUCHOL O., 2012. *Pressure-Knapping Blade Production in the North-Western Mediterranean Region During the Seventh Millennium cal B.C.*, in Desrosiers P. (a cura di), *The Emergence of Pressure Blade Making: From Origin to Modern Experimentation*, Springer Science, pp. 199-217
- BROGLIO A., KOZLOWSKI S. K., 1984. *Tipologia ed evoluzione delle industrie litiche di Romagnano III*, *Preistoria Alpina* 19, pp. 93-148
- DALMERI G., FERRARI S., PERESANI M., 2004. *Rise and fall in the utilization of trapezoidal microliths during the late Upper Palaeolithic in Europe: an overview from the Italian record*, *Internationale Archäologie - Arbeitsgemeinschaft, Tagung, Symposium, Kongress 5*
- DALMERI G., CUSINATO A., NERI S., NICOLODI F., 2008. *Le industrie mesolitiche di Riparo Pradestel (Trento). Aspetti tipologici ed evolutivi*, *Preistoria Alpina*, vol. 43: Museo Tridentino di Scienze Naturali, pp. 131-186
- DINI M., FIORAVANTI S., 2011. *L'industria castelnoviana di Lama Life: studio tecno-tipologico*, *Preistoria Alpina*, Vol. 45, pp. 229-242
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G., SEVERI P., 1991. *Geologia dell'Appennino romagnolo da Campigna a Cesenatico*, *Atti II Seminario Cartografia Geologica*, Bologna 1990, Regione Emilia Romagna. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Vol. XLVI, pp. 166-184
- FERRARI S., 2008. *Contributo alla conoscenza dei sistemi tecnici Castelnoviani: analisi delle industrie litiche dei Poderi Riola e Stanga (Colunga, Ozzano dell'Emilia - Bo)*, *Annali dell'Università degli Studi di Ferrara Museologia Scientifica e Naturalistica*
- FERRARI S., FONTANA F., MENGOLI D., NENZIONI G., 2009. *The introduction of a new flaking technique in the Bologna plain area during Late Mesolithic (Castelnovian) and its relationships with débitage processes of local lint raw materials: preliminary considerations*, *Rivista di Scienze Preistoriche*, LIX, pp. 1-6
- FONTANA F., FERRARI S., VISENTIN D., 2013. *A review on the Mesolithic of the Emilian Apennines and Southern Po Plain*, *Preistoria Alpina*, 47, pp-85-96
- FONTANA F., VISENTIN D., 2016. *Between the Venetian Alps and the Emilian Apennines (Northern Italy): Highland vs. lowland occupation in the early Mesolithic*, *Quaternary International*, 423, pp. 266-278
- FONTANA F., PERETTO C., 2017. *Nuove acquisizioni sulla definizione cronologica e culturale dei popoli cacciatori-raccoglitori in Emilia Romagna*, *Preistoria e protostoria dell'Emilia Romagna: I, Studi di preistoria e protostoria: 3, I*, pp. 9-30, Istituto italiano di preistoria e protostoria
- FRANCO C., 2011. *La fine del Mesolitico in Italia. Identità culturale e distribuzione territoriale degli ultimi cacciatori-raccoglitori*, in Biagi P. (a cura di), *Società per la Preistoria e Protostoria della regione Friuli-Venezia Giulia*, Quaderno 13
- FREUND K. P., 2018. *A long-term perspective on the exploitation of Lipari obsidian in central Mediterranean prehistory*, *Quaternary International*, 468, pp. 109-120
- JACQUIER J., LANGLAIS M., NAUDINOT N., 2020. *Late Laborian trapezoids: Function and origin of the first transverse projectile tips of Western Europe prehistory*, *Quaternary International*, 564, pp. 48-60
- KOMPATSCHER K., HROZNY KOMPATSCHER N. M., 2007. *Dove piantare il campo: modelli insediativi e di mobilità nel Mesolitico in ambiente alpino*, *Preistoria Alpina*, 42, pp. 137-162
- MARCHAND G., PERRIN T., 2017. *Why this revolution? Explaining the major technical shift in Southwestern Europe during the 7th millennium cal. BC*, *Quaternary International*, 428, 73-85
- PESSINA A., RADÌ G., 2006. *La diffusione dell'ossidiana nell'Italia centro-settentrionale*, pp. 435-460
- RIMKUS T., 2016. *Microliths in fisheries? Use-wear and experimental study of composite tools of the Mesolithic south Lithuania*, *Arheologija Un Etnogrāfija*, 29, Laid., pp. 31-45
- TOLLER S., FUNARI V., VASUMINI I., DINELLI E., 2021. *Geochemical characterization of surface sediments from the Ridracoli reservoir area and surroundings, Italy. Details on bulk composition and grain size*, *Journal of Geochemical Exploration*: 231, pp. 1-14
- TOZZI C., DINI M., 2007. *L'Epigravettiano finale nell'alto versante tirrenico: casi studio dell'area toscana*, in Martini F. (a cura di), *L'Italia tra 15.000 e 10.000 anni fa, cosmopolitismo e regionalità nel Tardoglaciale*, *Millenni Studi di Archeologia Preistorica*, 5, pp. 95-128
- Visentin D., 2018. *Tesi di dottorato: The early Mesolithic in Northern Italy and Southern France: an investigation into Sauveterrian lithic technical systems*, *Archaeopress Access Archaeology*
- VISENTIN D., POTÌ A., BASSETTI M., BERTOLA S., CARRA M., CATTABRIGA G., COCILOVA A., CRISTIANI E., D'ULIZIA A., DIPINO N., FASSER N., FONTANA A., PALMIERI M., FONTANA F., PERESANI M., MAZZIERI P., FINOCCHI S., 2022. *A new early Holocene settlement in central Italy: the mesolithic site of Contrada Pace (Marche region)*, *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 35 (1), pp., 47-68
- WIERER U., 2008. *Which blanks for which tools? Techno-typological analyses of the Sauveterrian industry at Galgenbuhel (Italy)*, In AUBRY T., ALMEIDA F., ARAÚJO A. C., TIFFAGOM M. (ed.s), *Space and Time: Which Diachronies, Which Synchronies, Which Scales?/Typology vs. Technology*, vol.21, Sections C64 and C65, pp. 197-206
- ZIGGIOTTI S., DALMERI G., 2008. *Strategie di caccia degli ultimi epigravettiani. Lo studio funzionale delle armature litiche di Riparo Cogola, livello 19*, *Preistoria Alpina*, Vol. 43, pp. 13-24



I soci CAI del Comitato Scientifico Sezionale di Reggio Emilia al lavoro durante la campagna di ricerche – ph G. Margheritini (drone)

Primi sondaggi di verifica archeologica a Cà Bertacchi Regnano nell'Appennino reggiano

di Anna Losi¹, Monica Miari²

1. Archeologa - Comitato Scientifico Sezionale - CAI Reggio Emilia

2. SABAP - Soprintendenza Archeologia, Belle Arti e Paesaggio per la città metropolitana di Bologna e le province di Modena, Ferrara e Reggio Emilia

Riassunto: in località Cà Bertacchi, posta sulle pendici collinari della provincia di Reggio Emilia, comune di Viano, nell'estate del 2021 in seguito a lavori agricoli la proprietà stessa segnalava il rinvenimento di resti ossei umani sparsi nel campo. Nell'estate dell'anno successivo, dietro autorizzazione della Soprintendenza Archeologia di Bologna, sono stati eseguiti due limitati sondaggi di verifica; nel primo erano presenti alcune strutture murarie, identificate come pertinenti alla primitiva chiesa di San Prospero, che documenti archivistici ci dicono edificata nel 1151. Grazie alle relazioni delle visite pastorali sappiamo che essa venne abbandonata nella metà del XVI secolo, in quanto gravemente danneggiata da ripetuti movimenti franosi, e ricostruita a breve distanza. Sia all'interno che all'esterno dell'edificio c'erano sepolcreti, resti dei quali sono stati rinvenuti nel secondo saggio praticato. Nell'arativo e negli strati di frequentazione sono stati recuperati diversi materiali datanti, tra cui monete, medaglie devozionali e un concio iscritto; questi materiali ci riconducono a un ambito cronologico compreso tra il XII secolo e la metà del XVII.

Abstract: Reggio Apennines in Cà Bertacchi - First verification surveys

In the summer of 2021, in Cà Bertacchi location, on the hillsides of the province of Reggio Emilia (municipality of Viano), the property itself reported the discovery of human bone remains scattered in the field, following agricultural work. In the summer of the following year, with the authorization of the Superintendency of Archeology of Bologna, two limited verification surveys were carried out; in the first some wall structures were identified as pertaining to the primitive church of San Prospero, which archival documents tell us was built in 1151. Thanks to the reports of the pastoral visits, we know that it was abandoned in the mid-sixteenth century, as it was seriously damaged by repeated landslides, and reconstructed a short distance away. Both inside and outside the building were burial grounds, remains of which were found in the second assay practiced. Various dating materials have been recovered in the arable land and in the layers of attendance, including coins, devotional medals and an inscribed ashlar; these materials lead us back to a chronological context between the twelfth century and the mid-seventeenth.

Premessa

Alla fine del mese di agosto 2021, in seguito a lavori di aratura eseguiti in un terreno posto in località Cà Bertacchi (Regnano di Reggio Emilia), affiorava una grande quantità di resti ossei umani non in connessione.

La stazione locale dei Carabinieri, informata del fatto dal proprietario del terreno, avvisava la dott.ssa Monica Miari (Soprintendenza Archeologia Belle Arti e Paesaggio) la quale, dopo aver eseguito un sopralluogo nell'area in oggetto, ne dichiarava la sicura antichità e la necessità di eseguire indagini più approfondite al fine di valutare l'estensione dell'affioramento e lo stato di conservazione.

Facendo seguito a questo sopralluogo, veniva concordato di realizzare in tempi brevi una ricognizione sistematica di superficie nell'area in esame, per meglio valutare l'estensione dell'affioramento di resti umani e recuperare materiali idonei a una corretta datazione del sito.

La survey, eseguita tra la fine di settembre e gli inizi di ottobre 2021 dai soci del CAI CSS di Reggio Emilia in collaborazione con i soci del Gruppo Archeologico Albinetano, ha permesso di localizzare

un'area utilizzata come zona cimiteriale medievale connessa a un edificio religioso. Il campo presenta una forma irregolare, allungata in senso NE/SO; è delimitato a S ed E da corpi franosi ancora attivi e risulta leggermente in pendenza verso ovest, dove raggiunge la quota di 383 m s.l.m. (Figura 1).

La parte del campo maggiormente interessata dall'affioramento di resti di sepolture umane sconvolte è quella situata a NE, dove emergono numerosi blocchi di pietra squadrata, anche di grandi dimensioni (oltre cm 40 di lunghezza).

Nel corso delle ricognizioni sono stati rinvenuti diversi materiali archeologici, tra cui ricordiamo una porzione di intonaco di rivestimento parietale, alcuni frammenti di ceramica graffita policroma, dei chiodi in ferro, oltre a diverse monete e medagliette devozionali.

Sulla base di questi risultati è stato concordato di eseguire due saggi di verifica archeologica finalizzati a valutare l'eventuale presenza di resti strutturali e di stratigrafie antiche conservate nel sottosuolo. L'attività sul campo si è svolta tra i mesi di agosto e settembre 2022.

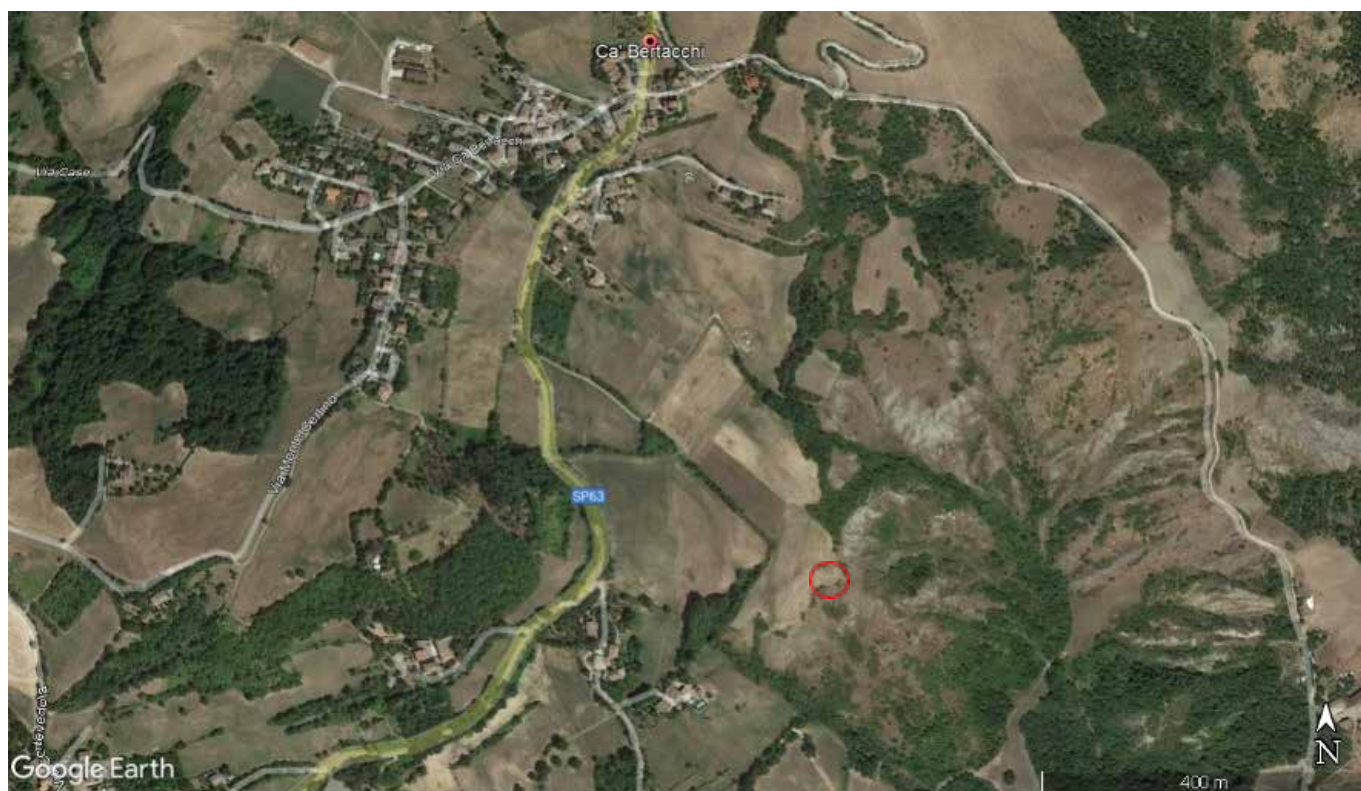


Figura 1 – Area di intervento – Mappa Google Earth

I due saggi di verifica archeologica

Il **saggio 1** si colloca in prossimità dell'angolo Nord Est del pianoro coltivato ed è orientato approssimativamente NO/SE. Mediante mezzo meccanico è stata asportata la parte di terreno superficiale, corrispondente al suolo attuale (US 1) spesso al massimo cm 40, e manualmente è stata ripulita la situazione archeologica sottostante che si è rivelata di notevole interesse. Nel saggio si conservano due fondazioni murarie in ciottoli sbozzati legati con malta abbastanza tenace e a diversa tessitura (Figura 2).

Una prima struttura muraria rettilinea e orientata NE/SO è risultata visibile per una lunghezza di m 3,50 in quanto prosegue oltre i limiti di scavo. Essa è interpretabile come un muro perimetrale realizzato in due momenti distinti, così come evidenziato dalla diversa tessitura muraria adottata: sul prospetto NO (US 5) in ciottoli squadri di dimensioni regolari, legati con malta e messi in opera su filari orizzontali. Presenta uno spessore di m 1,30 e il lato interno presenta un riempimento "a sacco". Sul lato SE si appoggia a una seconda struttura muraria realizzata parte con grossi conci di pietra (US 28) e parte con pietre sbozzate di forma rettangolare infisse di taglio (US 6), il tutto sempre legato con malta. Queste due strutture affiancate raggiungono uno spessore complessivo di m 2,30.

La seconda struttura è formata da una muratura curvilinea sovrapposta alla sua fondazione (US 4 e 29), entrambe realizzate con ciottoli di vario formato legati con malta, alcuni dei quali anche infissi

in verticale. Purtroppo questa struttura si presenta conservata solo in minima parte, in quanto asportata dai movimenti franosi a cui l'area è soggetta ancora oggi. A un'estremità si lega alla US 6 grazie a una stretta parasta quadrangolare, leggermente sporgente dal filo della muratura. Non sono stati rintracciati piani pavimentali: solo in prossimità della parasta erano alcune lastre di pietra di esiguo spessore (US 27), attualmente disposte su un piano inclinato ma che in antico potevano essere pertinenti a una pavimentazione lapidea.

Nella parte interna (lato Sud occidentale dell'area di scavo) lo strato di crollo/rimaneggiamento coperto dal suolo attuale era tagliato dalla tomba 1, in nuda fossa, dal cui scavo provengono i resti di due inumati adulti sovrapposti tra loro e con gli arti ancora parzialmente in connessione anatomica, oltre a frammenti ossei di un inumato di età sub adulta.

Anche nel **saggio 2**, posto a Sud Ovest del saggio precedente, si è proceduto ad asportare il suolo agricolo superficiale (US 1) mediante mezzo meccanico, per poi proseguire con l'attività manuale di scavo archeologico (Figura 3). Lo strato sottostante (US 11=17) era tagliato sia da alcune sepolture in nuda fossa che da un ossario a cassa lapidea con sepolture plurime, tutte già gravemente compromesse sia dai movimenti franosi che dai lavori agricoli (Tombe 2-6). In questo livello sono state recuperate quattro monete (Repp. 51, 59, 65, 72) databili tra la seconda metà del 1300 e la fine del 1600 [1].

Tavola 3
Planimetria saggio 1
Viano (RE)
Loc. Regnano - Ca' Bertacchi
Scavo 2022

scala 1:20



Figura 2 – Area di intervento – Planimetria saggio 1, Località Ca Bertacchi, Viano (RE) – disegno Anna Losi

Tavola 4
Planimetria saggio 2
Viano (RE)
Loc. Regnano - Ca' Bertacchi
Scavo 2022

scala 1:20

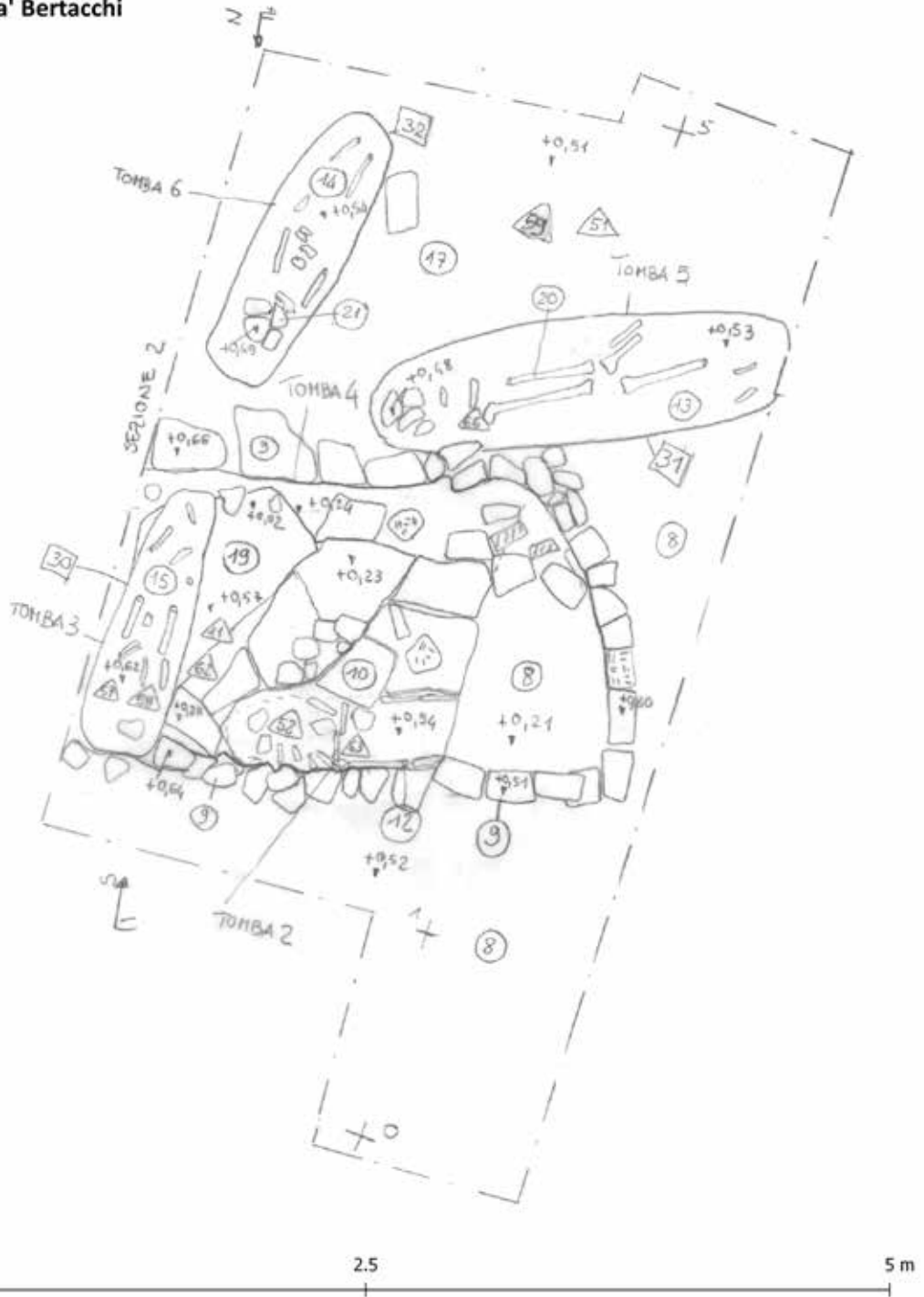


Figura 3 – Rilievo grafico delle sepolture presenti nel saggio 2 – disegno Anna Losi

I risultati della verifica archeologica

Allo stato attuale delle ricerche, malgrado le ridotte dimensioni dei saggi di scavo eseguiti, è possibile avanzare alcune ipotesi sui resti rinvenuti, sia di carattere interpretativo che cronologico. Sicuramente siamo di fronte ai resti di un edificio a carattere religioso del quale non si conservava più alcun ricordo. L'attuale chiesa di Regnano, dedicata a S. Prospero, fu edificata ex novo su disegno dell'Ing. Pietro Marchelli e consacrata nel 1858. Essa si trova a circa km 1,5 di distanza dall'area dei sondaggi archeologici e sostituì un'antica chiesa, sempre dedicata a S. Prospero, consacrata alla metà del XII secolo dal Vescovo Alberio (TIRABOSCHI 1794, p. 5). Dal 1302 figura dipendente dalla Pieve di Paullo di Lezzolo (Casina) (SACCANI 1976, p. 107). In seguito alla visita pastorale del vescovo Marchesani, nel 1573, si dispone per il suo restauro. Le successive visite pastorali mettono sempre in evidenza le cattive condizioni in cui versa la chiesa tanto che nel 1652, in occasione della visita del cardinale Rinaldo d'Este, si riscontra come l'edificio sia pieno di crepe e fessurazioni, il pavimento sconnesso e tutto stia per essere abbandonato in quanto esiste una chiesa nuova. Questo secondo edificio venne inaugurata nel 1664 in occasione della visita Marliani, anche se nel 1677 alcuni lavori erano ancora da finire. Nel 1856 la chiesa rovina insieme alla canonica a seguito di una frana e si progetterà l'edificio l'attuale (MILANI 1971, p. 113).

Sembra quindi indiscutibile come in questa località si siano succeduti ben tre distinti edifici, dislocati a breve distanza uno dall'altro, due dei quali furono completamente danneggiati dai diversi e ripetuti movimenti franosi ancora oggi avvertibili nella zona, tanto che ne fu cancellata ogni traccia (Figura 4). Saremmo quindi di fronte a quanto resta di questo antico edificio religioso consacrato nel XII secolo e abbandonato a causa di movimenti franosi che ne provocarono il crollo completo. Esso era circondato da un campo sepolcrale, e sappiamo che al suo interno esistevano altri spazi per sepolture: maschili, femminili e dei religiosi, fatto documentato sia a livello archeologico che grazie alle ricerche archivistiche condotte.

A queste informazioni di carattere storico possiamo affiancare i risultati desunti dallo studio dei materiali rinvenuti in seguito alle verifiche archeologiche che ci confermano una sua frequentazione tra il XII e il XVII secolo. Interessanti sono anche i dati desunti dallo studio antropologico condotto sui resti scheletrici rinvenuti nel sito, malgrado le cattive condizioni di conservazione delle sepolture [2].

Nel corso delle ricognizioni del 2021 sono stati rinvenuti diversi materiali, tra cui ricordiamo una porzione di intonaco di rivestimento parietale, alcuni frammenti di tegole di fattura romana, alcuni frammenti di ceramica graffita policroma, dei chiodi in ferro, oltre ad alcuni oggetti notevoli su alcuni dei quali soffermeremo la nostra attenzione.

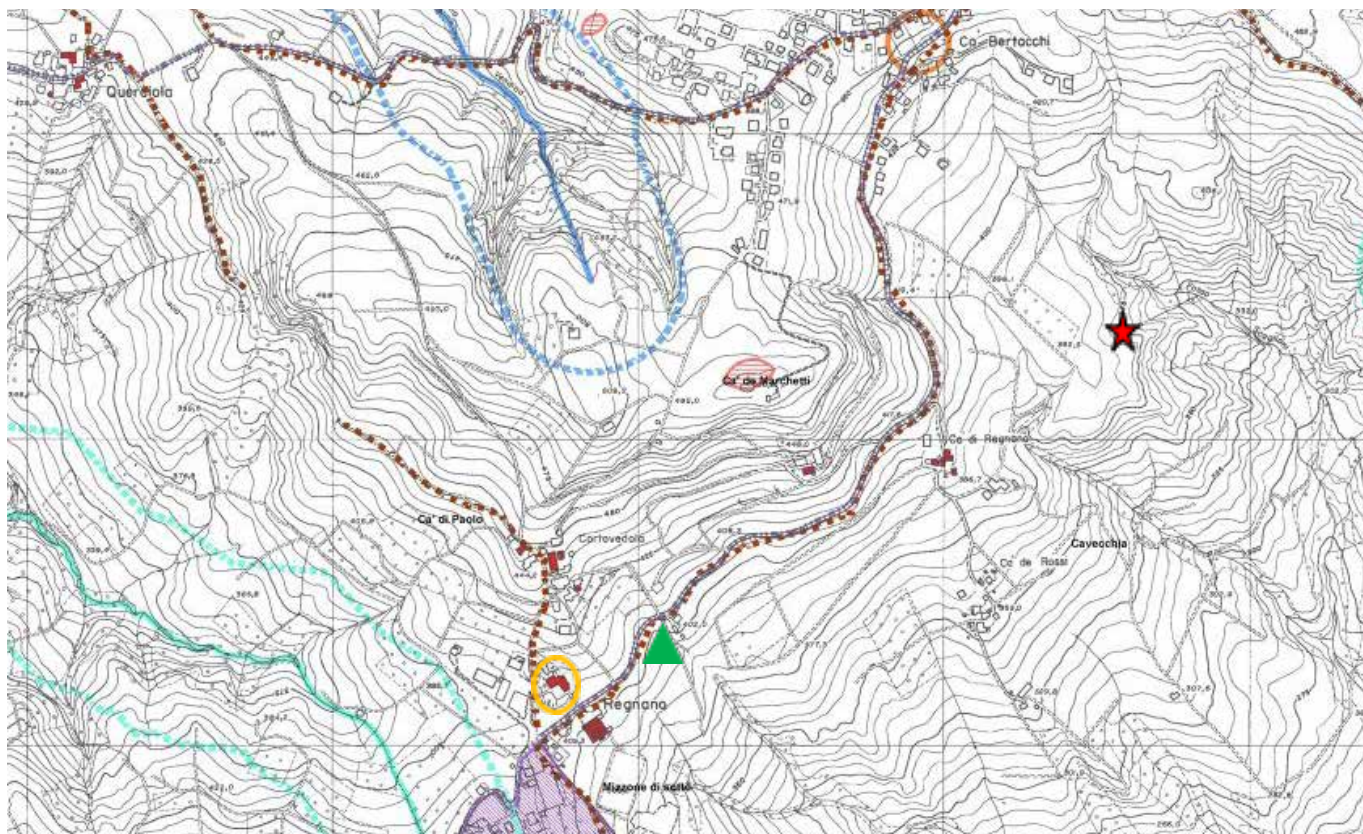


Figura 4 – Ubicazione dei tre diversi edifici religiosi: nel cerchio l'attuale chiesa, la stella identifica l'area d'indagine, il triangolo identifica l'ubicazione della chiesa tardo seicentesca

Nel complesso sono state recuperate 25 monete, sia in argento che rame, riferibili a un arco cronologico compreso tra il XII e il XVII secolo, periodo nel quale è documentata una fattiva frequentazione della zona legata alla vita dell'edificio religioso e precedente il definitivo abbandono, avvenuto nel 1664.

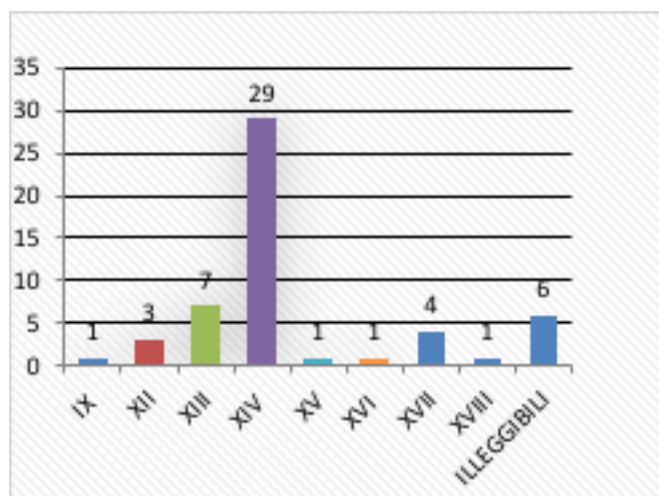


Figura 5 – Nel grafico sono riportati il numero di esemplari monetali ripartito per secolo di appartenenza

In questo corpus numismatico si segnala la presenza di un raro esemplare riferibile ancora a età altomedievale: un denaro, coniato in una zecca indeterminata a nome di Carlo il Calvo (re dei Franchi dall'840 e imperatore dalla fine dell'875 al 877) presumibilmente tra l'864 e la fine IX /inizio X secolo, la quale riporta la seguente legenda [3]:

- D/ (croce) GRATIA DI R[EX]; nel campo, monogramma carolino entro contorno rigato. Contorno rigato esterno;
- R/ (croce) SAS (?) (con la seconda "S" retrograda)TI (oppure R?) [...] I C (?) ("C" retrograda?);

nel campo, grande croce patente o potenziata, accantonata nel secondo e nel terzo quadrante da due globetti.

Lo stato di conservazione di questo esemplare non permette una lettura precisa e completa della scritta di rovescio. Se si tratta di una legenda che si sviluppa in senso orario dalla prima lettera a destra della croce, una probabile lettura delle prime cinque lettere potrebbe essere SASTI (con la seconda "S" retrograda) o SA-cTI, seguite da altre di difficile interpretazione, con la penultima che dovrebbe essere una I.

Se invece la scritta si sviluppa in senso antiorario una sua esegesi potrebbe essere CIV[?]...]TSA[?], con l'ultima lettera prima della croce non interpretabile.

Nel primo caso la scritta SA-cTI, con segno di abbreviazione sopra la "c", individuerrebbe la parola Sanctus; mentre nella seconda ipotesi CIV starebbe per civitas. In entrambi i casi, in letteratura, non sono note monete con una legenda che possa avvicinarsi a quella di questo pezzo.

La lega della quale è composto il tondello, almeno visivamente, sembra più bassa di quella di gran parte degli esemplari noti. Questo fatto, unito alla difficile lettura del rovescio, inducono a pensare che non si tratti di un'emissione ufficiale ma che possa trattarsi di una falsificazione coeva di una moneta di Carlo il Calvo.

Le attestazioni di monetazione di epoca alto medievale nella zona emiliana risultano a oggi estremamente rare, documentate da una moneta merovingia proveniente "dalle montagne modenesi" e un penny anglo-sassone da Baggiovara (Figura 7); entrambi questi rinvenimenti vengono ricollegati dal Saccocci a una direttrice viaria che dalla pianura conduceva ai passi appenninici e da qui verso la Toscana [4]. All'esistenza di percorsi viari privilegiati anche su lunga distanza potrebbe riportare



Figura 6 – Diritto e rovescio del denaro carolino – ph Anna Losi

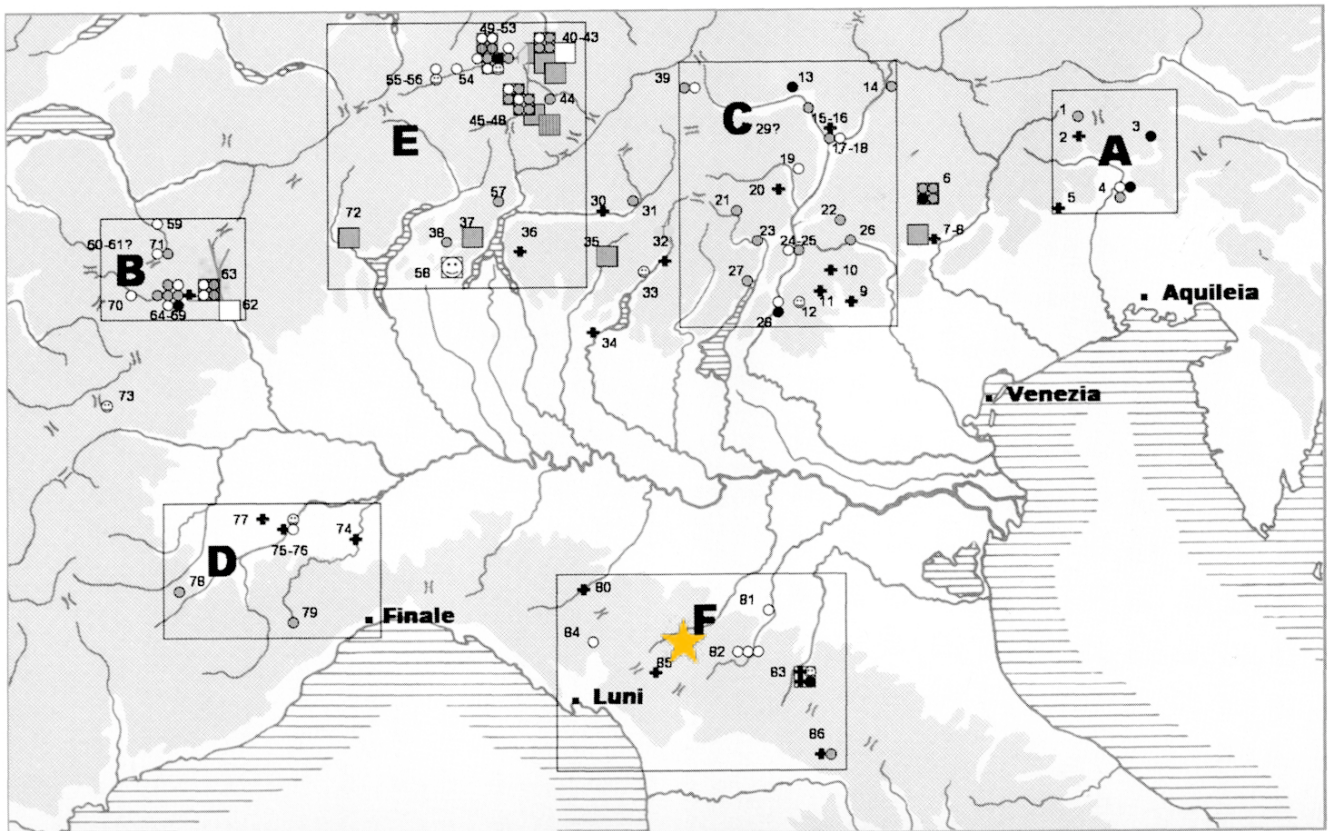


Figura 7 – Carta dei rinvenimenti di monete alto medioevali in Emilia. 80: Corniglio (PR); 81: Baggiovvara (MO); 82: montagna modenese; 83: fiume Reno (BO). In giallo Cà Bertacchi (da Saccocci 2005)

anche un altro oggetto rinvenuto nel corso delle ricerche a Cà Bertacchi. Si tratta di una placchetta in lega metallica originariamente di forma rettangolare, decorata a stampo, conservata solo in parte. È visibile una figura umana panneggiata e seduta su un trono decorato ed è interpretabile come insegna di pellegrinaggio. A titolo di confronto ricordiamo le insegne provenienti da St. Gilles du Gard (1275-1325) o quelle da Notre Dame de Puy en Velay (Francia) raffiguranti Maria e il Bambino, utilizzate ampiamente per tutto il 1200 [5].

Grazie agli anelli disposti ai quattro angoli della placchetta, venivano cucite direttamente agli indumenti e indossate come atto di devozione a dimostrazione dell'avvenuto pellegrinaggio.

Gli spostamenti compiuti per assolvere a un pellegrinaggio dovevano essere relativamente frequenti anche verso località italiane, come per esempio Loreto e Sirolo nelle Marche. A riprova di questo fatto ricordiamo due medagliette devozionali utilizzate come terminale di rosario: su una delle due, di forma quadrangolare, troviamo raffigurato su un



lato il Crocifisso di Sirolo (Numana) fra due Angeli con lungo cero in mano, e sull'altro la Madonna di Loreto con Bambino in braccio fra due Angeli, sul fondo la Sacra Casa. La datazione di questa medaglietta va collocata negli anni immediatamente precedenti il 1643: il supporto per questa data ci viene dato dalla forma della corona, a tiara (tiregno).

Anche nella seconda medaglietta, di forma ovale, troviamo rappresentata la Madonna di Loreto coronata con il Bambino, sopra due lampade e sullo sfondo la Sacra Casa. Ma la forma della corona in questo caso si presenta con tre punte e ci riporta al periodo

Figura 8 – Insegna di pellegrinaggio – ph A. Losi



Figura 9 – Le due medagliette con la raffigurazione della Madonna di Loreto – ph Anna Losi



Figura 10 – Il frammento di concio iscritto – ph Anna Losi

successivo alla riforma iconografica di questo soggetto devozionale, avvenuto appunto nel 1643.

Infine tra i materiali recuperati ricordiamo una lastra in pietra arenaria liscia su un lato, quello a vista, riportante un'iscrizione incisa su due righe in caratteri capitali e lingua latina.

Benché danneggiata e lacunosa può essere letta in questo modo [6]:

1° riga [DIE] X INTRANTE MENSE [...]

2° riga [O]BI<I>T P(RESBITER) PET(TRUS)

e tradotta così: "il decimo giorno del mese entrante/ morì il sacerdote Pietro".

Sulla base dei caratteri paleografici questa iscrizione può essere datata tra la fine del XIII e gli inizi del XIV secolo. Si tratterebbe di un'iscrizione funeraria la quale ricorda un sacerdote di nome Pietro, il quale doveva essere stato sepolto nella vecchia chiesa di Cà Bertacchi, all'interno della quale i documenti

consultati ci informano dell'esistenza di un'area a loro riservata. Quello che ignoriamo è chi fosse esattamente questo Pietro e se fosse incaricato della vecchia chiesa di San Prospero, in quanto gli elenchi dei rettori di questa parrocchia iniziano solamente nel 1302, mentre nel 1462 troviamo Pietro, rettore della chiesa di S. Maria di Casola e nel 1538 Pietro, rettore della chiesa di S. Lorenzo di Montalto [7], entrambi perciò appartenenti a un periodo di gran lunga successivo a quello in cui visse il Pietro ricordato dall'iscrizione.

È stato condotto uno studio antropologico preliminare sui resti umani recuperati e di seguito si forniscono alcune indicazioni.

Le uniche sepolture abbastanza complete sono le due identificate entro la tomba 1 del saggio 1, l'una sovrapposta all'altra perché la tomba, forse una cassa lignea – unico indizio della sua esistenza è dato da due lunghi chiodi in ferro – era stata

riutilizzata. La sepoltura 1 apparteneva a un individuo adulto di sesso femminile e quella sottostante, sepoltura 1 bis, a un adulto di sesso maschile. Entrambi erano sepolti supini con il capo a Ovest e braccia ripiegate sul bacino; nel terreno di riempimento della sepoltura superiore era una piccola fibbia in bronzo con due fori passanti, appartenente all'abbigliamento del defunto, databile genericamente a piena età medievale, mentre una seconda fibbia era nel terreno di riempimento della tomba (Figura 11). Una volta ultimato il recupero di queste due sepolture è stato possibile verificare come nella parte inferiore della fossa fossero presenti altri resti ossei sconnessi pertinenti a un individuo sub adulto del quale non è stato possibile determinare il sesso.

Nelle restanti sepolture, localizzate entro il saggio 2, solo nel caso della tomba 6 è stato possibile individuare i resti pertinenti a un maschio adulto.

Le restanti fosse erano occupate da deposizioni plurime non più riconoscibili singolarmente in quanto danneggiate dai lavori agricoli [8]; al loro interno erano contenute tra le 5 e 6 deposizioni (vedi tabella). Nel caso particolare della tomba a cassa 4, le sepolture a essa appartenenti erano almeno una ventina e le ossa risultavano ammassate nell'angolo meglio conservato della struttura: oltre a 11 individui adulti, vi erano 5 sepolture di bambini, con un'età compresa tra 34 e 40 settimane (verosimilmente infanti morti subito dopo la nascita) e altri 4 con un'età compresa tra 7 e 12 anni di vita.

A questi vanno aggiunti i resti ossei inizialmente attribuiti a una diversa tomba (la 2) ma in realtà appartenente allo stesso ossario (le ossa recuperate erano appoggiate a contatto col fondo in pietra della struttura stessa). In questa troviamo 4 individui adulti, un bambino di circa 4 anni e un bambino di circa 18 mesi d'età.

Aspettiamo la ripresa delle indagini per potere completare le nostre conoscenze su questo sito rimasto completamente ignoto per diversi secoli.



Figura 11 – Le due fibbie recuperate nel saggio 1 - tomba 1 – ph Anna Losi

Tomba	Femmina adulta	Maschio adulto	Sub adulto	Infante	Adulto non class.
Tomba 1	1 (US7)		1		
Tomba 1 bis			1		1
Tomba 2				2	4
Tomba 3			1	1	4
Tomba 4				9	11
Tomba 5				1	4
Tomba 6		1	1	1	2

Figura 12 – Tabella riassuntiva delle sepolture individuate



Figura 13 – saggio 2, tomba 4 a fine scavo; veduta da Sud. Ben visibile la deformazione della struttura causata dal movimento del terreno in seguito alle frane – ph Anna Losi



Figura 14 – Veduta dal drone della tomba a cassa del saggio 2 – ph G. Margheritini

NOTE

1. Rep. 51: quattrino Bologna del 1406; rep. 59: sesino coniato dalla zecca di Bozzolo a nome di Scipione Gonzaga tra il 1613 e il 1670; rep. 65: quattrino Lucca 1369; rep. 72: sesino emesso dalla zecca di Modena a nome di Francesco I d'Este tra il 1629 e il 1658. Si ringrazia Roberto Savazza per l'aiuto fornito in fase di pulizia, restauro e lettura delle varie monete recuperate
 2. Lo studio antropologico è stato eseguito dalla dott.ssa Viola Cecconi (Università di Bologna)
 3. Ringrazio R. Savazza e M. Bazzini che si sono occupati dello studio di questo esemplare
 4. Queste notizie sono desunte dall'articolo di SACCOC-CI 2005, pp. 103-121
 5. GUARNIERI 1998, pp. 265-270; CANNATÀ 1984, pp. 52-53
 6. La lettura e interpretazione di questa iscrizione si deve all'amico Gianluca Bottazzi, che ringrazio infinitamente per la cortesia e disponibilità dimostrata
 7. SACCANI 1976, pp.110-111
 8. Ricordiamo come il livello interessato dalla presenza di fosse sepolcrali si ponga a soli 40 centimetri di profondità rispetto al piano di campagna attuale
- P. CANNATA', *Quattro insegne di pellegrinaggio ritrovate nel Tevere*, in M. FAGIOLO, M. L. MADONNA (a cura di), Roma 1300 – 1875, Milano 1984, pp. 52-53
 - C. GUARNIERI, *Due insegne di pellegrinaggio provenienti da scavi urbani a Ferrara ed Argenta (FE)*, in *Archeologia medioevale*, XXV 1998, pp. 265-270
 - F. MILANI, *Viano e il querciolese*, Castelnovo né Monti 1971, p. 113
 - G. F. SACCANI, *Delle antiche chiese reggiane*, Reggio Emilia 1976, p. 107
 - A. SACCOCCI, *Tra est ed ovest: circolazione monetaria nelle regioni alpine fra VIII e XI secolo*, *Revue Numismatique; Année 2005*, 161, pp. 103-121
 - G. TIRABOSCHI, *Memorie storiche modenesi col codice diplomatico illustrato*, Tomo 4, Modena 1794, p. 5

BIBLIOGRAFIA



Figura 1 – Foce Tre Confini con il Termine T.1 – ph E. Guzzoni

Sentinelle di crinale, alla ricerca di antiche testimonianze I termini di confine - serie 1823 - tra il Ducato di Parma e lo Stato Sardo

di Enzo Guzzoni¹, Valeria Orlandini²

1. Biologo, Operatore Naturalistico e Culturale Nazionale (ONCN), Comitato Scientifico Sezionale Sezione CAI Parma

2. Socia Sezione CAI Parma

Riassunto: nell'articolo viene descritta la serie dei cippi confinali, datati 1823, posti sul crinale che separa la provincia di Parma dalle terre liguri, dalla valle Vara di Varese Ligure a quella dell'alto Aveto di Santo Stefano. Questi manufatti storici delimitavano il confine tra il Ducato di Parma e lo Stato Sardo. A quest'ultimo nel 1815 con il Congresso di Vienna vennero annessi i territori della Repubblica di Genova. La serie in oggetto si compone di 24 termini, ha inizio dalla Foce dei Tre Confini [1], a nord est del Monte Gottero, e si completa nei pressi del Passo del Bocco, sulla strada che da Santo Stefano scende a Piacenza in corrispondenza del Rio Fontanazzo. Di questi manufatti rimangono solo pochi esemplari sia perché asportati da ignoti "collezionisti" di reperti storici sia perché rimossi durante la costruzione della moderna viabilità. Il confine compreso tra la Foce dei Tre Confini e il Passo Incisa, fra i Monti Penna e Aiona, ricalca dall'incirca il percorso del Sentiero Italia, nel tratto compreso fra SI G01 e SI G05.

Abstract: Ridge sentinels - The border markers, 1823 series, between the Duchy of Parma and the Sardinian State

The article describes the series of boundary marker, dated 1823, placed on the ridge that separates the province of Parma from the Ligurian lands, from the Vara valley of Varese Ligure to that of the upper Aveto di Santo Stefano. These historical artifacts delimited the border between the Duchy of Parma and the Sardinian State. The territories of the Republic of Genoa were annexed to the latter in 1815 with the Congress of Vienna. The series in question consists of 24 border markers and starts from the Foce dei Tre Confini [1], north-east of Monte Gottero, and end near Passo del Bocco, on the road that from Santo Stefano descends to Piacenza, in correspondence of the Rio Fontanazzo. Only a few specimens of these border markers remain, both because they were removed by unknown "collectors" of historical artifacts and because they were removed during the construction of the modern road system. The border between Foce dei Tre Confini and Passo Incisa, between Monti Penna and Monti Aiona, roughly follows the path of the Sentiero Italia, in the section between SI G01 and SI G05.

Premessa

Durante la permanenza della Duchessa Maria Luigia d'Austria, seconda consorte di Napoleone, alla guida del Ducato di Parma, Piacenza e Guastalla, si avvertì la necessità di rivedere e meglio delimitare i confini con gli Stati limitrofi.

Il trattato di definizione dei confini con lo Stato Sardo fu pubblicato il 17 dicembre 1822, seguì quello con lo Stato Estense ratificato il 19 dicembre 1821 e pubblicato il 22 gennaio 1822. Quello con il Granducato di Toscana fu pubblicato successivamente e inserito nella "Raccolta delle Leggi, perché sia riconosciuto e mantenuto in ogni sua parte", il 7 gennaio 1829. I cippi o termini che contrassegnavano tali confini sono conosciuti come appartenenti rispettivamente alle Serie 1823, 1821 e 1828.

I termini posti tra il Regno Sardo, avente per simbolo la Croce Greca, e il Ducato di Parma, simbolo corona ducale e la scritta Parma, erano individuabili di massima, sullo spartiacque appenninico (Figura 2, 2a).

La serie 1823 constava sulla "carta" di 24 termini con il primo situato alla Foce dei Tre Confini, posta a 1416 m fra il Monte Gottero e il Monte Teccio al

Sole, e l'ultimo in corrispondenza del Rivo Fontanazzo dove doveva essere localizzato il termine 22. Il piccolo corso d'acqua poi confluisce nel Trebbia, fiume che contrassegnava il confine naturale del Ducato di Parma fino al Po. Per la precisione i Termini 21 e 22 sono indicati come 1° e 2° termine del "primo ramo della Fontanazza" al confine fra i Comuni di Ferriere Parmigiano e Santo Stefano Sardo [2]. Oltre questi 22 termini ne sono stati aggiunti altri due, il termine 101/2 e il termine 20 bis, per un totale appunto di 24. La Foce dei Tre Confini era punto triconfinale fra Ducato di Parma, Granducato di Toscana e Repubblica di Genova.

Il punto era individuato dal centro della linea che unisce due cippi cilindrici gemelli che troviamo sul posto ai lati della strada "che da Zerì e Chiusola va verso Borgotaro", a distanza tra loro di 5 m circa. Detti cippi furono piantati nel 1780 per indicare il termine 1 della linea di confine tra Genova e Toscana. Furono poi utilizzati anche per indicare il primo termine delle serie ducali posizionate rispettivamente nell'anno 1823 e nell'anno 1828.

Dopo essere stato esaminato e valutato dai plenipotenziari [3] il testo, che regolamentava i confini con lo Stato Sardo, è stato "accettato, ratificato e confermato" con l'apposizione delle firme da parte del Maresciallo Conte di Neipperg per l'Arciduchessa Maria Luigia d'Austria e dal Conte Sallier della Torre per Carlo Felice, Re di Sardegna, Duca di Savoia di Genova, del Monferrato e D'Aosta.

Il trattato è contenuto nella "Raccolta generale delle Leggi per gli Stati di Parma, Piacenza e Guastalla, Anno 1822, Semestre II, Tomo II".

L'articolo XI prevedeva che "... In conformità, ed in esecuzione della presente limitazione, si procederà, al più presto che sarà possibile, e nella maniera che verrà concertata tra le due Corti, alla piantazione de' termini necessarj per far constare della divisione dei due Stati nella estensione della nuova linea dei confini; e se ne farà processo Verbale colla formazione di una carta di limitazione, ad effetto di designare il sito e la posizione di ciaschedun termine, ed avervi ricorso ad ogni occorrenza".

Il 2 maggio 1824 venne pubblicata la disposizione del Ministero dell'interno addizionale al trattato concluso il 26 novembre 1822 che rideterminava la linea di confine in Val di Taro, specificatamente per quanto si riferiva alla riva sinistra del torrente, e disponeva la localizzazione dei termini confinari.

Nella figura rappresentante la "mappa dimostrativa dei confini della Serenissima Repubblica di Genova col Principato di Val di Taro", risalente al XVIII secolo e conservata presso l'Archivio storico di Stato di Genova, sono messe in risalto (in rosso) le terre genovesi poste sull'orografica sinistra del Taro. Il percorso del fiume è evidenziato in blu. Tale situazione è rimasta inalterata sino al trattato del 1822 (Figura 3).

Successivamente al trattato, in data 31 agosto 1823, è stato compilato con estrema accuratezza un Processo verbale che descrive la localizzazione di ogni cippo confinario sino al 20 bis con le singole caratteristiche di ciascuno.



Figura 2 e 2a – Simboli dello Stato Sardo (sopra) e del Ducato di Parma (sotto) – da "Raccolta delle Leggi del Ducato"



Figura 3 – Mappa dimostrativa dei confini della Serenissima Repubblica di Genova – ph E. Guzzoni

Analisi sul campo per verificare lo stato dei termini di confine

Per il termine T.1 della Serie 1823 è stato riutilizzato quello iniziale della Serie 1780 fra lo stato Sardo e il Granducato di Toscana. Per questa operazione al punto 26 delle "Cose Contenute" nella Raccolta Generale delle Leggi (Anno 1824, Semestre I, Tomo Unico), a pagina 143 sono riportati con scrupolo gli interventi eseguiti per riutilizzare i termini cilindrici già in loco [4].

Per seguire la linea di posizionamento dei cippi, dalla Foce dei tre Confini al valico di Centocroci, occorre procedere sulla linea del crinale Appenninico. Sulla vetta del Monte Gottero non è stato posizionato alcun termine ma a due passi dalla croce di vetta, nella concavità di una roccia emergente, è scolpita una crocetta: essa è un termine intermedio dell'antico confine di Stato.

Il termine T.2 [5] è posizionato a occidente della Cima del Monte Gottero in una sella detta di Gropo di Rio o del Faggio Crociato (Figura 4) in prossimità del Monte Passo del Lupo (1505 m - 44°22'17,41''N - 9° 40'16,22''E). Dalla sella, un tempo attraversata da una mulattiera che valicava l'Appennino, una traccia nel versante parmense porta allo specchio lacustre di Lago Grande, addossato al versante sommitale nord occidentale del Monte Gottero.

Il toponimo "Faggio Crociato" era abbastanza usuale a quei tempi. Al Passo dei Due Santi, sulla linea di demarcazione con il Granducato di Toscana, a oriente rispetto alla Foce dei Tre Confini, una croce incisa sul tronco di un grande faggio indicava il confine e, come "faggio crociato", veniva indicato nel relativo processo verbale.

Seguendo l'attuale mulattiera contrassegnata dalla segnaletica dell'Alta Via dei Monti Liguri, lasciata a destra la diramazione AV2 dell'Alta Via che riporta direttamente alla Foce, dopo un tratto più ripido, dal fondo roccioso particolarmente dissestato, si giunge alla Bocca del Lupo (1250 m).

All'inizio del bosco di pini e abeti la mulattiera spiana e la bassa dorsale lascia intravedere a sinistra i pratoni che digradano verso la Val di Vara. Qui, a quota 1077 m (44°23'25,44''N - 9°39'49,78''E), si trova il termine T.3 [6] posto "in acqua pendente in una nuda costa" (Figura 5). Il punto fisso a cui veniva riportata la posizione del cippo, il campanile di San Quirico, non è più visibile in quanto il bosco ha soppiantato i pascoli impedendo la panoramicità verso la parmense Val Gotra.

Da questo termine, "la linea dividente percorre il pendio delle acque sino al Passo di Caranza ove è piantato il termine T.4, e passa pei luoghi detti Monte Bertola, Erbatto del Testardo e Bricco della Scassella".

Il luogo detto "Erbatto del Testardo" dovrebbe corrispondere al Passo della Cappelletta, 1085 m, dove è attualmente posta una cappella-rifugio.

N.º 2.

**TERMINE del Passo del Gropo di Rio
o di Faggio Crociato.**

Comuni di { **Albareto Parmigiano**
 { **Varese Sardo**

(*Processo-Verbale del 12 Agosto 1823.*
 A Cento Croci. B.)

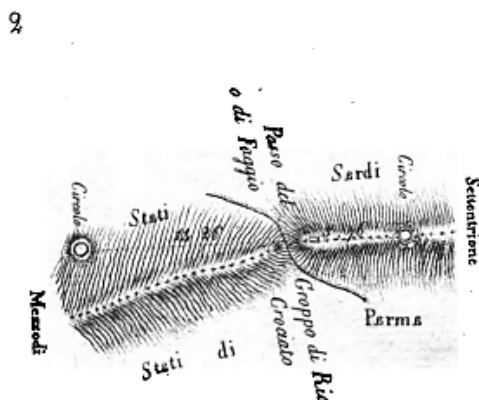


Figura 4 – Termine T.2 Faggio Crociato – da "Raccolta delle Leggi del Ducato"



Figura 5 – Termine T.3 – ph E. Guzzoni



Figura 6 – Termine T.4 – ph E. Guzzoni

Il termine T.4, probabilmente asportato in occasione degli ingenti lavori di sterramento per l'installazione del Parco eolico, si trovava presso il Passo di Caranza, 1013 m, ora Scassella, sull'antica strada che collegava la località ligure a Folta di Albareto. La sua localizzazione è descritta sul trattato come "posto in terreno pascolativo detto Forca di Marrè sulla sponda occidentale della strada di Caranza ove essa attraversa il pendio delle acque dell'Appennino".

Il Passo della Scassella è il capolinea del segnavia 72 del CAI di La Spezia che ha il suo inizio al paese di Caranza (Varese Ligure), a 677 m, e vi giunge transitando dalle località di Ca' Nova e Case Cardeto (Figura 6).

Nei termini posti al Groppo di Rio, al Passo del Lupo e al Passo di Caranza, sulla faccia laterale destra guardando la croce greca, è posto il numero d'ordine mentre su quella opposta il millesimo 1823 è scritto orizzontalmente. Sui termini 5 e 6, per lo spazio ridotto, il millesimo era invece scritto verticalmente.

Il termine T.5 è molto probabilmente rappresentato dal blocco parallelepipedo in pietra arenaria, perfettamente squadrato, che si trova rovesciato a lato dell'ultimo tratto del sentiero dell'AVML che scende al passo di Cento Croci. Nella sua collocazione originaria "sul monticello che domina a Levante il Passo di Centocroci" è stata costruita durante l'ultimo periodo bellico una postazione in cemento. Se ne deduce che il cippo confinario possa essere stato fatto rotolare verso il basso durante i lavori di scavo.

Le dimensioni 96x31x8 cm corrispondono a quelle riportate sul trattato ma il millesimo 1823 che dovrebbe essere inciso in verticale per il poco spazio a disposizione, non è individuabile a causa del deterioramento dovuto all'erosione atmosferica e alla copertura di licheni e muschi. Per questo termine, come per il successivo, collocati in una posizione di scarsa importanza, sono stati utilizzati gli "accoliti" degli antichi termini di Cento Croci.

La posizione del termine T.6 era determinata dall'angolo di 40°30' formato dalla direzione del nord con quella tracciata allo spigolo SSE dell'antica dogana con vertice sulla testa del cippo ma anche dall'angolo di 21°30' che la direzione del nord componeva con quella del campanile di Tarsogno (Figura 7).

Dell'edificio dell'antica dogana, che doveva essere posta sulla riva occidentale della strada, non vi è più traccia. L'edificio, più a valle, di dimensioni maggiori, utilizzato fino ad alcuni decenni fa come ristorante-alloggio, deve risalire a un'epoca posteriore e doveva essere utilizzato anche come caserma e alloggio per le famiglie dei doganieri.

Appena oltre il crinale alla quota 1055 metri è interrotto dal valico di Centocroci dove passa la SS 523 [7] che collega Varese Ligure a Borgo Val di Taro. Qui era posto il termine T.7, detto di "Cento

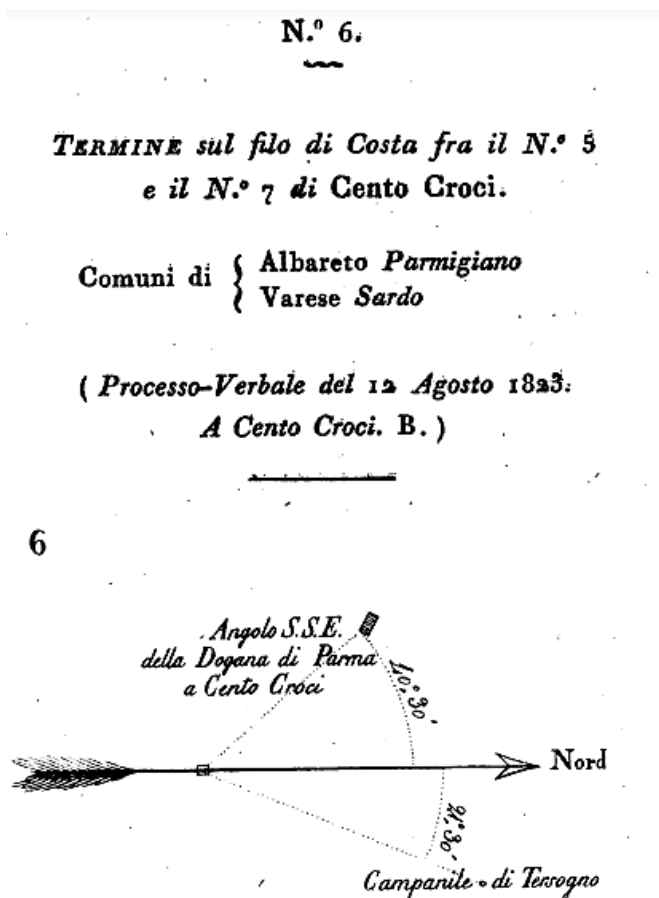


Figura 7 – Termine T.6 – da "Raccolta delle Leggi del Ducato"

Croci"[8]. Si trattava di un cippo confinario "vecchio", risalente al 1786, che venne ripulito e rinnovato nelle iscrizioni. Il termine, che era posto sul lato orientale della strada, su terreno franoso, distava dall'angolo SSE della Casa Doganale di Parma metri 56.

I termini T.6 e T.7 non sono più presenti, molto probabilmente asportati durante l'apertura dell'attuale SS 523 e della posa del monumentale altare ai caduti della Divisione Partigiana dei Centocroci.

Dal Passo di Centocroci il confine seguiva il crinale appenninico passando per il Monte Foppo, il Monte Zuccone, fino al pianoro prativo di Pian Pintardo, dove si ritrova uno dei rari termini superstiti, il termine T.10 (Figura 8), presso il quale la confinazione abbandonava il crinale. I cippi confinari T.8 e T.9, che erano posti rispettivamente "dietro la dogana Parmigiana di Centocroci" e sul "Poggio Sant'Ambrogio" detto pure Castello dell'Ascia, non sono più in loco. A proposito di Monte Foppo, sul trattato viene citato il toponimo "Monte Foppo di Bella Fantina". Ancora oggi, appena dopo il passo, in una dolce zona di pascolo, a 1079 m, è presente il Casale di Bora della Fantina.

Dal termine T.10 il confine proseguiva in linea retta, attraversando la stradiciola che scende a Casale di Val di Taro e tagliando il Piano dei Burroni il cui toponimo denomina il T.11 [9]. Il trattato prevedeva, "onde evitare ogni rischio di equivoco in fatto di giurisdizione territoriale" fra questi ultimi due termini, il taglio di una striscia di faggeta e l'apposizione di un termine aggiuntivo, il termine T.10 1/2 (Figura 9).

Il termine T.10 è localizzato a q. 1145, sul lato destro della carrareccia, che si stacca dal Passo di Pianpintardo all'inizio della strada bianca per Casale, appena prima di giungere al piano erboso dove si trovano i resti di un'area di sosta (44°25'48,42''N; 9°35'14,53''E). Il Termine 10 1/2 è infisso a 1075 m a margine del sentiero, che percorre il fondo piatto del valloncetto che si intravede dalla strada di Casale. Le coordinate del luogo di posa sono: 44°25'49,13''N; 9°35'5,36''E.

Per il termine 11 sul trattato viene indicato che la "frontiera" in questo punto non fa alcun angolo con riferimento ai cippi 10 e 12. Infatti traguardando con un angolo di 279° si individua, senza errore, il Termine 11 (1054 m; 44°25'49,59''N; 9°34'58,97''E).

Il Termine T.12 non è rilevabile nella posizione indicata sul Decreto, rilevata invece nel 1979 da Giovanni Spinato e descritta in "Guida dei sentieri dell'Alta Val di Vara" (Figura 10). Si nota che l'apposizione delle tabelle indicanti il limite della Zona Territoriale di Caccia Emilia Romagna ZTC-PR 6, in questo tratto, segue fedelmente l'antica confinazione.

La linea di separazione fra i due Stati proseguiva con direzione occidentale scendendo una dorsalina, "costicella", che termina nel Rivo detto di Bojo dei Conioli (Cognoli per la CTR Emilia Romagna).



Figura 8 – Termine T.4 – ph E. Guzzoni



Figura 9 – Termine T.10 1/2 – ph E. Guzzoni

Questo poi si immette nel Rio dell'Overaia od Overario/Overera, il cui corso fungeva da confine sino allo sbocco nel Torrente Taro. Qui si verifica uno dei rari casi in cui un'importante displuviale o il letto di un torrente o di un fiume non rappresenta un "limite" territoriale. A tutt'oggi il tratto orografico destro della Valtaro compreso fra Pelosa e Cerosa appartiene alla Provincia di Genova[10].

Il minuscolo insediamento di Pelosa rivestiva nel passato un'importanza viaria strategica.

ITINERARIO

Anello di Monte Gottero dal Passo della Cappelletta

Il Passo della Cappelletta è raggiungibile sia dal Passo di Centocroci, sulla SS 523, con una stretta stradina asfaltata che transita dal Passetto di Caranza, sia da Albareto di Val Gotra. Nell'itinerario proposto si percorre abitualmente l'anello nella direzione che solitamente viene utilizzata dagli escursionisti anche se in senso contrario alla numerazione dei cippi della serie finale 1823. Dal Passo della Cappelletta, 1085 m, dove è posta una cappella-rifugio si imbocca per breve tratto la sterrata contrassegnata dal segnavia 116 per il Monte Chiappa. Dopo la curva la si abbandona per imboccare sulla sinistra il tracciato dell'Alta Via dei Monti Liguri che sale decisamente verso il monumento dedicato al Capt. Pilota Annibale Taddei. Raggiunto lo spartiacque e mantenendo la sinistra della recinzione, si taglia in leggera discesa sul versante del Tarò per aggirare il dorso erboso del Monte Bertola. Si giunge così alla marcata sella del Passo del Lupo (1158 m). Alla larga sella, all'inizio del bosco, si trova un cippo parallelepipedo squadrato alquanto deteriorato. Esso, inclinato sul terreno, di dimensioni più ridotte rispetto a quelli della serie 1823, rappresenta senza dubbio un termine confinario, probabilmente riferito a diritti di pascolo. A conferma, sulla testa smussata rotondeggiante, è incisa un'evidente croce. Subito dopo si entra nel bosco di pini e abeti percorrendo una carrareccia a sinistra del basso crinale spartiacque. Si prosegue in salita sino alla Bocca del Lupo, 1250 m, dove la mulattiera taglia il versante parmense in una faggeta a Luzola nivea o erba lucciola maggiore (habitat 9110 *Luzulo fagetum*). Superato un tratto più ripido dal fondo roccioso particolarmente dissestato, si giunge al bivio a quota 1262 metri dove il percorso principale dell'AVML segue la diramazione di sinistra, tagliando con vari saliscendi il versante nord del Monte Gottero e portando direttamente alla Foce dei Tre Confini. Si prosegue a destra. Raggiunto di nuovo lo spartiacque, ci si sposta sul lato toscano. Tracce dell'antica mulattiera, con sporadici sbiaditi segni, si ritrovano sullo spartiacque. A Monte Passo del Lupo, a 1505 m, si ritorna a percorrere la dorsale e alla successiva sella, che è attraversata da una traccia non segnalata che a sinistra porta allo specchio lacustre di Lago Grande addossato al versante sommitale nord occidentale del Monte Gottero. Si prosegue lungo il crinale, superate alcune piccole radure, improvvisamente la vista si apre sui prateroni del versante sud. Scavalcato un dorso arrotondato, con un'ultima ripida salita, si arriva in cima al Monte Gottero (1639 m). A due passi dalla croce di vetta, nella concavità di una roccia emergente è scolpita una crocetta: essa è un termine intermedio dell'antico confine di Stato che transitava dalla Sella Monte Passo del Lupo e la Foce dei Tre Confini. Vicino, un pilastro in acciaio inossidabile posto in loco dalla Oto Melara ricorda la battaglia partigiana del Gottero. Per completare l'interessante giro ad anello si prosegue lungo la traccia dell'AV2 lungo il contrafforte opposto. Il sentiero, dopo un tratto nei prateroni sommitali, rientra nella faggeta e scende ripido e sconnesso fino alla Foce dei Tre Confini (1408 m). La sella, posta a dividere il Monte Gottero dal Monte Teccio al Sole, è un crocevia di vari sentieri e mulattiere. Qui si trovano ancora gli antichi cippi confinari tra Repubblica di Genova, Granducato di Toscana e Ducato di Parma e Piacenza. Alla Foce si gira a sinistra lungo il percorso principale dell'AVML, che taglia lungamente il versante nord del Monte Gottero con numerosi saliscendi, toccando alcune piccole conche che ospitano interessanti zone umide e attraversando diversi rii tributari del torrente Gotra. Ritornati al bivio di quota 1262 m, ci si rimette sul tracciato dell'andata.

NOTE

1. La Foce dei Tre Confini si trova a nord est del Monte Gottero, sulla dorsale che divide la valle del Gotra di Albareto da quelle del Mangia e del Vara. È localizzata sul tracciato del Sentiero Italia, nella tappa Passo dei Due Santi-Passo della Cappelletta (SI G01).
2. La collocazione di questi due termini aggiuntivi si è resa necessaria per definire al meglio il confine in un luogo dove non c'era concordia nell'attribuire il toponimo "Rivo Fontanazza" a uno dei vari rii presenti in zona. È descritta nel "Processo Verbale del giorno 9 del mese di settembre anno mille e ottocento ventitre steso dal Cavaliere Antonio Cocconcelli, ingegnere in capo dei Ducati di Parma, e da Lorenzo Domenico Pellegrini, Capitano dello Stato Maggiore Generale delle Armate di S.M. il Re di Sardegna. Il processo Verbale riguardante tali termini è riportato alle pag.137 e 138 della Raccolta Generale delle Leggi dell'anno 1824, Sem I, Tomo U.
3. I Plenipotenziari furono il Cavaliere Luigi Provana di Collegno per lo Stato Sardo e il Barone Leopoldo di Daiser Sillbach per il Ducato di Parma.
4. Nel processo verbale redatto, rilevato che: "... i due termini cilindrici si erano alquanto inclinati, uno verso levante e l'altro verso ponente... che tale inclinazione è nata dalla mancanza di fondamenta... che le iscrizioni erano logorate dal tempo... che nel loro collocamento originario furono omesse tutte quelle cautele che sogliono usarsi in materia di confinazione di Stato"... le Commissioni hanno proceduto alle seguenti operazioni: "1) Sono stati ripiantati verticalmente i suddetti termini, ritenuta la loro forma cilindrica, precisamente nel punto ove esistevano dapprima, spingendo le loro fondamenta a settantacinque centimetri per quello a ponente e sessantotto per quello a levante. 2) Si è usata la cautela di porvi sotto la base un cubo di carbone di faggio del lato di un decimetro, onde poterne agevolmente riconoscere la posizione se i termini venissero sveltiti. 3) Rinnovate le antiche iscrizioni si è aggiunto sotto l'antico millesimo 1780 quello del corrente anno 1823 in cifre arabe a memoria della presente operazione. 4) Si sono assicurati i termini stessi in un masso di muri in sassi con cemento di calce e sabbia della larghezza media di cinquanta centimetri. 5) Sulla loro superficie superiore si sono scolpite delle linee che partendo dal centro del termine si dirigono a quelle che sul terreno dividono gli Stati. 6) Per riconoscere in qualunque tempo e circostanza la direzione di tali linee, anche nel caso che i termini vengano rimossi o cangiati di posizione si sono sepolti alla profondità delle fondamenta due testimoni, o accolti per ogni termine sulle suddette direzioni: essi consistono in un mattone spezzato in due, le cui parti possono riconoscersi dal loro riavvicinamento, posti alla distanza di un metro dalla parte rivolta alla strada, e di cinquanta centimetri da quella che guarda il pendio partendo dal centro dei termini.
5. Dalla posizione di questo termine situato nelle foreste del Gottero, non potendosi scorgere alcun punto fisso a cui riportarle, sono stati scolpiti due cerchi del diametro di 7 cm in due rocce, una a settentrione sul filo di costa, l'altra a mezzogiorno sugli Stati Sardi. I centri dei due cerchi sopra descritti e il centro del termine sono sopra una sola linea retta. Le distanze dal termine sono rispettivamente di 5,75 metri e 14,26 metri.
6. A rendere certa la posizione di questo termine "si è misurato con il mezzo di una bussola non corretta la declinazione dell'ago magnetico che fa la linea del nord considerato come vertice il centro di esso termine

- con altra linea diretta al campanile di San Quirico Parmigiano a destra che si è rinvenuto di 39°, 30'".
7. Ai primi del settecento, la "strada" di Centocroci era poco più che una mulattiera. Risale a quel periodo l'evento più importante della sua storia: il passaggio di Elisabetta Farnese, in viaggio verso la Spagna, per raggiungere Filippo V, sposato per procura. Il pittore Ilario Spolverini in "Congedo della Regina Elisabetta dalla corte farnesiana al monte di Cento Croci" ha rievocato in una tela quello storico 25 settembre 1714. Nonostante i lavori, su entrambi i versanti, per migliorarne la viabilità, la strada rimase per molto tempo percorribile solo a cavallo, a dorso di mulo e in portantina. Solo con Leon Guillame Du Tillot, dal 1759 primo ministro di Filippo Farnese Duca di Parma, venne presa in considerazione, in accordo con la Repubblica di Genova, la costruzione di una strada carrozzabile che favorisse i traffici verso la pianura padana "dispensando viaggiatori e merci dal dover passare sui territori del Re di Sardegna". L'opera venne intrapresa nel 1765 ma poi, con alterne sospensioni, venne definitivamente abbandonata nel 1772 per carenza di fondi. Per il completamento si dovette attendere l'Unità d'Italia. Con la morte di Maria Luigia avvenuta nel 1847, alla guida dello Stato venne nominato un Governo provvisorio in attesa che i Borbone riprendessero possesso del Ducato. Con decreto 370 dell'11 maggio 1848 si ordina "l'aprimiento di una dogana in San Quirico, Comune di Albareto, invece di quella di Centocroci". Ne "Le leggende della Valtaro" di Giacomo Bernardi, secondo quanto riportato sulla plancia illustrativa della "Via dei Remi", si evince: *"la strada che passava sul monte Lamba e che univa Borgotaro a Varese Ligure era ritenuta una delle più pericolose, benché fosse di grande importanza per gli scambi dei prodotti marittimi con quelli della montagna e della pianura. Le cronache antiche parlano del passo come di loco horribile, selvaggio et oscuro, dove molti vi morivano per mano d'assassini, ma anche perché soffocati dalle gran nevi e da freddi et orridi tempi". Dove si ritrovava un corpo morto si piantava una croce et tanto era il numero di croci che si diceva delle cento croci e così venne a cambiare il suo primo nome di Lamba in Cento Croci (Antonio Cesena – 1558). Il toponimo Centocroci sostituì nell'uso corrente la vecchia denominazione di "Lamba"*.
 8. "Questo termine che era già a forma di parallelepipedo rettangolare portava scolpito il millesimo 1786 con sopra la lettera P verso il Ducato di Parma, e verso gli Stati di Sardegna la lettera G. Fatte rinnovare queste iscrizioni logorate dal tempo si diede la forma cilindrica alla sommità del termine, e si aggiunse alla faccia rivolta verso gli Stati Sardi al di sopra della lettera G la parola Sardegna in carattere maiuscolo dell'altezza di 0m 07etri (cm); su quella volta ai Ducati di Parma una corona ducale sovrapposta alla lettera P, a destra guardando la parola Sardegna il numero d'ordine 7, a sinistra il millesimo 1823 scolpito verticalmente".
 9. I cippi T.10 e T.11 hanno un angolo di orientamento riportato al segnale esistente sul monte Penna rispettivamente di 34° e 33°. Le posizioni dei termini 10, 11 e 10 bis. sono efficacemente riportate, a pag. 53, nella mappa schizzata da Giovanni Spinato nella "Guida ai sentieri dell'Alta Val di Vara". La posizione del T.10 1/2 è così descritta sul trattato: "Posto in un piano pascolativo di Bartolomeo Brigati di Casale parmigiano detto dei Burroni sulla linea retta condotta dal termine n° 10, al n° 11 sulla sponda occidentale della citata strada che da Varese Sardo tende a Casale Parmigiano distante dal precedente 214. m 15.etri (cm) e dal susseguente 133.m 20.etri (cm) misurati sul terreno."
 10. Per comprendere la complessa situazione ed evoluzione storica di questo territorio, si rivela importante il contributo del Prof. Corrado Truffelli. Truffelli, nella sua analisi degli "Antichi confini tra la Val Taro e la Val di Vara" e in "Secolari controversie di confine in Alta Valle del Taro, Archivio Storico per le Province Parmensi, quarta serie, vol. LII, 2000, pp. 455-504", ripercorre le vicissitudini territoriali di questo lembo estremo della provincia parmense. Di tale ricerca se ne riportano alcuni brani: "Sono rimasti, a Pianpintardo e, più in basso, tre bei cippi confinari: il luogo si può raggiungere con una strada sterrata che parte da Casale, in comune di Tornolo, supera il passo della Croce, giunge a Pianpintardo e, entrata in comune di Varese Ligure, si congiunge con la strada che dal passo di Cento Croci scende a Varese. Essi raccontano una lunga e complicata storia di lotte di confine. Nella parte superiore del primo di essi, posto proprio sul ciglio dello spartiacque tra Taro e Vara, al bordo della spianata di Pianpintardo, è inciso l'angolo di deviazione della linea di confine dalla linea di displuvio; seguendo la direzione indicata dall'incisione e scendendo nella faggeta, nell'impluvio del rio di Overera, si individuano gli altri due termini. Per quanto si ritenesse – e vi è chi lo ritiene ancora – che i confini naturali siano quelli che corrono lungo le linee di displuvio fra le valli («e per essere questo confine terminato da cime de Monti acque versante dall'una e l'altra parte sono confini eterni et immutabili»), è scritto nei vecchi documenti), i confini fra Liguria ed Emilia in Alta Val Taro si discostano da questa norma, proprio a partire da Pianpintardo. Il confine, infatti, dopo aver seguito il displuvio da Cento Croci al Monte Zuccone e a Pianpintardo, penetra nella valle del Taro, scendendo lungo il rio di Overera fino a Pelosa, a monte della quale tutta la sponda destra della valle è territorio ligure fino al rio Chilinella, che sfocia in Taro di fronte a Cerosa di Santa Maria del Taro". Per comprendere il perché di tale situazione occorre riferirsi alle contese fra i Landi di Compiano e i Fieschi (e poi dopo la congiura di questi ultimi del 1547, con la Repubblica di Genova) per il possesso del territorio di Varese Ligure. "Dopo innumerevoli episodi di scontri fra uomini dei due versanti nel 1611 il principe Federico Landi, nonostante fosse al culmine del suo potere anche in ambito genovese, per ragioni che non è facile comprendere, accettò una sentenza arbitrale che attribuiva alla giurisdizione di Varese sia la sponda destra del Taro fra i rii Chilinella e di Overera, sia, sulla sua sinistra, la parte alta della Valle della Tarola, e il "cuneo" di Codorso «usque ad summitatem Montis Penne» (cioè, secondo la nomenclatura attuale, il Trevine), con la conseguenza non soltanto di una cospicua perdita di territorio, ma che il suo stato fosse tagliato in due, isolando completamente Santa Maria del Taro da Compiano (vedi mappa del 1748 - "La Riviera di Levante, Stato di Genova e altri confinanti. Dedicata all'impareggiabile merito di S. Eccellenza il signor Luiggi Armando Duplessis, duca di Richelieu, pari di Francia, cavaliere dell'Ordine del Re"). Solo nel 1822, tra il Ducato di Parma e lo Stato Sardo, fu stipulato un accordo che attribuiva al Ducato la parte di territorio sulla sinistra del Taro, rideterminava la linea di confine e disponeva l'apposizione dei cippi. Nulla cambiò, tuttavia, sulla riva destra (per cui, ancor oggi, se si va da Pontestrambo a Santa Maria del Taro, costeggiando il Taro, varcato il ponte sul rio di Overera, si percorre un tratto di strada, dove vi è la località di Pelosa, posto in comune di Varese Ligure)".

BIBLIOGRAFIA

- CORRADO TRUFFELLI - *Secolari controversie di confine in Alta Valle del Taro*, Archivio Storico per le Province Parmensi, quarta serie, vol. LII, 2000
- GIOVANNI SPINATO – *Guida dei Sentieri dell'Alta Val di Vara* – Studio cartografico italiano, Genova
- ROBERTO PALUMBO – *La strada di Cento Croci, Un viaggio nel tempo tra Emilia e Liguria di levante* – Accademia Lunigianese di Scienze "G.Capellini", La Spezia, 2010
- *Carta Turistico-escursionistica del Comune di Tornolo (retro)* – Edizione 2014
- ANGELO DE MARCHI – *Guida Naturalistica del Parmense*, Ermanno Albertelli Editore, 1980
- GIACOMO BERNARDI con illustrazioni di MARIO PREVI – *Le leggende della Val Taro* – Borgotaro 2006

Sitografia

- <https://servizimoka.regione.emilia-romagna.it/moka-App/apps/REER/index.html>
- https://www.google.com/search?q=raccolta+leggi+ducatodi+parma&tbm=bks&sxsrf=ALiCzsbFyMfa_llcT3Ydb4q-XJ6NyajwPw:1661262992361&ei=kNwEY7_Afb_Axc8PhMiu6Ak&start=10&sa=N&ved=2ahUKewi_yKb0jt35AhU_YPEDHQSkC50Q8tMDeg-QIARBG&biw=1366&bih=625&dpr=1
- <https://www.gaep.it/images/imagesrifugio/Storia%20Dogana.pdf>
- <http://www.topographia.it/DFrontofficeGe/collezione.htm?idColl=9&&viewMode=gallery&numPage=30>
- <https://www.cittadellaspezia.com/Cinque-Terre-Val-di-Vara/Cultura-e-Spettacolo-Di-Egidio-Banti,-Quell-antico-ospitale-che-fa-sconfinare-la-provincia>, 10 ottobre 2020
- <https://www.valdivara.it/it/Eventi/3096/pelosa-enclave-ligure-in-terra-emiliana>
- <http://giacomobernardi33.blogspot.com/2013/07/le-cento-croci-1.html>



Figura 1 – Falesia di Capo d'Uomo. Uno splendido paretone che si affaccia sul mare dell'Argentario – ph M. Bastogi

Le palestre di roccia in Toscana

Una opportunità per svelare la geodiversità di una regione contraddistinta da un ricco patrimonio geologico

di Marco Bastogi¹⁻²⁻³

1. Geologo, socio della Società Geologica Italiana
2. CAI - Comitato Scientifico Regione Toscana
3. Socio CAI della Sezione di Firenze

Riassunto: La Toscana è una terra estremamente variegata dal punto di vista della diversità geologica, molte falesie frequentate da coloro che praticano l'attività di arrampicata sono state attrezzate su rocce dei più svariati tipi. La diversificazione è così ampia che è stato possibile scegliere alcuni di questi siti, tra quelli più frequentati e diffusi per tutta la Regione per poter delineare, seppur a grandi "tappe", la completa evoluzione geologica del nostro territorio, una lunga "passeggiata" che ci permette di rivelare le origini e gli eventi ambientali che hanno interessato la Toscana negli ultimi 500 anni.

Abstract: Climbing crags in Tuscany: an opportunity to reveal the geodiversity of a region characterized by a rich geological heritage

Tuscany is an extremely varied land if we consider its geological diversity, many crags attended by those who practice climbing have been equipped on rocks of the most varied types. The diversification is so wide that it has been possible to choose some of these sites, among the most popular ones, spread throughout the Region in order to be able to outline, even if in large "stages", the complete geological evolution of our territory, a long "walk" which allows us to reveal the origins and environmental events that have affected Tuscany over the last 500 million years.

Introduzione

Parlare di pareti di roccia attrezzate per l'arrampicata in Toscana, denominate impropriamente da chi pratica questa particolare attività con il termine ormai divenuto di uso comune di "falesie" [1], ci permette di effettuare una lunga "passeggiata" attraverso alcuni luoghi, molto noti agli appassionati di questa disciplina; alcuni di questi sono rappresentativi di importanti "tappe" geologiche dell'evoluzione del nostro territorio regionale negli ultimi 500 milioni di anni (in seguito abbreviato M.a.).

La Toscana è indiscutibilmente una terra estremamente variegata dal punto di vista della diversità geologica del suo territorio così che anche le palestre di arrampicata si trovano approntate su tanti tipi di rocce differenti dove morfologia, struttura e composizione litologica stimolano chi arrampica ad adottare stili e tecniche diverse.

Le falesie possono essere scelte secondo le attitudini di chi arrampica, preferendo un "tetto strapiombante" rispetto a una parete piena di cavità oppure pervasa da fratture. A coloro che frequentano questi luoghi praticando questa disciplina, sarà capitato di domandarsi quali siano le motivazioni geologiche che presiedono la formazione delle rocce che costituiscono la falesia oggetto di interesse sportivo-alpinistico e come mai hanno assunto quella determinata conformazione con la quale

ci si deve confrontare durante la salita. Sono proprio queste considerazioni assieme all'ampia variabilità di siti geologici attrezzati a palestra di arrampicata presenti in Toscana a offrire lo spunto per raccontare quando e come si è formata la nostra Regione e come si è evoluta nel corso dei diversi milioni di anni, evidenziando in questo modo anche il valore naturalistico e scientifico di questi siti che oggi possiamo frequentare praticando questa disciplina.

Sono stati scelti e descritti alcuni siti tra i più noti e tra quelli geologicamente rappresentativi. Sarà come fare un "viaggio" nel passato che dai 400 M.a. di età del basamento cristallino ci porta a esplorare i sedimenti e le rocce che su questo si sono sovrapposte e hanno portato allo sviluppo di tutto il restante territorio toscano come oggi lo conosciamo.

Dai primi eventi alluvionali fluvio torrentizi avvenuti su ampie pianure aride, conseguenza di una intensa e prolungata erosione che ha cancellato quasi del tutto i più antichi rilievi paleozoici (Permiano), all'ingressione marina derivante dall'apertura, all'inizio del Mesozoico, del supercontinente che ha dato origine a un braccio oceanico con la successiva formazione delle scogliere tropicali che diventeranno tra le migliori pareti da destinare all'arrampicata. Con il proseguire del Mesozoico il mare diviene sempre più profondo fino a quando, all'inizio del

Cenozoico il movimento delle placche crostali si modifica e chiuderà completamente questo braccio oceanico lasciando tuttavia testimonianze dei suoi antichi fondali anch'essi divenuti di interesse per l'arrampicata.

Saranno proprio i movimenti orogenici compressivi, quelli che hanno determinato la chiusura di questo braccio oceanico, a dare luogo alla nascita dei nostri rilievi montani (Appennino e Alpi).

Tra i 40-30 M.a. (Eocene-Oligocene) con il primo timido abbozzo di rilievo appenninico, si attiverà un'azione erosiva che darà luogo a spesse coltri di depositi limo sabbiosi che, in forma di colate sottomarine, andranno ad accumularsi nei fondali marini più profondi per essere a loro volta, coinvolti nell'orogenesi appenninica. Oggi grandi spessori di rocce arenacee stratificate caratterizzano con continuità, l'intera dorsale appenninica settentrionale e anche queste rocce, quando l'assetto della stratificazione lo rende possibile, sono state attrezzate per l'arrampicata.

Le rocce più antiche

Una spettacolare falesia attrezzata per l'arrampicata la troviamo all'Isola d'Elba sulla costa sud orientale del promontorio di Monte Calamita. Da Capoliveri si raggiunge la Tenuta delle Ripalte (m 220 s.l.m.), quindi scendendo un ripido sentiero mal segnalato, si può giungere alla sottostante spiaggia di Punta Bianca, adiacente alla famosa miniera del Ginepro. La spiaggia è poco più a nord della nota miniera di ferro. Qui affiora una bellissima parete (circa 50 metri di altezza) di scisti bruni (micascisti) nella quale si sono intrusi corpi magmatici biancastri (dicchi leucogranitici a tormalina) provenienti dal plutone sepolto di Porto Azzurro [3], spesso caratterizzati da strutture di flusso magmatico. Si tratta di magmi che nel loro percorso si sono differenziati rispetto a quelli originali contenuti nel plutone monzogranitico e che rendono la falesia assai suggestiva sia per il contrasto di colore tra massa incassante scura e le vene aplitiche chiare, oltre che per la loro geometria trasversale.

Geologicamente ci troviamo tra le rocce del basamento toscano metamorfico (Unità di Porto Azzurro). Si tratta di rocce tra le più antiche della Toscana (Precambriano-Paleozoico), sono stati ipotizzati tempi decisamente molto remoti quali Cambriano-Ordoviciano e Carbonifero-Permiano. Ciò che oggi appare è un complesso di rocce molto deformate dall'orogenesi variscica (micascisti, filladi e quarziti) con una copertura metamorfica calcarea mesozoica che tuttavia, nel sito specifico, non è presente.

Nella parete oggetto di interesse per l'arrampicata, si tratta per lo più di filladi [4] grigie e grigio-verdastre quarzose per la presenza di lenticelle e straterelli bianchi che rimarcano la scistosità dell'ammasso roccioso rendendolo piuttosto sfaldabile. Talvolta alle filladi

Un regime tettonico disgiuntivo si instaurerà nella regione Toscana a iniziare dal Miocene Superiore e darà luogo a una serie di depressioni bacinali e di alti strutturali, orientati parallelamente alla catena appenninica.

Le stesse faglie dirette [2] che hanno permesso questi movimenti di abbassamento e relativo sollevamento (tettonica detta a blocchi), nell'area firrenica e costiera diventano vie preferenziali per la risalita di magma dal profondo così che anche queste rocce di origine vulcanica determinano ulteriori opportunità per attrezzare altre pareti da dedicare all'arrampicata.

Arrivando ai tempi geologici più recenti (Pleistocene - Quaternario) anche le lave dell'ultima eruzione del vulcano Amiata e i depositi di precipitazione chimica come i travertini della Toscana meridionale non sono sfuggiti all'occhio attento di chi ama questa particolare disciplina così che anche in queste rocce si trovano pareti attrezzate per l'arrampicata.

si intercalano meta-arenarie con lenticelle di anfiboliti [5] verdi scure che si sono formate durante il processo metamorfico che con i fluidi circolanti rilasciati dai corpi ignei, ha modificato l'originale chimismo della roccia. Nel caso specifico dai dicchi propagati dal plutone di Porto Azzurro che al Ginepro hanno dato origine anche ai noti concentramenti di magnetite (ossidi di ferro) sfruttati economicamente [6].

Le rocce di questa falesia sono state interessate da due distinte fasi metamorfiche di cui una di tipo regionale comune a tutto il basamento toscano legata all'orogenesi più antica (variscica o ercinica) e una successiva, termica, causata dalla messa in posto del plutone monzogranitico e dalle sue diramazioni aplitiche.

Dal punto di vista dell'arrampicata, tuttavia, si tratta di rocce poco affidabili perché facilmente sfaldabili per la loro caratteristica scistosità anche se a luoghi la roccia si presenta consistente così che è stato possibile predisporre vie di arrampicata.

Le rocce metamorfiche della Toscana rappresentano il basamento su cui si imposta l'Appennino settentrionale, ovvero gli antichi relitti di una precedente catena montuosa, quella Ercinica Europea.

Il basamento metamorfico in Toscana si trova distribuito lungo una dorsale arcuata che dalle Alpi Apuane, passando per il Monte Pisano raggiunge l'ano-Montaione, la Montagnola Senese, i Monti di Monticiano Roccastrada fino al promontorio dell'Argentario, una struttura questa nota come Dorsale medio Toscana.

Al termine dell'Era paleozoica (con la fine del Permiano 250 M.a.) i pochi rilievi esistenti, molto arrotondati e privi di vegetazione risparmiati dall'erosione,

ERA Precambriano			
Milioni di anni	Periodo	Epoca	Falesie per arrampicata
4.600	Archeano Proterozoico	-	-
ERA Paleozoico o Primario			
Milioni di anni	Periodo	Epoca	
590	Cambriano	Inferiore Medio Superiore	
500	Ordoviciano	Inferiore Medio Superiore	
440	Siluriano	Inferiore	Falesia della spiaggia di Punta Bianca-Ginepro
410	Devoniano	Superiore Inferiore Medio Superiore	(Promontorio di Monte Calamita, Isola d'Elba)
360	Carbonifero	Inferiore Superiore	
286	Permiano	Inferiore Superiore	Falesia di Buti-Monte Serra (Monti Pisani)
ERA Mesozoico o Secondario			
Milioni di anni	Periodo	Epoca	
248	Triassico	Inferiore Medio Superiore	Falesia di Buti-Monte Serra (Monti Pisani) Falesie di Monsummano T.me Falesie Monti d'Oltre Serchio Falesia Rocchette (Alpe di Sant'Antonio-Vergemoli) Falesia Monte Procinto (Apuane)
210	Giurassico	Lias Dogger Malm	
140	Cretaceo	Inferiore Superiore	Falesia nei calcari a calpionelle e serie ofiolitica (Figline di Prato)
ERA Cenozoico o Terziario			
Milioni di anni	Periodo	Epoca	
66	Paleogene	Paleocene	
55		Eocene	
36		Oligocene	Falesia Le Tre Cime (Pratomagno-Loro Ciuffenna)
24	Neogene	Miocene	Falesie di Monte San Bartolomeo (Isola d'Elba)
5		Pliocene	
Quaternario			
Milioni di anni	Periodo	Epoca	
1.7	Pleistocene	Inferiore	Falesia Poggio Montone (Massa Marittima)
0.7		Medio	Falesie di Punta Catarcione e Testa di Dante (Abbadia San Salvatore, Monte Amiata)
0.125		Superiore	
0.010	Olocene	-	

Figura 2 – Tabella dei tempi geologici di riferimento con indicazioni delle relative pareti di arrampicata – da SGI Guide Geologiche Regionali: Appennino Tosco – Emiliano n.4, 1992, modificata

testimoni dell'evento orogenetico ercinico (Carbonifero), erano circondati da una vasta pianura arida. Le scarse piogge concentrate solo in certi periodi davano origine a corsi d'acqua temporanei con argini non definiti così che il detrito veniva trasportato in massa senza possibilità di selezione granulometrica come generalmente la corrente fluviale è in grado di fare. Questi accumuli di sedimenti

caotici, esposti alla superficie per un lungo periodo (tra Permiano-Trias Inf.), hanno subito una alterazione molto spinta che ha portato il sedimento a un elevato grado di maturità (conglomerato quasi esclusivamente quarzoso per completa scomparsa degli altri minerali più facilmente degradabili). In questo periodo geologico i terreni sono tipicamente di colorazione rossastra per la forte ossidazione



Figura 3 – La falesia della spiaggia di Punta Bianca – ph M. Bastogi



Figura 4 – La spiaggia di Punta Bianca con la falesia – ph M. Bastogi



Figura 5 – Un filone aplitico ben ramificato intruso negli scisti del basamento metamorfico – ph M. Bastogi



Figura 6 – Filoni aplitici intrusi negli scisti del basamento metamorfico – ph M. Bastogi



Figura 8 – Le filladi del basamento del Paleozoico – ph M. Bastogi



Figura 7 – Intrusione ignea (dicco) leucogranitica con formalina – ph M. Bastogi



Figura 9 – Il contatto tra le rocce metamorfiche del substrato e i soprastanti depositi anagenitici del Verrucano – ph M. Bastogi



Figura 10 – Una parete di conglomerati quarzosi metamorfosati: le anageniti – ph M. Bastogi



Figura 11 – Particolare dei conglomerati anagenitici (Permiano-Trias) – ph M. Bastogi

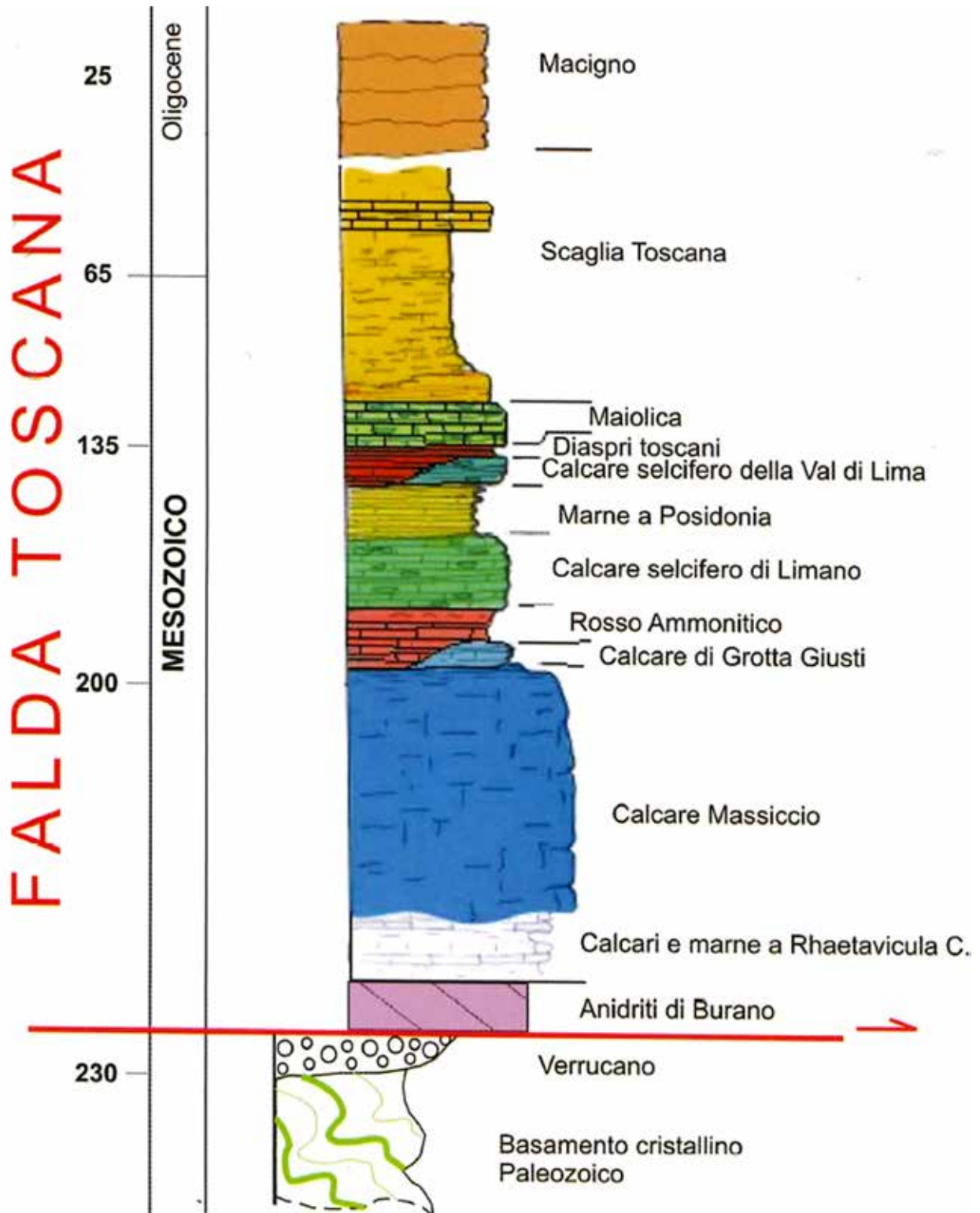


Figura 12 – La Serie Toscana. Sequenza stratigrafica sedimentaria mesozoica-cenozoica al di sopra del basamento metamorfico – da Braschi E., Conticelli S., Manetti P. e Pandeli E. 2012

indotta dalle condizioni climatiche aride e anche per questi conglomerati, la colorazione rosa dei clasti di quarzo è dovuta alla impregnazione nelle micro fratture interne di ossidi di ferro.

Oggi questi conglomerati, chiamati "Anageniti" un tempo utilizzati per realizzare le ruote delle macine, appaiono a costituire pareti alte diversi metri presso Monte Pisano (formazione della Verruca) e anche a Iano, presso Montaione, in val d'Era. Si tratta di elementi clastici eterogenei derivanti dall'erosione delle rocce cristalline erciniche, leggermente metamorfosate. Prevalentemente si tratta di ciottoli di

La Falda Toscana e la sua evoluzione [7]

La falda toscana nella sua sequenza più completa comprende una serie di depositi sedimentari che hanno cominciato a svilupparsi con l'apertura del super continente Pangea (Triassico Medio Superiore), e la formazione di un golfo lungo e stretto (Teti-de occidentale).

Le montagne, formatesi nella "Pangea" a seguito dell'orogenesi Ercinica o Variscica, sono state da tempo spianate dall'erosione e il clima è decisamente tropicale arido.

L'area della futura Toscana, ma in generale dell'intera area mediterranea (anche la zona alpina), è caratterizzata da una prima sedimentazione che da fluvio-torrentizia (tipo continentale), a seguito della penetrazione delle acque, diviene marina con profondità che aumentano nel tempo.

Nei bacini costieri si sviluppa una sedimentazione di mare basso lagunare evaporitica, spesso di ambiente riducente[8], come negli attuali depositi salini sulle coste del Mar Rosso, ne sono testimonianza i Gessi di Sassalbo, il Calcare Cavernoso e i Calcari a *Rhaetavicula contorta*.

Nel Triassico Superiore-Giurassico Inferiore la situazione geodinamica favorisce la penetrazione marina che invade sempre più le zone litorali.

Quando, con la penetrazione marina, il livello delle acque raggiunge qualche decina di metri di spessore, la deposizione carbonatica di piattaforma (come avviene oggi nelle aree delle Bahamas) determina la formazione di scogliere che daranno luogo a calcari spessi di colore grigio chiaro o avana e calcareniti biancastre con stratificazione assente o appena accennata. Oggi questi calcari sono noti come: Calcare Massiccio.

Un approfondimento marino ulteriore determina le condizioni perché si depositino i Calcari Selciferi e il Rosso Ammonitico. Il primo raggiunge spessori di circa 100 metri ed è rappresentato da calcari grigi stratificati con liste di selce grigia, nera e rossa. Il secondo è rappresentato da calcari e calcari marnosi in sottili straterelli talvolta nodulari di colore rosato o avana con intercalazioni di livelli marnosi

quarzo bianchi e rosa, in molti casi questi conglomerati contengono anche ciottoli di rocce vulcaniche, filladi e porfirici legati da un cemento micaceo o quarzoso micaceo.

Questi conglomerati, ben cementati, risultano sovrapposti all'unità metamorfica (quarziti e filladi grafitose e scisti porfirici) del basamento e testimoniano l'inizio del ciclo sedimentario alpino. Esposti su ampie pareti, hanno colpito l'attenzione degli alpinisti che le hanno giustamente ritenute idonee per attrezzare palestre per arrampicata.

rosso scuri per uno spessore non superiore ai 20 metri (Lias Medio: Sinemuriano Pleisbachiano).

I Diaspri sono rappresentati da radiolariti rosse e verdi in strati estremamente sottili e da argilliti silicee rosse, marne e marne calcaree rosso brune.

La sedimentazione del Giura ha termine con la Maiolica e procede con la Scaglia Toscana (Scisti policromi).

Nel Giurassico Inferiore e Medio è attiva una tettonica distensiva che frammenta la piattaforma calcarea in grossi blocchi. La sedimentazione, calcareo-siliceo-marnosa emipelagica e pelagica (Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcare selcifero di Limano e Calcari e Marne a Posidonia), è controllata dalla subsidenza differenziale tra i vari blocchi tra loro disarticolati. Questo porta allo sviluppo di successioni sedimentarie anche molto diverse tra loro sia per tipo di deposito che per gli spessori. È per questo che nelle zone dove affiora la Serie Toscana possono essere presenti formazioni diverse oppure anche lacune nella sequenza.

Con il Cenozoico (Terziario) ha inizio una tettonica compressiva che porterà (Eocene) alla chiusura del braccio oceanico (oceano Ligure-Piemontese) embrione delle future Alpi ed Appennini.

Con il primo sollevamento di una primordiale catena appenninica ha inizio anche la sua erosione e, di conseguenza, la deposizione detritica dei sedimenti erosi ad opera di colate di torbida. Sui fondali marini dell'area Toscana si depositano (tra Oligocene Medio Superiore e il Miocene), una spessa coltre (2000-3000 metri) di sedimenti torbiditici arenacei e marnoso siltosi che va a sovrapporsi, stratigraficamente, alla Scaglia Toscana.

La tettonica compressiva prosegue anche dopo la chiusura dell'oceano, modificando tettonicamente e drasticamente la sequenza sedimentaria toscana. Nella Toscana meridionale la Serie è fortemente laminata ed è limitata ai soli termini basali evaporitici (Serie Toscana Ridotta); questi agendo come veri e propri "lubrificanti tettonici" si sono scissi dalla sequenza sedimentaria soprastante.

Arrampicare sul Mesozoico

Le condizioni aride continentali sono destinate a cambiare con la lacerazione dell'area continentale nel Trias che vedrà aprirsi un nuovo "braccio" oceanico: la Tetide.

I sedimenti che si accumuleranno in questo braccio oceanico andranno a costituire l'ossatura dei futuri rilievi di Alpi e Appennini.

L'ingressione marina, che nei primi periodi è di limitatissimo spessore insieme a un clima decisamente caldo da permettere forte evaporazione, favorisce la formazione di zone lagunari ipersaline nelle quali il ricambio delle acque è scarsissimo. È di questo periodo la formazione di importanti depositi evaporitici (gessi, anidriti, salgemma e dolomie). Dove le profondità marine non eccedono le profondità raggiunte dalla luce solare necessaria per la vita delle specie marine, si sviluppano piattaforme carbonatiche o le barriere coralline. Calcari e dolomie daranno luogo alle rocce che costituiscono oggi le imponenti pareti dolomitiche e l'estesa e continua piattaforma Laziale-Abruzzese.

Nella nostra Toscana le esposizioni sono molto più contenute e limitate a quelle località nelle quali il successivo sollevamento ed erosione ne hanno permesso l'affioramento. Testimonianze di queste rocce carbonatiche mesozoiche sono note nelle Alpi Apuane dove si ritrovano trasformate dal metamorfismo nelle diverse varietà di marmi e a in alcuni nuclei mesozoici: Val di Lima, Marliana, Monsummano Terme e Montecatini Terme (aree nel Pistoiese). Porzioni di questa sequenza calcarea (nota come Falda Toscana), sovrascorse alle unità del basamento, si ritrovano a nord ovest dei Monti Pisani e nei Monti d'oltre Serchio dove la successione carbonatica mesozoica è completa, anche se smembrata in conseguenza dei movimenti traslativi orogenetici.

Monsummano Terme

La grande area di cava di Monsummano Terme, divenuta famosa proprio per le sue storiche e rinomate falesie, offre a tutti i livelli occasione per l'arrampicata.

Il rilievo costituisce una grande piega anticlinale con asse diretto in senso Nord Ovest-Sud Est, rovesciata verso Nord Est. Sul fianco sud-occidentale un fitto sistema di faglie distensive a direzione appenninica (NW-SE), molto ravvicinate tra loro, è anche responsabile della risalita delle acque termali che hanno reso nota la località.

Geologicamente il colle è rappresentato dalle formazioni geologiche facenti parte della Serie Toscana mesozoica, rappresentata dal Trias Superiore (Retico) con i depositi calcarei dolomitici lagunari e calcarei di mare sempre più profondo fino a giungere al Creta, ma la sequenza prosegue ancora fino a comprendere tutto il Paleogene (fino a 24 M.a.).

Dai depositi di mare basso di laguna marina, con il perdurare della penetrazione marina fino al raggiungimento di profondità dell'ordine di qualche decina di metri, si stabiliscono le condizioni per la deposizione carbonatica di piattaforma e la formazione di scogliere che daranno luogo a calcari dolomitici massicci (Calcarea Massiccio).

Un ulteriore innalzamento marino consentirà la deposizione dei Calcari Selciferi, del Rosso Ammonitico e dei Diaspri. Con il Cretaceo ha inizio quindi la sedimentazione calcarea siliceo marnosa (Calcari e Marne a Posidonia) e la deposizione della Scaglia Toscana.

Le cave interessano l'intero fianco sud occidentale del rilievo, lato in cui gli strati immergono contro pendio (reggipoggio). La cava più grande occupa l'estremità nord occidentale ed è appunto denominata "Cava Grande". Questa espone un ampio fronte di Calcarea Massiccio (Retico Superiore - Hettangiano), si tratta di calcilutiti grigio chiare massive, ovvero calcari a grana molto fine di ambiente pelagico, talvolta con bande dolomitiche. Queste rocce erano utilizzate per farne granulati per conglomerati cementizi.

Negli anni '80 la cava fu ripristinata realizzando dei "gradoni" sui quali, riportando terreno, si sono potute mettere a dimora essenze arboree. La cava non è utilizzata per l'arrampicata.

I settori oggetto di attività di arrampicata più frequentati sono soprattutto la Cava Grigia e la Cava Rossa. Il colore rosso delle pareti, dipende dalla presenza di litologie calcaree molto più facilmente carsificabili rispetto alla dolomia che rilasciano, specie dove gli scavi sono stati abbandonati da molto tempo, velature di argille residuali rosse e incrostazioni rosse per ossidi ferrici. Nella parte alta della Cava Rossa affiora la formazione dei Calcari di Grotta Giusti (Hettangiano Superiore-Sinemuriano Inferiore), si tratta di calcilutiti grigio scuri di spessore centimetrico per qualche metro (4-10) seguiti da calcareniti e calcilutiti in strati di circa un metro con liste e noduli di selce (al massimo 20 metri). La sequenza sedimentaria quindi prosegue con i sedimenti di mare profondo (Rosso Ammonitico, Calcari Selciferi, Marne a Posidonia fino alla Scaglia Toscana).

La Cava Grigia è scavata interamente nei Calcari Massicci dolomitici e non presenta quindi la colorazione rossastra dovuta ai depositi di argille residuali. L'attività di arrampicata in alcuni casi, si svolge su superfici di faglia ed esiste un settore all'estremità ovest, denominato "Pala Strapiombante", che costituisce un cuneo roccioso che si distacca dalla parete a causa della sua delimitazione dovuta alle faglie. È ben visibile il piano principale di faglia mentre alla destra si osservano molte tracce di faglie orientate diversamente (modo antitetico).



Figura 13 – La Cava Grigia di Monsummano nel Calcare Massiccio – ph M. Bastogi



Figura 14 – La cosiddetta "Pala strapiombante", una faglia che mostra le tipiche striature dovute al movimento relativo tra i due lati – ph M. Bastogi



Figura 15 – Una parete della Cava Rossa con le tipiche concrezioni rossastre – ph M. Bastogi

La falesia denominata "Paretone" è la più esterna al rilievo; la parete rappresenta uno "specchio di faglia"[9] messo a nudo dall'escavazione, che segue la grande discontinuità meridionale

La Cava Rossa è quella che ha dato maggiori problemi di stabilità. Nel 2004 una grossa frana fece imporre alle autorità locali l'inagibilità. Nonostante questo, tuttavia, continua a essere frequentata a rischio e pericolo per gli arrampicatori.

A Monsummano le morfologie carsiche superficiali, contrariamente a quelle ipogee, sono poco sviluppate e solamente a scala medio piccola (piccole cavità, allargamento di fessure e docce di dissoluzione), le forme a scala superiore sono probabilmente inibite dalla notevole acclività del rilievo che impedisce l'infiltrazione concentrata che in altri casi genera morfologie più rilevanti come le doline.

Forme piccole come vaschette e scannellature di ruscellamento si osservano soprattutto sulle pareti di calcare massiccio rimaste esterne ai lavori di cava.

Lungo i tagli delle cave sono frequentemente visibili fessure e cavità che hanno subito corrosione in particolare da parte dei fluidi termali in risalita. Spesso si sviluppano maggiormente lungo le superfici di discontinuità originando grotte.

Percorrendo il sentiero geologico del Colle di Monsummano si può avere un'idea molto chiara della struttura e delle formazioni geologiche che costituiscono il colle. Dal parcheggio di Grotta Giusti, procedendo in direzione del colle, dove inizia il bosco, si apre un sentiero utilizzato un tempo, per il trasporto del materiale di cava. Percorrendolo è possibile osservare e seguire la successione stratigrafica di otto diverse formazioni facenti parte della Serie Toscana.

I Monti d'Oltre Serchio

Le falesie di Avane (o di Vecchiano), poste in destra idrografica del Fiume Serchio, sono le storiche palestre di arrampicata utilizzate soprattutto da chi abita nell'area compresa tra Lucca, Pisa e Viareggio per la facilità nel raggiungerle e per la loro praticabilità anche in pieno inverno.

Si tratta di due ampi fronti rocciosi ex aree di cava, tra quelli più antichi dell'area, utilizzati certamente per fornire materiali per la costruzione degli abitati e delle strade ad iniziare dai secoli XVII e XVIII fino ad arrivare probabilmente agli inizi del '900.

Due sono i settori sui quali si concentra l'attività di arrampicata, la parete più grande occupa la zona occidentale del Poggio Spazzavento ed è denominata "Baccanella", quello localizzato nella zona orientale è denominato "Valle dei Porci"; si tratta di una serie di vie d'arrampicata medio-facili rispetto a quelle della zona di Camaiore, sempre su calcari.

Le due zone sono separate dai resti (una torre) del castello di Rosaiolo o di Ponte a Serchio citato nelle cronache fin dal 1206. Si tratta di un sito localizzato in posizione strategica per le comunicazioni ed il

controllo del territorio, esattamente presso la stretta dove il modesto rilievo arriva quasi a lambire le acque del Serchio.

La parete rocciosa è costituita sostanzialmente da Calcere Massiccio del Retico Superiore-Senemuriano. Si tratta di calcari e calcari dolomitici che si sono formati in ambiente di piattaforma carbonatica di mare aperto a grana generalmente fine, talvolta ceroide, di colore variabile da grigio scuro a grigio chiaro o bianco; nella parte alta della formazione si hanno spesso colorazioni rosa, rossicce, violette dovute alla corrosione e alle terre rosse residuali.

La formazione mostra aspetto massiccio con blandi accenni, nei livelli più alti, di grossolana stratificazione.

La grana fine e l'intensa frequentazione dell'area attrezzata a palestra di roccia, fanno sì che la roccia perda la sua originaria ruvidità diventando piuttosto scivolosa.

Il Calcere Massiccio, che occupa la quasi totalità dell'area delle cave, poggia su scarsi affioramenti di "Calcari a *Rhaetavicula Contorta*" che rappresentano il termine più antico (Norico Superiore-Retico), nella zona delle falesie affiorano in quantità estremamente limitata in corrispondenza del margine orientale, presso l'abitato di Avane e non sono facilmente riconoscibili. Questa formazione è tipica di una zona di sedimentazione a bassa energia (laguna o palude costiera) con fondali poco ossigenati, condizione che conferisce a questi calcari un colore scuro. L'età è riferita al Trias Superiore grazie alla presenza del mollusco bivalve fossile: *Rhaetavicula Contorta*, ben noto sin dalla metà dell'800.

Superiormente il Calcere Massiccio passa al Rosso Ammonitico che affiora a ovest di Avane per spessori molto limitati che sono stati oggetto di escavazione per uso materiale ornamentale nel periodo rinascimentale; la formazione, tuttavia, non interessa l'area delle due cave descritte.

Nella parte sommitale del colle sono diffusi fenomeni carsici tra cui doline, inghiottitoi e grotte, controllati dalla locale tettonica. Al loro interno, oltre alle terre rosse residuali, sono stati trovati sedimenti marini con faune plioceniche. Questo ritrovamento assieme alla morfologia sommitale (spianata), fa presumere una originaria area pianeggiante prossima a un ambiente marino, poi sollevata di oltre un centinaio di metri in periodo plio-pleistocenico.

La grande cava localizzata a monte dell'abitato di Vecchiano, laterale alle pareti di arrampicata citate, mostra sul fronte di escavazione la traccia di una grande faglia distensiva ad alto angolo appartenente al sistema che delimita il bacino neogenico; la discontinuità risulta parallela alle pareti delle antiche cave oggi utilizzate per l'arrampicata.

L'area delle Alpi Apuane

Le nostre Alpi rappresentano una piccola catena di montagne che a malapena supera i 2000 metri

di quota, tuttavia presenta la particolarità di assomigliare, nelle forme e per le vie di arrampicata, alle più grandi Alpi da cui deriva il nome. Esse costituiscono la più importante "finestra tettonica" [10] della catena appenninica.

L'erosione sollecitata dall'innalzamento orogenetico della piccola catena fa esumare dalle profondità della crosta il basamento paleozoico metamorfico con la soprastante sequenza metasedimentaria triassico-oligocenica (la Serie Toscana metamorfica); si tratta tuttavia di un metamorfismo di basso grado. La finestra tettonica è cinta dalle unità tettoniche alloctone della Falda Toscana e dalle Unità Liguri che durante l'orogenesi hanno sovrascorso l'area Apuana.

In questa singolare area montuosa molti sono i siti individuati in contesti rocciosi tra i più vari per stabilire palestre di roccia. Per il nostro "viaggio" alla ricerca della geodiversità toscana, abbiamo deciso di prendere in considerazione soltanto due palestre di roccia, tra quelle più frequentate e note dell'area apuana e immediatamente adiacente, per le quali la morfologia risulta particolarmente singolare.

Entrambe le formazioni geologiche sulle quali si concentra l'interesse per l'arrampicata, hanno avuto una comune origine che si colloca all'inizio della deposizione della Serie Toscana, la diversità tra esse è conferita soltanto da una diversa evoluzione geologica, successiva alla loro formazione: sedimentaria presso il margine orientale esterno alla finestra tettonica apuana con la formazione dei "Calcari Cavernosi", metamorfica con la formazione dei corrispondenti "Grezzoni", all'interno della finestra tettonica.

Si tratta di litotipi formati quindi nel Trias Superiore (Norico Retico) in un ambiente marginale di piattaforma carbonatica che, successivamente alla deposizione della intera sequenza sedimentaria (Serie Toscana) e a seguito di forti contrasti orogenici, sono stati in parte spinti nella profondità della crosta, dove temperature e soprattutto pressioni molto alte hanno indotto le trasformazioni metamorfiche (ricristallizzazione del carbonato di calcio e del carbonato di calcio e magnesio).

Le palestre oggetto di descrizione interessano il Monte Procinto per i Grezzoni e Le Rocchette per il Calcare Cavernoso.

Rocchette

I caratteristici pinnacoli, che costituiscono il piccolo gruppo de Le Rocchette e che attraggono l'interesse degli alpinisti, separano il versante nord occidentale apuano del bacino idrografico del torrente Turrite Secca dal versante Sud orientale del bacino del Turrite di Galliciano in Garfagnana.

Il Calcare Cavernoso che li costituisce si è formato in un ambiente di mare basso, lagunare ad alta salinità. Il Calcare Cavernoso si presenta in masse prive di stratificazione costituite da calcari (talvolta



Figura 16 – Una parete di arrampicata de Le Rocchette – ph M. Bastogi



Figura 17 – Una parete di arrampicata a Le Rocchette – ph M. Bastogi

dolomitici) microcristallini, di colore grigio scuro, brecciati e caratterizzati dalla presenza delle tipiche piccole cavità.

Le cavità contenevano anidrite (la forma anidra del solfato di calcio) che è stata idratata e trasformata in gesso (la corrispondente fase idrata) che poi ha subito dissoluzione. A questo processo si associa anche la dissoluzione della dolomite così che il peso dei sedimenti, che successivamente si sono sovrapposti, ha provocato la frantumazione meccanica conferendo il tipico aspetto friabile, polverulento grigio cenere, oppure di una breccia a elementi a spigoli vivi, per lo più dolomitici grossolani (brecce intraformazionali dovute alla frantumazione meccanica sotto il peso dei soprastanti sedimenti avvenuto prima che sopraggiungesse il consolidamento diagenetico).

Presso questo sito il Cavernoso si presenta in generale piuttosto compatto e quindi di ottima qualità sotto il profilo alpinistico, con pareti spesso strapiombanti (inclinazioni rispetto alla base di oltre 90°), poste a ridosso della faggeta a quota 1.020-1.100 m ed esposte a oriente.

La roccia (calcarei dolomitici microcristallini) si presenta solo minimamente brecciata. I fenomeni di carsismo risultano piuttosto limitati e si concentrano presso le zone vacuolari della roccia (arrotondamenti dei bordi e degli spigoli) o con l'allargamento delle fratture. Talvolta i vuoti sono tipicamente riempiti da un residuo carbonatico grigio scuro (detto "cenerone") che in certi casi ha prodotto delle "colate" sulla parete rocciosa. Spesso, tuttavia, le pareti mostrano tracce nere allungate nel senso della pendenza, ma in questo caso si tratta semplicemente di "licheni" alimentati dallo scorrimento delle acque piovane e di trasudo oltre che da un ambiente piuttosto umido.



Figura 18 – Il Calcare Cavernoso con le sue cavità – ph M. Bastogi

A Le Rocchette soltanto nella parte alta della formazione sono riconoscibili lembi della formazione successiva della Serie Toscana: i Calcari a Rhaeticum Contorta.

Sul versante occidentale che guarda verso la finestra tettonica apuana, appaiono le rocce appartenenti al Complesso Metamorfico Apuano, cioè l'insieme delle formazioni geologiche caratterizzate da un metamorfismo di basso grado (Carmignani & Giglia 1984) che costituiscono in primo piano i versanti orientali del gruppo delle Panie.

Sul versante settentrionale della Pania Secca si apre l'omonimo circo glaciale, dal quale si diparte una valle (Val Borellone), che ripidissima scende verso il torrente Turrice Secca, tributario del Serchio. La valle dalla tipica conformazione glaciale a doccia presenta notevoli resti morenici che occupano l'area compresa tra M. Piglionico e le Rocchette (Pianiza), fino alla quota di 750 m, poco oltre il borgo di S. Antonio in Alpe.

Il detrito morenico è disposto in una duplice serie di cordoni allungati nel senso della valle.

L'intensa deformazione, che ha interessato la successione apuana durante l'Oligocene (Carmignani & Giglia 1984; Carmignani & Kligfield 1990), ha determinato una fratturazione con direzioni prevalenti NNE-SSW e WNW-ESE e uno spessore della formazione che varia notevolmente.

I ghiacci hanno agito su queste fratture allargandole e determinando la morfologia che oggi contraddistingue questo breve tratto di crinale modellandolo nei sei distinti picchi de Le Rocchette.

Il Monte Procinto

Entriamo all'interno della finestra tettonica apuana a non troppa distanza da Le Rocchette (circa 6,5 km più a sud ovest). Il Procinto appare come uno spettacolare monolite dalla forma molto singolare. Le sue pareti verticali si staccano per circa 150 metri da un supporto cilindrico che a sua volta si eleva dalla sua base per un centinaio di metri. La montagna è molto nota ai frequentatori delle Alpi Apuane e a chi arrampica; per tutto il suo contorno presenta molte vie con difficoltà fino al sesto grado.

Il gruppo del Procinto è composto da una dolomia microcristallina debolmente metamorfosata. La roccia fa parte della formazione "Grezzoni" del Trias Medio Sup. (Norico); il nome deriva dal gergo dei cavaatori apuani e indica una roccia che a differenza del noto marmo di Carrara, non si lucida.

Si presenta in strati o banchi molto compatti di qualche metro di colore grigio, affioranti, nelle unità metamorfiche apuane, alla base dei marmi che si sono formati in ambiente di piattaforma carbonatica [11].

Nell'area del Procinto gli stress tettonici sono stati particolarmente intensi poiché la serie appare rovesciata: le dolomie massive e le brecce monogeniche della formazione Grezzoni, più antichi (Trias),



Figura 19 – Il Monte Procinto con la sua "cintura" – ph M. Bastogi

si ritrovano oggi sovrapposti alle più recenti arenarie metamorfiche dello Pseudomacigno (Oligocene). Viene inoltre a mancare tutta la restante e intermedia serie stratigrafica metamorfosata, compresa tra queste due formazioni che testimonia la transizione dall'ambiente di piattaforma carbonatica all'ambiente di mare profondo prima dell'arrivo dei depositi torbiditici, poi trasformati dal metamorfismo in Pseudomacigno, con i quali ha termine la sequenza sedimentaria toscana.

La particolare morfologia di questa montagna dipende dal fatto che lo Pseudomacigno alla base è facilmente erodibile, così che la soprastante dolomia compatta viene scalzata mantenendo la verticalità. È in particolare la diffusa fratturazione verticale che pervade l'intero rilievo a controllare il fenomeno di disfacimento erosivo facendo assumere allo stesso la sua caratteristica forma cilindrica simile a quella di un "panettone".

Il rilievo offre vie lunghe e di difficoltà molto variabile in relazione allo stato della chiodatura in un ambiente veramente unico.



Figura 20 – I "Grezzoni" della parete del Procinto – ph M. Bastogi



Figura 21 – Breccia di frizione tettonica alla base della montagna – ph M. Bastogi



Figura 22 – Le siltiti metamorfiche della formazione "Pseudomacigno" alla base del Monte Procinto – ph M. Bastogi

Arrampicare sui relitti di antichi fondali oceanici (Giurassico – Cretaceo)

A nord della città di Prato, presso la frazione di Figline, esiste una cava di calcare, oggi abbandonata che un tempo forniva pietra da taglio.

La sequenza rocciosa qui presente e visibile in vari luoghi attraverso la valle, testimonia un antico fondale oceanico, oggi scomparso. In particolare la posizione panoramica del sito di cava attrezzata a palestra di arrampicata, permette di poter osservare e descrivere quasi interamente la sequenza dell'antico basamento di crosta oceanica.

Stiamo parlando del "braccio oceanico" Ligure-Piemontese la cui dorsale dal quale ha avuto origine, era caratterizzata da una velocità di espansione molto bassa conseguente a un magmatismo basico limitato e intermittente. La chiusura di questo oceano, con il perdurare della spinta tettonica, darà origine alle catene orogeniche di Alpi e Appennini.

La litosfera, ovvero la crosta oceanica e il primo strato del mantello che ha formato questo antico bacino oceanico del Giurassico Medio Superiore (circa 170-150 M.a.) è composta da un basamento peridotitico [12] intruso da corpi gabbrici risaliti verso la superficie in conseguenza di una tettonica di tipo estensionale (rocce ultrabasiche peridotitiche spesso serpentinate per interazione con le acque marine e da gabbrici [13]) e dalla loro copertura sedimentaria calcareo-silicea di mare profondo.

Queste rocce costituiscono la cosiddetta serie ofiolitica (dal greco *ophis* che significa serpente, poiché il colore e l'aspetto ricordano la pelle dei serpenti). Ci troviamo nelle unità Liguri interne (Unità ofiolitica inferiore). La serie ofiolitica comprende serpentiniti, gabbrici e basalti.

Il serpentino è il litotipo più noto per l'uso architettonico, impropriamente definito "Marmo o Verde di Prato", è stato utilizzato nell'architettura romana toscana per ornare le più importanti chiese toscane. Con l'interposizione di oficalciti [14], non presenti tuttavia nell'area di Figline, si passa quindi alla serie sedimentaria, ovvero la copertura soprastante l'antico fondo oceanico, rappresentata da Diaspri, Calcari a Calpionelle (Calcari di Figline) e Argilliti a Palombini.

I Diaspri sono ben visibili lungo il tratto di sentiero che porta dal fondovalle alla cava-palestra. Si tratta di straterelli di pochi centimetri di spessore (5-6 cm) silicei organogeni, formati cioè dai gusci di radiolari (protozoi marini planctonici) ricristallizzati durante i processi di litificazione (diagenesi). Generalmente sono di colore rosso fegato per la presenza di ossido di ferro, ma talvolta anche verdastro (per la presenza di minerali a ferro e magnesio ovvero: mafici). Questi strati si trovano intercalati a livelli analogamente sottili di argilliti e marne silicee.

Poco sotto la vecchia cava questi strati si presentano molto fratturati (per la fragilità che contradd-

distingue il litotipo e per i movimenti tettonici subiti durante la messa in posto). Le fratture sono spesso rimarcate da spalmature nerastre di ossidi di manganese, dovute al deposito da parte di acque che le hanno permeate.

I Diaspri rappresentano un deposito che si è sedimentato in un mare molto profondo; in queste condizioni di alta pressione, il carbonato di calcio rimane in soluzione senza precipitare [15] così che è assente nel deposito.

I Diaspri rappresentano la prima formazione sedimentaria al di sopra delle rocce ofiolitiche (basalti gabbrici e serpentiniti della crosta oceanica). Lo spessore, di solito mal valutabile per la complicazione indotta della deformazione e laminazione tettonica, è sempre modesto (nell'ambito di alcune decine di metri). In continuità stratigrafica, raggiunto il piazzale della cava, incontriamo la formazione dei "Calcari a Calpionelle".

La parete calcarea esposta a nord e nord-ovest è stata suddivisa in tre settori che sono stati attrezzati per l'arrampicata.

I Calcari a Calpionelle in generale danno luogo ad affioramenti di limitata estensione e quasi sempre tettonicamente scomposti per la storia che queste rocce hanno subito dopo la loro deposizione nella fase di messa in posto. Si tratta della formazione geologica sulla quale è stata attrezzata la parete di arrampicata. Calcari a grana finissima a frattura concoide per la presenza di silice, di colore prevalentemente bianco-latteo, in strati di spessore variabile da 20 centimetri fino al metro, separati da sottili interstrati di argilliti marnose finemente fogliate. Data l'esiguità degli affioramenti e il grado di disturbo tettonico, risulta assai difficile poter indicarne lo spessore originale (è ipotizzabile uno spessore massimo che si aggiri intorno ai 40 metri). Le caratteristiche litologiche e tessiture [16] che si osservano su queste rocce, suggeriscono un ambiente di sedimentazione di mare aperto (pelagico), in un ambiente di piana abissale interessato da saltuarie colate torbide. Riferendoci ai microfossili contenuti (Calpionelle e Nannoplancton), è possibile datare la formazione tra il Giurassico Superiore e il Cretaceo Inferiore. Questa formazione si è depositata sopra ai depositi silicei (Diaspri), perché il livello di compensazione dei carbonati in questo periodo si approfondisce.

Al di sopra dei banchi calcarei del fronte di cava segue stratigraficamente, anche se non è visibile sul fronte di cava, un altro termine facente parte della copertura sedimentaria dell'antico fondale oceanico: si tratta della formazione delle Argille a Palombini [17]. L'inizio di questo deposito è evidenziato dalla deposizione di argille con intercalazioni sempre più rare di Calcari a Calpionelle.



Figura 23 – Il Calcare a Calpionelle. Calcari micritici costituiti da gusci di organismi planctonici. I microgranuli di selce che compongono la roccia, conferiscono la tipica sfaldatura concoide – ph M. Bastogi



Figura 24 – Su lato destro della valle e opposto alla zona di arrampicata, una cava di serpentinite localizzata alla base del Monte Mezzana – ph M. Bastogi



Figura 25 – Strati di Diaspro rossastro, alla base del Calccare a Calpionelle – ph M. Bastogi



Figura 26 – Superficie di strato nelle marne grigio verdastre intensamente fratturate nella formazione dei Diaspri – ph M. Bastogi



Figura 27 – Interstrato argillitico nella formazione dei Calcari a Calpionelle – ph M. Bastogi



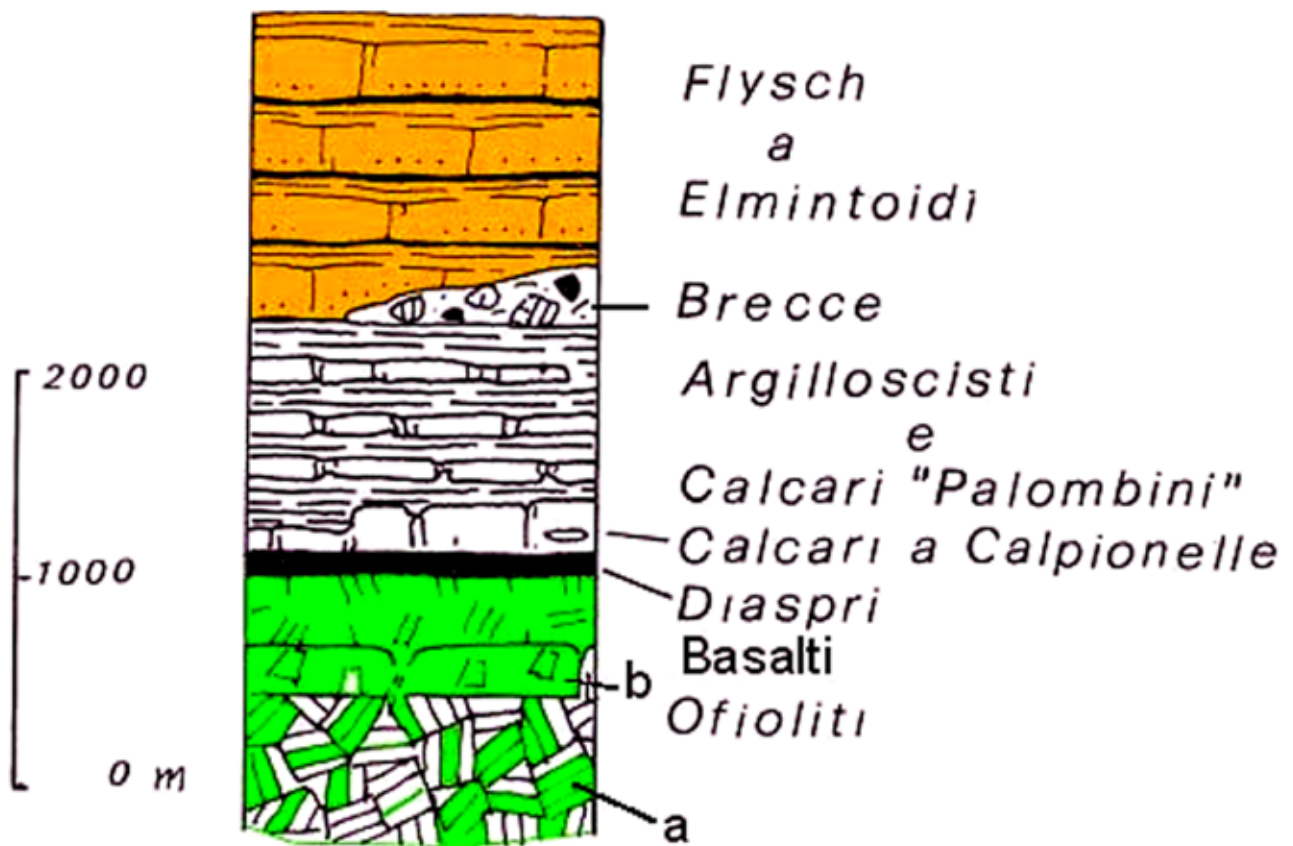


Figura 28 (sopra) – Colonna stratigrafica schematica della unità ofiolitica e della sua copertura (da Elter P. 1984)



Figura 29 (sinistra) – La parete di arrampicata. Si notano diversi piani di faglia. Lo "specchio di faglia" della parte sommitale presenta le strie (slikenside) dovuti al movimento della faglia. Sulla sinistra una zona particolarmente fratturata dove ha agito in maniera piuttosto energetica la corrosione carsica – ph M. Bastogi

Si tratta di un'alternanza di argilliti grigio avana e straterelli calcarei a grana molto fine grigio chiari (detti Palombini), che tendono a scomparire verso l'alto a tutto vantaggio della componente argillosa. L'età della formazione è Creta Superiore.

In questa località le Argille a Palombini passano in continuità stratigrafica al *flysch* a Elmintoidi [18] (colate torbide facenti parte, nel caso specifico, dell'Unità Morello). La serie ofiolitica (unità Vara) e l'unità Morello presenta lo stesso assetto delle formazioni sottostanti. Questa parete di arrampicata offre l'opportunità di poter parlare di una sequenza di rocce che difficilmente, per la loro fragilità intrinseca, possono essere oggetto di interesse per l'arrampicata. La serie ofiolitica è proprio per sua costituzione, per il disturbo tettonico subito durante la messa in posto, molto fratturata e quindi fragile, inadeguata per l'ubicazione di una palestra di arrampicata. Nel caso in questione, il sito di ex cava palestra di arrampicata, permette una visione quasi completa dell'intera sequenza di fondo oceanico comprendente la crosta oceanica (basalti, gabbri e serpentini), in destra idrografica della valle, con la loro copertura sedimentaria (Diaspri, Calcari a Calpionelle e Argilliti a Palombini), in sinistra della valle con l'interposizione, in prossimità proprio del fondovalle, di uno spessore di breccie ofiolitiche (non visibili in affioramento) dovute alla frantumazione tettonica dei cosiddetti "basalti a cuscini" (basalti di forma rotondeggiante perché raffreddati repentinamente al contatto con le acque dell'oceano).

Guardando dal piazzale della vecchia cava in direzione del fondovalle, si osservano le "Rocce Verdi". In particolare risalta in colore verde intenso il grande fronte della cava alle pendici di Monte Mezzano, oggi abbandonata, di serpentinite (peridotiti serpentinite con filoni gabbri e basaltici). Gabbri e Serpentiniti formano la massa che costituisce gli adiacenti rilievi di Poggio Ferrato e Monte Mezzano. Grandi frammenti, in origine magma oceanico, che sono stati strappati dalla zona in cui si sono consolidati, poi gli enormi stress tettonici li hanno trascinati per lunghe distanze coinvolgendoli nella

costruzione dell'edificio appenninico, un trasporto che è stato favorito dalla grande abbondanza di argille che durante le fasi compressive orogeniche hanno agito da "lubrificante tettonico".

I gabbri rappresentano il magma che si è solidificato in profondità, i basalti il magma solidificato alla superficie che successivamente, al contatto con l'acqua, si è trasformato nelle serpentiniti.

Tra le rocce ofiolitiche spesso compaiono forme "a cuscino" (*pillow lava*), non presenti tuttavia nell'area di Figline. La forma rotondeggiante a cuscino è conferita dal rapido raffreddamento e consolidamento dei magmi che fuoriescono dal fondale oceanico che inoltre vetrifica la loro superficie [19].

Risalendo il versante e attraversati i Diaspri si giunge al piazzale della vecchia cava di Calcare a Calpionelle. Il fronte di cava attrezzato a palestra mostra strati calcarei micritici, silicei grigio chiari molto tenaci intercalati da livelli poco spessi di argilliti avana facilmente sfaldabili di spessore da 3-4 cm fino a 50-60 cm.

I banchi calcarei sono attraversati da fratturazioni spesso ricementate dalla deposizione secondaria di calcite spatica; l'assetto degli strati è a reggi-poggio con inclinazione piuttosto modesta. Questi calcari sono talvolta coperti da concrezioni calcaree di aspetto "spugnoso" (per precipitazione del carbonato di calcio lungo superfici di frattura).

Si osserva che la parte più alta, a sinistra del fronte di cava, è delimitata da una netta discontinuità rettilinea ad andamento inclinato che delimita una sorta di cuneo. Si tratta di una faglia inversa legata cioè a un regime compressivo ed è da mettere in relazione alla messa in posto dell'unità. La superficie di questo cuneo presenta tracce ben marcate di corrosione carsica (solchi di forma ondulata) utili, in arrampicata, come appiglio.

Nella parte più alta del fronte cava, un movimento lungo la faglia ha lasciato sulla superficie di scorrimento chiare scanalature (*slickenside*) che sottolineano la direzione di un movimento di tipo distensivo con lo scorrimento del lato oggi mancante, verso il basso.

Arrampicare sul *flysch* arenaceo (Oligocene - Miocene)

Dopo la completa chiusura dell'antico Oceano Liguro-Piemontese (Eocene Superiore-Medio), nell'Oligocene Superiore, con il perdurare della spinta tettonica in direzione est-nord est e la sovrapposizione per sovrascorrimento delle falde (Vd. nota 7), comincia a delinearsi un primo abbozzo di catena appenninica localizzato molto più a occidente rispetto alla posizione della catena attuale. Una forma in rilievo, come è facile intuire, diviene soggetta a erosione, ecco quindi che al fianco di questo "orogene primordiale", cominciano ad accumularsi

sedimenti in spessori sempre maggiori che poi tenderanno a scivolare verso le zone più profonde del fondale marino, in forma di colate di torbide (i *flysch* torbiditici).

La Successione Toscana viene coperta, a livello regionale, da colate torbide analoghe per meccanismo genetico e per le caratteristiche litologiche, ma distinte per le strutture sedimentarie che mostrano e per la composizione mineralogica dei grani.

Sono le correnti marine e le zone della catena in formazione da cui vengono erose le rocce, a contraddi-

stinguere le diverse sequenze torbiditiche così che è possibile suddividerle in specifiche unità, ampiamente rappresentate nell'Appennino Toscano e non solo.

I granuli minerali comprendono sostanzialmente: quarzo, feldspati potassici e miche [20], seguiti dai cosiddetti "minerali accessori" che permettono di diversificare il bacino di origine (avanfossa) dove queste torbiditi si sono accumulate.

I geologi che hanno studiato l'Appennino, hanno dato a queste sequenze sedimentarie nomi di formazioni geologiche diverse. Limitandoci alle sequenze principali e a iniziare da quella più occidentale si riconoscono: le arenarie della formazione "Macigno" e procedendo verso est le "Arenarie di Monte Cervarola", quindi le "Arenarie di Monte Falterona" fino alla "Marnosa Arenacea".

La sedimentazione torbiditica si concentra nella fascia nord orientali esterna della paleo catena appenninica e con la migrazione del fronte compressivo, in conseguenza del perdurare delle spinte orogeniche e del sovrascorrimento delle diverse unità in direzione nord orientale, coinvolge via via, nel tempo, tutti i depositi torbiditici formati tra Oligocene Superiore e Miocene Inferiore.

Le torbiditi sono denominate anche "flysch": un termine di origine svizzera che significa "pendio scivoloso", ma in geologia con questo termine si riconoscono i sedimenti silicoclastici che derivano da una catena montuosa in emersione che lentamente per erosione si consuma producendo sedimenti che in forma di colate successive, si accumulano sul fondo di profondi bacini.

L'antica configurazione della fascia orogenica appenninica vede al suo fronte più esterno, una zona detta "avampaese" che contrasta la spinta orogenica sud occidentale e che in seguito sarà interessata sempre più dagli stress tettonici deformativi. Tra questa regione e la catena in formazione, si forma una depressione più marcata (avanfossa) che migra con la catena stessa verso est ed è proprio in questa zona abissale che i depositi turbiditici concludono la loro rapida discesa.

In Toscana, nell'Appennino settentrionale, il flysch interessa quasi con continuità tutta la porzione più elevata della catena a iniziare dal confine Ligure, fino ad arrivare al confine umbro, e oltre la zona del Trasimeno, per spessori stimati di oltre 3.000 metri.

Le pareti di arenaria che si prestano maggiormente per la realizzazione di palestre di roccia, sono soprattutto localizzate tra Firenze ed Arezzo, dove gli strati della formazione arenacea, per motivi indotti dalla tettonica miocenica che ha generato i bacini longitudinali alla catena, si presentano orientati con inclinazione opposta all'inclinazione del pendio (reggipoggio) così da costituire ampie "placcate" idonee all'arrampicata.

Nel Valdarno Superiore, a nord-ovest della città di Arezzo, alle pendici del massiccio del Pratomagno

(1.591 m presso Croce del Pratomagno), in Comune di Loro Ciuffenna, si trova una palestra molto frequentata denominata "falesia Le Tre Punte".

La palestra di arrampicata è suddivisa in due settori che comprendono circa 40 vie di arrampicata e interessa il fianco esposto a sud, in posizione riparata dai venti, a circa 1.300 m, luogo ideale per lo svolgimento di questa attività sia in inverno che nelle mezze stagioni. Il luogo è suggestivo per l'ampio panorama che domina la Valle dell'Arno, spaziando fino ai monti del Chianti, e per la naturalità dell'affioramento roccioso che con molta probabilità corrisponde a una scarpata di faglia.

Si tratta di una struttura monoclinale costituita da una sequenza di strati e banchi di arenaria anche di grande spessore, intercalati da subordinati livelli di siltiti e argilliti. La sequenza sedimentaria è originata da una serie di colate torbide successive di sedimenti ammassati al margine della piattaforma continentale.

Le condizioni scatenanti perché queste masse di sedimenti si mettano in movimento dando luogo alle colate sottomarine, sono da ricercarsi negli eventi meteorologici (tempeste) o negli episodi franosi e sismici.

Una colata torbida può essere seguita immediatamente dalla successiva, oppure, se si verifica un periodo di stasi, la colata viene sepolta dal fango pelagico che si trova in sospensione nelle acque marine. In conseguenza dei processi di litificazione (diagenesi) il fango composto da minerali argillosi, andrà a costituire l'interstrato siltitico - argillitico (volgarmente chiamato "galestro"), mentre il deposito sabbioso di colata, formerà lo strato di arenaria intercalato ai precedenti, così come è osservabile oggi, nei numerosi affioramenti che possiamo vedere percorrendo il territorio appenninico.

Una caratteristica tipica degli strati arenacei di flysch è la loro "gradazione" ovvero la distribuzione verticale selettiva della grana all'interno dello strato o del banco. In virtù del peso maggiore i granuli più grandi tendono a scendere verso il basso, mentre verso la parte alta dello strato, sono i granuli dalle dimensioni minori e più leggeri a depositarsi [21].

La velocità della corrente con i relativi vortici sul fondo marino oppure il trascinarsi di elementi estranei (frammenti rocciosi, resti vegetali ecc.) producono delle tipiche forme concave, più o meno allungate che successivamente riempite dal sedimento della colata successiva si presentano oggi sulle superfici di strato in forma di rilievi mammellonari (controimpronte di fondo); ai geologi queste strutture sedimentarie forniscono importanti dati sulla polarità dello strato e sulle antiche direzioni delle correnti.

Nell'architettura ornamentale toscana (soprattutto fiorentina) il membro arenaceo è storicamente conosciuto come "Pietra Serena", nome attribuito



Figura 30 – Morfologia del versante presso la falesia de Le Tre Croci. Si noti gli strati arenacei che risaltano rispetto agli interstrati argillitici-siltitici più erodibili a formare una sorta di "scalinata". – ph M. Bastogi



Figura 31 – Una cengia di argilliti sotto allo strato arenaceo – ph M. Bastogi



Figura 32 (destra) – Il banco arenaceo alla sommità della falesia con il sottostante strato argillitico – ph M. Bastogi



Figura 33 (sopra) – Banchi di arenaria presso una delle vie di arrampicata. L'erosione conferisce alla roccia questa tipica morfologia arrotondata – ph M. Bastogi

Figura 34 (sopra a destra) – lo strato arenaceo con il sottostante interstrato argillitico siltitico. Alle colate di torbida seguono periodi di stasi nei quali si sedimentano le granulometrie più fini (argille e limi) – ph M. Bastogi



Figura 35 (destra) – Il fronte della falesia più grande a Mariano, presso Fiesole – ph M. Bastogi

dagli architetti del '700 per la somiglianza del colore della pietra a quello del cielo in certi periodi autunnali. Molti dei centri storici toscani sono realizzati con questa pietra utilizzata a seconda della varietà (ovvero delle dimensioni della grana) soprattutto per i particolari costruttivi ornamentali degli interni.

Nel Pratomagno sono due le formazioni geologiche torbiditiche che caratterizzano, nella sua porzione centrale, l'ossatura del rilievo: le "Arenarie di Monte Cervarola" e le "Arenarie di Monte Falterona".

In tutta l'area posta a quota superiore il Pratomagno è rappresentato dalle "Arenarie di Monte Falterona"; alle quote più basse affiorano le "Arenarie di Monte Cervarola".

La transizione tra la formazione delle Arenarie del Falterona e quelle di Monte Cervarola avviene con gradualità, in uno spessore di circa 200-300 metri: gli strati arenacei spessi tendono a diminuire a vantaggio di quelli medi e sottili in cui la componente siltosa argillitica prende il sopravvento.

La falesia de Le Tre Punte ricade nella formazione geologica delle "Arenarie di Monte Falterona" che proprio in questa area presenta i suoi massimi spessori.

La parete mostra strati arenacei a grana grossolana, talora anche banchi di grande spessore (10 metri), inclinati verso nord est (in direzione dell'area casentinese) di 10°-15°. Il fronte roccioso stratificato presenta un profilo "a gradinate", determinato dalla energica erosione dei subordinati strati siltifici in corrispondenza dei quali attecchisce la vegetazione arborea, in contrasto con i nudi banchi arenacei dove emergono le testate degli strati.

In corrispondenza della parete attrezzata, l'erosione degli strati siltifici ha determinato la formazione di cengie utili per lo spostamento orizzontale e il raggiungimento delle diverse vie di arrampicata.

A scala più ampia, il ripido versante valdarnese evidenzia ampi ripiani inclinati che interrompono la monotona continuità del pendio. L'area di Anciolina, proprio a valle della parete di Le Tre Punte, è localizzata proprio su una di queste superfici sommitali.

Arrampicare sulle rocce vulcaniche (Miocene inferiore - Pleistocene)

In Toscana sono presenti rocce di origine vulcanica sia effusive che intrusive e per entrambe le tipologie esistono falesie di arrampicata.

Dopo la tettonica compressiva che ha determinato la messa in posto delle diverse falde appenniniche, una importante attività magmatica si manifesta con l'instaurarsi della tettonica estensionale neogenica (tra Miocene e Pliocene) che determina la risalita di magmi che daranno luogo alla Provincia Magmatica Toscana nell'area compresa tra la costa e l'arcipelago Toscano fino al Lazio settentrionale. Dagli 8,4 M.a. dell'Elba il magmatismo diviene progressivamente sempre più giovane spingendosi in direzione

Il piccolo borgo si inserisce su uno dei grandi blocchi ad andamento parallelo alla dorsale del Pratomagno che determinano una morfologia a gradinata che scende verso il bacino del Valdarno.

Questi blocchi, in corrispondenza delle faglie verticali che li delimitano, mostrano spesso strie orizzontali che indicano una componente del movimento distensivo, non soltanto verticale della faglia.

Si tratta delle faglie che hanno determinato l'innalzamento del rilievo e relativamente a questo, la formazione della depressione bacinale del Valdarno.

La maggiore esposizione agli agenti meteorologici degli strati più alti del fronte della palestra, ha facilitato, nel tempo, il distacco dei blocchi lungo le citate superfici di frattura distanziate tra loro di 50-70 centimetri, determinando una tipica morfologia detta a "denti di sega" che nello sviluppo verticale si conforma in termini alpinistici come diedro.

Sempre nella parte più alta, la parete assume spesso forme più arrotondate per l'azione erosiva dei venti e l'esposizione alle piogge, analogamente agli elementi architettonici dei palazzi storici posti all'esterno si osserva degrado per esfoliazione.

Una delle caratteristiche più interessanti per l'arrampicata è proprio legata alla rotondità degli appigli.

Sempre per il Pratomagno sono note altre palestre nel medesimo contesto litologico (Falesa della Gubbiana, delle Tre Fonti e Massa Nera).

Tra le palestre di roccia nell'arenaria non possiamo tuttavia non ricordare quelle presso Maiano alle pendici orientali di Monteceneri a Fiesole. Si tratta di una delle prime falesie di arrampicata (anni '50) ricavata su un fronte di cava.

Molti alpinisti fiorentini sono cresciuti e diventati famosi esercitandosi proprio su queste pareti. Le cave di Maiano a Monteceneri inoltre hanno costituito nel Rinascimento e nel periodo della Firenze capitale una fonte di approvvigionamento notevole per l'architettura fiorentina, soprattutto per l'ornato degli interni.

dell'entroterra Toscano per arrivare ai 300.000 anni del Monte Amiata, seguendo la migrazione della catena appenninica settentrionale verso oriente.

Monte San Bartolomeo (Elba)

Per trovare in Toscana falesie di arrampicata su rocce magmatiche intrusive dobbiamo spostarci all'isola d'Elba. Questa possiede una infinità di forme del paesaggio legate alla sua vasta geodiversità, caratteristica questa che si riflette anche sulle possibilità di scelta per individuare pareti idonee relativamente ai diversi aspetti che interessano l'arrampicata.

A occidente dell'Isola si erge il Monte Capanne

(1.018 m) dai versanti molto acclivi. Si tratta della più grande massa vulcanica intrusiva della Toscana (duomo intrusivo di Monte Capanne, circa 8 km di diametro).

L'intera struttura intrusiva fu messa in posto con il sollevamento post orogenetico avvenuto nel Miocene tra gli 8,4 e i 7,0 M.a., quando al regime compressivo che aveva portato alla formazione del primo abbozzo della catena appenninica, si sostituì un regime di sforzi disgiuntivo (distensione crostale) che lacerò la crosta permettendo la risalita di masse fuse anatettiche [22], che dalla crosta continentale profonda raggiungono la superficie.

Nell'area circostante il Monte Capanne sono state attrezzate alcune palestre di arrampicata tra le più frequentate dell'Isola. La palestra che prendo in considerazione è quella di Monte San Bartolomeo tra le località di Chiessi e Pomonte, nel quadrante sud occidentale di Monte Capanne. Si tratta di un rilievo dalla forma arrotondata di appena 437 m dal livello del mare, ben attrezzato per diverse vie di arrampicata ripartite su due settori distinti.

La composizione mineralogica dell'ammasso intrusivo lo classifica con l'analisi petrografica di composizione intermedia tra la granodiorite e il monzogranito (si tratta di rocce che fanno parte della vasta "famiglia" dei graniti e la distinzione tra esse dipende dalle proporzioni tra plagioclasti, alcalifeldspati e i minerali accessori ferro magnesiaci). Le informazioni geochemiche concordano a far ritenere che queste rocce siano originate da un magma derivato dalla fusione parziale di preesistenti sedimenti argillosi metamorfosati. Dalla periferia di questa massa granitica si dipartono "filoni aplitici", ovvero porzioni di magma intrusi nelle fratture della roccia granodioritica e di quella incassante che si sono rapidamente raffreddati differenziandosi, rispetto alla massa principale, durante il loro tragitto [23].

I filoni aplitici sono facilmente individuabili lungo il perimetro del Monte Capanne e si mostrano in forma di vene biancastre che attraversano la massa intrusiva. L'aspetto visivo più tipico del corpo granitico è quello di una roccia cristallina a grana medio piccola, di colore bianco con uniforme punteggiatura nera. È peculiare la presenza, nella massa intrusiva, di grossi cristalli di ortoclasio bianco che possono raggiungere, nella direzione di massimo allungamento, anche i 10 cm. Sono presenti anche altri inclusi rotondeggianti di varia dimensione, di colore grigio scuro il cui componente principale è la mica biotite. La massa granodioritica del Capanne permette di distinguere tre diverse *facies* [24] geometricamente sovrapposte, si tratta in particolare di tre livelli che si riconoscono nell'intero plutone.

La "*facies di Sant'Andrea*" compare prevalentemente ai margini del plutone ed è quella che si può osservare in una fascia all'inizio della salita da Chiessi. Salendo il sentiero è infatti facile vedere numerosi

megacristalli biancastri di ortoclasio (cristalli di feldspato potassico lunghi una decina di centimetri), che ben risaltano dalla massa microcristallina e costituiscono un ottimo appiglio per l'arrampicata nelle falesie di Sant'Andrea presso il lato nord del Capanne.

Nella roccia granitica sono inoltre distinguibili inclusi di forma rotondeggianti di alcuni centimetri di diametro che talvolta possono arrivare a dimensioni metriche, per la loro composizione mafica [25] presentano una colorazione grigio scura. Si tratta di magmi di provenienza profonda (dal mantello terrestre) che hanno interagito con i soprastanti magmi di fusione crostale (magmi anatettici).

La "*facies di San Francesco*" è quella che caratterizza il rilievo di San Bartolomeo e in generale distingue la parte più elevata del Capanne; mostra caratteristiche intermedie con le altre due.

La "*facies di San Piero*" è quella che evidenzia i caratteri più uniformi con grani minerali di taglia medio-fine. In questa *facies* si riduce fortemente la presenza dei grossi cristalli di ortoclasio ed anche quella delle inclusioni mafiche arrotondate. L'omogeneità di questa varietà della roccia la rende di maggior interesse per l'utilizzo come pietra ornamentale.

Il plutone del Monte Capanne è pervaso da sistemi di fratture sia provocate dalla contrazione conseguente al raffreddamento della massa (fratture primarie) che da rilascio dello stress meccanico successivo alla esumazione della massa granitica alla superficie e quindi alla riduzione, per erosione, del soprastante carico (fratture secondarie).

Le attuali forme del territorio sono state sostanzialmente controllate da queste condizioni morfologico-strutturali.

Le fratture primarie (*Joints* longitudinali e trasversali) presentano angoli di immersione molto prossimi alla verticalità e generalmente si intersecano con angoli di 45° rispetto alle strutture magmatiche lineari.

Le fratture di genesi secondaria sono tuttavia quelle che più influiscono sulla morfologia del paesaggio, in particolare quelle orientate parallelamente alla superficie topografica (*sheeting joints*). L'intersezione delle fratture sub-orizzontali con quelle parallele alla superficie delimitano la superficie della roccia resistente (superficie strutturale). Questo reticolo di fratturazione accresce notevolmente lo sviluppo dei processi di alterazione e degrado, determinando il formarsi di numerose superfici strutturali e quindi delle tipiche forme del paesaggio granitico.

La roccia granitica con il rilascio degli sforzi tensionali è libera di espandersi radialmente, gli stress di trazione, che si generano, fratturano la roccia in forma di "lastroni" paralleli alla superficie topografica (giunti di esfoliazione); oggi possiamo osservare questi grossi elementi lapidei accumulati alla base di Monte San Bartolomeo e anche di tutte le maggiori prominenze.



Figura 36 – Monte San Bartolomeo salendo da Chiessi – ph M. Bastogi



Figura 37 – Monte San Bartolomeo. La particolare morfologia arrotondata dall'erosione – ph M. Bastogi



Figura 38 (sinistra) – Superfici strutturali generate dall'intersezione delle fratture sub orizzontali con quelle parallele alla superficie; Figura 39 (centro) – Fenocristalli di Ortoclasio orientati; Figura 40 (destra) – Filone aplitico – ph M. Bastogi



Figura 41 – La roccia "granitica" degradata in prossimità della costa (arenizzazione) – ph M. Bastogi



Figura 42 – Incluso mafico – ph M. Bastogi

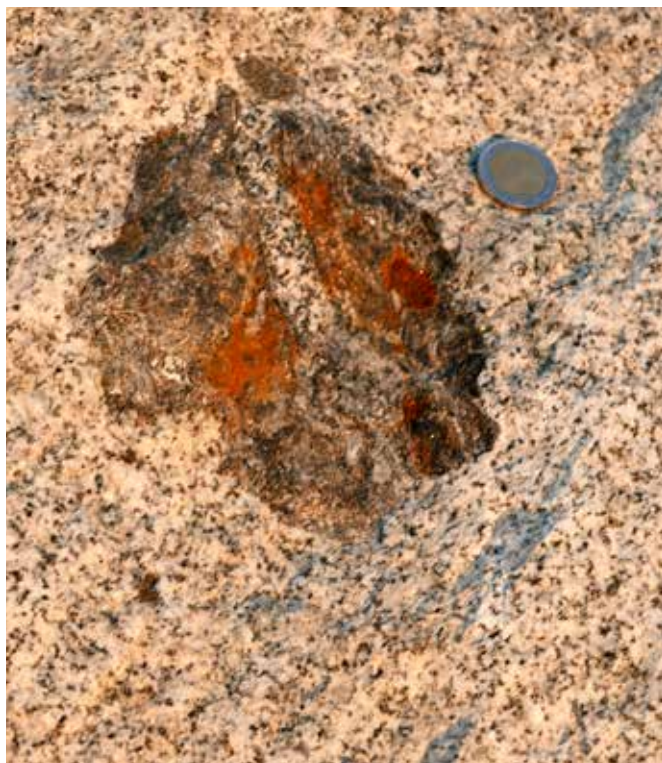


Figura 43 – Xenolite (frammento roccioso staccato dalle pareti della camera magmatica) – ph M. Bastogi



Figura 44 – Alveolizzazioni per alterazione meteorica – ph M. Bastogi

L'esfoliazione ha favorito la formazione di ampie spianate che molto spesso coinvolgono intere aree di versante. Nella zona di Chiessi questo fenomeno è particolarmente evidente. Ai piedi del rilievo di San Bartolomeo superfici strutturali sono delimitate verso l'alto da "cornici di distacco" corrispondenti a fratture trasversali. Talvolta queste superfici interrompono la regolarità del profilo dei crinali determinando discontinuità altimetriche che conferiscono alla profilatura dei crinali un andamento a gradinata.

Quando il fenomeno si sviluppa su più fronti di un rilievo con tendenza a convergere verso un punto centrale, si formano le caratteristiche forme rotondeggianti a "duomo di esfoliazione". Esempio tipico è proprio la parte sommitale del Monte San Bartolomeo; tutte le forme di rilievo isolate mostrano versanti costituiti da superfici strutturali debolmente arcuate.

Il processo di alterazione meteorica del granito è di tipo fisico-chimico (arenizzazione). Il risultato finale è un materiale granulare dalle dimensioni comprese tra quelle della sabbia grossolana e della ghiaia fine con uno "scheletro" di frammenti litici fino a 3-5 cm di diametro massimo. Gli spessori di questo deposito residuale si mantengono nell'ordine di qualche decimetro, ma possono arrivare fino a 2 metri.

Salendo il sentiero che porta alle palestre di roccia, nel suo tratto iniziale a quota minore (lato costa), questo effetto di degrado chimico fisico è evidente e ben circoscritto. Qui ad accelerare il degrado è certamente l'aerosol marino che genera sulle rocce condizioni di umidità e di salinità elevate. La roccia mostra colorazione più scura e scagliette di pochi millimetri di spessore molto friabili alla semplice pressione delle dita, a terra si nota un notevole incremento del materiale detritico.

L'alterazione meteorica lungo i sistemi di fratturazione (*joints*) fra loro ortogonali ha originato blocchi isolati, talvolta sovrapposti a costruire veri e propri tor [26]. Sul Monte Capanne, a causa della forte acclività e quindi della scarsa stabilità, queste particolari forme sono soggette a crolli così che risultano poco sviluppate in altezza.

Nella zona in oggetto è molto più facile osservare blocchi singoli di forma sub-sferoidale raggruppati a costruire estese coperture, alla cui genesi possono aver partecipato anche massi "relitti" derivanti dal collasso dei tor. L'arrotondamento dei blocchi granitici può essere avvenuto sia per alterazione della preesistente copertura detritica colluviale, successivamente dilavata dalle acque di ruscellamento che hanno liberato i blocchi dalla massa, sia a seguito dei processi di esfoliazione subaerei più o meno intensi come il grado di arrotondamento testimonia. Alcuni dei rilievi circostanti al San Bartolomeo e degli affioramenti rocciosi che si incontrano sul sentiero mostrano altre particolari morfologie legate all'alterazione meteorica: si tratta di tafoni e delle alveolizzazioni.

I tafoni consistono in cavità emisferiche dai diametri generalmente variabili da 50 a 100 cm che tuttavia possono raggiungere anche diversi metri, soprattutto quando questi ultimi sono legati a fratture e sono profondi tra i 20 cm e qualche metro. Le dimensioni delle cavità variano a seconda dell'esposizione dei versanti al sole e a un regime ventoso costante, ma variabile e della quota (le cavità più ampie e profonde si trovano fra i 10 e i 200 m di quota. È stato osservato che a quote superiori ai 400 m la frequenza di queste forme decresce velocemente fino a praticamente azzerarsi al di sopra dei 500-600 m.

Per la formazione dei tafoni è determinante il contrasto microclimatico fra esterno e interno della cavità; è per questo che in vicinanza del mare, dove la differenza ambientale (soprattutto di umidità) è assente, è inibito lo sviluppo del tafone.

L'alveolizzazione incide piccole depressioni a goccia del diametro massimo di qualche decimetro e profonde pochi centimetri, a differenza dei tafoni è un fenomeno limitato alle falesie e ai primi 100 m di quota, quando cioè le condizioni ambientali non sono sufficientemente contrastanti e avviene solo in corrispondenza di piccole fratture o disomogeneità nella composizione mineralogica della roccia. È il caso delle falesie dove l'aerosol marino genera condizioni di umidità e di salinità elevate, ma relativamente uniformi sulle superfici esposte. L'alveolizzazione delle pareti dei tafoni può quindi essere interpretabile come un segnale dell'instaurarsi di nuove e più omogenee condizioni ambientali e quindi dell'inizio del deterioramento di queste forme.

Raggiunto il rilievo di San Bartolomeo si vedono le pareti di arrampicata più lunghe che interessano la base dell'altura, esiste tuttavia una seconda parete immediatamente a tergo e a quota maggiore, dove sono materializzate altre vie più brevi delle precedenti. Una ferrata permette inoltre il raggiungimento della sommità.

Le lave del Monte Amiata

Il Monte Amiata offre l'occasione di poter arrampicare su colate laviche localizzate in diverse zone circostanti l'antico apparato vulcanico.

Il vulcano con i suoi 1.738 m costituisce il rilievo più alto della Toscana meridionale, ebbe origine nel Quaternario in corrispondenza di un alto strutturale (*horst*); i suoi magmi sono fuoriusciti da punti diversi di una medesima frattura orientata da nord est a sud ovest dove raggiunge la zona del viterbese.

L'alto strutturale costituisce una dorsale che si è generata nel Pliocene con la "tettonica distensiva a blocchi", è delimitato ai suoi fianchi da aree bacinali depresse che sono state sede di deposizione continentale e di deposizione continentale marina. Questo alto strutturale risulta costituito da un ridotto spessore della Serie Toscana che si è depositata sul

basamento Paleozoico fra il Triassico e l'Oligocene (220-40 M.a.); sulla Serie Toscana si sono quindi sovrapposte le Unità Liguri traslate a seguito degli stress tettonici successivi alla chiusura dell'antico braccio oceanico dal quale si sono originate Alpi e Appennini.

Il vulcano è stato alimentato da un corpo magmatico posto alla profondità di 6-7 km che si mise in posto alla fine del Pliocene (circa 2 M.a.), grazie alla presenza della discontinuità tettonica già citata causando il sollevamento dell'area. L'attività del vulcano è terminata circa 230 mila anni fa ed è stata caratterizzata da colate e duomi lavici distribuiti lungo la citata direttrice tettonica, così che anche il rilievo ha assunto una forma ellittica.

I magmi che sono fuoriusciti dall'apparato vulcanico derivano da miscelamento (ibridazione) tra i fusi mafici profondi, provenienti dal mantello terrestre e i fusi prodotti nella soprastante fascia crostale per la fusione parziale delle rocce sialiche [27] della crosta.

La composizione di queste lave è quindi intermedia tra quella cosiddetta "acida" (ricca di silicio) e "basica" (ricca di minerali ferro magnesiaci). Si tratta di "latiti", rocce effusive grigie scure e rossastre, composte da feldspati alcalini e plagioclasti che risaltano immersi in una "pasta di fondo" microcristallina di analoga composizione che contiene anche biotite e modeste percentuali di quarzo.

Il comportamento di queste effusioni è stato quello di un fluido piuttosto viscoso che ha dato luogo preferibilmente a duomi vulcanici distribuiti lungo la discontinuità tettonica e colate poco estese rispetto ai punti di emissione (massimo 5-6 km).

La storia eruttiva delle varie fasi di attività del vulcano è stata determinata sulla base della variazione di composizione petrografica delle lave e della posizione stratigrafica con la quale oggi si riconoscono le diverse colate che costituiscono il rilievo.

Tra le palestre di arrampicata localizzate alle pendici del vulcano, quelle localizzate nell'area nord orientale, nel Comune di Abbadia San Salvatore presso le località Catarcione e Testa di Dante, sono tra le più frequentate. Si tratta di due siti vicini tra loro ubicati alla quota di circa 1.000 m s.l.m. e prossimi alla strada provinciale che porta al rifugio Cantore e alla sommità dell'Amiata. Le falesie sono molto frequentate soprattutto nei mesi estivi perché sono protette dall'ombra di un fitto bosco di castagno.

Queste colate e duomi attrezzati a falesie di arrampicata fanno parte della sesta e ultima fase di attività magmatica del vulcano e appartengono all'unità geologica conosciuta come "sub sistema di Prato della Contessa" (il sub sistema è un'unità geologica ben definita per una determinata area e circoscritta da evidenti discordanze stratigrafiche).

La notevole viscosità delle lave ha preferibilmente determinato il formarsi di duomi esogeni, ovvero accumuli lavici localizzati presso la zona di emissio-

ne e accresciutisi con ripetute estrusioni. Le poche e modeste colate, che si sono succedute, si sono incanalate lungo le vallecole incise sui fianchi del vulcano. La roccia lavica si presta particolarmente bene per l'arrampicata perché, oltre a essere molto resistente, presenta molte fessure e cavità idonee come appigli. Le fratture che seguono costantemente il fronte roccioso si sono prodotte per il repentino raffreddamento della colata, la costante spaziatura fra esse concorre a confermare un'origine legata al raffreddamento della lava, solo successivamente si sono allargate in conseguenza del cedimento indotto dal peso stesso della lava sul substrato (la litologia sulla quale si sono accumulate le colate laviche è prevalentemente argillosa). Poco al di sotto delle rocce vulcaniche e visibili in affioramento al margine del rilievo, si osservano argille e argilliti delle Unità Liguri. Molti grandi blocchi lavici localizzati in questa zona marginale del vulcano sovrastanti alle argilliti della formazione Ligure, quando disarticolati dalla parete, mostrano di aver subito rotazione indotta dal cedimento delle argille.

Le cavità o vacuoli che caratterizzano la colata lavica sono dovute alla degassazione del magma durante il raffreddamento. I gas in colate viscoso come queste si liberano anche molto tempo dopo l'effusione delle lave e spesso si sono fermati subito prima della superficie della colata perché il raffreddamento superficiale ha già consolidato la superficie della colata. La continuità della vescicolazione, determinano allineamenti o bande che simulano una stratificazione.

La forma di queste cavità da informazioni sul movimento della lava: se il raffreddamento avviene in quiete la forma dei vacuoli provocati dall'espansione del gas è come quella di una "pera rovesciata", invece se la lava si muove mentre si raffredda il vacuolo tende a deformarsi nel senso della direzione di flusso.

Le falesie di arrampicata dominano la sottostante Unità Santa Fiora. Questa Unità Ligure si compone di due sub-unità, quella di Santa Fiora e quella della Pietraforte. La sub-unità di Santa Fiora consiste in prevalenti argilliti e argilliti marnose grigie e grigie scure, talvolta avana che si intercalano con strati di spessore vario (da pochi centimetri fino a 2 metri), di calcari e calcari marnosi di colore grigio o beige, biocalcareni gradate (arenarie calcaree con grani di origine fossile), marne e marne calcaree, quasi sempre gli strati sono molto alterati e pervasi da vene calcitiche (Creta Inferiore). La sub-unità della Pietraforte consiste in strati arenacei originati da colate torbide di composizione carbonato silico-clastica, di spessore variabile tra 40 cm fino a oltre 10 metri (Creta Sup.).

Presso l'area di arrampicata il percorso della strada provinciale delimita il netto contrasto morfologico che si osserva tra la formazione vulcanica e l'Unità

Ligure. Entrambe le pareti di arrampicata appartengono alla medesima formazione geologica pleistocenica detta "del Pianello". Una colata che mostra tessiture fluidali e inclusi di rocce scure, probabilmente strappate dal condotto percorso dalle lave nella loro uscita verso la superficie.

Catarcione presenta un fronte roccioso meno spesso rispetto a quello lungo il quale si distribuisce la falasia della Testa di Dante che, tuttavia, è molto più vicina alla strada provinciale. Le vie sono sempre ben materializzate da chiodi fissi ed è ben visibile la catena che individua il punto più alto della parete.



Figura 45 (sinistra) – Strutture di flusso nelle lave del Pigellato, rimarcate da vescicole di degassazione: formazione del Pianello; Figura 46 (centro) – Colata lavica di Pigellato. La "testa di Dante" che dà il nome all'omonimo settore di arrampicata; Figura 47 (destra) – Frattura verticale beante dovuta al raffreddamento nella colata di Pigellato – ph M. Bastogi



Figura 48 (sinistra) – La lava di Pigellato, formazione del Pianello. Roccia porfirica grigio rosastra, contiene cristalli di k-feldspato, plagioclasti in aggregati (glomerofirri), biotite e clinopiroseni; Figura 49 (sopra) – Xenoliti metasedimentarie nella colata di Pigellato – ph M. Bastogi

Arrampicare sui depositi travertinosi (Pleistocene)

In Toscana è possibile arrampicare anche sui depositi di travertino. Nella Toscana meridionale, vicino a Massa Marittima, la guida alpina valtellinese Eraldo Meraldi ha attrezzato una parete per l'arrampicata anche su rocce di origine chimica di tipo travertinoso. In un ambiente collinare boscato la presenza di un costone roccioso in mezzo al bosco è indiscutibilmente un fatto sorprendente. Si tratta di una piccola parete esposta a ovest a quota 330 m s.l.m., in località Poggio al Montone, un vecchio fronte di cava che offre l'opportunità di una ventina di vie per poter arrampicate in continuità su parete leggermente strapiombante.

La cava di "travertino" in questione è oggi segnalata come geosito del Parco Nazionale delle Colline Metallifere Grossetane.

Ci troviamo su rocce di ambiente continentale di genesi molto recente (Villafranchiano inferiore - Pleistocene), prodotte da deposizione chimica su l'unità del dominio Ligure e in particolare sulla formazione delle Argille a Palombini, in *litofacies* arenacea.

I calcari concrezionari che si formano possono tuttavia appartenere a sistemi deposizionali e geomorfologici molto diversi tra loro. La distinzione si basa sostanzialmente sulle caratteristiche fisiche delle acque da cui, per precipitazione, si sono originati.

I depositi che si originano da acque "calde" di provenienza idrotermale, strettamente legati a faglie e fratture causate da una tettonica di tipo estensionale, sono noti con il nome di "travertini", mentre quelli di precipitazione del carbonato di calcio da acque "fredde" di scorrimento, di derivazione carsica, sono noti con il nome di "calcareous tufa" (tufo calcareo).

Sono le caratteristiche deposizionali, petrologiche, geochemiche e isotopiche che permettono di risalire alle condizioni chimico fisiche delle acque dalle quali si sono formati e quindi distinguere le due tipologie di concrezioni.

Nel caso specifico, il carbonato di calcio che costituisce la falesia di Poggio al Montone appartiene ai calcareous tufa. Si tratta di depositi molto porosi e scarsamente stratificati, la cui deposizione è avvenuta sul fondo di antiche paludi, residuo di precedenti bacini lacustri.

Il contenuto di macrofite acquatiche (insieme di steli erbacei, muschi, aggregati di alghe, piante che crescono sul fondo delle paludi o lungo le sponde) e di fusti di piante, accumulate a poca distanza dalla loro originaria posizione, subisce l'incrostazione da parte del carbonato di calcio microcristallino; la melma carbonatica ingloba la vegetazione assumendone le forme una volta calcificata.

A Poggio al Montone sono riconoscibili caratteristiche fisiche biologiche che permettono di distinguere

due *facies*: quella "stromatolitica" caratterizzata da una laminazione della roccia più o meno ondulata dovuta a tappeti algali (si rileva nella parte più bassa della parete dove la porosità è molto minore) e quella "fitoclastica", molto più comune in cui la porosità della roccia è molto maggiore e gli steli erbacei, alghe e fusti di piante, rimossi dalla posizione prossima in cui si trovavano, assumono disposizione caotica e sono incrostati dal carbonato di calcio.

Questa *facies* manifesta una minore energia che è tipica delle zone paludose, la deposizione è in genere lenta con bassi tassi di accrescimento ed è principalmente controllata dalla vaporizzazione/evaporazione e dalla fotosintesi della CO₂.

Tale processo risulta ovviamente condizionato dalla disponibilità di acqua meteorica e di conseguenza, dalle condizioni climatiche.

I banchi calcarei hanno spessori molto variabili a seconda della continuità o meno della alimentazione carbonatica nel tempo. In genere, quando si verificano delle interruzioni, il deposito carbonatico si presenta in banchi separati da livelli o anche da sottili velature di argilla, limo o sabbia.

La presenza di fossili (gasteropodi) di acqua dolce conferma l'ambiente continentale palustre-lacustre nel quale confluivano acque ricche di carbonato di calcio.

L'affioramento calcareo di Poggio al Montone è analogo a quello, molto più grande, sul quale sorge il vicino borgo di Massa Marittima, dove lo spessore di questi tufi calcarei raggiunge i 70 metri.

In talune occasioni i processi di deposizione della calcite sono stati talmente intensi da occludere ogni vuoto nella massa. In questi casi la qualità si presta particolarmente bene per l'estrazione come materiale ornamentale.

A Massa Marittima questi materiali, anche se molto porosi, sono stati impiegati anche per realizzare i particolari architettonici della cattedrale di San Cerbone.

Nell'area di Massa Marittima colpisce il fatto che questi depositi calcarei si trovano quasi sempre al culmine dei rilievi collinari mentre, come abbiamo detto, si sono formati in zone depresse sede, nel Pleistocene Medio Superiore, di paludi poi scomparse al termine del Pleistocene Superiore. Il motivo di tale singolarità è da ricercare nel fenomeno dell'inversione del rilievo.

Il processo si verifica quando un'area topograficamente depressa, tipicamente un fondovalle, resiste all'erosione molto di più rispetto ai rilievi circostanti così che con il procedere dell'erosione, nel tempo, l'originario fondovalle viene a trovarsi in una posizione topograficamente più elevata.

Nel nostro caso il deposito calcareo più recente è

più resistente rispetto ai depositi in maggior parte argillosi del dominio Ligure che caratterizzano l'area; questi ultimi risultano quindi più erodibili dei calcari e vengono preferibilmente incisi dal reticolo idrografico circostante i tufi calcarei. Oltre alla citata inversione di rilievo, nell'area sussiste un'altra interessante peculiarità geomorfologica indotta dalla tettonica regionale. Significativi movimenti tettonici tardo miocenici hanno indotto cambiamenti notevoli all'andamento del reticolo idraulico. Alcuni tratti di corsi d'acqua a causa del sollevamento tettonico, hanno iniziato ad incidere profondamente i propri alvei procedendo con erosione regressiva verso la sorgente.

Gli alvei dei corsi d'acqua che sono stati coinvolti, hanno intercettato altri corsi d'acqua orientati diversamente, deviandoli bruscamente. Il fenomeno geomorfologico descritto, prende il nome di "cattura fluviale" ed origina tratti di valle abbandonate dall'originario corso d'acqua che li percorreva divenendo: "valli morte"; queste aree sono poi state oggetto di riempimento.

Nella nostra zona, al sollevamento di Massa Marittima-Monte Arsentì, si contrappone lo sprofondamento relativo della zona di Perolla così che gli affluenti del torrente Bruna hanno "catturato" quelli che precedentemente afferrivano nel bacino del torrente Pecora.

Il torrente Zanca, nel suo tratto compreso tra la confluenza del fosso Val d'Aspra fino a Poggio al Montone, evidenzia una profonda incisione (circa 30 metri) determinando quella che viene definita: "valle sovrainposta". Si osservano tratti di bacini che attualmente risultano privi di un corso d'acqua, occupati da depositi alluvionali antichi (Plio-Pleistocenici) e orientati trasversalmente rispetto agli attuali alvei dei torrenti (valli dello Zanca e Gavosa), collegando le confluenze dei fossi San Paolo e Canneto nel Carzia con la località Piano delle Ghirlande.

I torrenti Zanca, Gavosa e Carsia, per le loro estremità più a nord (in direzione delle loro sorgenti) a monte di Poggio al Montone, presentano un corso orientato NE-SW (corso originario) che improvvisamente piega bruscamente per "cattura" in direzione N-S per affluire al torrente principale Bruna.



Figura 50 – Incrostazioni fitoermali, piano parallele, su supporti vegetali – ph M. Bastogi



Figura 51 (sinistra) – Una parete di arrampicata; Figura 52 (centro) – Il vuoto lasciato da un tronco di un albero in posizione fluitata; Figura 53 (destra) – La parete calcarea evidenzia due distinte facies: quella più bassa dove la porosità è molto minore, "stromatolitica" con laminazioni dovute a incrostazioni calcaree su tappeti algali e quella prevalente superiore, "fitoclastica" dove le incrostazioni calcaree coprono gli steli e fusti vegetali – ph M. Bastogi

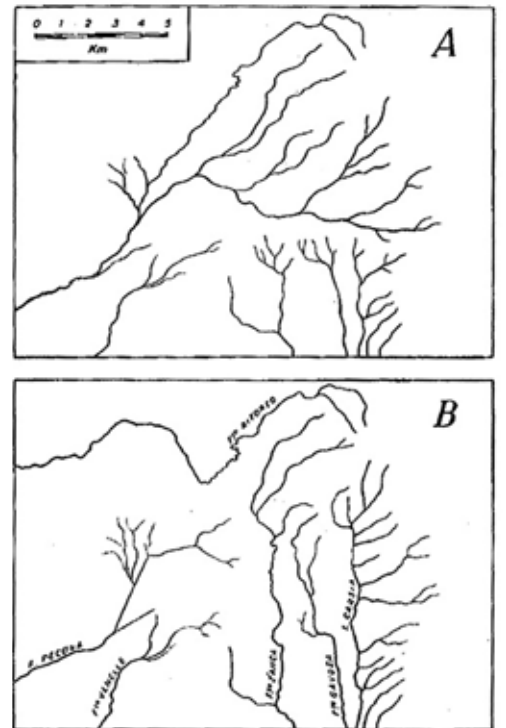
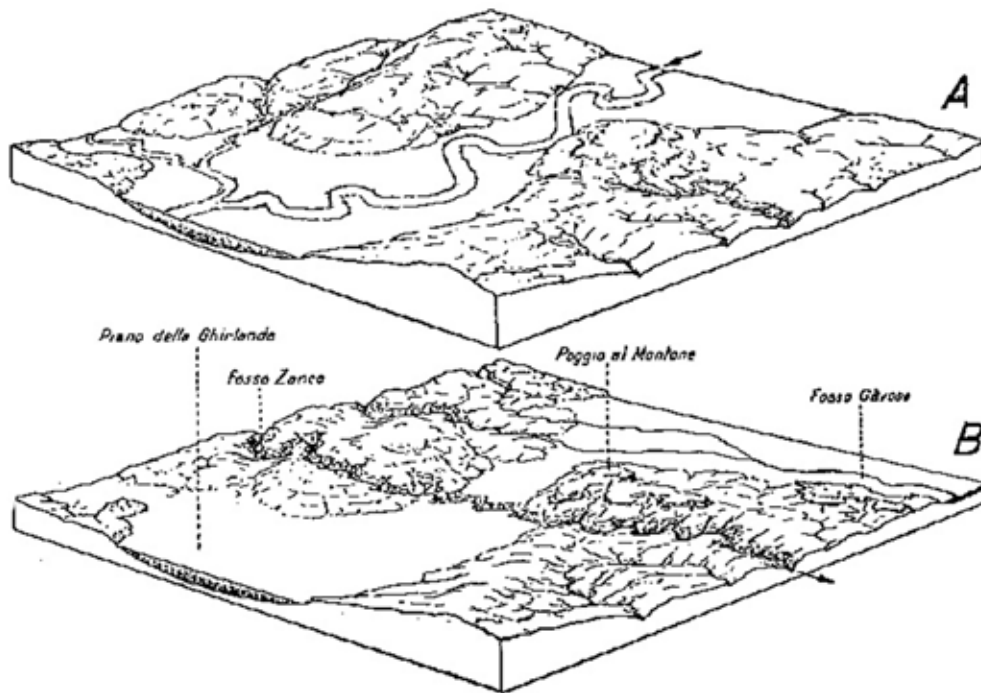


Figura 54 (sinistra) – Block diagram dell'area a nord di Poggio al Montone con le variazioni del reticolo torrentizio prima e dopo le catture fluviali; Figura 55 (destra) – A) Il reticolo fluviale prima dell'erosione regressiva conseguente al sollevamento tettonico, B) Le "catture" dei corsi d'acqua in conseguenza del sollevamento tettonico – da Tongiorgi 1958

Epilogo

Termina qui questa carrellata relativamente breve attraverso la quale abbiamo potuto esaminare alcuni dei siti di arrampicata attrezzati a palestra di roccia tra i più frequentati in Toscana. Siti significativi anche come "tappe" dell'evoluzione geologica della Regione, ma le possibilità di arrampicare presso luoghi attraenti per la loro geologia non si esauriscono certamente con quelli che abbiamo ricordato; basti pensare alle sole Alpi Apuane che in questa trattazione sono state solo marginalmente "toccate" e che dispongono di numerose palestre di roccia in contesti geomorfologici dei più disparati, oppure la bellissima falesia presente sull'estremità occidentale del promontorio dell'Argentario, a Capo d'Uomo, in cui dolomie e marmi grigio rosati triassici, si alternano con argilloscisti e metacalcari neri cretacei in complessi rapporti strutturali; una falesia questa che fu allestita alcuni anni fa dalla guida alpina veltellinese Eraldo Meraldi che ha aperto diverse vie di salita su una parete di ben 350 metri a picco sul mare dove la magnifica vista si allarga sull'arcipelago toscano, facendola apparire come una delle falesie più belle d'Italia.

Le falesie sono state dunque allestite su rocce diverse e le metodologie adottate per l'ascesa cambiano da luogo a luogo. Non è certo possibile generalizzare su rocce diverse perché su queste agiscono innumerevoli variabili. L'arrampicata dal punto di vista geologico è influenzata dalla litologia ovvero dalla durezza e la resistenza meccanica della roccia, dallo stato di fratturazione che può presentare una parete e dalla morfologia che è conseguente all'azione esercitata dagli agenti meteorologici.

Questi tre fattori giocano un ruolo fondamentale

nel diversificare le possibilità di arrampicata nei diversi contesti geologici.

Faglie e pieghe possono modellare in maniera molto varia la roccia, facendole assumere forme particolarmente invitanti che stimolano l'arrampicata come del resto anche l'erosione differenziale tra litotipi diversi facenti parte della medesima formazione geologica; ne è un esempio il differente comportamento erosivo tra calcari e selci che può generare buoni appigli adatti all'arrampicata, al contrario l'esarazione di un ghiacciaio su una parete rocciosa può avere reso la roccia liscia e scivolosa e quindi poco adatta all'arrampicata.

L'80% delle pareti sulle quali si pratica l'alpinismo e l'arrampicata sportiva è rappresentato da calcari e dolomie ma in Toscana, e non è certamente una situazione comune per tante altre regioni italiane, è possibile praticare l'arrampicata anche su rocce vulcaniche e metamorfiche.

La conoscenza e valorizzazione del patrimonio geologico in Italia, anche a livello turistico, è in costante aumento e la geologia, che è collegata direttamente alle forme del rilievo, è il diretto supporto fisico. In questa prospettiva il valore didattico e di ricerca legato ai siti di arrampicata diventa ulteriore stimolo per promuoverne la conservazione.

A completamento della lunga storia geologica che abbiamo trattato nelle pagine precedenti, non resta che dare gli "ultimi colpi di pennello", includendo nelle valli e nelle pianure i sedimenti marini, lacustri, fluviali e anche i depositi del disfacimento che si accumulano ai piedi dei rilievi per poter arrivare finalmente al bellissimo paesaggio toscano così come oggi lo possiamo ammirare.

Note

1. Il termine più correttamente indica una costa rocciosa a picco sul mare.
2. Si tratta di fratture con movimento relativo dei due lati con effetto distensivo.
3. Si tratta di un corpo magmatico intrusivo di composizione assai simile a quello molto più grande di Monte Capanne che affiora soltanto in modesti lembi a ovest di Porto Azzurro. Le intrusioni (dicchi) leucogranitiche, sono state messe in posto in conseguenza della distensione crostale miocenica che, producendo faglie e fratture, ha permesso la risalita dei magmi differenziati durante la loro risalita.
4. Rocce metamorfiche di basso grado originate da preesistenti sedimenti argillosi, caratterizzate da una elevata fissilità cioè capacità di separarsi in lamine sottili secondo piani preferenziali sub paralleli di scistosità.
5. Rocce metamorfiche scistose di colore verde scuro derivanti da gabbri oceanici. Sono costituite da un minerale ferro magnesiaco (orneblenda) e da un plagioclasio calcico.
6. La miniera del Ginepro, distante appena poche decine di metri più a sud della falesia di arrampicata, è sta-

ta sfruttata a iniziare dagli anni '30 per l'estrazione della magnetite. Anche se attualmente l'attività mineraria è sospesa (dal 1981), tali miniere non possono considerarsi abbandonate, in quanto rappresentano ancora riserve minerarie strategiche per il nostro Paese. La mineralizzazione è legata al termometamorfismo indotto dal vicino plutone sepolto. Si tratta di giacimenti detti a Skarn (termine minerario di origine svedese che indica un materiale di scarto, di ganga). Si tratta di rocce originarie carbonatiche che hanno subito per il calore trasmesso dal plutone una trasformazione (metasomatismo) in rocce a silicati di ferro calcici; spesso, come in questo caso, questo processo determina la concentrazione di mineralizzazioni utili di ferro (magnetite), il miglior minerale per la siderurgia, un ossido che in media contiene la più alta percentuale di ferro.

7. Con il termine "falda" (falda di ricoprimento) si intende una sequenza di terreni che, a scala regionale, dopo la loro deposizione, sotto l'azione di spinte tettoniche tangenziali intense e di lunga durata (tempi geologici), si trova a scorrere sopra altre rocce (formate anche in tempi più recenti rispetto a quelle che sovrascorrono) subendo deformazioni duttili e fragili.

8. Caratterizzato da forte carenza di ossigeno.
9. Il piano di faglia, quando è liscio dalla frizione delle pareti, prende il nome di specchio di faglia e può presentare delle sottili incisioni (slickenside) che permettono di ricavare la direzione del movimento.
10. Si definisce così un'area in cui l'erosione permette l'affioramento delle rocce sottostanti.
11. Corpo calcareo di origine organogena formato in un mare basso e in condizioni climatiche calde (scogliere).
12. Rocce laviche di cui è costituito il mantello terrestre costituite da più del 90% di minerali di ferro e magnesio.
13. I gabbri sono i corrispettivi intrusivi dei basalti. Si tratta delle lave basaltiche che si sono raffreddate lentamente nella profondità della crosta.
14. Breccie costituite da frammenti ofiolitici resi coerenti da un cemento carbonatico di colore variabile dal verde al rosso al violetto. Si formano a seguito degli eventi deformativi subiti dalla massa ofiolitica. In tempi successivi le breccie, a causa di trasformazioni metamorfiche, metasomatiche e idrotermali, danno luogo alle oficalciti.
15. Al di sotto di una certa profondità marina (profondità di compensazione dei carbonati), i gusci dei microorganismi marini si dissolvono lasciando in soluzione il bicarbonato di calcio così che soltanto i depositi silicei possano rimanere. La profondità di compensazione varia da oceano a oceano ed è variata anche nel corso del tempo geologico.
16. La tessitura è la disposizione nello spazio degli elementi che costituiscono la roccia ovvero l'orientazione dei minerali o dei granuli polimineralici che costituiscono la roccia.
17. Il termine "palombino" è riferito al colore grigio e deriva dal tipico colore dei colombi e del pesce palombo. Questi calcari marnosi da secoli vengono utilizzati, tramite cottura, nelle fornaci ad alta temperatura per ottenere la calce e cemento.
18. Con il termine elmintoidi si definiscono le tracce delle piste fossili lasciate sul fondo marino da forme di vita epibentoniche, presumibilmente limivore, che vivevano lungo l'interfaccia acqua/sedimento, e non meglio identificate, a cui è stato dato il nome scientifico di *Helmintoidea labyrinthica* che oggi possono essere osservati come fossili nelle marne calcaree.
19. Il rapido raffreddamento non consente agli atomi di potersi organizzare in strutture ordinate cristalline predomina così il disordine tipico di un fluido molto viscoso: un vetro, appunto.
20. Sono tra i costituenti mineralogici più comuni delle rocce.
21. Questa caratteristica distingue l'uso architettonico della pietra: grana più fine rende la pietra più idonea alla polimentatura (ornato e particolari architettonici), la grana più grossolana è per un uso da costruzione più generale.
22. Fusi originati da un processo di fusione parziale di una roccia metamorfica che avviene a grande profondità nella crosta terrestre e dà origine ad un magma acido.
23. La composizione del magma varia nel corso della risalita verso la superficie per la "cristallizzazione frazionata" che impoverisce la composizione del fuso, fino al consolidamento di un magma residuale composto da poche fasi mineralogiche.
24. Con il termine di facies si intende l'insieme delle caratteristiche tipiche di una roccia che ne permettono una distinzione.
25. Termine usato per indicare i minerali scuri delle rocce magmatiche contenenti magnesio e ferro, da cui il nome.
26. Rilievi residui a forma di torrione (una pila di lastre di roccia o una serie di piastre in posizione verticale) che viene prodotto da materiali granitici pervasi da fratturazione in ambiente umido. L'alterazione favorisce la separazione oltre che l'arrotondamento della roccia.
27. Rocce composte dai minerali più leggeri contenenti silicio e alluminio, da cui il nome sialici.

Bibliografia

- BASTOGI M. & CANESSA A.: *Le cave storiche di arenaria di Montececeri (Fiesole, Firenze). La Pietra Serena del costruito fiorentino*. 3 Toscana. In Geositi e Dintorni ... a cura di Gerardo Brancucci. Facoltà di Architettura di Genova – Dipartimento Polis, laboratorio di Geomorfologia applicata, PRIN COFIN-MIUR, pp.121-126, 2001/2003
- BASTOGI M.: *Itinerari geolitologici e geositi. Le cave storiche di arenaria Macigno di Maiano-Montececeri* - Mem. Descrit. Carta Geol. D'It. LXVI, pp. 45-52, special paper Stones: ornament of Florence, 2004
- BARBIERI F., DALLAN L., FRANZINI M., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L., TREVISAN L.: *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100 000* - Ministero dell'Industria, del commercio e dell'artigianato, Direzione generale delle miniere, Servizio geologico d'Italia. Roma: Poligrafica & Cartevalori Ercolano (NA), 1969
- Bigazzi G., Di Pisa A., Gattiglio M., Meccheri M., Norelli P.: *La struttura cataclastico-milonitica di Foce di Mosca, Alpi Apuane sud-orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., s.A, 95, pp.105-116, 1988
- BORTOLOTTI V., PANDELI E. E PRINCIPI G.: *Carta Geologica dell'Isola d'Elba 1:25.000* - ISPRA, Regione Toscana, Prov. Livorno, Univ. degli Studi Firenze. D.R.E.AM. ITALIA, 2015
- BOSI C., MESSINA P., ROSATI M., SPOSATO A.: *Età dei travertini della Toscana meridionale e relative implicazioni neotettoniche* - Mem. Soc. Geol. It., 51, pp. 293-304, 1996
- BRASCHI E., CONTICELLI S., MANETTI P. E PANDELI E.: *Geodiversità litologica della Toscana* In: Il Museo di Storia Naturale dell'Università degli Studi di Firenze, vol. 4 a cura di G. Pratesi - Firenze University Press, pp. 202-227, 2012
- BRUNI P., FAZZUOLI M., FERRINI G.L., PANDELI E.: *Itinerario n.5 Da Montecatini a Porretta Terme (km 50).Assetto stratigrafico e strutturale della Successione Toscana nell'Appennino Pistoiese* in Bortolotti V. (coord.) Guide Geologiche Regionali, vol.4, L'Appennino Tosco-Emiliano - BE-MA Editrice Milano, pp. 167-181, 1992
- CAPEZZUOLI E.: *Il patrimonio di travertini e calcareous tufa in Toscana* - Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 27, pp. 31-41, 2013
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G.: *Autoctono Apuano e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. Soc. Geol. Ital., vol. Giubil. pp.199-214, 1984

- CARMIGNANI L., CONTI P., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIAG. & MECCHERI M.: *Carta geologica del Parco delle Alpi Apuane 1:50.000*. Se.l.ca, Firenze 2000
- CARMIGNANI L., CONTI P., DISPERATI L., MASSA G., VASELLI L. E MANCINI S.: *Lineamenti geologici delle Alpi Apuane*. Acta Apuana, Supl. V, pp. 9-23, 2006
- CHIARI M.: *Radiolarian assemblage from Ophiolite sequence of Northern Apennines: 1 - Figline di Prato section*. Ofioliti 19 (2a) pp.177-192, 1994
- CIPRIANI C. E MALESANI P.: *Ricerche sulle arenarie: IX. Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. Mem. Soc. Geol. It., 4, Bologna 1964
- CIPRIANI C. & MALESANI P.: *Ricerche sulle arenarie: XIII. La Pietraforte*. Boll. Soc. Geol. It., 85., 1966
- COMUNE DI MONSUMMANO TERME: *Il colle di Monsummano Alto. Le Pietre e le Acque. Aspetti geologico-ambientali*. a cura di Milvio Fazzuoli - Pacini editore (PI), pp. 110, 1998
- CONTI P., CONTICELLI S., CORNAMUSINI G., MARRONI M.: *Guide Geologiche Regionali, vol.15 "TOSCANA"* - Società Geologica Italiana - Litotipografia Alcione, Lavis (TN) pp.375, 2022
- COSTANTINI A., ELTER F.M., PANDELI E. & SANDRELLI F.: *Geologia dell'area di Iano (Toscana meridionale, Italia)* - Boll. Soc. Geol. It. v.117, pp. 187-218, 1998
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G.F.: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 306 MASSA MARITTIMA*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia
- D'OREFICE M., DRAMIS F., FEDERICI P.R., GRACIOTTI R., MOLIN P. E RIBOLINI A.: *Carta geomorfologica dell'Arcipelago Toscano* - Mem. Descr. Carta Geol. d'It. vol. LXXXVI, ISPRA, pp. 7-107, 2009
- ELTER P., GIGLIA G., RAU A., TONGIORGI M.: *Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel Quadro delle Serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale*. Atti del Simposium sul Verrucano, 3-33, Pisa, 1965
- ELTER P.: *Introduzione allo studio dell'Appennino settentrionale nel quadro del Sistema Alpino*. Supplemento n.1 ai Quad. Storia Naturale Livorno, 6, pp.1-21, 1984
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI MANETTI O.: *I nuclei mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Pt)*. Mem. Soc. Geol. It. (1) pp. 1-79, 1973
- FEDERICI P.R.: *Una possibile copertura terziaria dell'Unità Toscana delle Panie (a proposito di una morena di Macigno nelle Alpi Apuane)* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Seria A, 85, pp. 51-59, 1978
- GANDIN A. & CAPEZZUOLI E.: *Travertine versus calcareous tufa: distinctive petrologic features and stable isotopes signatures*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences. n.21 (1B), pp. 125-136, 2008
- GIANNETTI R.: *Toscana e Isola d'Elba. 91 falesie dalle Alpi Apuane all'Argentario* - Edizioni Versante Sud collana luoghi verticali climbing pp. 464, 2019
- LAZZAROTTO A.: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Massa Marittima 306* Dipartimento Di Scienze della Terra Università di Siena L.A.C. Firenze pp. 172, 2022
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZONCINI F. (1964) *Geologia del Promontorio Argentario (Grasseto) e del Promontorio del Franco (Isola del Giglio, Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., 83, pp. 1-124 con carta geologica.
- LENZI F.: *Arrampicate sportive e moderne in Toscana e Isola d'Elba* - Ed. Versante Sud, pp. 288, 1989
- LEONI L.: *I feldspati delle rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. Studio mineralogico e chimico - Società Italiana Mineralogia e Petrologia, Vol. XXXI (1) pp. 41-63, Milano. 1975
- LOSACCO U.: *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomagno* - Bollettino della Società Geologica Italiana, 82(02), pp. 87-128, 1963
- MASINI R.: *Le due Panie delle Alpi Apuane (problemi stratigrafici e tettonici)* - Boll. Soc. Geol. It. 68 pp. 3-12, 1949
- MAZZANTI R.: *Geologia della zona di Montione tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana)* Boll. Soc. Geol. It. v. 80, pp. 75-105, 1961
- METZELTIN BUSCAINI S.: *Geologia per alpinisti* - Zanichelli Bologna pp. 120, 1990
- NARDI R.: *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., 80: 257-334, 1961
- NIRTA G., PANDELI E., PRINCIPI G., BERTINI G. & CIPRIANI N.: *The Ligurian Units of Southern Tuscany* - Boll. Soc. Geol. It., Volume Speciale n. 3, pp. 29-54, 17, 2005
- PANDELI E.: *La successione arenaceo-torbiditica delle Arenarie di M. Modino (Pietra Serena)*. In guide Geologiche Regionali S.G.I., V.4 (Appennino Tosco-Emiliano). Itinerario n.8, da Firenze a Monte Ceceri pp.221-223, Ed. BE-MA, 1992
- PANDELI E., BERTINI G., CASTELLUCCI P., MORELLI M., MONECHI S.: *The sub-Ligurian and Ligurian units of the Mt. Amiata geothermal region (south-eastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data and insights into their relationships with the Tuscan Nappes* - Boll. Soc. Geol. It. Vol. speciale n.3, pp 55-71, 2005
- PICCINI L., BORSATO A., FRISIA S., PALADINI M., SALZANI R., SAURO U., TUCCIMEI P.: *Concrezionamento olocenico e aspetti geomorfologici della Grotta del Vento (Alpi Apuane - Lucca): analisi paleoclimatica e implicazioni morfogenetiche* - Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geologica, 80 (2003): 127-138 ISSN 0000-0000 Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento 2005
- PRINCIPI G. E DE LUCA CARDILLO M.: *Nuovi dati preliminari sulla coltre alloctona a nord di Prato (Firenze)* Boll. Soc. Geol. It. v. 94, pp. 1199-1206, 1975
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., PANDELI E., FANUCCI F., BENVENUTI M., CHIARI M., DINI A., FAZZUOLI M., MENNA F., MORELLI D., MORETTI S., NIRTA G., REALE V.: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 316, 317, 328, 329 ISOLA D'ELBA*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia
- PRINCIPI C., LAVORINI G., VEZZOLI L. M. (a cura di): *Il Vulcano di Monte Amiata* - Regione Toscana - Edizioni Scientifiche e Artistiche pp.399, 2017
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI D., PERILLI N.: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 CASTELNUOVO GARFAGNANA* - Dipartimento Di Scienze della Terra Università di Pisa - ISPRA Servizio Geologico d'Italia
- RAU A., TONGIORGI M.: *Quarziti di Monte Serra*. Studi III. Carta Geol. d'Italia, Formazioni geologiche, 1, 41-56, Roma, 1968b
- RAU A., TONGIORGI M. : *Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero*. Mem. Soc. Geol. It., Vol. XIII, 1974
- TREVISAN L.: *Considerazioni sui "Verrucani"*. Atti del Simposium sul Verrucano, 393-401, Pisa, 1965
- TONGIORGI M.: *Evoluzione della rete idrografica degli alti bacini della Bruna e della Pecora nei dintorni di Massa Marittima*. Boll. Soc. Geol. It. 76 (2), pp.171-183, 1958

INDICE PER ARGOMENTI

In questo indice si trovano tutti gli articoli pubblicati sui Bollettini CSC suddivisi per argomenti e con le indicazioni del Bollettino di riferimento e delle pagine.

ARCHEOLOGIA

CAMBIAMENTI CLIMATICI

FAUNA

GEOLOGIA, PALEONTOLOGIA, GEOMORFOLOGIA

GLACIOLOGIA, VULCANOLOGIA

PAESAGGIO

VEGETAZIONE

ALTRO

ARCHEOLOGIA

Autori e titolo	Bollettino	pagine
• HENRY DE SANTIS - <i>L'antropizzazione del comprensorio toiraneso tra preistoria e protostoria. Censimento e attualizzazione dello status quo delle grotte aventi tracce di frequentazione poste nel territorio di Toirano (SV)</i>	ottobre 2020	7-41
• GIUSEPPE BORZIELLO - <i>I siti mesolitici ai laghi del Colbricon nella catena dei Lagorai (Trentino orientale)</i>	ottobre 2020	43-67
• DIEGO ANGELUCCI, FRANCESCO CARRER - <i>Alpes - Un progetto di ricerca archeologica sulla pastorizia delle Terre Alte della Val di Sole</i>	aprile 2021	51-65
• ALFREDO NICASTRI - <i>La chiesa fortezza del Monte Bastiglia. Un insediamento medievale per il controllo e la difesa del territorio di Salerno</i>	aprile 2021	81-103
• DARIO SIGARI, ANGELO E. FOSSATI - <i>I cervidi nelle rocce - Primi risultati del progetto di ricerca sulle raffigurazioni dei cervidi nell'arte rupestre della Valcamonica</i>	ottobre 2021	25-41
• ANNA LOSI, MONICA MIARI - <i>Monte Sassoso - Un insediamento fortificato a controllo della valle del fiume Secchia</i>	ottobre 2021	75-83
• ANNA LOSI, MONICA MIARI - <i>Monte Sassoso - La seconda campagna di ricerca</i>	aprile 2022	81-91
• GIANCARLO SANI - <i>Le incisioni rupestri del Monte Prato Fiorito - Val di Lima - Toscana</i>	aprile 2022	103-121
• GIANCARLO SANI - <i>Le rocce dei Pennati - Sulle tracce delle rocce sacre dei Liguri Apuani sulle Alpi Apuane</i>	aprile 2023	93-105
• ENRICO CROCE, DIEGO E. ANGELUCCI, JACOPO ARMELLINI, FEDERICO CONFORTINI, FRANCESCO DORDONI, CHIARA ROSSI, DIEGO VENEZIANO, LAURA VEZZONI, STEFANIA CASINI - <i>Archeologia di montagna alle sorgenti del Brembo</i>	aprile 2023	11-29
• RACHELE DISCOSTI, STEFANO BERTOLA, CECILIA MILANTONI, MICHELANGELO MONTI, LORENZO URBINI, ROMINA PIRRAGLIA, MARCO PERESANI - <i>Il sito mesolitico di Comignolo sull'Appennino romagnolo - Ricerche, studi e prospettive di valorizzazione</i>	ottobre 2023	67-75
• ANNA LOSI, MONICA MIARI - <i>Primi sondaggi di verifica archeologica a Cà Bertacchi - Regnano (RE)</i>	ottobre 2023	77-87

CAMBIAMENTI CLIMATICI

Autori e titolo	Bollettino	pagine
<ul style="list-style-type: none"> GIOVANNA BARBIERI - <i>Monitoraggio climatico e atmosferico presso C:A:M:M: (Centro Aeronautica Militare di Montagna) di Monte Cimone. Sintesi della relazione tenuta dal Ten. Col. Antonio Vocino il 27 giugno 2020 al Giardino Botanico Esperia</i> 	aprile 2021	31-37
<ul style="list-style-type: none"> GIOVANNA BARBIERI - <i>Monitoraggio botanico di alcune specie target, possibili indicatrici di cambiamento climatico, al Monte Cimone. Report del primo anno del progetto</i> 	aprile 2021	23-29
<ul style="list-style-type: none"> GIOVANNA BARBIERI - <i>Monitoraggio botanico di alcune specie target, possibili indicatrici di cambiamento climatico, al Monte Cimone. Report del secondo anno del progetto</i> 	ottobre 2022	59-75
<ul style="list-style-type: none"> GIOVANNA BARBIERI, EDOARDO PINOTTI - <i>Monitoraggio botanico di alcune specie target, possibili indicatrici di cambiamento climatico, nell'area Groppo Rosso - Valle Tribolata - Ciapa Liscia - Appennino settentrionale (piacentino-genovese). Report del primo anno del progetto</i> 	ottobre 2022	77-83
<ul style="list-style-type: none"> GIOVANNA BARBIERI - <i>Monitoraggio botanico di alcune specie target, possibili indicatrici di cambiamento climatico, al Monte Cimone. Report del terzo anno del progetto con focus sul Geranium argenteum</i> 	aprile 2023	45-61
<ul style="list-style-type: none"> PAOLO BONASONI, LUCA FREZZINI, SILVIO DAVOLIO, GUIDO NIGRELLI, PAOLO VINCENZO FILETTO, GIAN PIETRO VERZA - <i>Rifugi montani sentinelle del clima e dell'ambiente - Un progetto CAI-CNR che si estende dalle Alpi al Mediterraneo</i> 	aprile 2022	9-17
<ul style="list-style-type: none"> GUIDO NIGRELLI, MARTA CHIARLE - <i>Temperature in aumento nell'ambiente periglaciale alpino - Evoluzione nel periodo 1990-2020</i> 	aprile 2022	45-51
<ul style="list-style-type: none"> CLAUDIO SMIRAGLIA, DAVIDE FUGAZZA, GUGLIELMINA DIOLAIUTI - <i>Continua inarrestabile il regresso dei ghiacciai italiani e alpini. Le evidenze dei recenti catasti</i> 	aprile 2021	7-21
<ul style="list-style-type: none"> MARIO GOBBI, ROBERTO AMBROSINI, CHRISTIAN CASAROTTO, GUGLIELMINA DIOLAIUTI, GENTILE FRANCESCO FICETOLA, VALERIA LENCIONI, ROBERTO SEPPI, CLAUDIO SMIRAGLIA, DUCCIO TAMPUCCI, BARBARA VALLE, MARCO CACCIANIGA - <i>Ghiacciai in estinzione e crisi della biodiversità</i> 	aprile 2022	53-65
<ul style="list-style-type: none"> CLAUDIO SMIRAGLIA, GIANNI MORTARA - <i>Cambiamenti climatici e cambiamenti degli itinerari in alta montagna. Un'introduzione al tema</i> 	ottobre 2023	11-27

FAUNA

Autori e titolo	Bollettino	pagine
• LUCA PELLICOLI - <i>Stambecchi (Capra ibex) sulle Alpi Orobie - Esperienza di Citizen Science nel triennio 2017-2019</i>	aprile 2021	39-49
• MATTIA BRAMBILLA, DAVIDE SRIDEL, PAOLO PEDRINI - <i>Quale futuro per il fringuello alpino <i>Montifrigilla nivalis</i> sulle Alpi italiane?</i>	ottobre 2021	17-23
• ALBERTO TARRONI, FABRIZIO FABBRI, GIOVANNA BARBIERI - <i>Biodiversità in ambienti in quota - Analisi della comunità macrozoobentonica del laghetto del Giardino Esperia (Passo del Lupo - Sestola - MO)</i>	ottobre 2022	111-137
• ANTONIO GELATI - <i>Avvelenamento da piombo in fenicotteri rosa (<i>Phoenicopterus roseus</i>) rinvenuti nel Parco Regionale Veneto del Delta del Po</i>	aprile 2023	31-37
• ANTONIO GELATI, MAURIZIO FERRARESI- <i>Radioattività e conservazione dell'Ambiente</i>	ottobre 2023	61-65

GEOLOGIA

Autori e titolo	Bollettino	pagine
• MARIA TERESA CASTALDI - <i>Insediamiento estrattivo di lapis specularis nel Parco della Vena del Gesso romagnola in epoca romana</i>	ottobre 2020	69-113
• GIULIANO CERVI - <i>Rapporto tra costruito storico e assetto geomorfologico lungo il sentiero appenninico dei Ducati</i>	ottobre 2020	115-123
• LORENZA CAVINATO - <i>Val Imperina nel Parco Nazionale delle Dolomiti Bellunesi</i>	ottobre 2020	125-142
• ROSALDA PUNTURO, ROSANNA MANISCALCO, GIOVANNI CASSARINO - <i>La pietra pece di Ragusa, una roccia semplice che ha fatto molta strada</i>	ottobre 2021	55-73
• DOMENICO ARINGOLI, PIERLUIGI FERRACUTI, PIETRO PAOLO PIERANTONI, DOMENICO PISTONESI, ANGELO ROMAGNOLI - <i>Sorgenti e fonti d'alta quota del Parco Nazionale dei Monti Sibillini</i>	ottobre 2021	117-135
• MARCO BASTOGI - <i>Glacialismo nelle Alpi Apuane e nell'Appennino settentrionale - Le testimonianze</i>	ottobre 2022	85-101
• SONIA ZANELLA, ANDREA BAUCON, ENRICO COLLO, MICHELE PIAZZA - <i>La forma è sostanza - Scelte didattiche per l'aggiornamento degli ONC del CSLRPV</i>	ottobre 2022	103-109
• VALENTINA ALICE BRACCHI - <i>Pinna nobilis del torrente Stirone - Un archivio paleoclimatico e paleoambientale ancora inesplorato</i>	ottobre 2023	29-37
• FRANCESCO MARTELLI - <i>Le acque carsiche - Caratteristiche, utilizzo e rischi di inquinamento</i>	ottobre 2023	39-59
• MARCO BASTOGI - <i>Le palestre di roccia in Toscana - Una opportunità per svelare la geodiversità di una regione contraddistinta da un ricco patrimonio geologico</i>	ottobre 2023	99-139

PAESAGGIO

Autori e titolo	Bollettino	pagine
• GIULIANO CERVI - <i>Il paesaggio italiano - Il ruolo del Club Alpino Italiano nell'affermarsi in Italia del concetto di paesaggio, dai primordi dello Stato unitario all'articolo 9 della Costituzione</i>	aprile 2021	67-71
• ENZO GUZZONI - <i>Sentinelle di crinale - I termini di confine, serie 1828, fra Ducato di Parma e Granducato di Toscana</i>	ottobre 2021	43-53
• CARLO NATALI - <i>Territori di carta - Indicazioni di metodo per l'interpretazione dei luoghi</i>	ottobre 2021	93-115
• CARLO NATALI - <i>Centri storici e montagna toscana</i>	ottobre 2022	31-57
• ROBERTA PINI - <i>Fuoco, foreste e uomini: le trasformazioni del paesaggio cominciano nella Preistoria</i>	ottobre 2021	85-91
• ROBERTO DINI, CRISTIAN DALLERE, MATTEO TEMPESTINI - <i>Rigenerazione e riuso del patrimonio costruito alpino - Esperienze didattiche in Valdigne</i>	aprile 2022	67-79
• PIERO DONATI - <i>Il censimento delle maestà in Lunigiana</i>	aprile 2022	93-101
• LUCIANO MASETTI, FRANCESCO MENEGUZZO - <i>Il cielo naturale notturno</i>	aprile 2022	123-129
• MARIA CONTE - <i>V come Vajont, V come Vallesella - Risonanze di paesaggi lungo la Piave, tra hybris idraulica e resistenze</i>	ottobre 2022	19-29
• ENZO GUZZONI - <i>Sentinelle di crinale, alla ricerca di antiche testimonianze - I termini di confine, serie 1823 - Tra Ducato di Parma e lo Stato Sardo</i>	ottobre 2023	89-97

VEGETAZIONE

Autori e titolo	Bollettino	pagine
• FEDERICA ZABINI, FRANCESCO MENEGUZZO - <i>Terapia Forestale: efficace per la salute umana ma a certe condizioni. Ricerca congiunta CNR, CAI, CERFIT per il riconoscimento della Terapia Forestale quale medicina complementare</i>	aprile 2021	73-79
• ANDREA PIOTTI, CAMILLA AVANZI - <i>Alla scoperta delle abetine dell'Appennino Tosco-Emiliano</i>	aprile 2022	21-31
• GIULIANO BONANOMI - <i>Il limite superiore del bosco in Appennino</i>	aprile 2022	33-43
• ANNA CORLI, RITA BARALDI, LUISA NERI - <i>I composti organici volatili biogenici e i loro effetti sulla salute umana durante i percorsi di Terapia Forestale</i>	aprile 2023	39-43
• FULVIO DUCCI - <i>Gli antichi rifugi glaciali degli alberi forestali nell'Appennino settentrionale</i>	aprile 2023	63-91

ALTRO

Autori e titolo	Bollettino	pagine
• GIULIANO CERVI - <i>I 90 anni del Comitato Scientifico Centrale - Un lungo cammino tra passato e futuro all'insegna dell'etica delle montagne e delle nuove sfide nelle Terre Alte</i>	ottobre 2021	9-10
• MAURO VAROTTO - <i>Dall'Excelsior al Paulo Infra - Trent'Anni del Gruppo Terre Alte</i>	ottobre 2021	11-13
• GIOVANNI MARGHERITINI - <i>La questione "Terapia Forestale" all'interno del CAI</i>	ottobre 2022	9-15



ISBN 978-88-7982-143-8



9 788879 821438