

SIMONE DA PRATO*, ALESSIA AMORFINI**, ANTONIO BARTELLETTI**,
ALESSANDRO ELLERO*, GIUSEPPE TURRINI*, GIUSEPPE OTTRIA*

IL PALEOAMBIENTE SUBBOREALE E L'IMPATTO ANTROPICO NELLA CONCA DI CAMPOCATINO: STUDIO MULTIDISCIPLINARE DI UN GEOSITO GLACIALE DELLE ALPI APUANE***

Riassunto – La conca glaciale di Campocatino è uno dei geositi più emblematici e rappresentativi delle Alpi Apuane per le evidenze dell'attività glaciale durante l'*Ultimo Massimo Glaciale*. Questo contributo si propone di fornire un'evoluzione geologico-stratigrafica e paleoambientale del geosito di Campocatino attraverso uno studio multidisciplinare che integra analisi sedimentologiche, datazioni al radiocarbonio e analisi antracologiche. I depositi della conca di Campocatino sono qui riconosciuti come un till glaciale risedimentato durante l'Olocene dopo un breve trasporto dovuto a ruscellamento superficiale. In particolare, le datazioni radiometriche effettuate permettono di affermare che i sedimenti investigati sono stati depositati durante un intervallo temporale compreso tra 4.500 e 3.400 anni fa. Dal punto di vista compositivo, i depositi analizzati sono caratterizzati da diffusi noduli di ferro-manganese, supportando l'ipotesi di una loro formazione durante una precedente fase di clima caldo umido, riferibile all'*Optimum Climatico dell'Olocene*. Allo stesso periodo è possibile far risalire lo sviluppo di boschi misti termofili a dominanza di abete bianco (*Abies alba* Mill.) in tutto l'Appennino settentrionale. Come dimostrano i carboni rinvenuti, la stessa conifera persisteva ancora nell'area di Campocatino nella fase centrale del Subboreale (3.5 ka cal BP) corrispondente all'Età del Bronzo medio, durante l'oscillazione fresca e umida di Löbben (3.8-3.4 ka cal BP), opponendosi forse al veloce incremento del faggio (*Fagus sylvatica* L.).

L'abbondanza nei depositi di piccoli frammenti vegetali carbonizzati permette infine di introdurre la discussione sulle cause naturali e/o antropiche dei ripetuti incendi a carico dei boschi di abete bianco, che hanno contribuito alla rarefazione prima e poi alla quasi completa estinzione di questa specie arborea nelle Alpi Apuane in tempi storici, in modo più significativo rispetto alle variazioni climatiche più fredde e più umide del Neoglaciale.

Abstract – The Campocatino glacial basin is one of the most emblematic and representative geosites in the Apuan Alps, regarding the evidence of glacier activity developed during the *Last Glacial Maximum*. This contribution aims to provide a geological-stratigraphic and paleoenvironmental evolutionary model for the Campocatino geosite, resulting from a multidisciplinary study that integrates sedimentological analysis, radiocarbon dating and anthracological analysis. The main results indicate that the Campocatino basin deposit is represented by glacial till, resedimented during the Holocene after a short transport due to surface runoff. In particular, the investigated sediments are narrowly constrained by radiocarbon dates to the time interval between 4,500 and 3,400 years ago. The composition of the analyzed deposits, characterized by the diffuse occurrence of iron-manganese nodules, support the hypothesis of their formation during a previous phase of hot and humid climate, referable to the *Holocene Climatic Optimum*.

In the northern Apennines the development of termophilous mixed forests dominated by silver fir (*Abies alba* Mill.) can be traced back to the same period. As shown by the studied charcoals shown in the Campocatino area, this coniferous still persisted in the central phase of the Subboreal (3.5 ka cal BP) corresponding to the Middle Bronze Age, during the cool and wet Löbben oscillation (3.8-3.4 ka cal BP), perhaps opposing the fast rise of the beech (*Fagus sylvatica* L.). The abundance in the sampled deposits of small charred plant remains, allowed to introduce the discussion on the natural and/or anthropogenic origins of the repeated fires affecting the silver fir woods, which have contributed to first the rarefaction and then to the almost complete extinction of this tree in the Apuan Alps during historical times, more significantly than the colder and wetter climate changes of the Neoglaciation.

Key words – Glacial basin geosite, glacial till, charcoal data, silver fir, Subboreal palaeoenvironment, human impact, climate changes, Campocatino, Apuan Alps

Introduzione

Le forme relitte e i segni persistenti delle glaciazioni pleistoceniche suscitano sempre interesse e fascino nel grande pubblico, perché consentono di

immaginare paesaggi completamente diversi dagli attuali, con ghiacciai diffusi dalle creste montuose fino ai fondivalle e con estese foreste di conifere abitate da animali estinti (almeno in parte) e da piccoli gruppi di cacciatori-raccoglitori. Stessa attrazione

*) Istituto di Geoscienze e Georisorse – Consiglio Nazionale delle Ricerche – via G. Moruzzi, 1 – 56124 Pisa.

**) Parco Regionale delle Alpi Apuane, Direzione e Servizio "Valorizzazione territoriale" – via Simon Musico, 8 – 54100 Massa.

***) Ricerca finanziata all'interno del sottoprogetto 5 "Conservazione abete bianco" dell'Ente Parco con risorse del 5° programma triennale 2009-2011 per le aree protette della Regione Toscana – investimenti 2010 in aree protette.

proviene dalle vicende del periodo postglaciale, per il repentino mutare ed avvicinarsi di climi, coperture forestali e culture umane. Consapevole della forza suggestiva del tema “glaciazione/deglaciazione”, il Parco Regionale delle Alpi Apuane ha collocato i geositi glaciali al centro dei propri interventi di valorizzazione, con l'intento di costruirvi intorno iniziative mirate di fruizione geoturistica sostenibile, dando corpo a quest'opera di promozione ancor prima di divenire un Geoparco Globale dell'UNESCO.

Non è un caso che le Alpi Apuane abbiano ottenuto riconoscimenti internazionali per il valore della loro geodiversità e del patrimonio geologico qui conservato (Wimbledon *et alii*, 1996), con l'individuazione di numerosi geositi di rilevanza scientifica, caratterizzati da particolari aspetti di interesse didattico ed educativo (Amorfini e Isola, 2006; Amorfini *et alii*, 2015). Tra i geositi censiti, quelli di natura glaciale mostrano elementi di pregio estetico e, quindi, rappresentano un'attrattiva del tutto peculiare per i visitatori dell'area protetta. Il glacialismo delle Alpi Apuane è un tema di forte richiamo, fosse non altro per l'attuale aspetto della catena montuosa, collocata nel bel mezzo dell'area mediterranea, dove appare incredibile ritrovare forme e depositi di antichi ghiacciai. Eppure, le Alpi Apuane custodiscono testimonianze evidenti e diffuse, soprattutto nel versante interno, dell'*Ultimo Periodo Glaciale* (LGP – *Last Glacial Period*): le prime in assoluto ad essere riconosciute e documentate in Italia a sud dell'arco alpino (Cocchi, 1872; Stoppani, 1872).

Uno dei geositi glaciali più significativi e meglio preservati delle Alpi Apuane è, senza dubbio, quello di Campocatino (Vagli Sotto), le cui forme e depositi sono da ricondurre all'*Ultimo Massimo Glaciale* (LGM – *Last Glacial Maximum*). Il luogo è reso ancora più attraente dalla presenza del piccolo villaggio pastorale costruito lungo i margini della conca glaciale e caratterizzato da piccole case in pietra e dal terrazzamento a ciglioni erbosi lungo i cordoni morenici settentrionali. L'insediamento stagionale era il domicilio estivo dei pastori che qui migravano dai pascoli invernali delle pianure di Lucca e Pisa. La bellezza e la peculiarità del luogo hanno attratto anche il mondo del cinema, con la conca di Campocatino scelta come set principale per le riprese del film *Il mio West* (1998) del regista Giovanni Veronesi, che ha visto la partecipazione di star internazionali del calibro di David Bowie ed Harvey Keitel (Bartelletti e Guazzi, 2001).

Nel presente lavoro vengono presentati e discussi i risultati di uno studio multidisciplinare, che integra le conoscenze geologiche con nuovi dati provenienti da studi sedimentologici, datazioni al radiocarbonio ed analisi antracologiche, con l'obiettivo di giungere ad una migliore interpretazione del geosito di Campocatino, in particolare per quello che riguarda i caratteri stratigrafici e paleoambientali del luogo, con una discussione relativa ai primi impatti delle attività umane sul paesaggio vegetale.

Inquadramento geologico

Le Alpi Apuane sono una piccola catena montuosa parallela alla costa della Toscana nord-occidentale, a cavallo del 44° parallelo. Il versante marittimo della catena guadagna quota repentinamente a partire dalla pianura costiera bagnata dal mar Ligure, raggiungendo un'altitudine di quasi 2.000 m sul livello del mare. Il versante interno si affaccia sulla valle del fiume Serchio, che separa questo gruppo orografico dalla dorsale principale dell'Appennino settentrionale.

Le Alpi Apuane appartengono geologicamente al Dominio Toscano, che coincide con il margine continentale della placca Adria. In corrispondenza di questo margine, al di sopra di depositi continentali derivati dallo smantellamento della catena varisica, si imposta a partire dal Triassico superiore una piattaforma carbonatica, caratterizzata da un progressivo annegamento a partire dal Giurassico superiore, che evolve fino ad un ambiente di mare profondo alla fine del Giurassico. Di conseguenza, la sedimentazione inizia con carbonati di acque poco profonde dal Retico al Liassico, per passare a carbonati pelagici nell'intervallo compreso tra il Giurassico medio e il Cenozoico, chiudendosi all'Oligocene-Miocene inferiore con le arenarie di riempimento del bacino di avanfossa al fronte del prisma di accrezione appenninico.

In seguito alla collisione tra le placche Europa e Adria avvenuta all'Eocene medio, il Dominio Toscano subisce una duplicazione crostale con un impilamento tettonico, nel quale le Unità Toscane profonde sono state interessate dal metamorfismo di basso grado che caratterizza il nucleo delle Alpi Apuane. Le unità toscane sovrascorse sono costituite dall'unità tettonica della Falda Toscana, caratterizzata dalla medesima successione stratigrafica, ma con un metamorfismo molto blando. L'edificio tettonico dell'Appennino settentrionale si completa con il sovrascorrimento delle unità derivate dal dominio oceanico che separava le placche Europa e Adria, costituenti le cosiddette Unità Liguri.

L'evoluzione recente della catena appenninica ha portato alla delaminazione tettonica dell'edificio strutturale a partire dal Miocene medio (p. es. Carmignani e Kligfield, 1990) e alla conseguente erosione delle unità sovrastanti il nucleo metamorfico apuano, ovvero la Falda Toscana e le Unità Liguri. Attualmente le Unità Toscane Metamorfiche sono esposte all'interno di una grande finestra tettonica che – posta centralmente alla catena montuosa – consente l'osservazione diretta delle strutture geologiche più profonde dell'Appennino settentrionale per un'area estesa più di 200 km².

All'interno della finestra tettonica, discordante al di sopra del substrato Paleozoico, la successione stratigrafica mesozoico-cenozoica del nucleo toscano delle Alpi Apuane è costituita da filladi e metaconglomerati in facies tipo Verrucano, seguiti da dolomie, marmi, metacalcari selciferi, quarziti, filladi sericitiche e metarenarie (fig. 1).

Il glacialismo apuano

La posizione e l'orientamento geografico consentono alle Alpi Apuane di formare una barriera naturale ai venti umidi occidentali provenienti dall'Atlantico, originando intense precipitazioni che arrivano a superare i 3.000 mm annui alle quote più elevate (Rapetti e Rapetti, 1996). Durante le fasi fredde quaternarie, l'effetto orografico ha probabilmente favorito il mantenimento di un particolare clima umido, con abbondanti nevicate e un paleocongelamento ipertrofico e dissimmetrico tra i due principali versanti della catena montuosa. In effetti, soprattutto lungo il fianco interno e nord-orientale delle Alpi Apuane, l'esposizione favorevole, combinata con la bassa energia del rilievo, permise l'accumulo e la conservazione di grandi spessori di neve, che portarono alla formazione di ghiacciai a quote relativamente basse per queste latitudini (Jaurand, 1996; 1998).

Le testimonianze degli eventi glaciali, rappresentate da morfologie impresse nel paesaggio e da depositi morenici, sono state descritte fin dai lavori pionieristici del Cocchi (1872) e dello Stoppani (1872). In seguito, diversi autori si sono occupati del glacialismo quaternario apuano (De Stefani, 1890; Merciai, 1912; Tongiorgi e Trevisan, 1940; Federici, 1981, 2005; Braschi *et alii*, 1986; Jaurand, 1996; 1998; Baroni *et alii*, 2015), riferendosi inizialmente ad aree limitate della stessa catena, con la segnalazione di morfologie e resti di "morene", senza proporre possibili ricostruzioni degli antichi ghiacciai. In questo modo, De Stefani (1890) volle dimostrare l'esistenza di 12 ghiacciai nelle Alpi Apuane, mentre Merciai (1912) ne indicò nove, tutti localizzati nel versante interno della catena, presso Gramolazzo, monte Pisanino, Campocatino, monte Tambura, Arni, monte Altissimo, monte Corchia e Pania Secca. Dopo alcuni tentativi (Paci, 1935; Tongiorgi e Trevisan, 1940), una prima ricostruzione organica dei ghiacciai delle Alpi Apuane è stata proposta da Braschi *et alii* (1986), con l'elaborazione di una carta in scala 1:50.000. In quest'ultimo lavoro sono distinti sei ghiacciai principali, in località Gramolazzo, Solco di Equi, Gorfigliano, Vagli, Campo Cècina e Foce di Mosceta. Una revisione critica ed aggiornata della distribuzione delle forme e depositi glaciali è presente nella *Carta geomorfologica e neotettonica delle Alpi Apuane*, in scala 1:50.000, a cura di Baroni *et alii* (2015).

Le testimonianze morfologiche e sedimentologiche meglio conservate sono generalmente attribuite al LGM, l'intervallo temporale in cui i ghiacciai raggiunsero la loro massima estensione a livello globale, contemporaneamente al più basso livello marino registrato (Hughes e Gibbard, 2015). L'età esatta del LGM è ancora oggetto di discussione, in quanto variabile sensibilmente di zona in zona, non solo per i ghiacciai montani alle medie latitudini ma anche per le più estese calotte glaciali continentali (Gillespie e Molnar, 1995). Sulla base di datazioni radiometriche recenti, condotte sugli speleotemi del sistema carsico del monte Corchia, l'ultima fase

glaciale nelle Alpi Apuane ha coperto un intervallo temporale compreso tra circa 75.000 e 12.000 anni fa (Isola *et alii*, 2019a).

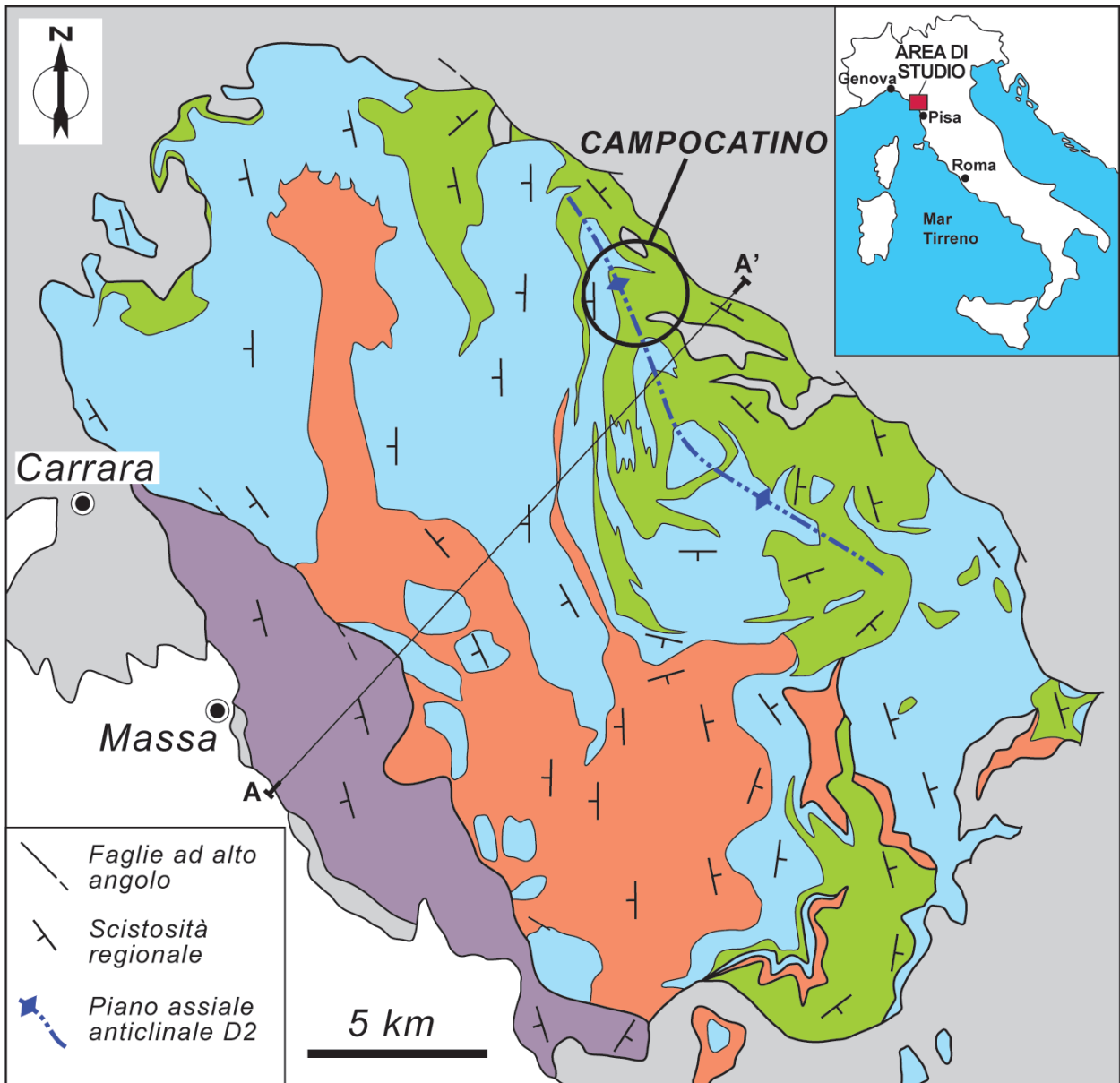
La conca glaciale di Campocatino, oggetto del presente studio, viene tradizionalmente attribuita alla azione del ghiacciaio di Vagli, uno dei principali ricostruiti da Braschi *et alii* (1986). Questo accumulo di nevi perenni – esteso per circa 8 km² e con un fronte posto alla quota di circa 550 m s.l.m. – risulterebbe dalla confluenza di due diversi bacini collettori in un'unica lingua di ablazione. Il ramo settentrionale del ghiacciaio, proveniente proprio dal circo glaciale di Campocatino, si sarebbe unito, all'altezza di Vagli Sopra, con il ramo meridionale discendente la valle di Arnetola. Alla base dell'ipotesi ricostruttiva c'è la distribuzione odierna di blocchi notevoli di dimensioni comunque variabili da metriche a decametriche che, presenti nell'attuale fondovalle di Vagli Sopra, sono stati considerati massi erratici da Braschi *et alii* (1986). L'interpretazione è stata messa in discussione nello studio multidisciplinare di Vaselli *et alii* (2010-2011), che hanno proposto un'origine da crollo durante la deglaciazione, almeno per il blocco detto "della Rondinella". Questa nuova acquisizione porta a modificare sensibilmente la ricostruzione del ghiacciaio di Vagli, con il circo glaciale di Campocatino separato dal ramo discendente dalla valle di Arnetola.

Il geosito di Campocatino

L'area di studio è posta nel settore nord-orientale delle Alpi Apuane ad una quota di circa 1.000 m s.l.m. e si estende per circa 0,5 km² (fig. 2). La conca glaciale di Campocatino è delimitata a ovest dalla parete compresa tra il monte Rocchandagia e il monte Tombaccio, costituita da marmi liassici delle Unità Toscane Metamorfiche. A nord e a sud la depressione è racchiusa all'interno dei rilievi costituiti da più sistemi di cordoni morenici, mentre ad est si chiude con la morena frontale (fig. 3a).

Dal punto di vista geologico, la conca glaciale di Campocatino s'impone sui termini della successione del nucleo metamorfico apuano, in corrispondenza di un contatto che giustappone direttamente i marmi del Lias con la parte alta della successione costituita prevalentemente da Scisti sericitici e Pseudomacigno. In quest'area, lungo la sponda sinistra del Canale del Gruppo, le Unità Toscane Metamorfiche vengono in contatto con la Falda Toscana (fig. 2).

La successione del nucleo metamorfico apuano si presenta intensamente deformata da almeno due fasi plicative, con un primo sistema di pieghe isoclinali a loro volta deformate da una piega antiformentale con piano assiale sub-verticale e asse orientato NW-SE (sezione in fig. 2; Vaselli *et alii*, 2011-2011). Questa struttura appartiene al sistema di pieghe che si originano nel corso delle fasi di esumazione della catena e in particolare coincide con la zona di culminazione assiale del duomo apuano, in corrispon-



Unità Liguri, Subliguri e Falda Toscana

UNITA' TOSCANE METAMORFICHE

- Pz/Tr Unità di Massa
- K/T
- Tr/J Unità delle Alpi Apuane
- Pz/Tr

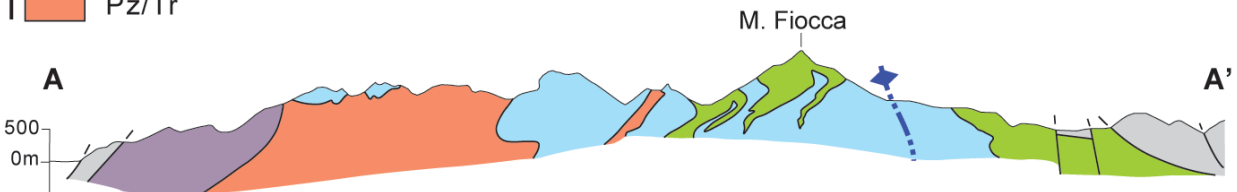


Fig. 1 – Carta geologica schematica e sezione geologica del nucleo metamorfico delle Alpi Apuane. Pz/Tr: metavulcaniti, filladi, quarziti e metaconglomerati (Paleozoico–Triassico); Tr/J: depositi di piattaforma carbonatica costituiti da metadolomie, marmi e metacalcari selciferi (Triassico Superiore Liassico); K/T: filladi e metarenarie (Cretaceo-Terziario) – modificato da Carmignani e Kligfield (1990)

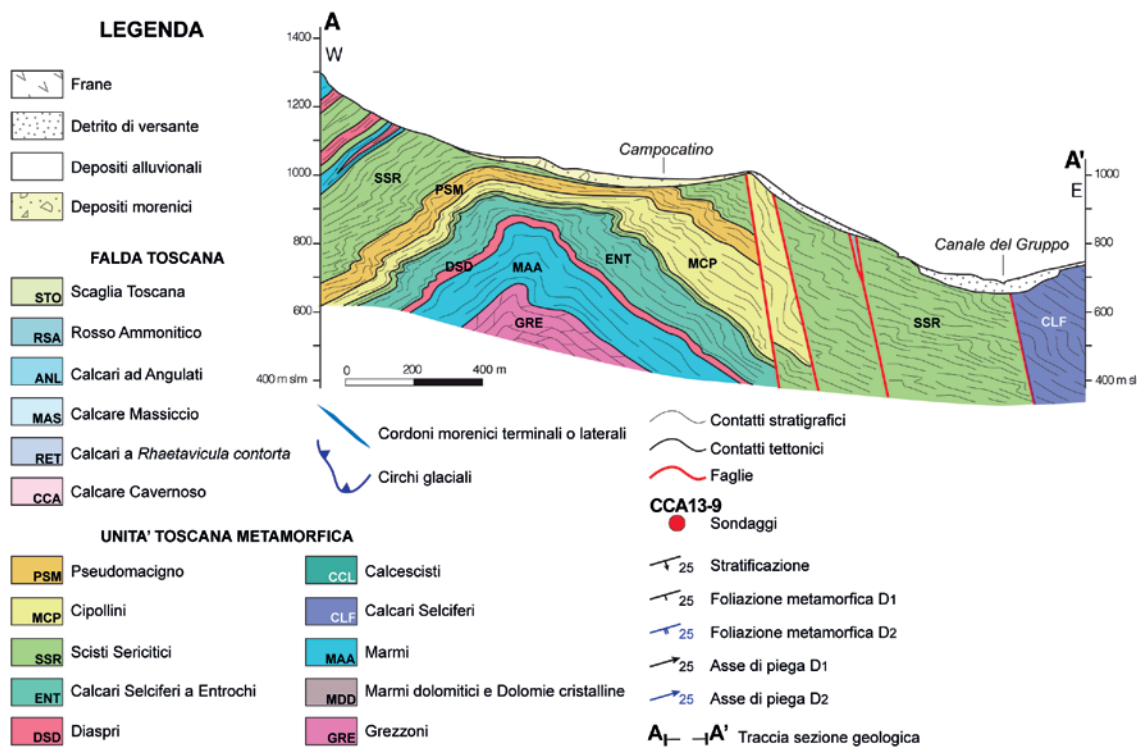
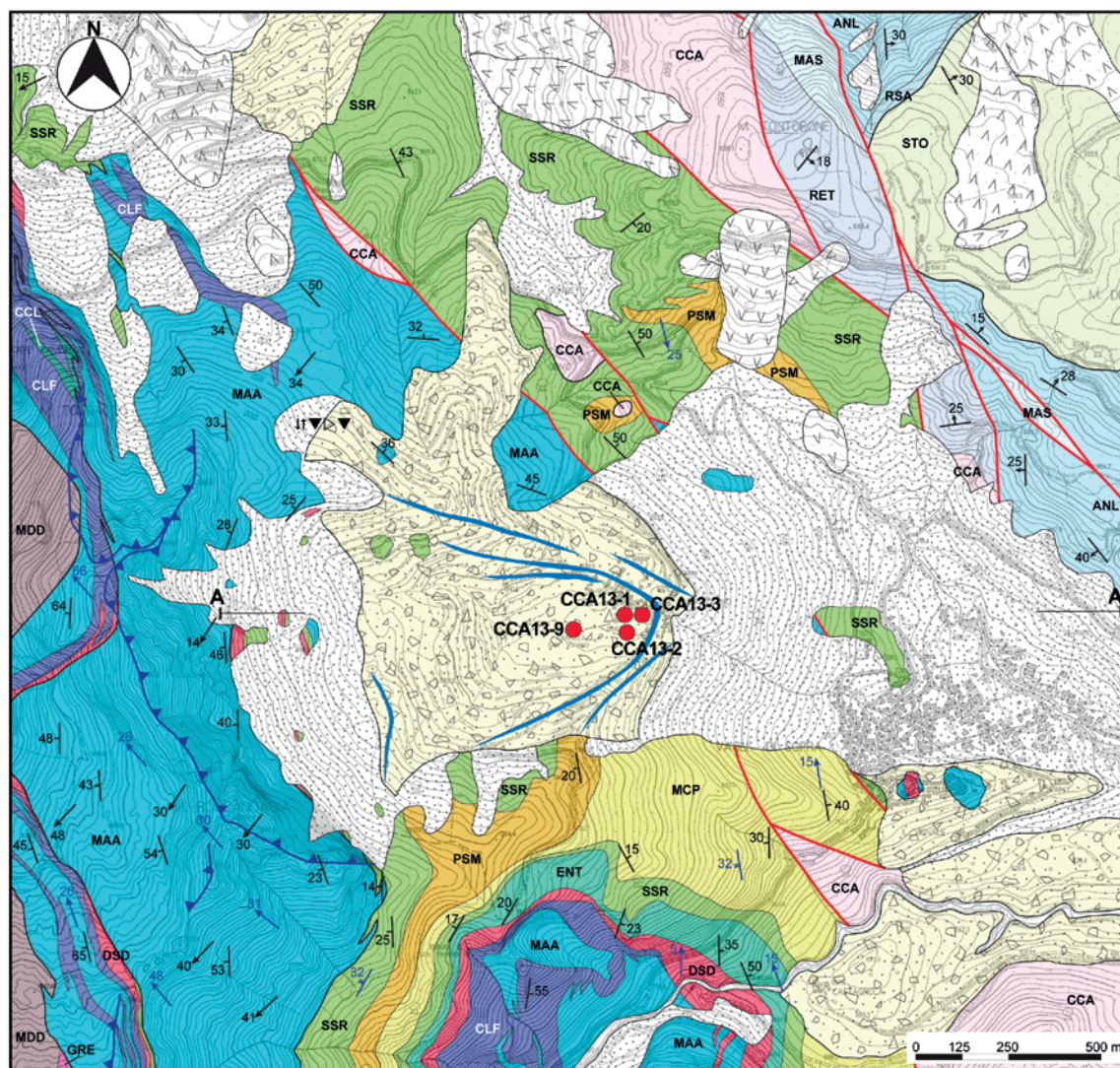


Fig. 2 – Carta geologico-geomorfologica dell'area di Campocatino e relativa sezione geologica - modificato da Vaselli et alii (2010-2011)

denza della quale avviene il cambio di immersione della foliazione principale, che immerge rispettivamente verso i quadranti sudoccidentali nel fianco occidentale e verso quelli nordorientali nel fianco orientale (fig. 1) (cfr. p. es. Carmignani e Kligfield, 1990). Le fasi deformative fragili neogenico-quadernarie nell'area di Campocatino sono rappresentate da sistemi di faglie ad alto angolo orientate NW-SE, immergenti prevalentemente verso i settori orientali. Queste faglie dislocano l'originario contatto tettonico tra Falda Toscana e Unità Toscane Metamorfiche, preservato solo in alcuni isolati affioramenti, come ad esempio in località Giovo, dove il Calcare cavernoso poggia sugli Scisti sericitici e sullo Pseudomacigno secondo un contatto a basso angolo (fig. 2).

Il geosito glaciale di Campocatino è classificabile come *geomorfosito glaciale complesso* ed è caratterizzato da un'ampia depressione esposta verso est, interpretata come un bacino di sovraescavazione che – compreso all'interno di un anfiteatro morenico, formato da più cerchi concentrici e ripetuti cordoni morenici isolati – termina nella sua parte frontale con la tipica forma arcuata. Sono stati riconosciuti più cordoni morenici (almeno tre) lungo il margine settentrionale, almeno due lungo il margine meridionale ed alcuni più occidentali, con i diversi lembi che marcano le diverse fasi di arretramento e stasi del ghiacciaio (Bartelletti *et alii*, 2013). In corrispondenza della soglia, ad una quota di circa 1.000 m s.l.m., la morena frontale è parzialmente smembrata dall'azione delle acque incanalate. Il lembo più alto si colloca a 1.245 m di quota ed è probabilmente un testimone dell'ultimo stadio glaciale prima della definitiva scomparsa del ghiacciaio. I depositi glaciali osservabili in affioramento sembrano essere costituiti prevalentemente da blocchi e clasti eterometrici di marmo inclusi in una matrice fine i cui elementi più grossolani sono poligenici (figg. 3b-3e).

L'interpretazione generalmente proposta per la conca glaciale di Campocatino prevede il progressivo ritiro della massa glaciale a partire dalla fine del LGM, con l'area compresa entro l'anfiteatro morenico a costituire una zona depressa, dove ristagna l'acqua di fusione dei ghiacci. Questa conca glaciale viene poi progressivamente riempita da depositi lacustri e fluvio-lacustri (Baroni *et alii*, 2013). La percezione istintiva di un piccolo specchio lacustre, dove oggi è il piano di Campocatino, è già presente nelle parole di De Stefani (1890) che così scriveva: "*Vidi una volta la conca nel novembre, dopo forti piogge, ed era piena d'acqua; onde mi ricordava assai i laghi alpini e anche appenninici di origine glaciale*".

In realtà, uno studio sedimentologico approfondito dei depositi che colmano la depressione di Campocatino non è mai stato effettuato. Una stratigrafia dei primi sei metri di deposito è stata eseguita da Baroni e Isola (1995, in Bartelletti e Guazzi, 2001) ed è riferita ad un sondaggio del quale non vengono fornite ulteriori descrizioni e neppure

l'esatta localizzazione. Un più recente approccio al problema, è contenuto in una ricerca svolta da alcuni studenti della Lawrence University presso l'Osservatorio Geologico di Coldigioco, nell'ambito della quale sono stati effettuati quattro carotaggi che hanno raggiunto una profondità massima di 4 m circa (Herman e Nevins, 2013).

Nel presente lavoro, è stato analizzato il materiale risultante dai carotaggi sopra citati, depositato presso il Parco/Geoparco delle Alpi Apuane dall'Osservatorio Geologico di Coldigioco (Airo - Macerata), con l'obiettivo di ricostruire l'evoluzione paleoambientale del geosito di Campocatino, attraverso l'integrazione di considerazioni di tipo geologico, sedimentologico, geocronologico e paleo/archeobotanico.

Materiali e metodi

Studio stratigrafico

I quattro sondaggi (CCA 13-1, 13-2, 13-3 e 13-9), di profondità variabile da 1,4 a 4 m circa (fig. 4), sono stati realizzati con una trivella manuale, che permette il recupero di campioni della lunghezza media di 10 cm e del diametro di 4 cm (fig. 5a-5b). I campioni di sedimento sono stati analizzati presso il Laboratorio di Sedimentologia e Geotecnica dell'IGG-CNR di Pisa. Il deposito è stato descritto nelle sue caratteristiche macroscopiche, quali colore, granulometria, presenza di strutture sedimentarie ed elementi significativi per la successiva interpretazione paleoambientale.

Riguardo all'analisi petrografica, sono stati preparati 18 campioni, provenienti dal sondaggio CCA 13-1, del peso anidro di circa 200 g ciascuno. Ogni campione – disgregato in acqua alla temperatura di 30° C – ha subito una vagliatura manuale con l'utilizzo di setacci a maglie di 2 mm e 63 micron, con l'obiettivo di stimare la quantità delle tre principali classi granulometriche (limo-argilla, sabbia e ghiaia). Per i dati granulometrici relativi al sondaggio CCA 13-3, sono state utilizzate le informazioni prodotte da Herman e Nevins (2013) relative a 24 campioni. Inoltre, si è proceduto ad effettuare 3 analisi granulometriche complete, relative ad altrettanti campioni provenienti dal sondaggio CCA 13-9. Un'aliquota del peso di 500 g circa di sedimento umido, è stata asciugata in stufa, ad una temperatura di 110° C per 24 ore. Successivamente il passante al setaccio di 63 micron, ottenuto mediante l'utilizzo di un vibrovaglio meccanico, veniva destinato alla prova per sedimentazione, tramite un cilindro di sedimentazione e un densimetro adoperato per misure di densità della soluzione ad intervalli regolari secondo norma UNI EN ISO 17892-4: 2017. Infine, il residuo dei lavaggi dei tre sondaggi, per un totale di 45 campioni, è stato asciugato in stufa ad una temperatura di 110° C per 24 ore, per poi essere analizzato con uno stereomicroscopio trinoculare modello Leica S9D.

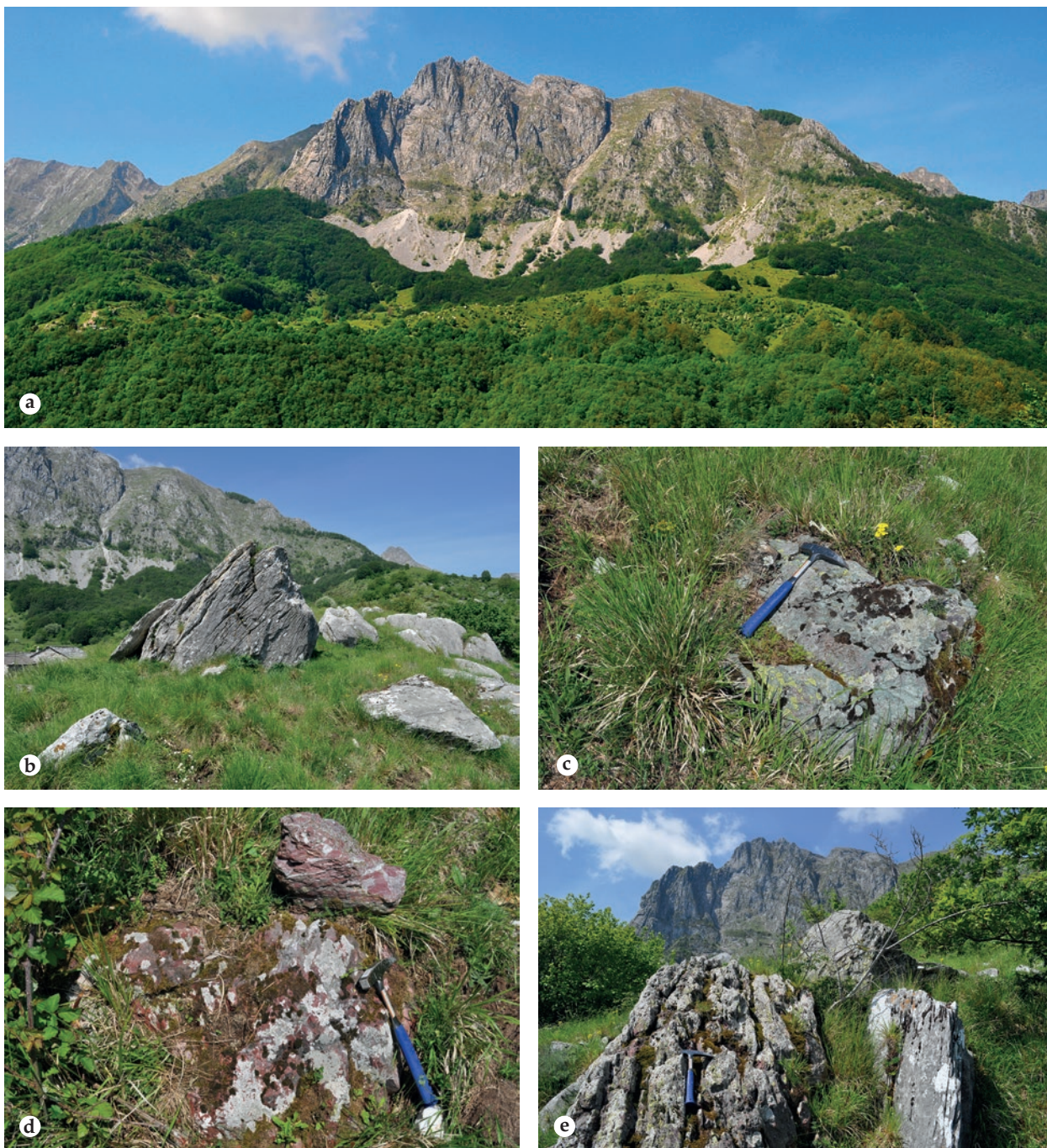


Fig. 3 – a) la conca glaciale di Campocatino (1.000 m ca. s.l.m.) al di sotto della parete del monte Rocchandagia (1717 m s.l.m.), racchiusa a nord e a sud da più sistemi di cordoni morenici, con morena frontale ad est; b-e) depositi glaciali di Campocatino in affioramento costituiti prevalentemente da blocchi e clasti eterometrici di Marmo (b, e) e Scisti Sericitici (c, d, e) inclusi in una matrice fine di elementi poligenici

Datazioni radiometriche

Resti di materia organica vegetale, riconosciuti al microscopio ed impiegabili per datazioni radiometriche, risultano presenti nei sondaggi CCA 13-1 e 13-3 (fig. 4). Per la sua maggiore profondità, l'indagine si è concentrata soprattutto sul secondo carotaggio, che presenta piccoli frammenti vegetali carbonizzati per quasi tutta la sua estensione, con una massima concentrazione tra -320 cm e la base della colonna stratigrafica, all'estremo raggiunto di -404 cm. I 3 campioni scelti per le datazioni radio-

metriche provengono tutti dalla parte più profonda del sondaggio CCA 13-3. Un quarto campione – per confronto – deriva dalla base del sondaggio CCA 13-1. Le quattro datazioni sono state affidate al Centro di Datazione e Diagnostica (CEDAD) dell'Università del Salento, che le ha eseguite con il metodo del radiocarbonio, attraverso la tecnica della spettrometria di massa ad alta risoluzione (AMS).

Dato il basso contenuto di elementi di dimensioni idonee alla datazione, i frammenti vegetali provengono da livelli stratigrafici di spessore variabile

tra 10 e 20 cm. Il procedimento di preparazione ha previsto una prima fase, effettuata presso il Laboratorio di Micropaleontologia dell'IGG-CNR di Pisa, di raccolta e pulitura dei resti fossili mediante l'utilizzo di uno stereomicroscopio binoculare e acqua deionizzata. Il CEDAD ha poi provveduto a condurre le successive fasi analitiche, a partire dall'individuazione dei macrocontaminanti presenti nei campioni, con l'osservazione al microscopio ottico e contestuale rimozione meccanica. Il materiale selezionato è stato quindi sottoposto ad attacchi chimici alternati acido-alcalino-acido, per essere successivamente convertito in anidride carbonica mediante combustione a 900°C in ambiente ossidante, con l'intento di ottenere infine la grafite da analizzare attraverso riduzione, utilizzando H₂ come elemento riducente e polvere di ferro come catalizzatore.

La determinazione della concentrazione di radiocarbonio nella grafite è avvenuta confrontando i valori misurati delle correnti di ¹²C e ¹³C, e i conteggi di ¹⁴C con i valori ottenuti da campioni standard di Saccarosio C6 forniti dalla IAEA (International Atomic Energy Agency).

La datazione convenzionale al radiocarbonio è stata corretta per gli effetti di frazionamento isotopico, sia attraverso la misura del termine δ¹³C effettuata direttamente con l'acceleratore, sia per il fon-

do della misura.

Il controllo della qualità dei risultati ha richiesto l'utilizzo di campioni di concentrazione nota di acido ossalico forniti dalla NIST (National Institute of Standard and Technology).

Per la determinazione dell'errore sperimentale nella data al radiocarbonio è stato tenuto conto sia dello scattering dei dati intorno al valore medio, sia dell'errore statistico derivante dal conteggio del ¹⁴C.

La concentrazione dell'abbondanza del ¹⁴C, così come il rapporto ¹⁴C/¹²C, è variabile nel tempo per diverse cause, fra cui flussi cosmici, cambiamenti climatici, eruzioni vulcaniche, attività umana. Queste variazioni della concentrazione isotopica introducono un errore e impongono una correzione della misura ottenuta sperimentalmente, attraverso la calibrazione con diverse metodologie di datazione, come la dendrocronologia o la cronologia delle varve. Nel nostro caso, la datazione al radiocarbonio per i campioni è stata calibrata con il software OxCal Ver. 3.10, che utilizza il confronto con dati radiometrici ottenuti su coralli (Reimer *et alii*, 2013)

Studio antracologico

L'osservazione microscopica dei carotaggi ha permesso di selezionare, nei livelli più profondi, un numero contenuto di resti carbonizzati di natura

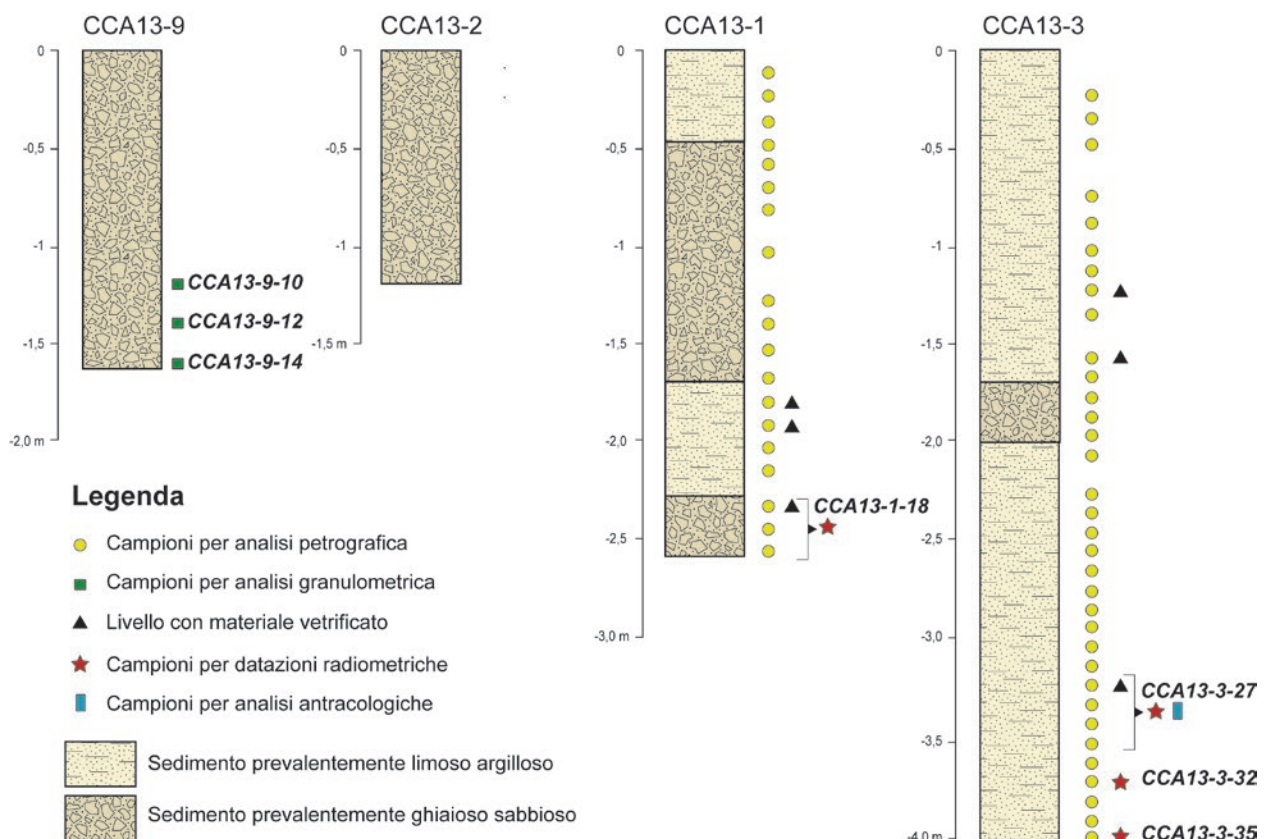


Fig. 4 – Stratigrafia sintetica dei sondaggi studiati, con ubicazione dei campioni prelevati e destinati alle differenti tipologie di analisi. L'ubicazione dei sondaggi è mostrata in Fig. 2

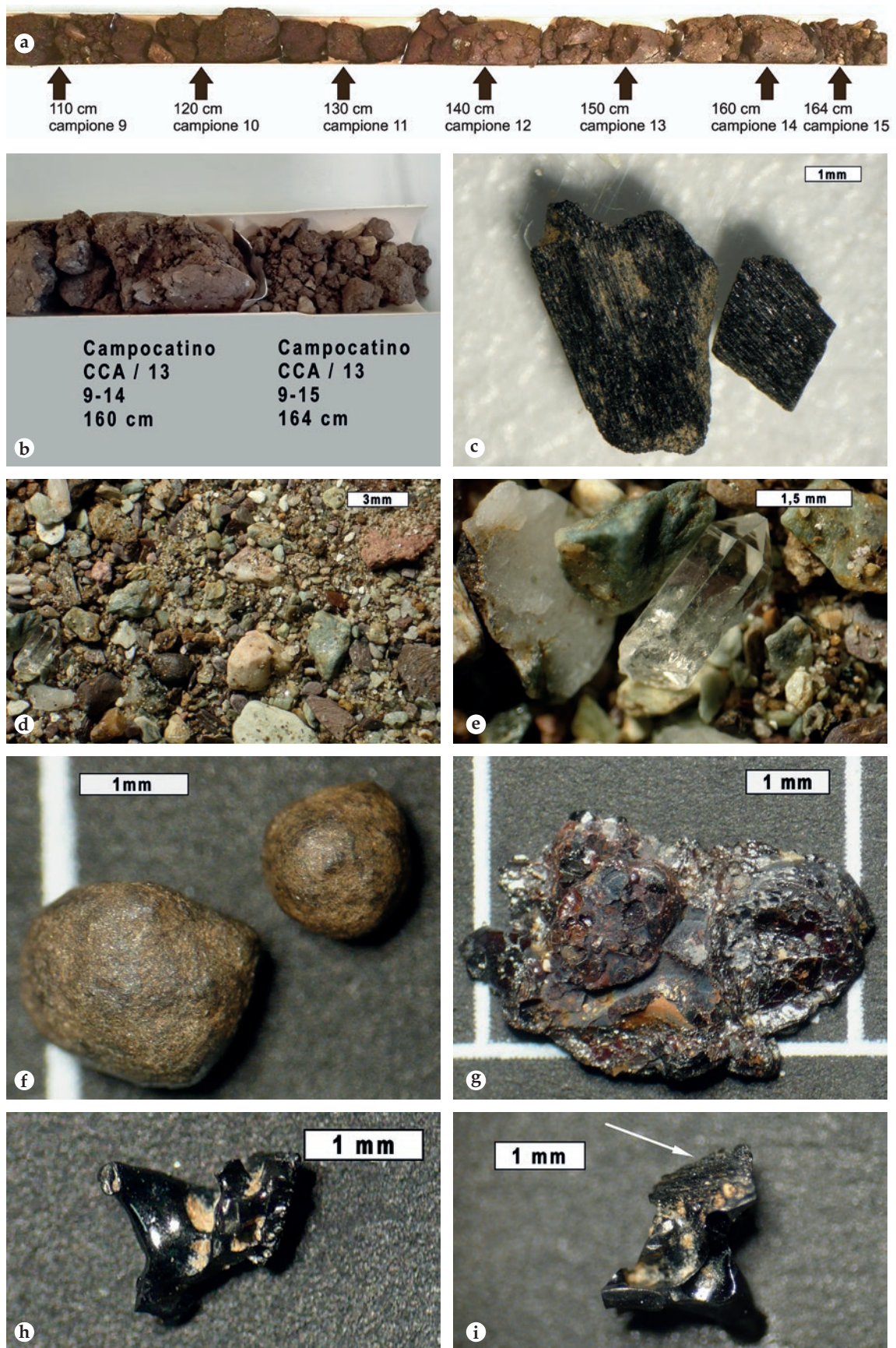


Fig. 5 – a) fotografia rappresentativa del sondaggio CCA 13-9, relativa all'intervallo di profondità compreso fra 110 e 170 cm, con l'ubicazione dei campioni raccolti; b) particolare del sondaggio rappresentato nella figura 5a; c) resti vegetali carbonizzati; d) residuo di lavaggio del campione CCA 13-1-14; e) cristallo di quarzo euedrale (particolare ingrandito della figura 5d); f) noduli ferro-manganesiferi rinvenuti nel campione CCA 13-3-8, g) struttura "a crosta" legata presumibilmente all'accumulo di idrossidi di ferro; h) elemento vetrificato rinvenuto nel campione CCA 13-1-19; i) elemento vetrificato caratterizzato da una struttura laminata, indicata dalla freccia, impressa su una superficie planare – le immagini da 5c a 5i sono state ottenute al microscopio ottico

vegetale, di dimensioni appena sufficienti per condurre indagini antracologiche (fig. 5c). Le analisi dei frammenti di legno recuperati sono state effettuate dalla Cooperativa di Ricerche Archeobiologiche (ARCO) che opera presso il Laboratorio di Archeobiologia dei Musei Civici di Como. Lo studio in microscopia ottica del campione (CCA 13-3-27) ha consentito di osservare i caratteri diagnostici dei carboni nella sezione trasversale e nei piani longitudinali, tangenziale e radiale, con l'obiettivo di riconoscere le specie legnose originarie grazie all'ausilio di atlanti di anatomia del legno.

Risultati

Analisi stratigrafica

I quattro sondaggi presentano una successione stratigrafica complessivamente omogenea, costituita da sedimenti di colore marrone, non organizzati, a granulometria mista, con percentuali di ghiaia e sabbia variabili (figg. 5d, 6 e 7). In alcuni livelli stratigrafici la quantità di elementi di dimensioni > 2 mm supera il 50%. Le prove granulometriche complete, effettuate su 3 campioni (nn. 10, 12 e 14) del sondaggio CCA 13-9 (fig. 7), evidenziano la presenza di tutte le principali classi dimensionali.

Le analisi granulometriche – effettuate sui campioni provenienti dai sondaggi CCA 13-1 e 13-3, basate sulla distinzione delle tre principali classi dimensionali (ghiaia, sabbia e limo+argilla) – hanno permesso di confermare un certo grado di variabilità granulometrica nel sedimento lungo tutto l'intervallo stratigrafico campionato. In particolare, per quanto riguarda il sondaggio CCA 13-1, il grafico riportato in fig. 6 mostra un aumento della frazione fine negli intervalli di profondità da 0-50 cm e fra 180 e 245 cm dal piano di campagna. In questi intervalli, la porzione fine supera il 50% in peso del sedimento. La curva granulometrica relativa al sondaggio CCA 13-3, mostra una minore variabilità dimensionale, con il sedimento che risulta essere un limo argilloso, con percentuali di materiali granulari (sabbia e ghiaia) che variano dal 15 al 30%. Nell'intervallo stratigrafico compreso fra 175 e 200 cm, prevale invece una granulometria decisamente più grossolana. In sintesi, il sondaggio CCA 13-3, per quasi tutta la profondità investigata, presenta una quantità di frazione fine maggiore rispetto agli altri sondaggi studiati.

L'osservazione microscopica ha evidenziato che il residuo del lavaggio è generalmente caratterizzato da un sedimento estremamente immaturo, eterometrico ad elementi spigolosi. Dal punto di vista compositivo i granuli più rappresentati sono costituiti da litici metamorfici (filladi), di colore variabile dal rosso, al verde e al viola (fig. 5d), cui si associano cristalli euedrali di quarzo ialino (fig. 5e), diffusi noduli ferro-manganesiferi (fig. 5f) ed incrostazioni di idrossidi (fig. 5g). Sia il basso grado di arrotondamento dei frammenti litici, sia l'integrità

della forma dei singoli componenti minerali testimoniano il breve trasporto e la scarsa erosione subita.

Alcuni granuli di ghiaia presentano una superficie levigata con strie subparallele, probabilmente riconducibili a processi di abrasione in ambiente glaciale.

Sono inoltre comunemente presenti elementi millimetrici di origine vegetale, principalmente frammenti di legno carbonizzato (fig. 5c), che diventano più frequenti nel sondaggio CCA 13-3. A varie altezze stratigrafiche dei sondaggi CCA 13-3 e 13-1, sono stati osservati elementi vetrosi di forma variabile, talvolta globulari o ramificati, di origine incerta (fig. 5h). In alcuni casi gli elementi vetrosi presentano una superficie tabulare che mostra l'impronta di una struttura vegetale, suggerendo una stretta relazione tra il vetro ed i frammenti di legno (fig. 5i).

Datazioni radiometriche

Le quattro datazioni radiometriche, effettuate su frammenti di legno carbonizzato, prelevati da campioni relativi al sondaggio CCA 13-1 (campione CCA 13-1-18) e dal sondaggio CCA 13-3 (campioni CCA 13-3-27, CCA 13-3-32 e 13-3-35) hanno fornito le età convenzionali e calibrate riportate in tab. 1. Dai dati qui riportati, si osserva come le età medie siano comprese tra i 4.523 anni cal BP (CCA 13-3-32) e i 3.477 anni cal BP (CCA 13-3-27). Rispetto a questo intervallo risultano anomali i valori prodotti dal campione CCA 13-3-35, che sono compresi tra 2.356 e 2.158 anni cal BP, anche in considerazione della sua maggiore profondità di campionamento. Questa anomalia è da mettere in relazione al contenuto in materiale organico estremamente ridotto del campione analizzato (o una possibile contaminazione), che rende inaffidabile il dato, come si evince dal suo basso livello di confidenza. Di conseguenza, l'età del campione CCA 13-3-35 non è stata presa in considerazione nella successiva discussione dei dati.

Analisi antracologica

Dalla vagliatura del campione CCA 13-3-27 sono risultati idonei, per le analisi antracologiche, 10 carboni di dimensioni comprese fra 3 e 5 mm e tutti di forma aciculare o prismatica, con basso grado di arrotondamento (fig. 5c). Per le ridotte dimensioni dei frammenti non è stato possibile ottenere informazioni riguardo le caratteristiche tecnologiche, quali la pezzatura del legno di provenienza (tronco, grosso ramo, ramoscello), il numero di anelli di accrescimento, la presenza di corteccia e l'eventuale valutazione della stagione di taglio. Poche informazioni derivano anche dall'osservazione dello stato di conservazione, che risulta non ottimale per la consistente presenza di incrostazioni.

Tutti i frammenti analizzati sono costituiti da legno omoxilo con raggi uniseriati e sono caratterizzati dall'assenza di canali resiniferi. Questo rappresenta un carattere diagnostico che consente di attribuire tutti i carboni analizzati ad un'unica specie di conifera costituita dall'abete bianco (*Abies*

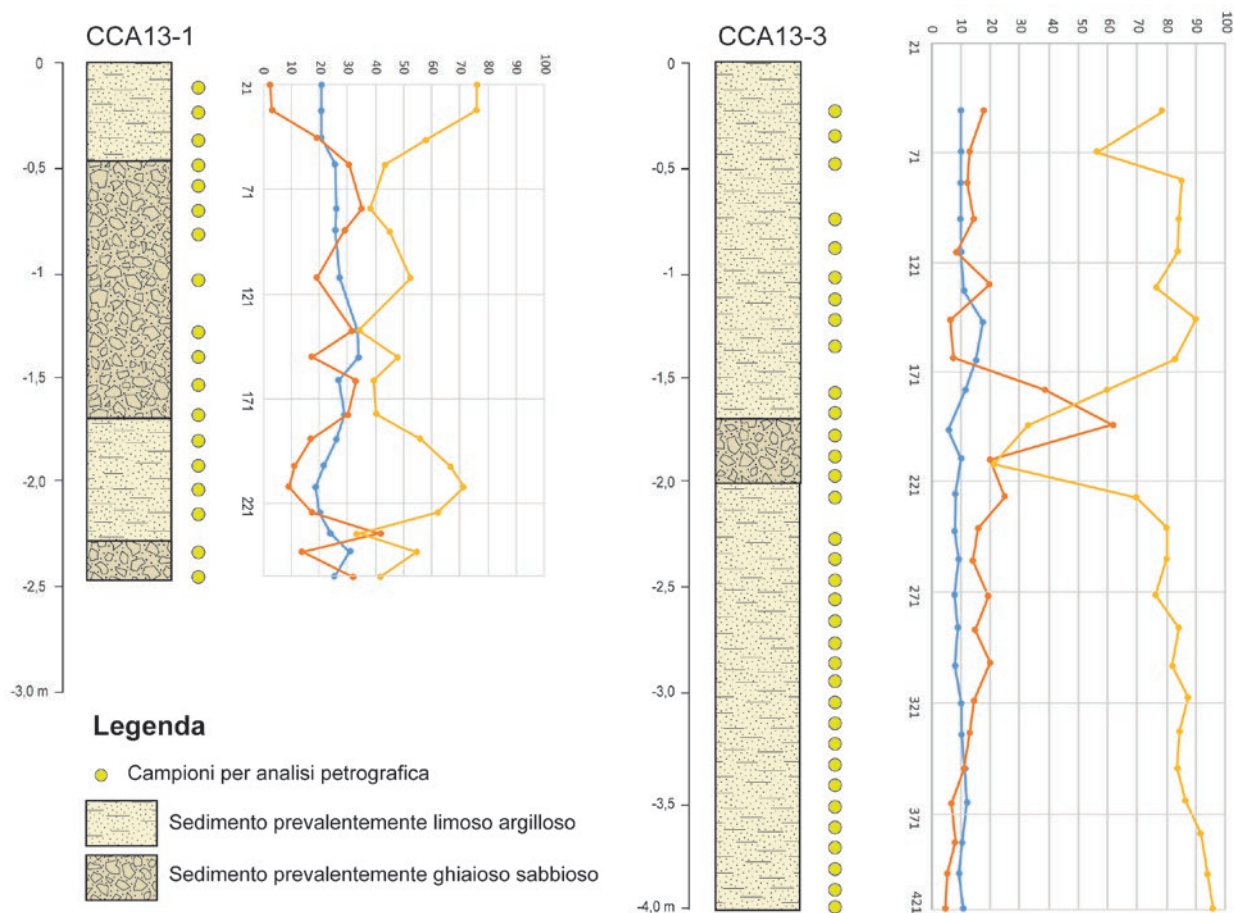


Fig. 6 – Profili verticali dei due sondaggi CCA 13-1 e 13-3 con le relative curve di variazione delle tre principali classi granulometriche considerate: la curva gialla è riferita alla quantità in percentuale di limo/argilla, la celeste rappresenta la sabbia e l'arancione la ghiaia; per l'ubicazione dei sondaggi vedi fig. 2

alba Mill.). Malgrado sussista un lieve margine di incertezza, la presenza esclusiva di frammenti con le medesime caratteristiche, sembra supportare la correttezza della determinazione.

Discussione

Depositi e cronologia assoluta

I risultati dell'analisi stratigrafico-sedimentologica consentono di interpretare i depositi di Campocatino esaminati, come un till glaciale che ha subito un'alterazione in sito (dilavamento diffuso) ed una rielaborazione dovuta ad un breve trasporto per mezzo di ruscellamento superficiale. Questi sedimenti sono caratterizzati da una granulometria eterogenea, evidenziando una debole classazione – da depositi prossimali più grossolani a distali più fini – legata al trasporto per ruscellamento degli originari accumuli morenici (figg. 5d, 5e, 6 e 7). Dal punto di vista compositivo, i sedimenti sono formati in gran parte da frammenti di filladi e, pertanto, suggeriscono un'azione erosiva del ghiacciaio attuata esclusivamente a spese della formazione degli Scisti sericitici, che rappresentano il substrato roccioso prevalente dell'area studiata (fig. 2). La presenza di

cristalli euedrali di quarzo ialino, così come l'eterometricità del sedimento, testimoniano un trasporto ridotto dell'originario till glaciale.

Le radiodazioni della parte inferiore dei depositi sondati di Campocatino forniscono un'età compresa tra circa 4.500 e 3.400 anni cal BP. I dati raccolti sono coerenti con un'evoluzione del deposito successiva al LGM, la cui fine viene indicata per le Alpi Apuane al termine dello *Stadio isotopico marino* (MIS - *Marine Isotope Stage*) 2, circa 12.000 anni cal BP (Isola *et alii*, 2019a). I sedimenti radiodati di Campocatino ricadono all'interno della fase Neoglaciale, a cavallo di un evento globale di clima arido e freddo – il 4.2 ka cal BP megadrought (Weiss, 2016) – segnalato anche in area apuana sulla base di studi su speleotemi dell'Antro del Corchia (Isola *et alii*, 2019b).

Il livello più recente dell'intervallo stratigrafico datato, sottoposto ad analisi antracologica, si colloca verso la fine dell'oscillazione di Löbden (3.8-3.4 ka cal BP), un episodio climatico fresco e soprattutto umido che è stato registrato anche dal *Mean Anomaly Index* per l'Antro del Corchia (Regattieri *et alii*, 2014) e dal $\delta^{18}\text{O}$ per la Grotta della Renella (Zanchetta *et alii*, 2016), volendo qui limitarci all'area apuana.

Tab. 1 – Sintesi delle datazioni radiometriche effettuate sui campioni raccolti a Campocatino

Campione (sigla)	Profondità (cm)	Età non calibrata (¹⁴ C a BP)	δ ¹³ C (‰)	Intervalli età calibrata (¹⁴ C a cal BP)	Età media calibrata (¹⁴ C a cal BP)
CCA 13-3-27	324-354	3248 ± 45	27,2 ± 0,5	3382-3572	3477
CCA 13-1-18	235-256	3710 ± 40	15,9 ± 0,5	3958-4156	4057
CCA 13-3-32	374	4036 ± 45	27,6 ± 0,5	4416-4630	4523

“Before Present” – in sigla BP – esprime le età in anni prima del presente, dove il “presente” è stabilito convenzionalmente all’anno 1950 d.C. Le datazioni convenzionali al radiocarbonio sono riportate nella terza colonna, mentre nella quinta e sesta si trovano quelle calibrate secondo Reimer et alii (2013). Nella quarta colonna, il valore riportato del termine di frazionamento isotopico degli isotopi stabili del carbonio (δ¹³C) si riferisce a quello misurato con il sistema AMS, potendo dunque differire dal termine di frazionamento naturale e da quello misurato mediante IRMS.

Riguardo alla periodizzazione storica, i sedimenti radiodati di Campocatino coprono la seconda parte dell’Eneolitico e la prima dell’Età del Bronzo, con il livello sottoposto ad analisi antracologica che chiude l’intervallo agli inizi del Bronzo medio (1.600-1.300 BC). In questa lunga fase culturale, caratterizzata dai primi sviluppi metallurgici della storia umana, diversi autori segnalano il collasso di un gran numero di civiltà diffuse in Asia e nell’area mediterranea, quale principale conseguenza del 4.2 ka cal BP megadrought (Weiss, 2016) e del suo brusco cambiamento nelle condizioni climatiche.

Le oscillazioni climatiche della transizione olocenica tra l’Ipsotermico e il Neoglaciale sembrano lasciare traccia anche nei depositi di Campocatino. I sedimenti analizzati sono caratterizzati da alte concentrazioni di ferro-manganese, generalmente presenti sotto forma di noduli o croste (fig. 5f). Si tratta di concrezioni documentate in differenti ambienti di sedimentazione, dai fondali oceanici ai depositi lacustri e fluviali e soprattutto nei suoli (vedi Hein e Koschinsky, 2014; Cornu et alii, 2005; Costantini et alii, 2009). Noduli di ferro-manganese sono stati rinvenuti e studiati anche nei depositi glaciali (Smeck e Wilding, 1980; Hlawatsch et alii, 2002; Šegvić et alii, 2017; 2018). Gli ossidi di ferro-manganese sono molto sensibili alle variazioni di umidità, pH e potenziale redox (Jenne, 1968) e quindi rappresentano importanti indicatori paleoambientali. La presenza di noduli di ferro-manganese è tipica di suoli con orizzonti impermeabili non perfettamente drenati, e di zone di ristagno caratterizzate da una fluttuazione stagionale della tavola d’acqua (D’Amore et alii, 2004; Lindbo et alii, 2010). Nonostante il meccanismo di formazione dei noduli di ferro-manganese non sia perfettamente conosciuto nei suoli, la variazione stagionale delle condizioni redox sembra giocare un ruolo fondamentale nella mobilizzazione del ferro e del manganese e la loro dispersione nella matrice edafica (cfr. Rhoton et alii, 1991).

La potenziale sorgente di ferro e manganese, necessaria per la precipitazione dei noduli, è stata individuata nei minerali fillosilicatici (Šegvić et alii, 2018). Questi rappresentano i componenti fondamentali delle filladi della formazione degli Scisti

sericitici, caratterizzate da abbondante clorite ricca in ferro. Frequenti mineralizzazioni a manganese sono state infatti segnalate in area apuana, associate con gli Scisti sericitici (Carmignani et alii, 1972; Perchiazzi e Biagioni, 2005).

La degradazione chimica delle rocce, con l’alterazione delle fasi mineralogiche fillosilicatiche, è favorita da lunghi periodi di clima caldo e umido. Ciò porta ad ipotizzare che i noduli di ferro-manganese, presenti nei campioni di Campocatino, si siano formati all’interno dei depositi tillitici durante le fasi pedogenetiche precedenti al loro rimaneggiamento. Il fenomeno può aver avuto luogo durante una lunga ed articolata fase di clima prevalentemente caldo umido che, a partire dalla fine del LGM, ha preceduto la fase neoglaciale nella quale ricade il 4.2 ka cal BP megadrought. Questo periodo corrisponde in buona parte alle cronozone Boreale e Atlantica di Schröder et alii (2004) e con l’Holocene Climatic Optimum (HCO) (Ravazzi, 2003). È un’intervallo di tempo che soprattutto da 9.2 a 5.8 ky cal BP – ha visto un generale arretramento dei ghiacciai alpini, a parte alcuni brevi episodi di segno opposto (Ivy-Ochs et alii, 2009; Orombelli, 2011; Solomina et alii, 2015).

Variazioni climatiche di minore durata sono state evidenziate in area apuana dagli studi su isotopi stabili ed elementi in traccia su una stalagmite dell’Antro del Corchia (Regattieri et alii, 2014). Numerosi periodi aridi, a partire da circa 8.5 ka cal BP, si sono alternati ad oscillazioni umide di diversa durata, rispettivamente a circa 8.3-7.9, 5.8, 5.3, 3.7 ka cal BP, che trovano correlazione con analoghi eventi globali e/o regionali dell’Olocene (Mayewski et alii, 2004; Ivy-Ochs et alii, 2009; Wanner et alii, 2011; Orombelli, 2011; Solomina et alii, 2015).

Fasi climatico-forestali

I risultati dell’analisi antracologica, nei livelli datati al Bronzo medio, orientano verso un paesaggio vegetale montano caratterizzato dall’abete bianco (*Abies alba* Mill.). I dati raccolti confermano quanto conosciuto per l’Appennino settentrionale nel Subboreale, ovvero una diffusione della specie ancora significativamente rilevante rispetto al presente, sulla base degli spettri pollinici e dell’ana-

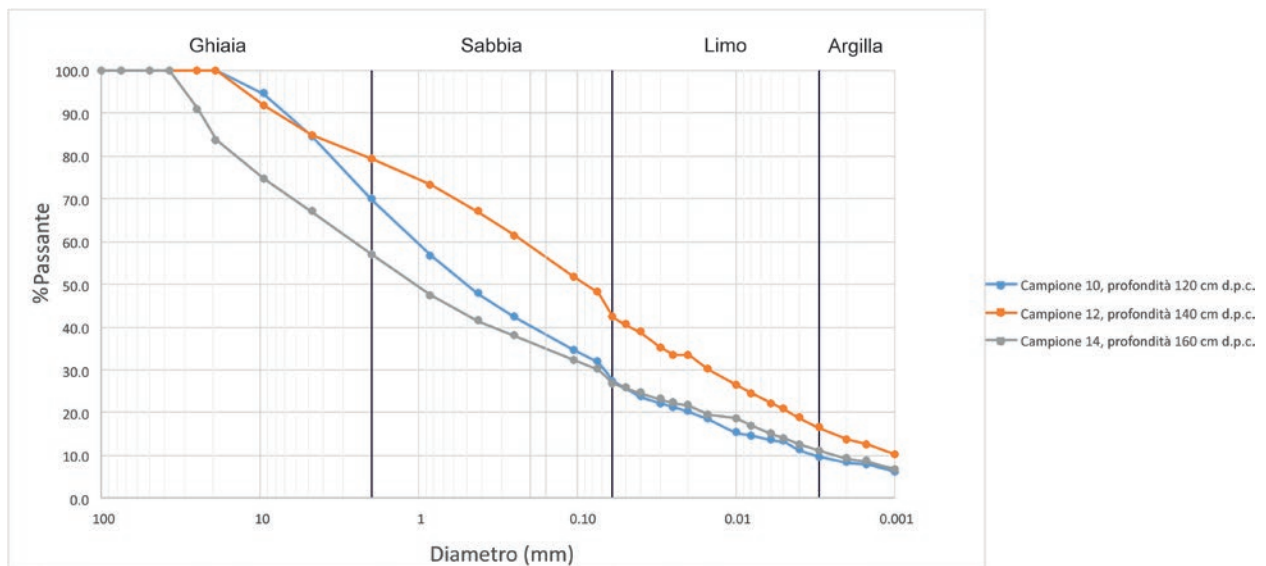


Fig. 7 – Curve granulometriche complete relative a tre campioni di sedimento prelevati dal sondaggio CCA 13-9: per l'ubicazione in profondità dei campioni cfr. fig. 4

lisi autoptica di carboni e altri resti vegetali (Lowe, 1992; Watson, 1996; Bertoldi *et alii*, 2007; Vescovi *et alii*, 2010). Attualmente, l'abete bianco è presente nelle Alpi Apuane allo stato spontaneo soltanto con una ridotta popolazione di una decina di individui nella valle di Orto di Donna (Ansaldi *et alii*, 1988; Bartelletti *et alii*, 2007).

Livelli più antichi, d'età epigravettiana e mesolitica di Isola Santa – lungo la valle della Tùrrite Secca (a circa 550 m s.l.m. circa) – segnalano già la presenza della stessa conifera, in modo continuo e consistente, sebbene variabile nel tempo, a partire dal Dryas recente-Preboreale fino all'Atlantico antico-medio, con datazione dei carboni tra il 10.5 e il 7.5 ka BP (non calibrato). All'inizio *A. alba* è specie che domina incontrastata, a cui segue, verso il Boreale, una vegetazione sparsa in spazi aperti di cespugli e alberi radi, ancora di abete bianco insieme ad *Acer*, *Corylus*, *Prunus*. L'Atlantico si annuncia qui con il ritorno ad un bosco misto di *Abies*, *Laburnum* e *Quercus*, che progressivamente evolve ad una situazione di codominanza tra abete bianco e quercia (sezione *robur*), mentre il faggio (*Fagus sylvatica* L.) comincia ad affacciarsi sulla scena in modo sporadico (Castelletti *et alii*, 2000; Leoni *et alii*, 2002; Bartelletti *et alii*, 2007).

Nelle Alpi Apuane mancano ancora dati certi sulle successive fasi climatico-forestali che possano congiungere la serie olocenica antica dell'Isola Santa ai carboni subboreali di Campocatino. L'ipotesi più plausibile è una diffusione, nella fascia montana del versante interno, di boschi misti di abete e di querce decidue, insieme ad altre latifoglie del genere *Alnus*, *Acer*, *Tilia*, *Carpinus*, ecc., con la comparsa nel versante marittimo di querce sempreverdi (leccio e forse sughera) e di altre fanerofite più termofile (*Fraxinus*, *Ostrya*). Le tipologie forestali riconducibili all'*Abieti-querceto* hanno probabilmente

continuato per buona parte del periodo Atlantico, registrando l'ascesa progressiva del faggio soltanto verso la fine della stessa cronozona. L'ipotesi si basa in buona parte sulle sole analisi dei resti vegetali nel deposito preistorico di Grotta all'Onda, posto presso Camaione, a circa 700 m di quota nel versante marittimo apuano. In una condizione sicuramente più temperata di Campocatino, sia per esposizione sia per altitudine, è stato qui descritto un bosco misto di lecci, frassini, aceri e carpini – con la presenza sporadica di abete bianco – che si è mantenuto pressoché costante dal Neolitico fino all'Età del Rame (Campetti *et alii*, 1999).

Informazioni più rispondenti al caso in studio potevano ricavarsi dagli studi palinologici delle aree umide dei Paduli di Fociomboli (Braggio Morucchio *et alii*, 1980) e di Mosceta (Ferrarini, 1981), entrambe localizzate nel versante interno del monte Corchia, a quote ed esposizioni confrontabili con Campocatino. Purtroppo, i diagrammi pollinici non sono stati supportati da radiodazioni dei livelli stratigrafici indagati, ma da correlazioni e sincronizzazioni relative, non senza difformità rispetto al quadro generale atteso. A Mosceta, almeno la parte più superficiale del deposito è coerente con una fase tardiglaciale-primario olocenica di presenza rilevante del genere *Pinus*, a cui succede una risalita decisa di abete bianco e una sporadica presenza di faggio, forse da riferire al periodo Atlantico. A Fociomboli, lo spettro pollinico sembra coprire un tempo assai più lungo, anche se la fase iniziale a dominanza di *Pinus mugo* (*Pinus mugo* Turra) e *Pinus sylvestris* (*Pinus sylvestris* L.) passa rapidamente ad un dominio di *F. sylvatica* e del querceto misto – tipico del Subboreale-Subatlantico – con la curva di *A. alba* insolitamente piatta e senza quella lunga fase intermedia di ragguardevole diffusione della stessa conifera. L'andamento è spiegabile non senza difficoltà, se

non con un'anomalia locale, suggerita dagli autori, di uno sviluppo ritardato o mancato dell'abetina rispetto alla faggeta, oppure con una lacuna di sedimentazione.

Volendo supplire ai pochi dati delle Alpi Apuane, è possibile assumere i risultati dei sedimenti lacustri nel vicino Appennino settentrionale, che documentano il paesaggio forestale per larghi tratti dell'Olocene. I pollini e i macroresti vegetali qui raccolti, descrivono una lunga fase di dominanza o codominanza di *A. alba*, che si è imposta nelle foreste montane per più di cinquemila anni durante l'HCO, quanto meno da 10.5 a 5.0 ka cal BP. Nell'ultima parte di questo periodo caldo, il faggio ha iniziato una progressiva diffusione, mentre l'abete bianco è entrato in una fase di inesorabile declino. L'espansione di *F. sylvatica* non risulta sincrona in tutta la regione nord-appenninica, poiché compare già intorno a 6.0-5.0 ka cal BP nei settori più orientali, mentre in quelli occidentali ritarda almeno fino a 4.5-3.0 ka cal BP circa (Vescovi *et alii*, 2010).

Più o meno coerente con questo quadro è il dato di Campocatino, con l'abete bianco a prevalere ancora nel Bronzo medio o – meglio – alla metà del Subboreale (a circa 3.5 ka cal BP), segnalando una resilienza più marcata di altrove rispetto alla generale avanzata del faggio e/o di altre fanerofite mesofile. Nonostante lo scarso numero dei campioni analizzabili e relativamente rappresentativi di un'area vasta, è comunque sostenibile l'ipotesi di una persistente relittualità di *A. alba* nel versante interno delle Alpi Apuane, dove non appaiono segni evidenti della diffusione invasiva di *F. sylvatica*, con l'*Abieti-faggeto* forse ancora di là da venire.

Nell'Appennino settentrionale, la regressione dell'abete bianco e l'incremento del faggio iniziano dunque nel Subboreale e proseguono in crescendo per tutto il Subatlantico nei medesimi habitat forestali della fascia montana. Le ragioni del collasso della conifera, a tutto vantaggio della latifolia in condizioni di parziale simpatria, non sono ancora comprese per intero in questo territorio e non solo. Il dibattito scientifico rimane alla ricerca di una spiegazione equilibrata che distingua gli effetti dei cambiamenti climatici olocenici dagli impatti delle prime pratiche agro-silvo-pastorali – ivi compresi gli incendi – o la varia combinazione degli stessi o di altri fattori, tra cui la diversa ecologia e fisiologia delle due specie. In questa ultradecennale ricerca, alcuni autori hanno dato maggiore importanza alle variazioni del clima, che hanno contraddistinto l'intero periodo olocenico (Watson, 1996; Mori Secci, 1996). Soprattutto il succedersi di fasi secolari fresche e piovose – iniziate con l'oscillazione di Lössen (3.8-3.4 ka cal BP) e proseguite per tutto il Subatlantico (a partire da 2.7 ka cal BP) – hanno determinato condizioni ambientali sicuramente più favorevoli al faggio. Altri autori hanno stimato più gli effetti diretti e indiretti della pressione antropica, che dal Neolitico ha interferito significativamente sulle due specie forestali, soprattutto con la pratica degli in-

ciendi, a partire dal 6.0 ka cal BP (Lowe, 1992; Lowe *et alii*, 1994, Terhürne-Berson *et alii*, 2004). In particolare, alcuni studi di paleoecologia confermerebbero come la rarefazione/scomparsa delle abetine miste termofile sia statisticamente sincrona, lungo tutta la dorsale appenninica, con indicatori di iniziale impatto antropico sulle aree forestali, come il polline di cereali e di specie ruderali, nonché i microcarboni legnosi da incendio (Tinner *et alii*, 2013; Di Pasquale *et alii*, 2014).

Paleoambiente ed impatto antropico

Alla fine del LGM, durante il progressivo ritiro dei ghiacciai, la conca glaciale di Campocatino si è trasformata in una zona di accumulo, dove si depositavano i sedimenti glaciali delle tilliti presenti a monte, rimobilizzati dalle acque dilavanti (fig. 9). L'analisi del riempimento detritico, fino ad una profondità massima di 4 m circa, porta qui ad escludere la presenza in passato di un vero e proprio lago glaciale, in accordo con la stratigrafia pubblicata in Bartelletti e Guazzi (2001). Tale conclusione riguarda soltanto la parte superficiale dei depositi di Campocatino, il cui massimo spessore è stato stimato intorno a 15 metri in corrispondenza del depocentro della conca glaciale (Iacomini, 2014). Pertanto, non può essere esclusa l'eventualità che, al di sotto delle profondità raggiunte dai sondaggi, possano essere presenti sedimenti riferibili ad un ambiente lacustre e/o palustre oggi scomparso.

Durante la deposizione delle tilliti rimaneggiate, le condizioni climatiche più calde e meno umide dell'HCO, hanno qui permesso lo sviluppo di boschi probabilmente caratterizzati dall'abete bianco, forse accompagnato da latifoglie termofile, senza scartare l'eventuale presenza localizzata di formazioni monospecifiche della stessa conifera in condizioni estreme.

Il ritrovamento di soli resti vegetali carbonizzati testimonia la ricorrenza plurisecolare di roghi naturali e/o artificiali, da ben inquadrare come genesi. I frequenti frammenti associati di materiale vetroso possono essere lo stesso interpretati come il prodotto di combustione della resina dell'abete bianco (Jensen *et alii*, 2007; Courtney Mustaphi e Pisaric, 2014).

È probabilmente da escludere un'origine di questi carboni da incendi spontanei, in quanto fenomeno anche oggi molto raro, da non poter essere registrato nei depositi per un così lungo intervallo di tempo, attraverso una ricorrente presenza di numerosi piccoli frammenti dispersi di legno carbonizzato. Nello stesso modo appare improbabile un'eventuale origine di questi carboni dalla combustione estremamente localizzata di fuochi accesi dalle comunità eneolitiche e successive per le attività domestiche e/o per fondere e lavorare metalli. Allontana da questa ipotesi l'assenza di residui combusti concentrata lungo superfici d'uso e/o limitata a particolari livelli di profondità, dato che la distribuzione risulta più o meno regolare e dispersa entro un ampio intervallo stratigrafico. Inoltre, siamo qui al cospetto di carboni che hanno

subito un trasporto minimo, come documentano i margini spesso aciculari non arrotondati, cosicché la loro diffusione lungo la colonna stratigrafica è da ritenersi il frutto di eventi di combustione ripetuti e sviluppati su ampie superfici.

Le precedenti tendenziali esclusioni di scenari ritenuti improbabili rafforzano l'ipotesi alternativa di una genesi dei carboni da incendi boschivi appiccati in modo intenzionale dalle comunità rurali che hanno frequentato il luogo dalla metà dell'Età del Rame fino al Bronzo medio. Verso la parte finale di questo intervallo temporale, è quindi possibile che si sia intensificata la trasformazione dell'ambiente e del paesaggio da parte delle popolazioni presenti anche nel versante interno delle Alpi Apuane, che hanno forse attuato diboscamenti sistematici con la pratica del debbio – 'slash and burn' – bruciando intere porzioni di foresta originaria per rendere più fertile il suolo e destinarlo ad uso agricolo e/o pastorale (cfr. Schröder *et alii*, 2004).

Nell'Appennino settentrionale risultano più consistenti gli indizi di un disturbo diffuso del bosco e del suolo dovuto ad attività antropiche, sia alle alte che alle basse quote, con evidenze di diboscamenti attuati attraverso gli incendi per ampliare praterie secondarie da destinare presumibilmente alle coltivazioni e al pascolo. L'uso rilevante del fuoco sembra disvelarsi a partire dal tardo Neolitico, con la probabile diffusione di attività agro-pastorali, il cui contributo ai mutamenti di paesaggio forestale pro-

gredisce durante l'Età del Rame e del Bronzo (Lowe *et alii*, 1994). In questo stesso periodo, le prove archeologiche registrano un incremento sensibile delle attività umane nella Valle del Serchio, al di sotto dei 500 m e al di sopra dei 1.500 m di quota (Castelletti *et alii*, 1994).

Il quadro interpretativo per Campocatino risulta del tutto simile a quello recentemente rilevato nell'Appennino ligure, nonostante cicli forestali non proprio coincidenti con la situazione tosco-emiliana durante il Subboreale e il Subatlantico. La presenza diffusa di microcarboni nei depositi è stata anche qui posta in relazione ad un periodo prolungato di perturbazione del paesaggio vegetale, in modo del tutto coerente con l'ipotesi di una progressiva eliminazione dei boschi dalla tarda Età del Bronzo in poi. Nella fase storica, l'impatto del cambiamento climatico rimane ancora incerto ed imponderabile, a fronte di un crescente corpo di prove che indicano solo occasionali e rare influenze di eventi improvvisi ed estremi sia sulle attività umane sia sulle successioni della vegetazione (Guido *et alii*, 2020).

I carboni di Campocatino fotografano forse una fase cruciale delle vicende dell'abete bianco nel versante interno delle Alpi Apuane, il cui dominio nella fascia montana stava segnando il passo verso una fase di declino inesorabile, più per effetto di impatti antropici (incendi e sovrappascolo) che di variazioni climatiche (cfr. Tinner *et alii*, 2013). L'ombreggiatura delle fitte foreste dominate da *A. alba*

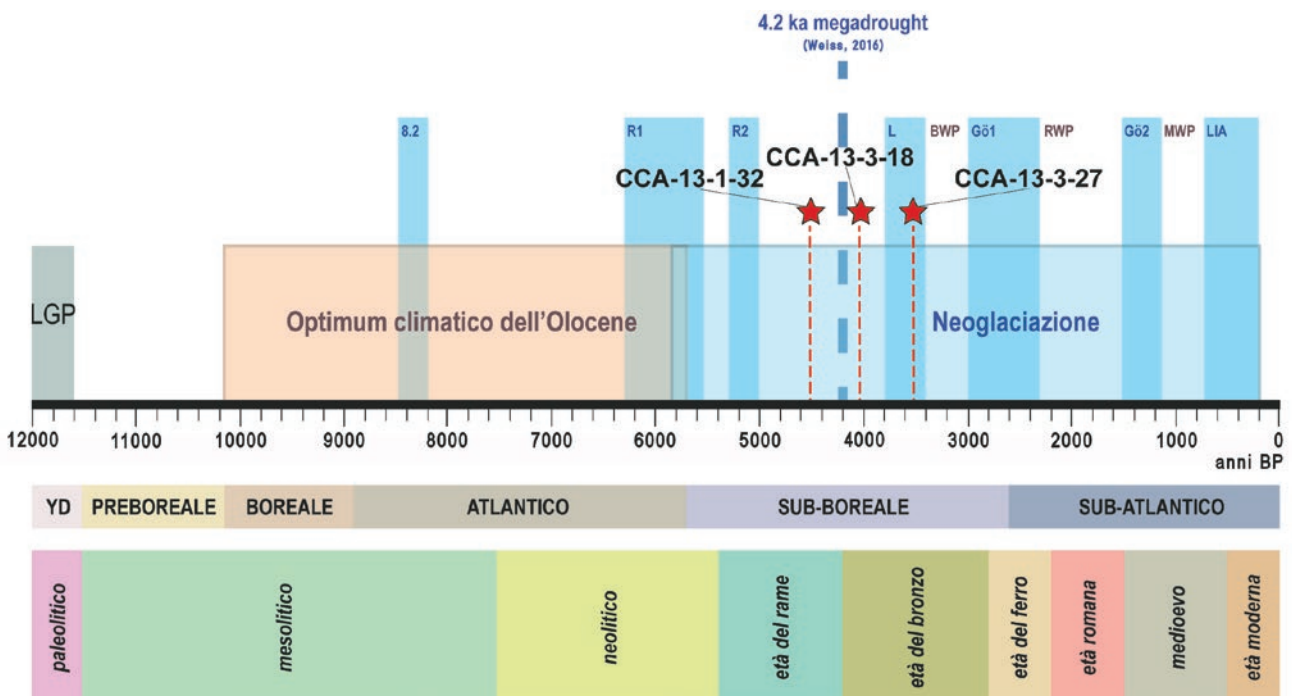


Fig. 8 – Collocazione cronologica dei tre livelli radiodati di Campocatino, relativi ai sondaggi CCA 13-1 e 13-3; la scala delle cronozone, secondo la classificazione di Mangerud *et alii* (1974), riporta i limiti calibrati di Stuiver e Reimer (1993) in accordo con lo schema cronostatigrafico/geocronologico di Ravazzi (2003), mentre la periodizzazione delle culture umane è quella tradizionalmente utilizzata in Italia per i tempi preistorici, protostorici e storici; le sigle delle oscillazioni fredde/fresche corrispondono: 8.2) evento di Alley *et alii*, (1997); R1, R2) Rotmoos 1 e 2 (Wanner *et alii*, 2011); L) Löbben; G61, G62 (Wanner *et alii*, 2011) G62, G62 (Wanner *et alii*, 2011); LIA) Little Ice Age (Wanner *et alii*, 2011) – le sigle delle oscillazioni calde/temperate corrispondono: BWP) Bronze Warm Period; RWP) Roman Warm Period; MWP) Medieval Warm Period. LGP: Last Glacial Period

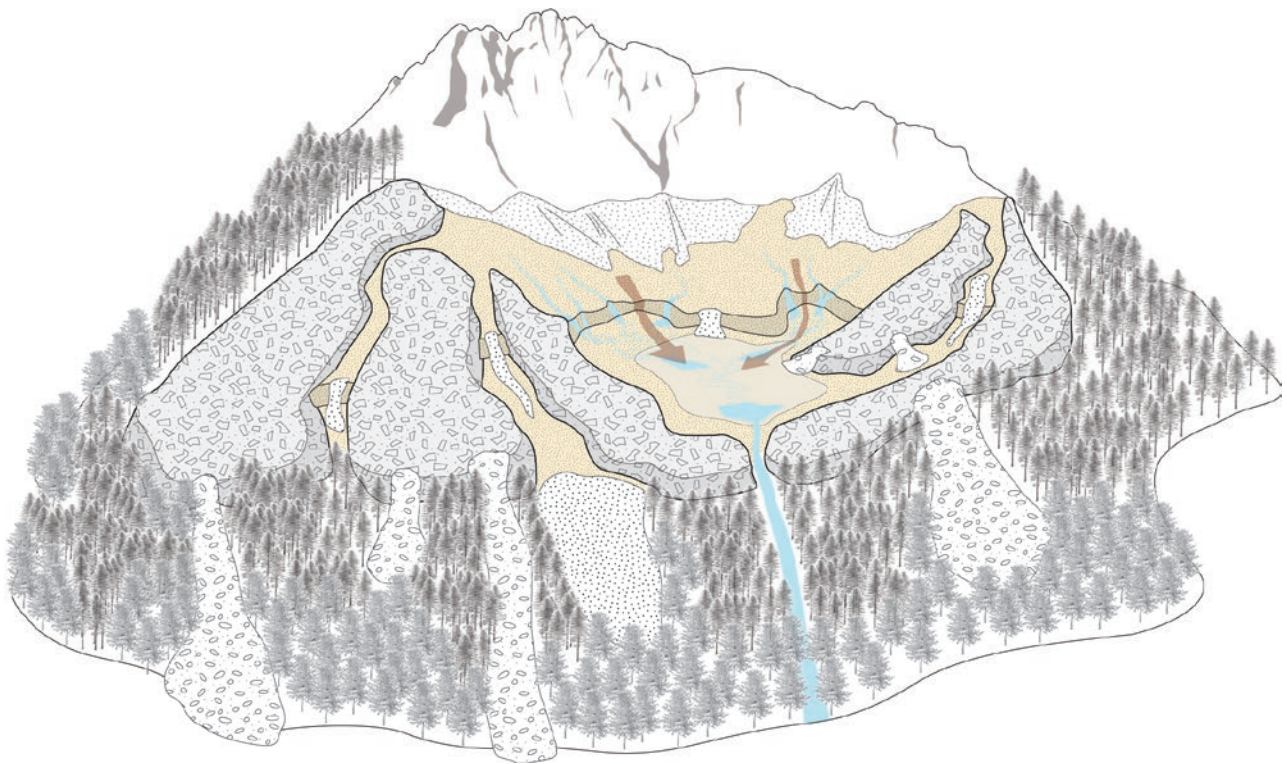


Fig. 9 – Ricostruzione schematica del paleopaesaggio olocenico dell'area di Campocatino, interpretata come una depressione in cui si depositano i sedimenti tillitici progressivamente dilavati dall'azione di ruscellamento superficiale (freccie); la rappresentazione della vegetazione è puramente indicativa, ma in accordo con i dati emersi dal presente studio

non doveva più rappresentare un ostacolo allo sviluppo di *F. sylvatica*, poiché il debbio creava radure o chiarie nella copertura arborea (Vescovi *et alii*, 2010). Le aree divenute improvvisamente aperte con il fuoco si rendevano subito disponibili ad una rapida ricolonizzazione del faggio, specie arborea più competitiva e portata ad escludere altre specie, con una straordinaria capacità di rigenerarsi sia per seme sia per via vegetativa, a differenza dell'abete bianco (Mariotti Lippi e Mori Secci, 2007).

A ciò si aggiunga – in subordine, ma con effetto sinergico – il contemporaneo declinare del clima in senso oceanico, che ha progredito per tutto il Neoglaciale, con stagioni più umide e talvolta fresche o fredde, sicuramente più favorevoli ai boschi di faggio rispetto alle abetine miste termofile dell'Ipso-termico.

Conclusioni

Il presente studio è il risultato di un approccio multidisciplinare finalizzato alla ricostruzione paleoambientale del geosito di Campocatino e alla ricerca dei primi impatti ambientali prodotti dalle comunità rurali preistoriche e protostoriche delle Alpi Apuane. L'analisi stratigrafica dei depositi della conca glaciale non conferma qui la presenza, successiva al LGM, di evidenze significative di depositi di ambiente lacustre/palustre, almeno riguardo ai livelli superficiali, formati negli ultimi 4.500 anni.

In effetti, all'interno della depressione di Campocatino si sono risedimentati originari depositi tillitici, come conseguenza dell'azione di erosione e trasporto esercitata dalle acque di ruscellamento. I sedimenti analizzati risultano ricchi in noduli di ferro-manganese e hanno avuto una loro probabile genesi all'interno degli originari depositi tillitici durante un periodo successivo al LGM, caratterizzato da un ambiente caldo umido, forse coincidente con l'HCO. I pochi frammenti vegetali carbonizzati, sottoponibili ad analisi antracologica, sono costituiti soltanto da legno di abete bianco (*Abies alba* Mill.) e quindi suggeriscono per Campocatino un paleopaesaggio caratterizzato da boschi a dominanza di questa fanerofita (non escludendo la condizioni di monospecificità). La particolare situazione rilevata documenta indirettamente una precedente affermazione della specie in condizioni climatiche a lei ottimali, sicuramente più calde e secche rispetto a quelle fresche e umide dell'oscillazione di Löbber (3.8-3.4 ka cal BP) in cui si sono prodotti questi residui vegetali (3.5 ka cal BP).

I carboni di Campocatino registrano probabilmente anche una delle prime interferenze antropiche nelle Alpi Apuane, che ha prodotto impatti significativi sul paesaggio naturale della stessa catena montuosa. Durante il Bronzo medio, le popolazioni presenti in zona hanno forse provocato incendi boschivi intenzionali, a scopo di ottenere pascoli e ridurre a coltura e fertilizzare i terreni, con particolare danno per le abetine che ancora resiste-

vano all'avanzata prepotente del faggio. La pratica del debbio (*'slash and burn'*) può aver contribuito significativamente al declino dell'abete bianco che, in tempi storici, ha avuto il suo esito finale o quasi.

La comprensione e ricostruzione dell'evoluzione di ambienti del passato, confrontata con le condizioni naturali attuali, consente di correlare i diversi stadi evolutivi ai progressivi cambiamenti climatici. Tra i diversi ambienti, quelli glaciali e postglaciali possono essere considerati tra i più emblematici e rappresentativi di tali variazioni e per questo caratterizzati da un forte contenuto didattico ed educativo.

Il presente lavoro rappresenta quindi un contributo alla divulgazione scientifica riguardante le trasformazioni ambientale di un luogo ricco di testimonianze del LGM, del Tardiglaciale e dell'Olocene, così particolarmente prezioso anche grazie alla facilità di accesso da parte di turisti e studenti. La consapevolezza dell'importanza del geosito di Campocatino e di tutto il patrimonio geologico dell'area protetta rappresenta il primo passo per una coscienza collettiva che operi per la protezione attiva e la conservazione della geodiversità, obiettivo dichiarato dell'UNESCO e condiviso dal Parco/Geoparco delle Alpi Apuane.

Ringraziamenti – Gli autori sono grati al dott. Alessandro Montanari, Direttore dell'Osservatorio Geologico di Coldigioco (Airo, Macerata) e agli studenti Alyssa Herman e Colin Nevins della Lawrence University (Appleton, Wisconsin – U.S.A.) per aver messo a disposizione i materiali e risultati del loro stage di rilevamento geomorfologico a Campocatino. Ulteriore ringraziamento a Gianni Bedini per la revisione critica del testo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEY R.B., MAYEWSKI P.A., SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K.C., CLARK P.U. (1997) – *Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago*, *Geology*, 25, 483-486.
- AMORFINI A., ISOLA I. (2006, ma 2009) – *Primo censimento di Geositi meritevoli di tutela e valorizzazione nelle Alpi Apuane*, in Atti del convegno di studi “Geositi, tra valorizzazione e conservazione della natura. La geodiversità delle Alpi Apuane”, Marina di Carrara, 11 Ottobre 2001, *Acta apuana*, V suppl., 39-67.
- AMORFINI A., BARTELLETTI A., OTTRIA G. (2015) – *Enhancing the Geological Heritage of the Apuan Alps Geopark (Italy)*, in “From Geoheritage to Geoparks”, a cura di E. Errami, M. Brocx, V. Semeniuk, *Geoheritage, Geoparks and Geotourism*, II, 199-214.
- ANSALDI M., BARTELLETTI A., TOMEI P.E. (1988) – *L’Abete bianco (Abies alba Miller) sulle Alpi Apuane*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie*, ser. B, XCV, 41-49.
- BARONI C., BINI M., COLTORTI M., FANTOZZI P., GUIDOBALDI G., NANNINI D., PIERUCCINI P., RIBOLINI A., SALVATORE M.C. (2013) – *Geomorphological maps as a key approach for enhancing the natural and cultural heritage of the Apuan Alps Regional Park area and surroundings (Tuscany, Italy)*, *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, XXVIII, 10–14.
- BARONI C., PIERUCCINI P., BINI M., COLTORTI M., FANTOZZI P.L., GUIDOBALDI G., NANNINI D., PIERUCCINI P., RIBOLINI A., SALVATORE M.C. (2015) – *Geomorphological and neotectonic map of the Apuan Alps (Tuscany, Italy)*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, XXXVIII (2), 201–227.
- BARTELLETTI A., AMORFINI A., GENOVESI G., GUAZZI E. (2007, ma 2009) – *Notizie storiche ed interventi di conservazione sulla popolazione relitta di abete bianco (Abies alba Mill.) delle Alpi Apuane*, *Acta apuana*, VI, 27-38.
- BARTELLETTI A., AMORFINI A., OTTRIA G. (2013, ma 2015) – *‘Apuan Alps Geopark’ dossier: protection and promotion activities for geological heritage*, *Acta apuana*, XII, 5-67.
- BARTELLETTI A., GUAZZI E. (2001) – *Analisi floristica e vegetazionale dell’area prativa di Campocatino (Vagli Sotto) in relazione all’allestimento scenografico del film “Il mio West”*, *Atti del Museo di Storia Naturale della Maremma*, XIX, 99-108.
- BERTOLDI R., CHELLI A., ROMA R., TELLINI C. (2007) – *New data from Northern Apennines (Italy): pollen sequences spanning the last 30,000 yrs*, *Il Quaternario*, XX, 3-20.
- BRAGGIO MORUCCHIO G., GUIDO M.A., MONTANARI C. (1980) – *Studio palinologico dei sedimenti postglaciali dei Fociomboli (Alpi Apuane)*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie*, ser. B, LXXXVII, 219-227.
- BRASCHI S., DEL FREO, P., TREVISAN, L. (1986) – *Ricostruzione degli antichi ghiacciai sulle Alpi Apuane*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie*, ser. A, XCIII, 203–219.
- CAMPETTI S., DODARO S., FERRINI G., MIROCLE CRISCI G., DE FRANCESCO A.M., MONTANARI C., GUIDO M., COZZANI M., PERRINI L., BERTON A., BIGINI I., TURINI R. (1999) – *Risultati preliminari di nuove indagini nel deposito preistorico di Grotta all’Onda, Camaione (Lucca)*, *Atti XXXIV Riunione Scientifica dell’Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria*, “Preistoria e Protostoria della Toscana, Firenze, 29 settembre-2 ottobre 1999, Firenze, 349-366.
- CARMIGNANI L., DESSAU G., DUCHI G. (1972) – *I giacimenti minerari delle Alpi Apuane e loro correlazioni con l’evoluzione del gruppo montuoso*, *Memorie della Società Geologica Italiana*, XI, 417-431.
- CARMIGNANI L., KLIGFIELD R. (1990) – *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*, *Tectonics*, IX (6), 1275–1303.
- CARMIGNANI L., CONTI P., MASSA G., VASELLI L., MANCINI S. (2006, ma 2009) – *Lineamenti geologici delle Alpi Apuane*, in Atti del convegno di studi “Geositi, tra valorizzazione e conservazione della natura. La geodiversità delle Alpi Apuane”, Marina di Carrara, 11 Ottobre 2001, *Acta apuana*, V suppl., 9-23.
- CASTELLETTI L., MASPERO A., TOZZI C. (1994) – *Il popolamento della Valle del Serchio (Toscana settentrionale) durante il Tardiglaciale würmiano e l’Olocene antico*, in “Highland zone exploitation in southern Europe”, a cura di P. Biagi e J. Nandris, *Monografie di Natura Bresciana*, XX, Brescia, 189-204.
- CASTELLETTI L., COTTINI M., CASTIGLIONI E. (2000) – *Il paesaggio vegetale della Toscana settentrionale*, in “Il primo popolamento olocenico dell’area corso-toscana”, a cura di C. Tozzi C. e M.C. Weiss, Pisa, 71-79.
- COCCHI I. (1872) – *Del terreno glaciale delle Alpi Apuane*, *Bollettino Regio Comitato Geologico d’Italia*, III, 187-197.
- CORNU S., DESCHATRETTES V., SALVADOR-BLANES S., CLOZEL B., HARDY M., BRANCHUT S., LE FORESTIER L. (2005) – *Trace element accumulation in Mn–Fe–oxide nodules of a planosolic horizon*, *Geoderma*, CXXV, 11-24.

- COSTANTINI E.A.C., PRIORI S., URBAN B., HILGERS A., SAUER D., PROTANO G., TROMBINO L., HÜLLE D., NANNONI F. (2009) – *Multidisciplinary characterization of the middle Holocene eolian deposits of the Elsa River basin (central Italy)*, *Quaternary International*, 209, 107-130.
- COURTNEY MUSTAPHI C. J., PISARIC M.F.J. (2014) – *A classification for macroscopic charcoal morphologies found in Holocene lacustrine sediments*, *Progress in Physical Geography*, XXXVIII (6), 734–754.
- D'AMORE D.V., STEWART S.R., HUDDLESTON J.H. (2004) – *Saturation, reduction and the formation of iron-manganese concretions in the Jackson-Frazier wetland, Oregon*, *Soil Science Society of American Journal*, LXVIII, 1012-1022.
- DE STEFANI C. (1890) – *Gli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane*, *Bollettino C.A.I.*, XXIV (57), 175-202.
- DI PASQUALE G., ALLEVATO E., COCCHIARARO A., MOSER D., PACCIARELLI M., SARACINO A. (2014) – *Late Holocene persistence of Abies alba in low-mid altitude deciduous forests of centrale and southern Italy: new perspectives from charcoal data*, *Journal of Vegetation Science*, XXV, 1299-1310).
- FEDERICI P.R. (1981) – *The quaternary glaciation on the sea ward side of the Apuan Alps*, *Rivista Geografica Italiana*, LXXXVIII, 183–199.
- FEDERICI P.R. (2005) – *Aspetti e problemi della glaciazione pleistocenica nelle Alpi Apuane*, in *Atti del convegno “Le grotte raccontano un milione di anni di storia naturale conservato nei sistemi carsici delle Alpi Apuane, Castelnuovo Garfagnana, 11-12 dicembre 2004, Istituto Italiano di Speleologia, Memoria XVIII, 19–32.*
- FERRARINI E. (1981) – *Oscillazioni postglaciali dei piani di vegetazione dell' Appennino settentrionale e delle Alpi Apuane ricostruite coi pollini fossili*, *Bollettino del Museo di Storia Naturale della Lunigiana*, I, n. 1, 9-19.
- GILLESPIE A., MOLNAR P. (1995) – *Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers*, *Reviews of Geophysics*, XXXIII (3), 311–364.
- GUIDO M.A., MOLINARI C., MONETA V., BRANCH N., BLACK S., SIMMONDS M., STASTNEY P., MONTANARI C. (2020) – *Climate and vegetation dynamics of the Northern Apennines (Italy) during the Late Pleistocene and Holocene*, *Quaternary Science Reviews*, CCXXI, 106206, 1-17.
- HEIN J.R., KOSCHINSKY A. (2014) – *Deep-Ocean Ferromanganese Crusts and Nodules*, *Treatise on Geochemistry*, XIII, 273-291.
- HERMAN A., NEVINS C. (2013) – *Geomorphological Survey and Analysis of Campocatino, Vagli Sopra, Tuscany, Italy*, Lawrence University-Osservatorio Geologico Coldigioco, (poster inedito).
- HŁAWATSCH S., GARBE-SCHÖNBERG C.D., LECHTENBERG F., MANCEAU A., TAMURA N., KULIK D.A., KERSTEN M. (2002) – *Trace metal fluxes to ferromanganese nodules from the western Baltic Sea as a record for long-term environmental changes*, *Chemical Geology*, CLXXXII, 697-709.
- HUGHES P.D., GIBBARD P.L. (2015) – *A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM)*, *Quaternary International*, 383, 174–185.
- IACOMINI V. (2014) – *Indagine Ground Penetrating Radar (GPR) nei depositi glaciali di Campocatino (Alpi Apuane)*, tesi di laurea specialistica, Università degli Studi di Pisa.
- ISOLA I., RIBOLINI A., ZANCHETTA G., BINIA M., REGATTIERI E., DRYSDALE R.N., HELLSTROM J.C., BAJOF P., MONTAGNA P., PONS-BRANCHU E. (2019a) – *Speleothem U/Th age constraints for the Last Glacial conditions in the Apuan Alps, northwestern Italy*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 518, 62-71.
- ISOLA I., ZANCHETTA G., DRYSDALE R.N., REGATTIERI E., BINI M., BAJO P., HELLSTROM J., BANESCHI I., LIONELLO P., WOODHEAD J., GREIG A. (2019b) – *The 4.2 ka BP event in the Central Mediterranean: new data from Corchia speleothems (Apuan Alps, central Italy)*, *Climate of the Past*, XV, 135-151.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., MAISCH M., CHRISTL M., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C. (2009) – *Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps*, *Quaternary Science Reviews*, XXVIII, 2137-2149.
- JAU RAND E. (1996) – *Les traces glaciaires exceptionnellement basses d'une moyenne montagne méditerranéenne: les Alpes Apuanes (Toscane, Italie centrale)*, *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, XXXVIII-XXXIX, 71-81.
- JAU RAND E. (1998) – *Les Glaciers disparus de l'Apennin. Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Italie péninsulaire*, Paris, 1-382: 249-277.
- JENNE E.A. (1968) – *Controls on Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and waters: the significant role of hydrous Mn and Fe oxides*, in *“Trace Inorganics in Water”*, a cura di R.F. Gould, R.F. *Advances in Chemistry* Washington, 337-387.

- JENSEN K., LYNCH E.A., CALCOTE R., HOTCHKISS S.C. (2007) – *Interpretation of charcoal morphotypes in sediments from Ferry Lake, Wisconsin, USA: Do different plant fuel sources produce distinctive charcoal morphotypes?* *The Holocene*, XVII, 907–915.
- LEONI L., CASTELLETTI L., CASTIGLIONI E. (2002) – *I carboni epigravettiani e mesolitici e la dinamica della copertura forestale a Isola Santa*, *Rivista di Scienze Preistoriche*, LII, 183-195.
- LINDBO D.L., STOLT M.H., VEPRASKAS M.J. (2010) – *Redoximorphic features*, in “*Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*”, a cura di G. Stoops, V. Marcelino e F. Mees, Amsterdam, 129–147.
- LOWE J.J. (1992) – *Lateglacial and early Holocene lake sediments from the northern Apennines, Italy – pollen stratigraphy and radiocarbon dating*, *Boreas*, XXI, 193-208.
- LOWE J.J., DAVITE C., MORENO D., MAGGI R. (1994) – *Holocene pollen stratigraphy and human interference in the woodlands of the northern Apennines, Italy*, *Holocene*, IV, 153-164.
- MANGERUD J., ANDERSON S.T., BERGLUND B.E., DONNER J. (1974) – *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, *Boreas*, III, 109-128.
- MARIOTTI LIPPI M., MORI SECCI M. (2007) – *Ricerche archeobotaniche nella Toscana preistorica*, *Informatore Botanico Italiano*, XXXIX (2), 259-270.
- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.J., STAGER J.C., KARLÉN W., MAASCH K.A., MEEKER D.L., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., THORP J.L., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R., STEIG. E.J. (2004) – *Holocene climate variability*, *Quaternary Research*, LXII (3), 243-255.
- MERCIAI G. (1912) – *Fenomeni glaciali delle Alpi Apuane*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie*, XXVIII, 70-90.
- MORI SECCI M. (1996) – *Vicende oloceniche dell'Appennino tosco-emiliano attraverso le analisi palinologiche*, *Webbia*, LI, 83-120.
- OROMBELLI G. (2011) – *Holocene mountain glacier fluctuations: a global overview*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, XXXIV, 17-24.
- PACI M. (1935) – *Revisione dei terreni morenici quaternari delle Alpi Apuane*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi verbali*, XLIV, 13–30.
- PERCIAZZI N., BIAGIONI C. (2005) – *Sugilite e Serandite dei Diaspri auctt. di Vagli (Alpi Apuane)*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, ser. A*, CX, 67-71.
- RAPETTI C., RAPETTI F. (1996) – *L'evento pluviometrico eccezionale del 19 giugno 1996 in alta Versilia (Toscana) nel quadro delle precipitazioni delle Alpi Apuane*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, ser. A*, CIII, 143-159.
- RAVAZZI C. (2003) – *An overview of the quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy*, *Il Quaternario*, XVI (1 bis), 11-18.
- REGATTIERI E., ZANCHETTA G., DRYSDALE R.N., ISOLA I., HELLSTROM J.C., DALLAI L. (2014) – *Lateglacial to Holocene trace element record (Ba, Mg, Sr) from Corchia Cave (Apuan Alps, central Italy): paleoenvironmental implications*, *Journal of Quaternary Science*, XXIX, 381–392.
- REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK W.J., BLACKWELL P.G., RAMSEY C.B., BUCK C.E., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTÉ C., HEATON T.J., HOFFMANN D.L., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MANNING S.W., NAU M., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., STAFF R.A., TURNER C.S.M., VAN DER PLICHT J. (2013) – *INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP*, *Radiocarbon*, LV (4), 1869–1887.
- RHOTON F.E., MEYER L.D., MCCHESENEY D.S. (1991) – *Depth-of-erosion assessment using iron-manganese nodule concentrations in surface horizons*, *Soil Science*, CLII, 389–394.
- SCHRÖDER N., HØJLUND PEDERSEN L., JUEL BITSCH R. (2004) – *10,000 Years of Climate Change and Human Impact on the Environment in the Area Surrounding Lejre*, *The Journal of Transdisciplinary Environmental Studies*, III, 1-27.
- ŠEGVIĆ B., GIRARDILOS S., ZANONI G., ARBIOL GONZÁLEZ C., STEIMER-HERBET T., BESSE M. (2017) – *On the occurrence and origin of eogenetic Fe-Mn nodules in the post-Würmian Alpine sediments of Geneva Basin, western Switzerland*, in “*XVI International Clay Conference*”, Granada, VII, 693.
- ŠEGVIĆ B., GIRARDILOS S., ZANONI G., ARBIOL GONZÁLEZ C., STEIMER-HERBET T., BESS M. (2018) – *Origin and paleoenvironmental*

- significance of Fe-Mn nodules in the Holocene perialpine sediments of Geneva Basin, western Switzerland, *Applied Clay Science*, CLX, 22-39.
- SMECK N.E., WILDING L.P. (1980) – *Quantitative evaluation of pedon formation in calcareous glacial deposits in Ohio*, *Geoderma*, XXIV, 1-16.
- SOLOMINA O.N., BRADLEY R.S., HODGSON D.A., IVY-OCHS S., JOMELLI V., MACKINTOSH A.N., NESJE A., OWEN L.A., WANNER H., WILES G.C., YOUNG N.E. (2015) – *Holocene glacier fluctuations*, *Quaternary Science Reviews*, CXI, 9-34.
- STOPPANI A. (1872) – *Sull'esistenza di un antico ghiacciaio nelle Alpi Apuane*, *Rendiconti del R. Istituto Lombardo di Scienze e Lettere*, V, 1-7.
- STUIVER M., REIMER P.J. (1993) – *Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program*, *Radiocarbon*, XXXV, 215-230.
- TERHÜRNE-BERSON R., LITT T., CHEDDADI R. (2004) – *The spread of Abies throughout Europe since the last glacial period: combined macrofossil and pollen data*, *Vegetation History and Archaeobotany*, XIII, 257-268.
- TINNER W., COLOMBAROLI D., HEIRI O., HENNE P.D., STEINACHER M., UNTENECKER J., VESCOVI E., ALLEN J.R.M., CARRARO G., CONEDERA M., JOOS F., LOTTER A., LUTHERBACHER J., SAMARTIN S., VALSECCHI V. (2013) – *The past ecology of Abies alba provides new perspectives on future responses of silver fir forests to global warming*, *Ecological Monographs*, LXXXIV, 419-439.
- TONGIORGI E., TREVISAN L. (1940) – *Aspetti glaciali e forestali delle Alpi Apuane durante l'ultima glaciazione*, *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Processi verbali*, XLIX (3), 55-62.
- VASELLI L., ELLERO A., MASETTI G., OTTRIA G. (2010-2011, ma 2013) – *Contributo dell'analisi geologico-strutturale allo studio dei massi erratici delle Alpi Apuane: dati preliminari sul blocco della Rondinella (Vagli Sopra, Lucca)*, *Acta apuana*, IX-X, 29-42.
- VESCOVI E., AMMANN B., RAVAZZI C., TINNER W. (2010) – *A new Late-glacial and Holocene record of vegetation and fire history from lago del greppo, northern Apennines, Italy*, *Vegetation History and Archaeobotany*, XIX, 219-233.
- WANNER H., SOLOMINA O., GROSJEAN M., RITZ S.P., JETEL M. (2011) – *Structure and origin of Holocene cold events*, *Quaternary Science Reviews*, XXX, 3109-3123.
- WEISS H. (2016) – *Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2–3.9 ka BP across the Mediterranean and west Asia*, *Climate Change and Cultural Evolution*, XXIV, 62–63.
- WHATSON C. (1996) – *The vegetation history of the northern Apennines, Italy: information from three new sequences and a review of regional vegetational change*, *Journal of Biogeography*, XXIII, 805-841.
- WIMBLETON W.A.P., ANDERSEN S., CLEAL C.J., COWIE J.W., ERIKSTAD L., GONGGRIJP G.P., JOHANSSON C.E., KARIS L.O., SUOMINEN V. (1996) – *Geological World Heritage: GEOSITES: a global comparative site inventory to enable prioritisation for conservation*, in "Proceedings of the Second International Symposium on the Conservation of the Geological Heritage", Roma, 20-22 maggio 1996, *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia*, LVI (2000), 45-60
- ZANCHEITTA G., REGATTIERI E., ISOLA I., DRYSDALE R.N., BINI M., BANESCHI I., HELLSTROM J.C. (2016) – *The so-called "4.2 event" in the central Mediterranean and its climatic teleconnections*, *Alpine and Mediterranean Quaternary*, XXIX (1), 5-17.

