

IL LAGO DI MONTELAGO

Studio geologico e paleoclimatico

RODOLFO COCCIONI - ELISABETTA BRUGIAPAGLIA - ANDREA DIGNANI
OLIVIA NESCI - DANIELE SAVELLI - FRANCESCO TROIANI
FABRIZIO FRONTALINI - CARLA BUCCI - SAURO TEODORI



QUADERNI DEL CONSIGLIO REGIONALE DELLE MARCHE

IL LAGO DI MONTELAGO

L'Appennino o gli Appennini, questa straordinaria "spina dorsale" del nostro Paese, che è anche la più estesa catena montuosa del Mediterraneo, ha caratteristiche geo-morfologiche particolari, habitat eco-sistemici di grande varietà e una biodiversità tra le più ricche al mondo.

Una delle sue caratteristiche è rappresentata proprio dalla diffusa presenza di altopiani che costituiscono delle conche sommitali intramontane, dove spesso esistono delle aree umide, che consentono una particolare concentrazione di specie floro-faunistiche e richiamano – a mo' di stazioni d'approdo – i volatili migratori.

Montelago di Sassoferrato, giova precisarlo per l'omonimia con altri siti analoghi, rappresenta partendo da nord il primo di una serie di altopiani dell'Appennino centrale, che prosegue con Montelago di Sefro, Colfiorito e il piano di Castelluccio di Norcia tra Marche e Umbria, per finire con la conca del Fucino, in Abruzzo.

Una serie di altopiani progressivamente più ampi, segno del lavoro che nei secoli ha svolto la tettonica sismica con le numerose faglie che attraversano l'Appennino dalle aree di minore fino a quelle di maggiore intensità.

È per questo che Montelago di Sassoferrato è un luogo speciale, oltre al fatto che esso rappresenta una straordinaria stratificazione geologica, ambientale e culturale.

È la stessa toponomastica a svelarlo: a Montelago, oggi, non c'è nessun lago, anzi è un luogo famoso per un monte, il Monte della Strega. Ma a Montelago un lago c'era, come emerge da documenti del XII secolo, dalla cartografia del XIX secolo e dagli studi scientifici degli anni '60 del XX secolo. Studi più approfonditi sono iniziati nel 2008 a cura, tra gli altri, della professoressa Mina Fortunati e del geologo Andrea Dignani, ricavando prove esaustive della presenza di un antico lago.

La scoperta ha coinvolto in ulteriori studi non solo la comunità scientifica, ma anche le amministrazioni locali e la cittadinanza che si sono spesi per la valorizzazione di quest'area di grande pregio ambientale.

È per questo che abbiamo voluto pubblicare nella collana dei "Quaderni" i risultati ottenuti in anni di ricerche, che ci consentono di conoscere aspetti meno noti della nostra regione.

L'augurio è che questo volume non sia il punto di arrivo di una ricerca, ma la tappa di un percorso ancora lungo per conoscere sempre meglio il territorio che non smette mai di stupire per la sua storia e la sua ricchezza.

ANTONIO MASTROVINCENZO
Presidente del Consiglio Regionale delle Marche

INDICE

DR. BORIS RAPA <i>Consigliere regionale</i>	pag. 11
ING. UGO PESCIARELLI <i>già Sindaco di Sassoferrato</i>	pag. 13
ING. MAURIZIO GRECI <i>Sindaco di Sassoferrato</i>	pag. 15
Introduzione PROF. RODOLFO COCCIONI, PROF. OLIVIA NESCI, GEOL. ANDREA DIGNANI	pag. 17
La ricerca scientifica di Montelago GEOL. ANDREA DIGNANI	pag. 21
Datazione dei campioni del Sondaggio di Montelago PROF. GILBERTO CALDERONI	pag. 33
La storia della vegetazione e dell'uso del territorio a Montelago di Sassoferrato negli ultimi 8.000 anni PROF. ELISABETTA BRUGIAPAGLIA	pag. 37
La valle di montelago e l'antico lago: evoluzione geomorfologica e considerazioni paleoambientali Prof. RODOLFO COCCIONI - Geol. ANDREA DIGNANI - Prof. OLIVIA NESCI - Prof. DANIELE SAVELLI - Prof. FRANCESCO TROIANI - Prof. FABRIZIO FRONTALINI Dr.ssa CARLA BUCCI - Dr. SAURO TEODORI.....	pag. 49

IL LAGO DI MONTELAGO

Studio geologico e paleoclimatico

Presento con molto piacere questa importante iniziativa editoriale finanziata dal Consiglio Regionale delle Marche che rende conto delle ricerche effettuate sul sito di Montelago.

Il libro che avete in mano è il risultato del lavoro congiunto tra le istituzioni marchigiane, le organizzazioni politiche e i ricercatori che, operando in sinergia, sono riusciti a far vedere la luce a questo volume. Gli studi scientifici che hanno dimostrato l'esistenza di un antico lago nel sito di Montelago hanno in questo modo incontrato la sensibilità politica dell'ex assessore Lidio Rocchi, che per primo patrocinò il progetto, e di personalità della società civile come Carlo Sabbatini, che più di ogni altro ha lavorato per rendere pubblici i risultati delle ricerche e sono arrivati infine a ottenere il finanziamento per essere pubblicati nella collana dei "Quaderni del Consiglio".

Il mio piccolo contributo a questa pubblicazione è stato dato nella speranza che una sempre maggiore conoscenza del nostro territorio possa aumentare la consapevolezza nei nostri concittadini di quanta storia e quanta ricchezza disponiamo ogni giorno e anche nella certezza delle possibilità turistiche che offre la nostra cultura. Vi invito quindi alla lettura di questo volume che ci fa apprezzare non solo il valore del lavoro dei nostri ricercatori ma anche una delle tante ricchezze nascoste della nostra bellissima Regione.

BORIS RAPA
Consigliere Segretario
Consiglio regionale delle Marche

Il geosito di Montelago

I risultati dell'indagine geologica riportati nel presente volume rappresentano un ulteriore importante contributo al progetto del "Parco Geomorfologico del Lago di Montelago", avviato dieci anni fa, ed inserito nel programma turistico interregionale tra Marche ed Umbria. Questa nuova fase di ricerca, resa possibile grazie al fondamentale sostegno dell'Unione Montana dell'Esino-Frasassi, è frutto dell'Accordo di Cooperazione sottoscritto tra il Comune di Sassoferrato e l'Università di Urbino Carlo Bo – Dipartimento di Scienze Pure e Applicate per un più stretto rapporto di collaborazione finalizzato alla realizzazione di progetti di ricerca sul Geosito di Montelago e la valorizzazione dell'intera area montana circostante a partire dall'affascinante realtà scientifica della presenza del lago la cui prima conferma risale al 1960 con la tesi di laurea di Raniero Massoli Novelli.

Le zone interne appenniniche delle Marche rappresentano un territorio unico nel suo genere con un patrimonio geologico e geomorfologico senza eguali, significativo e speciale per ricchezza, diversità, rarità, interesse scientifico, richiamo estetico, valore educativo e di estremo interesse turistico. Con questa consapevolezza nell'ambito della Strategia Nazionale per le Aree Interne i 9 comuni dell'area pilota Basso Pesarese e Anconetano, tra cui Sassoferrato, hanno siglato un accordo per promuovere la candidatura dell'Appennino nord-marchigiano alla rete geoparchi UNESCO. Tra i geositi più significativi di questo progetto il paleo-lago di Montelago e la Miniera di Cabernardi rappresentano siti di grande interesse e questo nuovo lavoro di ricerca scientifica costituisce indubbiamente un valore rilevante per la composizione del dossier di candidatura.

Grande soddisfazione dunque per questo importante contributo di indagine scientifica nella conoscenza della storia dell'antico bacino lacustre di Montelago che conferma la validità di un progetto che, a partire dalla ricerca scientifica, ha come obiettivo quello di valorizzare le zone interne appenniniche a cavallo tra Marche ed Umbria, dal punto di vista turistico, naturalistico, ambientale e didattico e che potrà fare di Montelago un vero e proprio laboratorio di turismo esperienziale e sostenibile.

Ing. UGO PESCIARELLI
già Sindaco di Sassoferrato

Come attuale Sindaco del Comune di Sassoferrato, sento il dovere di ringraziare quanti hanno creduto nel progetto della campagna di ricerca scientifica sul Paleolago di Montelago di cui in questo volume vengono raccolti i risultati. In particolare vorrei ringraziare il mio Predecessore per l'impegno profuso nella creazione di una proficua sinergia con l'Università di Urbino volta a valorizzare dal punto di vista scientifico, ma non solo, una delle parti del nostro territorio più belle ed affascinanti qual è il Monte Strega e Montelago in particolare.

Ringrazio anche il Presidente del Consiglio Regionale che ha permesso la realizzazione e la pubblicazione del volume, dimostrando attenzione anche da parte delle istituzioni Regionali per il valore e le potenzialità che il Paleolago può vantare. Ringrazio infine l'Università di Urbino ed i Professori che con il loro lavoro e la loro passione hanno portato alla luce aspetti sorprendenti della storia del Paleolago, già descritti durante la Settimana del Pianeta Terra dello scorso Ottobre al quale ho avuto l'onore di partecipare in qualità di primo cittadino.

Ora a noi spetta il compito di fare tesoro del lavoro svolto proseguendo nella predisposizione di progetti anche ambiziosi di valorizzazione e salvaguardia di quello che rappresenta a tutti gli effetti una possibilità di sviluppo territoriale sostenibile, da inserire in contesti più ampi e condivisi con i territori limitrofi ed affini. Questa è la sfida che ci aspetta e che siamo pronti ad affrontare.

Ing. Maurizio Greci
Sindaco di Sassoferrato

Introduzione

RODOLFO COCCIONI *Università degli Studi di Urbino Carlo Bo*

ANDREA DIGNANI *Geo Studio Dignani, Jesi*

Montelago è una località dove storia, scienza e leggenda si fondono e si integrano, rendendo questa zona una vera fonte di informazioni sulle origini geologiche e storiche del nostro territorio. Montelago deve la sua notorietà in primo luogo al Monte Strega, probabilmente un importante villaggio dei Celti sopravvissuti alla famosa battaglia di Sentinum contro i Romani (295 a.C.). Passeggiando per i sentieri e i boschi dell'area si può ancora oggi avere la sensazione di riconoscere i luoghi dei loro accampamenti e di respirare le atmosfere magiche dei loro rituali. Non avendo ancora una testimonianza certa sulle origini del nome di questo monte, qualcuno ipotizza un legame con i rituali druidici dei sacerdoti e sacerdotesse dei Celti, definiti poi stregoneschi. Montelago, con il suo esplicito toponimo, da sempre trasmette al visitatore la precisa idea della presenza di un lago.

Purtroppo, però, dopo aver constatato con sincera delusione che di questo lago non c'è traccia, lo stesso visitatore si deve accontentare di sapere che in un'epoca remota esisteva una depressione lacustre localizzata nella parte superiore della vallecola del Fosso del Lago.

Il toponimo Montelago nasce da una memoria storica: infatti, compare per la prima volta in alcuni documenti del XIII-XIV secolo e successivamente è chiaramente segnalato nella cartografia del Catasto Gregoriano (1813-1867), ripresa poi dalle cartografie dell'Istituto Geografico Militare.

Il primo studioso del Lago di Montelago è stato il Geologo Raniero Massoli-Novelli che nella sua tesi di laurea del 1960 "Aspetti geologici ed idrogeologici del territorio tra Sassoferrato ed il Monte Strega" rilevò che almeno tre evidenti prove geologiche supportavano l'esistenza nei tempi passati di un piccolo lago naturale adiacente all'abitato di Montelago.

La frana che provocò la formazione di questo lago ostruendo il piccolo torrente sottostante a Montelago si originò nel versante settentrionale del Monte Foria.

A monte del corpo di questa frana è presente una piccola pianura, coltivata da molti secoli, che rappresenta il fondo dell'antico lago.

Lungo il fosso nel quale scorre il piccolo torrente, Massoli-Novelli e Mario Maracchini, profondo conoscitore del territorio di Montelago e scomparso di recente, rilevarono la presenza di depositi scuri, torbosi, sottilmente stratificati, riferibili all'antico lago. Due campioni di questi depositi furono analizzati nel laboratorio di micropaleontologia dell'Istituto di Geologia dell'Università di Roma e definiti di origine limnica (ossia deposito lacuale) in base alla presenza di una microfauna tipica di questo ambiente deposizionale.

Nel 2008, durante la realizzazione del Progetto della Regione Marche di valorizzazione turistica dell'area di Montelago gestito dal gruppo di progettazione della Prof.ssa Mina Fortunati, con il Geol. Andrea Dignani e il Geom. Simone Cofani, fu intrapresa l'iniziativa di realizzare un sondaggio ed una tomografia sismica nel sito del lago con il supporto scientifico dei Prof.ri Savelli Daniele e Nesci Olivia dell'Università di Urbino.

Il risultato dell'indagine per mezzo del sondaggio fu stupefacente: per la prima volta si ricavarono prove complete della presenza antica di un lago e nella perforazione di rinvennero 11 metri di sedimenti lacustri con elementi lignei utili per la datazione.

Nel corso degli anni successivi si svilupparono ulteriori approfondimenti scientifici con analisi e elaborazioni dei risultati ottenuti dal primo sondaggio. Contemporaneamente, in modo costante grazie all'opera dei cittadini di Montelago e degli Amministratori del Comune di Sassoferrato, per primo il Sindaco Ing. Ugo Pesciarelli, è cresciuta la consapevolezza della importanza della conoscenza scientifica del territorio delle opportunità per lo sviluppo delle aree appenniniche. Il Geosito di Montelago è un eccezionale museo all'aperto che consente di mostrare e tramandare una significativa parte della storia del nostro territorio nel suo contesto originario. In quest'ottica, Montelago si qualifica come uno dei principali geositi dell'"ASPIRING NORTHERN APENNINES GEOPARK UNESCO".

Grazie quindi alla accresciuta cognizione che un territorio per svilupparsi deve investire sulla sua conoscenza soprattutto nel campo scientifico, nel 2018, con il determinante contributo del Sindaco Ing. Ugo Pesciarelli, è stato possibile realizzare una seconda campagna investigativa sul sito del Lago di Montelago. I risultati di questa indagine sono ora disponibili e illustrati in questa pubblicazione.

Nonostante le accresciute conoscenze acquisite sino ad ora, rimangono aperte delle linee di ricerca che dovranno approfondire i temi relativi all'antica gestione idrica delle popolazioni di Montelago, alla gestione agricola dell'area in epoca preromana e alla riattivazione del lago probabilmente connessa con il fabbisogno idrico di chi abitava questi luoghi.

Queste ricerche si dovranno sviluppare attraverso l'integrazione delle discipline geologiche con quelle storico-archeologiche, seguendo un costante programma di attività che potranno essere svolte da una struttura di ricerca locale, come un Museo del Territorio di Montelago, in collaborazione con l'Università degli Studi di Urbino.

La ricerca scientifica di Montelago

ANDREA DIGNANI

www.geostudiodignani.it

Per l'indagine scientifica sul sito del lago di Montelago (Sassoferrato), si è predisposto un programma di lavoro che ha costituito la metodologia di investigazione per l'acquisizione dei dati esposti in questo volume (Fig.1).

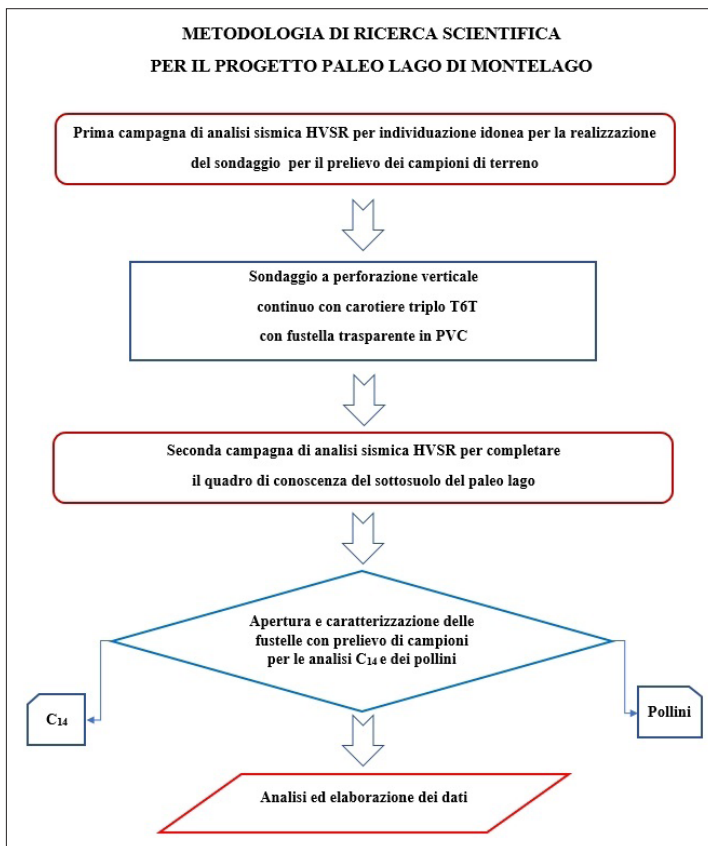


Fig.1. Metodologia di investigazione

Analisi sismica HVSR

L'analisi sismica è stata effettuata con la strumentazione in possesso da questo Studio di Geologia elaborando i dati di microtremore sismico, prova HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio – Metodo di Nakamura).

Lo strumento utilizzato, uno degli strumenti più diffusi e affidabili per l'acquisizione di dati in sismica passiva a stazione singola, è il "TROMINO"® Mod. 3G Engy, certificato e coperto da brevetto internazionale.

Tale strumentazione appositamente progettata e costruita da Micromed spa, rappresenta la nuova generazione di strumenti digitali per la misura ad alta risoluzione del rumore sismico ambientale ed anche per la misura delle vibrazioni su strutture (norma Din4150 e UNI 9916).

Tecnicamente è un sismografo appositamente studiato per il rilievo del microtremore sismico ambientale naturale, nell'intervallo di frequenze fra 0,1 e 512 Hz, mediante l'impiego di masse strumentali molto ridotte, con una struttura rigida non risonante e costruita con materiali non diffrangenti. I sensori sono costituiti da una terna di velocimetri smorzati che trasmettono il segnale ad un sistema di acquisizione digitale a basso rumore e dinamica ≥ 23 bit.

Per la geolocalizzazione esatta e per la georeferenziazione cartografica è stato utilizzato il GPS RTK Stonex S7-G operativo con un errore di 2 cm.

Analisi sismica per il riconoscimento del sito per il sondaggio

L'analisi sismica passiva effettuata con TROMINO"® Mod. 3G Engy ha avuto lo scopo di definire la stratigrafia del sito, quindi la comprensione delle geometrie e dei rapporti tra i diversi sedimenti rilevati nel sito.

Per tarare l'indagine sismica passiva è stata utilizzata la stratigrafia del sondaggio effettuato in precedenza nel 2008, in questo sito è stata effettuata l'indagine HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) HVSR_1.

Le altre indagini: HVSR_2, HVSR_3, HVSR_4, HVSR_5, HVSR_6, HVSR_7, sono state utilizzate per individuare il punto idoneo per effettuare il nuovo sondaggio, sulla base dei dati acquisiti è stato scelto il punto dell'analisi HVSR_3.

Le analisi sismiche sono state effettuate a maggio 2017.

Analisi sismica per completare il quadro stratigrafico dell'area

Dopo la realizzazione del sondaggio sono state effettuate ulteriori analisi

sismiche per completare il quadro con conoscitivo della stratigrafia dell'area, le analisi svolte sono: HVSR_8, HVSR_9, HVSR_10, HVSR_11, HVSR_12.

Le analisi sismiche sono state effettuate tra ottobre e novembre 2017.



Fig. 2

Le foto illustrano alcune fasi delle indagini con Tromino.



Fig. 3



Fig. 4

Risultati dell'analisi sismica

Dalle elaborazioni delle analisi di tutte le prove HVSR_ sono state ottenute due sezioni sismico-stratigrafiche con elaborazione dei dati con metodo geostatistico, per l'individuazione del substrato calcareo e dei depositi lacustri e dei detriti stratificati.

Sezione longitudinale

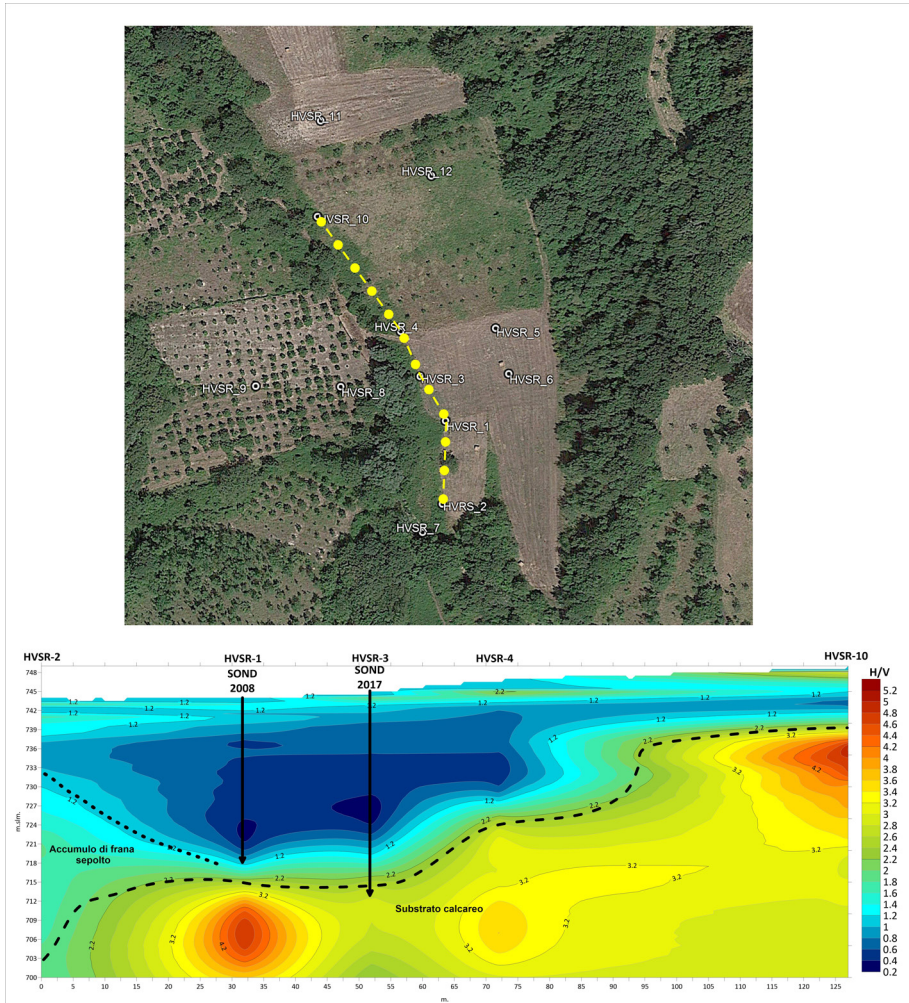


Fig.5

Sezione trasversale

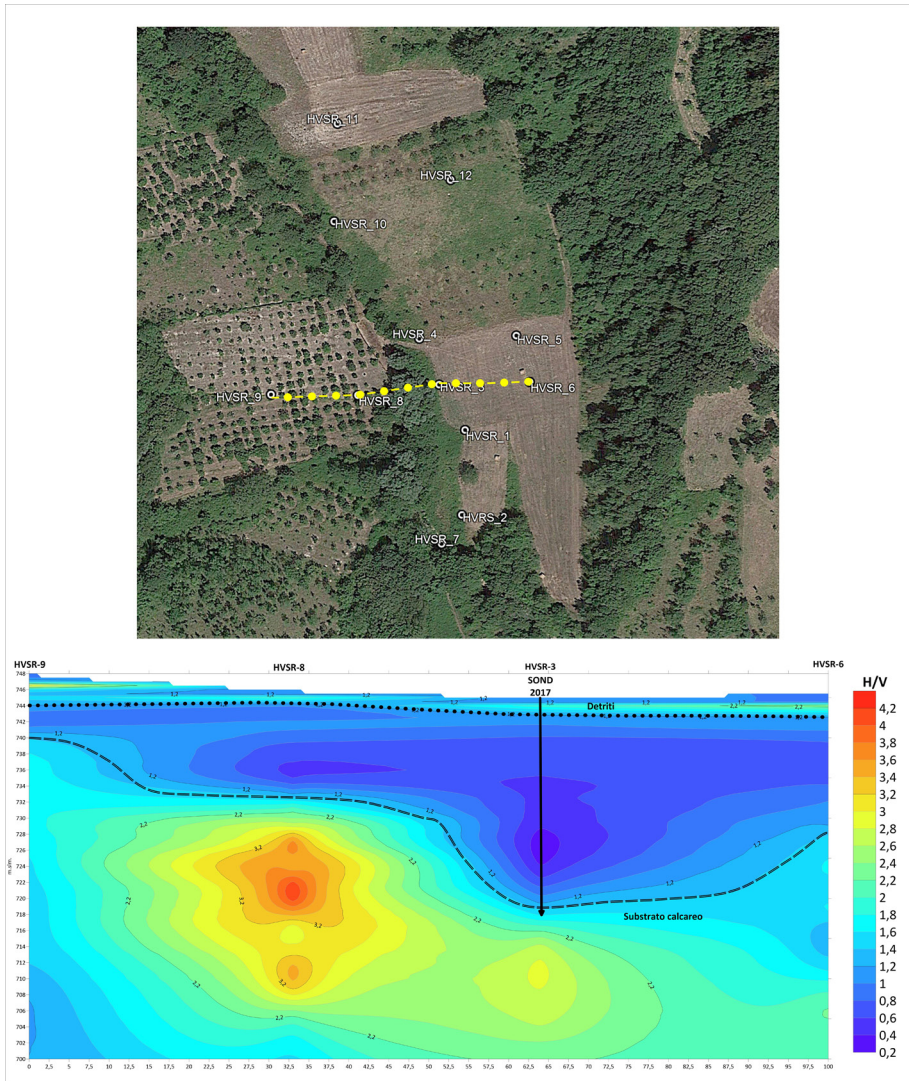


Fig. 6

Sondaggio

Perforazione

In data 30 ottobre è stato effettuato il sondaggio, l'obiettivo era raggiungere il substrato calcareo. Il substrato è stato perforato a $- 31.80$ m. dal p.c. esattamente come era stato previsto con l'analisi sismica HVSR_3.



Fig. 7

Fase della perforazione.



Fig. 8

Particolare delle fustelle trasparenti in pvc.



Fig. 9

I campioni estratti con le fustelle trasparenti sono stati ordinati in modo crescente secondo la profondità nelle apposite cassette.



Fig. 10

Ripristino del sito di perforazione.

Una volta effettuato il sondaggio il foro è stato richiuso con materiale inerte, il sito è stato ripulito e sgombrato da ogni materiale.



Fig. 11

Foto del sito ripristinato.

Apertura fustelle

Le fustelle sono state portate nei laboratori dell'Università di Urbino. La prima fase di lavoro è stata quella della loro apertura per mezzo di sega circolare. La porzione di fustella asportata è stata a 30° sul diametro per consentirne la richiusura ermetica una volta effettuato il campionamento.



Fig. 12



Fig. 13

Descrizione e Campionamento
Fase della analisi descrittiva



Fig. 14



Fig. 15

Fase del campionamento

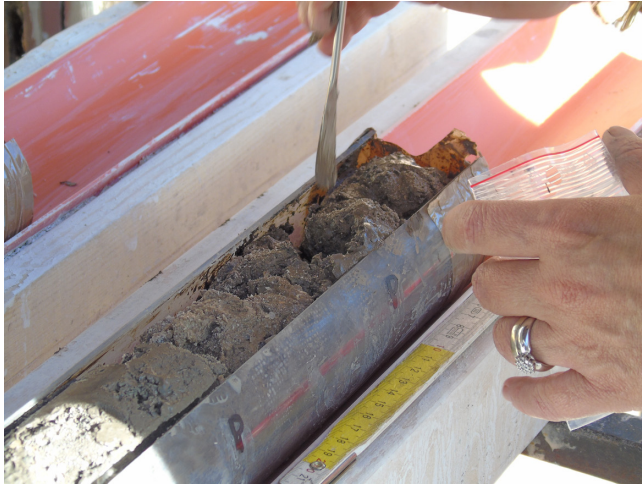


Fig. 16



Fig. 17

I campioni raccolti pronti per le analisi polliniche e di datazione

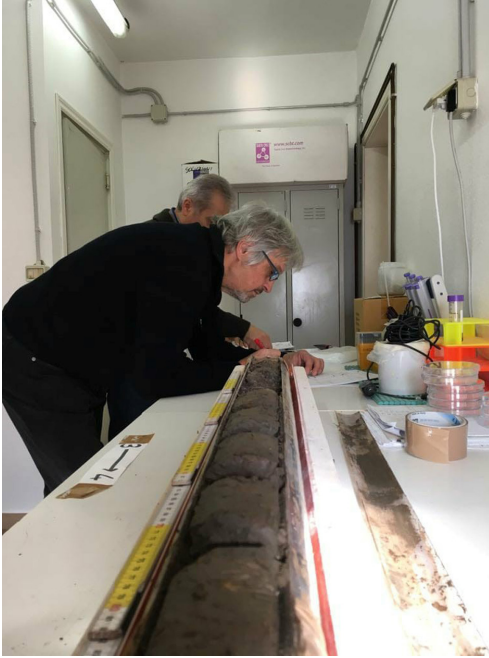


Fig.18



Fig. 19

Sintesi finale

Il progetto Montelago rappresenta un esempio di ricerca scientifica nella quale sono state impiegate in modo sinergico, le risorse e le professionalità della Regione Marche, delle Amministrazioni locali del governo del territorio, l'Università e libera professione.

Una esperienza risultata efficace per produrre uno studio di altro contenuto scientifico utilizzabile delle comunità locali per la valorizzazione del territorio sia dal punto di vista culturale che economico.

L'esperienza di Montelago rappresenta quindi, un modello di analisi territoriale utilizzabile per altre sperimentazioni locali nelle quali le capacità intellettuali sono messe al servizio dello sviluppo economico del territorio nel rispetto dei valori e delle risorse ambientali del luogo.

Datazione dei campioni del Sondaggio di Montelago

GILBERTO CALDERONI

Dipartimento di Scienze della Terra

Laboratorio radiocarbonio, Università di Roma "La Sapienza"

I campioni di Montelago sono pervenuti correttamente confezionati in buste di polietilene recanti all'esterno i relativi identificativi. Di seguito sono elencati i materiali pervenuti con gli identificativi originali e, tra parentesi, la sigla internazionale (Rome-XXX) attribuita dal Laboratorio:

(1) Montelago,	3.35-3.45 m	(Rome-2374)
(2) Montelago,	4.55-4.65 m	(Rome-2375)
(3) Montelago,	7.57-7.62 m	(Rome-2376)
(4) Montelago,	8.78-8.82 m	(Rome-2377)
(5) Montelago,	9.78-9.83 m	(Rome-2378)
(6) Montelago,	11.85-11.88 m	(Rome-2379)
(7) Montelago,	12.48-12.55 m	(Rome-2380)
(8) Montelago,	13.80-13.84 m	(Rome-2381)

In tutti i materiali tanto il contenuto che la natura della sostanza organica presente risultava pienamente soddisfacente per poter effettuare la datazione e consentiva di poter eseguire soddisfacentemente il processamento chimico preliminare a garanzia dell'eliminazione degli eventuali agenti contaminanti (quindi delle frazioni minerali e/o organiche estranee all'origine dei materiali stessi).

In accordo con la ordinaria procedura adottata dal Laboratorio, i materiali sono stati esaminati sotto microscopio binoculare per l'individuazione e la rimozione di eventuali presenze macroscopiche estranee (radici di vegetazione, resti di insetti terricoli, etc. etc.). Quindi i sedimenti sono stati prima dispersi in acqua e quindi avviati al pretrattamento chimico standard (lisciviazione sequenziale a caldo con HCl-NaOH-HCl) ed al termine, dopo abbattimento dell'acidità residua, essiccati in stufa a 110°C.

Come è noto, il pretrattamento chimico ha funzione decontaminante: esso rimuove infatti i costituenti, tanto minerali (carbonati) che organici (sostanze organiche ad elevata mobilità e pertanto pressoché ubiquitarie) che potrebbero essere stati acquisiti dai campioni successivamente alla loro origine e che pertanto falserebbero i risultati della datazione.

I preparati ottenuti come sopra sono quindi stati trasformati in benzene (usato quale mezzo chimico per la misura dell'attività del ^{14}C mediante scintillazione liquida), mediante un processo che si svolge in una linea chimica dedicata. La conversione in benzene (C_6H_6) viene eseguita attraverso le classiche quattro fasi: (a) combustione dei preparati in corrente di ossigeno con ottenimento di anidride carbonica (CO_2) ad elevata purezza, (b) sintesi del carburo di litio (Li_2C_2) per reazione della CO_2 con litio fuso, (c) idrolisi del carburo di litio con svolgimento di acetilene (C_2H_2) e (d) trimerizzazione dell'acetilene a benzene (C_6H_6) con un catalizzatore al Cr (VI) preliminarmente attivato. Il benzene prodotto è quindi recuperato per aspirazione e riscaldamento. La misura dell'attività ^{14}C dei preparati di benzene è stata condotta, previa addizione della quantità standard del cocktail di scintillazione in uso nel Laboratorio, con la tecnica della scintillazione liquida (LSC) con spettrometri β^- a 5000 canali. Le misure sono avvenute simultaneamente a quelle del fondo strumentale, dello standard internazionale di carbonio moderno e di un campione di età nota (cellulosa) distribuito dall'Agenzia Atomica Internazionale (IAEA, Vienna). I dati di conteggio, acquisiti on-line, sono stati trattati statisticamente e quindi, dopo correzione per il $\delta^{13}\text{C}$, utilizzati per il calcolo dell'età radiocarbonio convenzionale.

Le età ^{14}C convenzionali misurate, espresse tanto in yr BP (years Before Present, anni dal presente, dove il tempo presente è convenzionalmente fissato al 1950) che, tra parentesi, in età calibrate (cal BC/cal AD = età calendario a. Cristo/Anno Domini) sono state le seguenti:

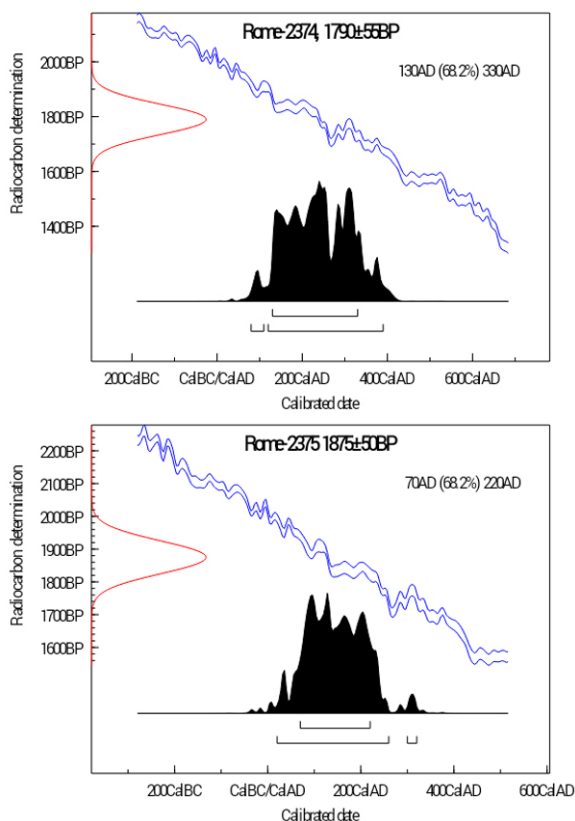
Rome-2374, Montelago	(3.35-3.45 m),	1790±55 yr BP (130-330 cal AD)
Rome-2375, Montelago	(4.55-4.65 m),	1875±50 yr BP (70-220 cal AD)
Rome-2376, Montelago	(7.57-7.61 m),	1910±50 yr BP (20-210 cal AD)
Rome-2377, Montelago	(8.78-8.82 m),	2220±50 yr BP (390-200 cal BC)
Rome-2378, Montelago	(9.78-9.83 m),	2350±50 yr BP (520-260 cal BC)
Rome-2379, Montelago	(11.85-11.88 m),	7250±60 yr BP (6210-6020 cal BC)
Rome-2380, Montelago	(12.48-12.55 m),	8120±65 yr BP (7300-7050 cal BC)
Rome-2381, Montelago	(13.80-13.84m),	10.350±65 yr BP (10650-10000 cal BC)

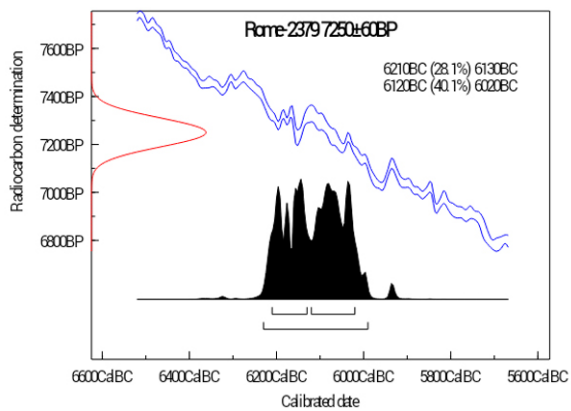
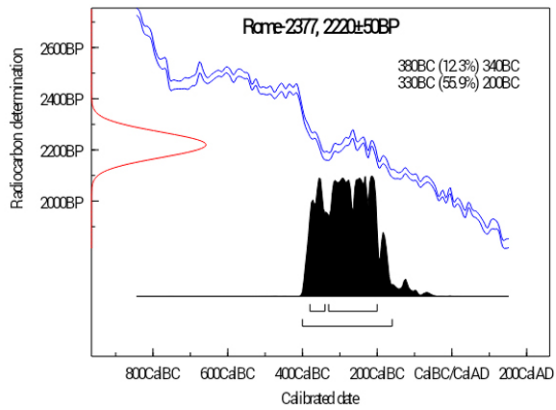
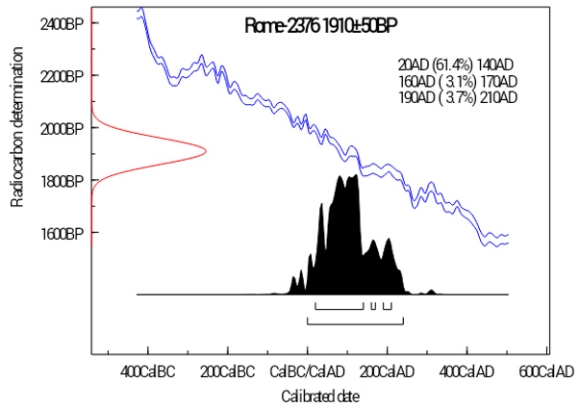
Le età radiocarbonio convenzionali sono quindi state calibrate, convertendole nelle corrispondenti “età calendario”, operazione necessaria per ovviare agli effetti delle fluttuazioni secolari della produzione primaria di ^{14}C . Gli intervalli cronologici calibrati sono forniti come “cal b.C.” (= avanti Cristo).

Si ricorda che, come di regola in cronologia radiocarbonio, le età qui riportate, tanto nella forma convenzionale che calibrata, sono affette dall’incertezza (errore) al livello di $\pm 1\sigma$.

I grafici allegati alla presente relazione visualizzano il tratto di curva di calibrazione utilizzato e la distribuzione probabilistica dei risultati delle calibrazioni.

Graficizzazione dei risultati della calibrazione (=conversione in età calendario) delle età radiocarbonio convenzionali misurate per i campioni di sedimenti contenenti materiale organico provenienti dal carotaggio eseguito presso Montelago.





La storia della vegetazione e dell'uso del territorio a Montelago di Sassoferrato negli ultimi 8.000 anni

ELISABETTA BRUGIAPAGLIA

Dipartimento di Agricoltura, Ambiente e Alimenti

Università degli Studi del Molise, Campobasso

Il paesaggio vegetale come lo percepiamo è il risultato di una evoluzione che si è verificata nei millenni passati. Il paesaggio vegetale non è stabile e non lo è stato nel passato: i fattori che ne hanno determinato il dinamismo sono quelli biotici (composizione del suolo, temperature, precipitazioni) e abiotici (tagli, incendi, attività umane). Le modificazioni della componente vegetale si manifestano con un aumento, riduzione o ingresso di nuove specie vegetali determinando delle variazioni della flora e della vegetazione e l'instaurarsi di nuovi equilibri. Ad esempio, dopo il taglio del bosco, che ha come conseguenza l'eliminazione della copertura vegetale e quindi l'ingresso della luce nel sottobosco, avremo lo sviluppo di una flora e di una vegetazione più eliofila, ossia che predilige la luce. La formazione di un lago, provocata da un evento franoso, determina la creazione di nuovi habitat che saranno occupati da nuove specie vegetali e animali. Aumenterà quindi anche la biodiversità grazie ad un evento naturale.

Per avere una visione dinamica del paesaggio vegetale bisogna però risalire indietro di migliaia di anni, ossia cambiare la scala temporale. Per ricostruire il paesaggio vegetale passato si utilizzano diverse metodologie: una di queste è la paleopalinoologia, ossia la ricerca dei pollini (Figg. 1, 2) e delle spore fossili (Fig. 3) contenute nei sedimenti. Quindi più sono antichi i sedimenti più lontano possiamo risalire nella ricostruzione della paleovegetazione. Un limite di questa metodologia è la tipologia dei sedimenti: infatti non tutti sono idonei alla conservazione del polline, che benché abbia una parete resistentissima, se esposto all'aria si ossida e si distrugge. Tutti gli ambienti ossidanti, basici, non sono idonei alla conservazione del polline che potrà essere presente ma in quantità talmente basse ed in cattivo stato

di conservazione da non essere utilizzabile o sufficiente per le analisi. La conservazione è invece ottimale nei sedimenti acidi come le torbe.

Descrizione metodologica

Le analisi polliniche sono state realizzate su 84 campioni prelevati lungo il carotaggio ogni 10 cm.

I campioni sono stati pesati e sono stati trattati con HCl, HF, NaOH, acetolisi ed il residuo è conservato in glicerina (Erdtman, 1936) (Fig. 4).

Per ogni campione (Fig. 5) al microscopio (Fig. 6), sono stati contati in media 50-100 granuli pollinici. I risultati del conteggio sono stati elaborati e rappresentati graficamente con il programma GpalWin (Goeury, 1992) (Fig. 7).

Sono stati inoltre raccolti e determinati i macroresti vegetali (Fig. 8) ed i microresti vegetali (legni – Fig. 9, microcarboni e spore di funghi – Fig. 10, spore di sfagni – Fig. 11) presenti nei vetrini negli 84 campioni. I risultati sono riportati nella Tab. 1.

Risultati

I risultati del conteggio sono rappresentati graficamente nel diagramma che è stato suddiviso in sette Zone Polliniche Omogenee (biozone) (Fig. 7). Lo stato di conservazione dei granuli pollinici è discreto nelle torbe, mentre risultano fortemente alterati quelli contenuti nei fanghi e fanghi ghiaiosi. In 35 livelli non è stato trovato nessun granulo di polline.

Descrizione delle Zone Polliniche Omogenee (biozone)

M1 (1150 -1063 cm) – la biozona 1, la cui parte basale è datata 8120±65 BP, da un punto di vista della composizione pollinica, è caratterizzata principalmente da pini (*Pinus*) ed ontano (*Alnus*) per i pollini arborei (PA), mentre tra il polline non arboreo (PNA) dominano le Cichorioideae, Cyperaceae, Poaceae, *Artemisia* e Asteroideae. E' da evidenziare la presenza di polline di castagno (*Castanea*) a circa 7200 BP. Di solito questo polline viene trovato in percentuali elevate solo in corrispondenza del periodo romano, ma probabilmente si tratta di una specie che era già presente allo stato spontaneo nei boschi ed i Romani hanno provveduto a diffonderla attraverso la coltivazione. Tra i macroresti legnosi è stato determinato un legno appartenente al genere *Salix* di cui sono presenti anche i pollini. I microresti presenti nei vetrini sono costituiti soprattutto da strutture ana-

tomiche di Angiospermae arboree in particolare sono stati osservati vasi conduttori e tessuto epidermico.

In questa biozona la vegetazione erbacea era caratterizzata da formazioni legate all'ambiente umido lacustre come testimoniato dalla presenza di Cyperaceae che di solito formano una prateria intorno alle sponde dei laghi e nelle aree umide in cui vegetavano *Alnus* e *Salix* (salice). La vegetazione arborea era probabilmente ancora dominata da radi pini che erano diffusi durante il precedente periodo glaciale.

M2 (1063 - 703 cm) – la biozona 2 è stata suddivisa in due subzone 2a e 2b. In 2a si evidenzia una piccola fase a ginepro (*Juniperus*) che precede la presenza costante del polline del faggio (*Fagus*). Il ginepro è un arbusto che forma di cespuglieti che preludono alla formazione del bosco. È presente il polline di Cichorioideae, Apiaceae e Cyperaceae che determinavano la componente erbacea della vegetazione. La subzona 2b inizia con la presenza costante del polline di *Quercus* caducifoglie *Corylus*, *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus*. Anche il polline di *Abies*, specie attualmente assente dalla vegetazione dell'Italia centrale, è presente benché con percentuali molto basse, testimonianza della presenza di esemplari nella vegetazione circostante a 2300 BP.

La presenza di vegetazione arborea intorno al sito è testimoniata dalla presenza di macroresti appartenenti a *Pinus* (scaglie di cono) e *Fagus* (frammenti legnosi); il solo polline, essendo molto volatile, non dà la certezza della presenza *in situ* della pianta, ma se si evidenzia anche la presenza di macroresti, ossia rami, foglie, aghi, coni, allora si può affermare che la specie era presente sul sito. Per quel che riguarda i microresti, nei vetrini sono sempre presenti elementi anatomici di Angiospermae (Tab. 1). In corrispondenza del livello 830 inizia la presenza costante di microcarboni ed alcune spore appartenenti a funghi micorrizici del genere *Glomus*. I microcarboni indicano che il fuoco era praticato nei dintorni del sito e che probabilmente veniva utilizzato come pratica agro-silvo-pastorale.

La presenza delle spore del genere *Glomus* conferma pratiche agricole e pascolive in quanto questo fungo micorrizza le radici di specie erbacee legate al pascolo ed all'agricoltura.

La presenza di praterie destinato al pascolo è inoltre testimoniata dal polline di Poaceae, Cichorioideae, *Sanguisorba* e Fabaceae.

Sono stati individuati in questa biozona anche i primi pollini di cereali che testimonierebbero quindi una sempre più importante occupazione

umana del sito.

La vegetazione intorno al lago era ben presente e caratterizzata da Cyperaceae e *Sparganium* nonché da ranuncoli acquatici.

Nella biozona 2b si può evidenziare nel periodo datato 2200±50 BP, una riduzione della faggeta, un aumento delle specie erbacee e la scomparsa di *Sparganium/Typha*. I microcarboni sono sempre presenti indicando che la pratica del fuoco era utilizzata per favorire la crescita di specie pabulari. In questo periodo si sarebbe verificata una intensa attività intorno al lago che ne avrebbe portato al disboscamento dei versanti circostanti e alla pressoché scomparsa della vegetazione palustre. Successivamente, a partire dal livello 730, si nota la ripresa della faggeta, di cui sono stati trovati anche i macroresti legnosi, e di *Sparganium/Typha*, mentre si riducono le Poaceae e le Cichorioideae. Questa zona potrebbe corrispondere ad una diminuzione della pressione antropica intorno al lago.

M3 (703 - 643 cm) – in questa biozona a 1910±50 BP si realizza un forte riduzione della faggeta mentre il querceto rimane abbastanza costante. In generale si ha la riduzione di tutto il PA come è evidente dalla curva del rapporto PA/PNA in cui le specie erbacee raggiungono la media del 70%. La presenza di Ericaceae, il cui polline non si sposta molto dalla pianta madre, testimonia di una diffusione di questi arbusti nelle aree abbandonate. Le specie di pascolo Cichorioideae, Chenopodiaceae, Apiaceae, Fabaceae, *Rumex* si diffondono. Questa biozona corrisponde ad un periodo in cui si è avuta una prima vera pressione antropica sulla copertura forestale a scapito soprattutto dei boschi di faggio, mentre il bosco di querce sembra risentirne in misura minore.

M4 (643 - 480 cm) – in questa biozona si ha la ripresa della vegetazione arborea in particolare il querceto, il carpino nero (*Ostrya*), l'orniello (*Fraxinus*). Del faggio (*Fagus*) e del salice (*Salix*) si ritrovano anche i macroresti dimostrando quindi che avevano ricominciato a crescere nelle aree limitrofe al lago. Per quel che riguarda i microresti, si trovano sempre i microcarboni. Per le specie erbacee dominano le Poaceae, Apiaceae, *Rumex*, Cereali e Cyperaceae. Sono stati individuati resti di epidermide di Monocotiledoni (Poaceae). Un picco di polline di *Castanea* contribuisce a confermare che l'area veniva regolarmente usata dalla popolazione, ma forse in questo periodo le attività pascolive e agricole subirono una riduzione.

M5 (480 - 430 cm) – in questa biozona si assiste ad una drastica riduzione del PA che corrisponde alla totale assenza del polline di faggio ed alla riduzione del querceto. Sembrano aumentare le percentuali dei taxa indicatori di pascoli. Non sono stati osservati macroresti, ma solo microcarboni e spore di *Glomus*. Inizia probabilmente il periodo in cui la pressione antropica intorno al lago diventa importante provocando la riduzione della copertura vegetale arborea che si ridurrà a piccoli boschetti alternati a pascoli e aree coltivate. Si stabilisce un modello di paesaggio a mosaico che è ancora oggi tipico delle colline marchigiane.

M6 (430 - 190 cm) – nella biozona sono evidenti i segni dell'antropizzazione con la curva continua dei Cereali, *Castanea*, noce (*Juglans*). Non si osservano più macroresti di specie arboree benché ci sia il polline che probabilmente proveniva da boschetti che crescevano in un mosaico con pascoli e colture agricole. I boschi avranno subito una riduzione intorno al lago, ma non sono stati eliminati, ma sfruttati per il legname. Nel periodo compreso tra 1900 e 1700 BP la pressione antropica è molto forte come lo testimonia la presenza di Cereali (10%). Sembra che in questa biozona sia l'agricoltura a dominare sulla pastorizia: infatti il polline delle specie di pascolo benché presente è dominato da quello dei cereali. Nel livello 290 è stata inoltre determinata una spora di Sfagno (Fig. 11), tipologia vegetale oggi completamente assente dalla flora di Montelago e molto raro in tutta la regione Marche. Ecologicamente comprende specie che vivono in ambienti molto umidi e vengono chiamati anche i "muschi delle torbiere". Oramai sono molto rari nella regione a causa della scomparsa dei siti idonei alla loro sopravvivenza e all'inquinamento delle acque essendo delle specie molto sensibili. Grazie a queste analisi polliniche abbiamo anche potuto dimostrare la presenza di sfagni a Montelago a 1875 BP.

M7 (190 - 110 cm) – in questa ultima biozona si ha una tendenza opposta rispetto alla biozona precedente aumentando il polline delle specie pascolive a discapito delle specie coltivate come i Cereali. Purtroppo la maggior parte dei livelli analizzati risulta priva di polline, ma sono sempre presenti microcarboni e spore di *Glomus* che attestano di attività agricole e pascolive con la predominanza di quest'ultima. La scomparsa definitiva del polline del faggio potrebbe essere la conseguenza di una forte pressione antropiche in concomitanza con un inaridimento delle condizioni climati-

che in quanto il faggio è una specie che ha particolari esigenze di umidità nel suolo.

Conclusioni

Il diagramma pollinico ottenuto dal nuovo carotaggio, rappresenta in maniera dettagliata, visto il lento tasso di sedimentazione, gli eventi vegetali che si sono succeduti negli ultimi 2400 BP nella zona di Montelago di Sassoferrato. La base del diagramma datata 8100 BP registra una vegetazione di transizione tra quella tardiglaciale, caratterizzata da steppe fredde con pini e quella più temperata dell'Olocene con lo sviluppo di boschi di caducifoglie. L'approfondimento delle ricerche, rispetto al precedente carotaggio, ha portate nuove conoscenze per la zona di Montelago in particolare per quel che riguarda l'uso del territorio e le pratiche agro-silvo-pastorali che si sono succedute nel tempo.

Quello che è emerso dal diagramma pollinico, integrato con le informazioni provenienti dall'analisi dei macroresti e microresti vegetali, è una variazione dell'impatto delle popolazioni sul sito. Le variazioni dovrebbero essere in relazione con diverse fasi di colonizzazione dell'area e con il prevalere alternato delle pratiche agro-silvo-pastorali. E' evidente nelle biozone 2b, 3 e 5 con pratiche pastorale molto intense tanto che anche i boschi risultano fortemente ridotti, mentre in 6 prevalgono le attività agricole come lo dimostra la presenza importante del polline dei Cereali senza tuttavia abbandonare la pastorizia. Lo stesso vale per i periodi in cui l'impatto antropico sembra ridursi come in parte della biozona 2b e 4 in cui la vegetazione forestale pare recuperare rispetto a quella erbacea. Nella biozona 7 si riduce l'agricoltura come è evidente dalla riduzione dei Cereali, ma continua ed aumenta la pastorizia.

Da quanto evidenziato dalle variazioni nella composizione pollinica, si può dunque ritenere che il fattore che ha determinato le variazioni è la pressione antropica sul sito. L'alternanza dell'occupazione umana del sito con periodi di maggiore presenza e forse di aumento della popolazione, con altri di riduzione della pressione antropica, forse in relazione con guerre, eventi climatici particolarmente sfavorevoli, è assai evidente e meriterebbe un confronto con gli eventi storici che si sono succeduti in questa parte della regione.

Per chiarire questi aspetti sarebbe quindi opportuno un approfondimento storico-archeologico per correlare gli eventi naturali con quelli antropici.

Tabella 1 – Elenco dei macroresti e microresti trovati in ogni campione prelevato e analizzato

Campioni prelevati	Macroresti	Microresti
10		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
50		Spore di <i>Glomus</i>
80		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
90		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
100		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
110		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
120		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
130		Microcarboni
140		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
150		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
160		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
176		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
190		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
220		Microcarboni
230		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
240		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
250		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
275		Spore di <i>Glomus</i>
290		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
300		Microcarboni
310		Microcarboni Spore di <i>Glomus</i>
320		Microcarboni
330		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
340		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
360		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
370		Spore di <i>Glomus</i>
380		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
390		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i> , spora di sfagno
400		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
410		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>

420		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
430		Microcarboni
450		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
460		Microcarboni, epidermide monocotiledone, Spore di <i>Glomus</i>
470		Microcarboni
480		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
490		Microcarboni
500	Legno di <i>Fagus</i>	Epidermide monocotiledone
510	Legno di <i>Salix</i>	Epidermide monocotiledone, Microcarboni
520	Legno di <i>Fagus</i>	Epidermide monocotiledone
530		Microcarboni
540		Microcarboni
550		Microcarboni
560		Microcarboni
570		Microcarboni
580		Microcarboni
590		Microcarboni
600		Microcarboni
610	Legni di <i>Fagus</i>	Campi d'incrocio
623		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i>
633		Microcarboni
643		Microcarboni
653		Microcarboni
663		Microcarboni, Spore di <i>Glomus</i> , Vasi conduttori angiospermae
673		Microcarboni
683		Microcarboni
693		Microcarboni
703	Legni indeterminabili	Campi d'incrocio
720	Legni indeterminabili	Microcarboni
730	Legno di <i>Fagus</i>	Campi d'incrocio
740		Campi d'incrocio

750		Microcarboni
755		Microcarboni
760		Microcarboni
770		Microcarboni
780		Microcarboni
790		Microcarboni
810		Microcarboni
820		Microcarboni
830		Microcarboni
840	Legni di <i>Fagus</i>	Campi d'incrocio
850		Vasi conduttori angiospermae, Spore di <i>Glomus</i>
860		Campi d'incrocio
870	Legno di <i>Fagus</i> (?)	Campi d'incrocio
880		Campi d'incrocio, microcarboni, endoderma ad U
900		Microcarboni
910		Microcarboni, Vasi conduttori angiospermae
920		Spore di <i>Glomus</i>
930	Scaglia di cono di <i>Pinus</i>	Spore di <i>Glomus</i> , Campi d'incrocio
936	Legno di Gimnosperma indeterminabile (<i>Pinus?</i>)	
940		Campi d'incrocio
950		Campi d'incrocio
960		Vasi conduttori angiospermae
970		Fibrotracheide
990		Vasi conduttori angiospermae
1010		Vasi conduttori angiospermae, epidermidi
1040		Vasi conduttori angiospermae
1063		Vasi conduttori angiospermae, epidermidi
1080		Vasi conduttori angiospermae, Spore di <i>Glomus</i>
1100	Legno di <i>Salix</i>	Vasi conduttori angiospermae, epidermidi
1150		Vasi conduttori angiospermae

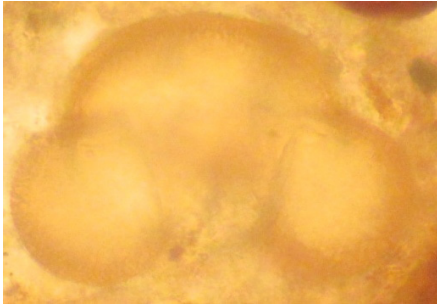


Fig. 1. Polline di *Pinus* (pino)

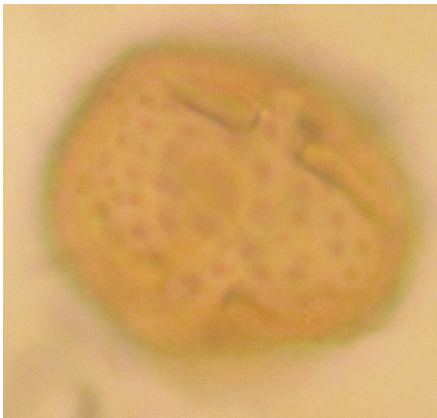


Fig. 2. Polline di *Hedera* (edera).

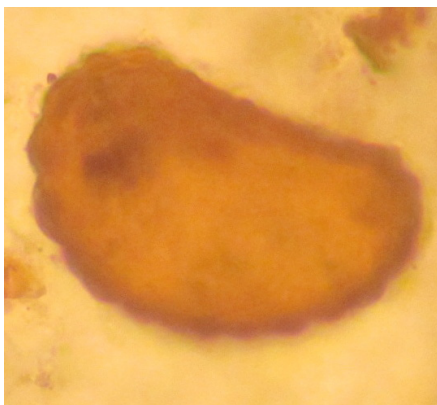


Fig. 3. Spora monoletta di *Polypodium* (felce).



Fig. 4. Contenitori per la conservazione dei residui ottenuti dopo i trattamenti chimici per l'estrazione del polline.



Fig. 5. Vetrini pronti per essere letti al microscopio.



Fig. 6. Microscopio utilizzato per il conteggio del polline presente nei vetrini.

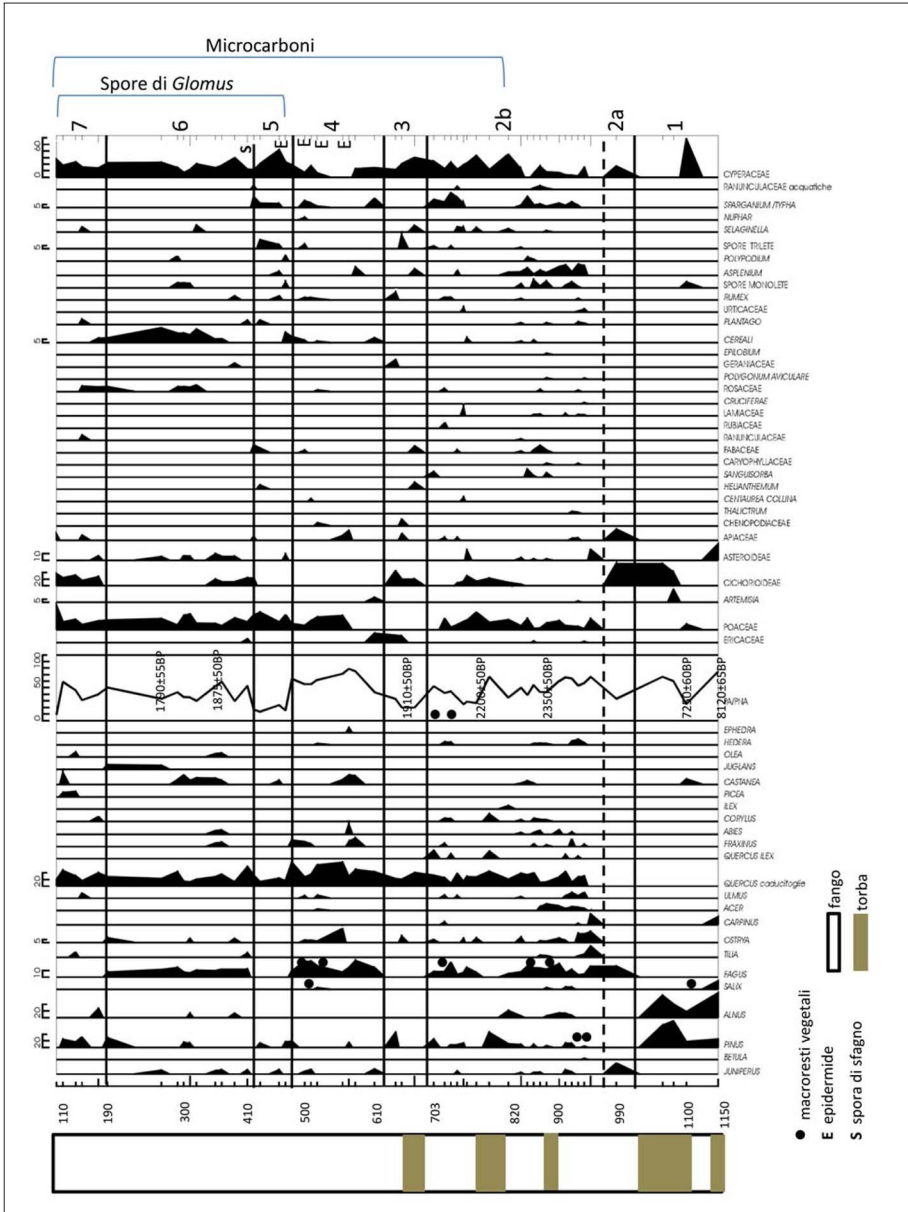


Fig. 7. Diagramma pollinico.

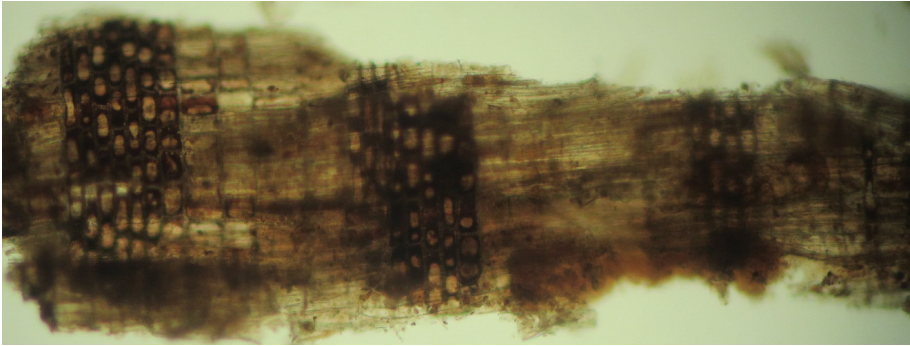


Fig. 8. Sezione longitudinale radiale di un macroresto vegetale (campo d'incrocio del legno di faggio).

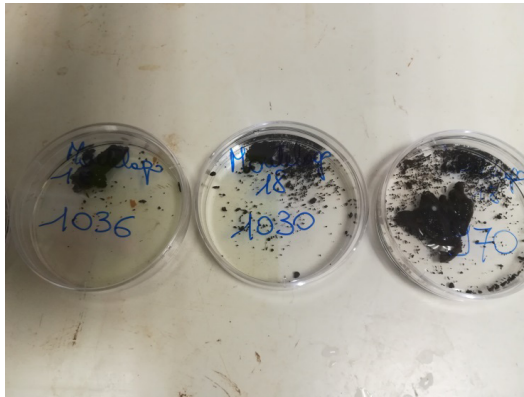


Fig. 9. Alcuni macroresti vegetali estratti dal sedimento.

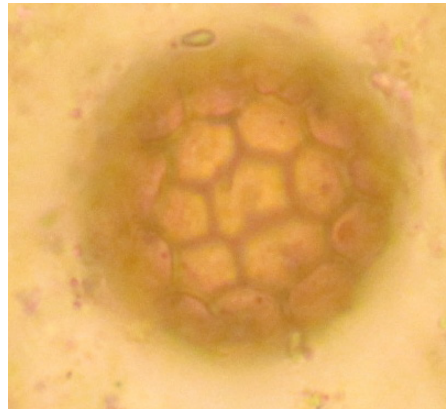
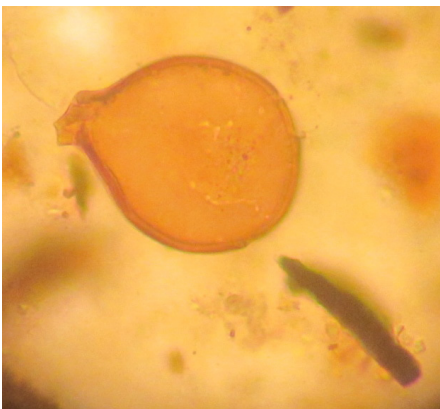


Fig. 10. Spora di *Glomus* (fungo micorrizo) a sinistra e microcarbone a destra.

La valle di Montelago e l'antico lago: evoluzione geomorfologica e considerazioni ambientali

Prof. RODOLFO COCCIONI *Università degli Studi di Urbino Carlo Bo* - Geol. ANDREA DIGNANI *Geo Studio Dignani, Jesi* - Prof. OLIVIA NESCI *Dipartimento di Scienze Pure e Applicate (DiSPeA), Università degli Studi di Urbino Carlo Bo* - Prof. DANIELE SAVELLI *Via Emilia 2, Fossombrone* - Prof. FRANCESCO TROIANI *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"* - Prof. FABRIZIO FRONTALINI *Dipartimento di Scienze Pure e Applicate (DiSPeA), Università degli Studi di Urbino Carlo Bo* - Dr.ssa CARLA BUCCI *Dipartimento di Scienze Pure e Applicate (DiSPeA), Università degli Studi di Urbino Carlo Bo* - Dr. SAURO TEODORI *Dipartimento di Scienze Pure e Applicate (DiSPeA), Università degli Studi di Urbino Carlo Bo*.

Poco a monte dell'abitato di Montelago di Sassoferato, situato sul versante adriatico dell'Appennino marchigiano, lungo la valle del Fosso del Lago, oltre 11 mila anni fa (10650-10000 cal. BC, corrispondenti a 11.950-12.600 cal. BP, cf. Fig. 11), all'inizio dell'Olocene, si è formato un piccolo lago a causa di uno sbarramento per frana. Questo studio multidisciplinare fornisce importanti elementi geologico-geomorfologici, cronologici e paleoambientali relativi alla formazione del lago di Montelago, alla sua evoluzione e alla sua estinzione. Sono stati presi in considerazione anche alcuni dati, apparentemente contraddittori coi riscontri relativi al paleo-lago di Montelago, contenuti nelle mappe del Catasto Gregoriano (1816-1935).

Le ricerche finora effettuate consentono di presentare un quadro evolutivo che mostra come la Frana di Montelago che ha sbarrato la valle del Fosso del Lago si sia prodotta in seguito alla parziale riattivazione di una frana più ampia ("*first time landslide*"), i cui resti sono rappresentati dalla Frana di Le Fonti, oggi pensile a quote relativamente elevate sul versante di sinistra della valle. La giacitura a franapoggio delle rocce ben stratificate del substrato ha favorito, insieme allo scorrimento verso valle di queste rocce, la mobilitazione di spesse coltri detritiche, parzialmente cemen-

tate, che poggiavano su di esse. La presenza di detriti in parte cementati ha fatto in modo che il piede della Frana di Montelago incorporasse una notevole quantità di massi di breccie calcaree cementate, producendo così un efficace sbarramento del Fosso del Lago e determinando la creazione di un piccolo lago. Oltre alla formazione del paleo-lago di Montelago, lo sbarramento del corso d'acqua, il dilavamento e un insieme di frane secondarie, hanno indotto altri importanti cambiamenti nella testata del bacino del Fosso del Lago. In particolare, tra questi, una marcata convessità del profilo longitudinale del corso d'acqua, la sua deviazione, la formazione di una gola epigenetica e di gradini impostati sui blocchi delle breccie calcaree. L'estinzione del paleo-lago di Montelago è collocabile tra il 1000 e il 1300 d.C. Ne consegue che le pozze d'acqua raffigurate nelle mappe del Catasto Gregoriano non rappresentano i relitti del paleo-lago di Montelago, ma risultano essere piccoli invasi artificiali creati diversi secoli dopo la sua scomparsa.

1. Geomorfologia e depositi continentali della valle del Fosso del Lago

Nei pressi di Montelago una frana ha ostruito il fondovalle producendo una depressione topografica che per molti millenni ha ospitato un piccolo lago, oggi estinto (Dignani, 2009). La depressione lacustre si colloca tra le pendici del M. Strega (1276 m s.l. m., a NE) e M. Foria (1115 m s.l.m., a SO). Un'ampia sella, interrotta dal blando rilievo arrotondato di Poggio Prato Tondo (1017 m s.l.m.), la delimita verso NO (Figg. 1, 2, 3). La depressione valliva che conteneva il paleo-lago è quasi completamente circondata da versanti concavi, detritico/colluviali, modellati per la maggior parte prima della scomparsa del lago. La morfologia pianeggiante che ci si potrebbe aspettare a testimonianza del paleo-lago è quasi completamente obliterata da depositi di versante e alluvionali. Parte dei depositi di versante e alluvionali di fondovalle sono stati inoltre blandamente reinciati e terrazzati dal Fosso del Lago e dai suoi tributari (Fig. 1).

Il Fosso del Lago scorre per circa 3 km verso sud-est percorrendo una valle stretta e profonda incisa nei calcari selciferi mesozoici della Formazione della Maiolica. Il tratto superiore, nel quale si è formato il lago, è invece rappresentato da una valle ortoclinale piuttosto ampia: questo tratto vallivo si imposta lungo l'asse di una stretta sinclinale associata a un *thrust* e inclusa nella più ampia struttura ad anticlinorio costituita dai sedimenti

riferibili alle Formazioni della Maiolica, delle Marne a Fucoidi, della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa (Fig. 1) e che va a formare la dorsale appenninica umbro-marchigiana. Il Fosso del Lago ha origine, in prossimità del margine più interno della conca che conteneva il lago, dalla confluenza di due corsi d'acqua effimeri. Il primo dei due corsi d'acqua è costituito da un modesto canale che dalla sella di Poggio Prato Tondo scende verso SE con andamento ortoclinale, mentre il secondo è rappresentato da un ripido canale cataclinale che scorre verso SO sulle pendici di M. Strega. Nel punto in cui quest'ultimo corso d'acqua si immette nella conca del paleo-lago si origina una conoide alluvionale topograficamente confinata, stretta e allungata. Sul fianco opposto della valle è presente un altro piccolo cono alluvionale associato alla modesta falda detritica che, in questo settore, borda la conca occupata dal paleo-lago (Fig. 1). I profili longitudinali del Fosso del Lago e dei suoi principali tributari (Fig. 4) presentano la tipica configurazione dei canali montani, caratterizzata da irregolarità marcate e abbondanti che riflettono sia condizionamenti lito-strutturali che apporti e accumuli detritici locali (Montgomery & Buffington, 1997; Howard, 1998; Sklar & Dietrich, 1998; Siddiqui & Robert, 2010). L'antica area lacustre e il relativo sbarramento per frana danno origine a una importante convessità (Cap. 4 e Fig. 4). Un'altra importante irregolarità è rappresentata dal gradino (*knickpoint*) che caratterizza il canale che da Rifugio Stella-Poggio Prato Tondo, circa 120 m al di sopra del paleo-lago, scende molto ripidamente verso la conca lacustre (Fig. 1 e 4). Questo "salto" nel profilo longitudinale del corso d'acqua è dovuto al marcato contrasto litologico che segna il passaggio tra i litotipi, scarsamente resistenti all'erosione, della porzione basale della Formazione delle Marne a Fucoidi affioranti nella conca lacustre e quelli del sovrastante Gruppo delle Scaglie, molto più resistente all'erosione, che caratterizza i settori più a monte. Una configurazione simile, anche se meno pronunciata, è evidente lungo un tributario di sinistra del Fosso del Lago, immediatamente a valle di Montelago (Fig. 4), in risposta al contrasto litologico che caratterizza il passaggio tra le Formazioni della Maiolica e delle Marne a Fucoidi. Lungo i profili longitudinali si possono osservare molte altre irregolarità minori, imputabili sia alla diversa resistenza all'erosione delle rocce del letto, sia a locali apporti detritici dai versanti.

I versanti che racchiudono l'antica conca lacustre sono molto diversi tra loro e il reticolo dei canali minori che li attraversa è piuttosto asimmetrico.

Il versante di destra (sud-occidentale) è attraversato da vari impluvi spesso contenenti modestissimi canali effimeri che convergono nella depressione lacustre. Al contrario, il versante di sinistra (nord-orientale) è occupato dall'ampia frana, responsabile della formazione del paleo-lago, che ha inibito lo sviluppo di un reticolo organizzato e gerarchizzato. Il versante di sinistra culmina nell'affilato crinale montuoso che congiunge il caratteristico picco di M. Strega con Monte La Penna ed è caratterizzato verso l'alto, al di sopra dell'area di frana, da un versante regolare, rettilineo e molto ripido (Figg. 1 e 4). Verso il basso questo settore si raccorda bruscamente con l'ampio ripiano pedemontano, blandamente ondulato, sul quale sorge l'abitato di Montelago. L'ampio ripiano di Montelago si estende tra le quote di 820 e 720 m s.l.m. ed è separato dal Fosso del Lago da una ripida scarpata di altezza via via maggiore procedendo da monte verso valle, dai 20 m all'altezza della conca lacustre agli oltre 120 m a valle dell'abitato (Figg. 1 e 5). Questo ripiano è stato modellato, in un primo momento, dall'erosione selettiva sulle argille marnose della Formazione delle Marne a Fucoidi. Successivamente, il suo settore più a monte è stato ricoperto e in parte scavalcato dal vasto accumulo di frana che ha sbarrato il corso d'acqua originando il paleo-lago. Diverse frane secondarie, il dilavamento e altri processi di versante hanno poi variamente rimodellato l'area di frana e apportato nuovo materiale detritico sul ripiano. Sul suo settore più a valle, attorno all'abitato di Montelago, il ripiano non è ricoperto dai materiali della frana responsabile della formazione del paleo-lago ma da un insieme di accumuli di frane secondarie e da detriti in parte derivanti sia dal loro rimaneggiamento che dalla semplice degradazione dei versanti.

I versanti rettilinei della porzione superiore del fianco SO di M. Strega-M. La Penna e le forme sommitali arrotondate di Poggio Prato Tondo e delle aree ad esso adiacenti sono il prodotto della morfogenesi "fredda" del Pleistocene superiore (Nesci & Savelli, 1986), caratterizzata da intensa gelifrazione e massiccia produzione di detriti stratificati di versante (Coltorti et al., 1979; Nesci & Savelli, 1990)(Fig. 1). La ridistribuzione verso valle di crioclasti angolari piuttosto fini ha dato localmente origine ad accumuli detritici di spessore anche superiore ai 20 m. Questi depositi di versante, organizzati in tipiche alternanze ritmiche di sottili strati subparalleli ad assetto geometrico conforme alla superficie della falda detritica, sono riferibili ai *grèzes litées* ed *éboulis ordonnés* della letteratura specializzata (Guillen, 1964; Tricart & Cailleux, 1967), con la seconda tipologia di gran lunga

predominante nell'intero Appennino nord-marchigiano (Nesci & Savelli, 1990). Nell'area di Montelago, l'efficacia dei processi crioclastici è stata molto marcata a causa della presenza di rocce particolarmente predisposte (gelive) come i calcari e calcari marnosi delle Formazioni della Maiolica, della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa; proprio queste formazioni, in particolare, risultano essere la principale sorgente dei gelifratti anche nei versanti detritici del Pleistocene superiore dell'intera regione marchigiana (Castiglioni et al., 1979; Coltorti et al., 1979; Nesci & Savelli, 1986). Attualmente solo una modesta parte di questi depositi relitti di versante si presenta indisturbata e ben preservata. Ampi settori sono stati invece rimossi dall'erosione e/o frammentati e dislocati da frane che, in diversi casi, oltre alla copertura detritica, coinvolgono anche porzioni più o meno spesse ed estese del substrato roccioso di appoggio.

Nell'intera area di Montelago sono diffusi depositi di versante e alluvionali riferibili all'Olocene e prodotti dall'intenso rimaneggiamento sia dei depositi stratificati di versante che di altri materiali già coinvolti in franamenti più antichi. Inoltre, in considerazione della sua peculiarità nel contesto regionale, è opportuno segnalare la presenza di un piccolo cono detritico, sospeso sul versante SO di M. Strega (Fig. 1), la cui messa in posto è dovuta sia ai "normali" processi di colamento di detrito e deposito da flussi idrici che a singolari ed occasionali valanghe di neve e detriti.

2. Frane e forme a esse collegate nel settore superiore della valle del Fosso del Lago

La presenza di numerose frane, talora anche di grandi dimensioni, ha svolto un ruolo determinante nel controllo della morfogenesi e della morfoevoluzione tardo-quadernaria di questo settore. Di seguito sono descritte le frane più significative (Figg. 1 e 3).

2.1. Frana di Le Fonti e Frana di Montelago

La frana che ha generato il paleo-lago si estende sulle pendici SO della dorsale di M. Strega-M. La Penna, prendendo origine da un corpo di frana più antico ("*first time landslide*", *sensu* Soldati et al., 2004; Borgatti & Soldati, 2010) (Figg. 1-3). Attualmente la maggior parte della porzione inferiore del versante in oggetto è ricoperta da una vasta area di frana composita, all'interno della quale possono essere individuati su base geo-

morfologica due settori distinti, denominati Frana di Le Fonti e Frana di Montelago. Ogni settore indica un distinto episodio di attivazione, il più recente dei quali, la Frana di Montelago, è stato responsabile dello sbarramento vallivo e della conseguente formazione del lago.

L'area di frana copre complessivamente 0.9 km². Il 67% di questa superficie appartiene alla zona di accumulo, nella quale gli spessori del materiale franato superano localmente i 40 m. Queste dimensioni approssimano, per l'area totale interessata dal franamento, il valore >1 km² introdotto da Korup (2005) per definire le grandi frane (*large landslides*), cioè frane capaci di produrre importanti condizionamenti nell'evoluzione del paesaggio. In ogni caso è evidente come la frana in oggetto debba aver esercitato un controllo importante sulla morfoevoluzione della parte superiore della valle, se si compara la dimensione complessiva dell'area interessata dal franamento con l'area (3.5 km²) della testata del Fosso del Lago, 2.2 km² dei quali costituiscono il settore a monte dello sbarramento lacustre. Il franamento ha coinvolto una coltre molto spessa di detriti stratificati di versante (*éboulis ordonnés*) parzialmente cementati da carbonato di calcio e, in minor misura, i sottostanti calcari selciferi della Formazione della Maiolica che affiorano sull'intero versante SO della dorsale di M. Strega-M. La Penna (Fig. 1). Sotto il controllo della stratificazione, qui disposta a franapoggio con angolo di inclinazione uguale o di poco inferiore a quello del pendio, la maggior parte della frana è scivolata verso SO. La zona di distacco non è netta, ma caratterizzata da una serie di piccole scarpate multiple e discontinue, legate alla rottura e allo scorrimento di singoli pacchi di strati del substrato roccioso. Anche la zona di scorrimento non è facilmente identificabile, essendo caratterizzata da una configurazione d'insieme planare, localmente gradinata da piccole scarpate discontinue, parzialmente obliterate da detriti e legate alla stratificazione del substrato e alla presenza di livelli detritici maggiormente cementati.

2.1.1. Frana di Le Fonti

È la porzione più antica, non mobilitata dall'evento franoso di Montelago e tuttora "pensile" sul versante, della più ampia frana complessa di Le Fonti e di Montelago (Figg. 1 e 2). Dal punto di vista morfologico questa porzione è contrassegnata da una prominenza del versante a contatto con la terminazione verso monte del ripiano morfologico su cui sorge Montelago. Alla quota di 930 m s.l.m. questa prominenza è interrotta da un pic-

colo pianoro intermedio e, alla quota di 990 m s.l.m., culmina in una spianata in leggera contropendenza posta sul fianco SO di M. Strega (Figg. 1, 3 e 6a). Queste peculiarità geomorfologiche indicano chiaramente l'origine per frana di questa prominenza e rappresentano un elemento chiave per la ricostruzione dell'intera storia relativa al collasso per frana del versante SO della dorsale di M. Strega-M. La Penna. I dati contraddittori riportati dalla cartografia geologica preesistente e l'oggettiva difficoltà di osservare direttamente sul terreno la costituzione litologica e l'assetto interno dei materiali che costituiscono la prominenza che costituisce la porzione più antica della frana complessa di Le Fonti e di Montelago hanno reso difficoltosa la comprensione della sua reale natura e origine. Tuttavia, il rilevamento di terreno ha consentito di dimostrare come, anche in accordo con la cartografia geologica più antica (Centamore et al., 1975), la prominenza del versante sia interamente costituita da detriti di versante e, più specificatamente, da detrito fine angolare associato in proporzioni variabili a blocchi calcarei e massi, anche metrici, costituiti da breccie cementate (Fig. 6b). I detriti, provenienti dalla Formazione della Maiolica affiorante sulla vetta e sui fianchi di M. Strega, sono localmente cementati da carbonato di calcio e mostrano un assetto interno caotico, con presenza di strati detritici fortemente deformati da dislocazioni gravitative di versante. Il piede del lato occidentale del corpo della Frana di Le Fonti è piuttosto regolare, subrettilineo, e va a fondersi, senza apprezzabile soluzione di continuità morfologica, con un tratto di versante pure rettilineo e impostato su roccia calcarea in posto. Pertanto, a prescindere dalle condizioni, localmente pessime, di esposizione dei materiali costituenti, si può ipotizzare che alcuni settori del piede dell'accumulo della Frana di Le Fonti siano stati rimodellati dall'azione crioclastica tardo-pleistocenica e siano parzialmente ricoperti da sottili orizzonti di *éboulis ordonnés* indisturbati (Fig. 1). Se questa ipotesi è corretta, questo particolare aspetto viene a costituire un vincolo significativo per la determinazione dell'età del franamento iniziale rappresentato dal corpo della Frana di Le Fonti.

2.1.2. Frana di Montelago

La frana di Montelago, ovvero il settore riattivato della “*first time landslide*”, coinvolge un'area totale di circa 0.6 km². La zona di accumulo, caratterizzata da un avanzamento rispetto al piede del versante di circa 350 m, rappresenta il 67% (0.4 km²) della superficie complessiva dell'a-

rea di frana. L'associazione morfologica tra la protuberanza del versante che contraddistingue la frana di Le Fonti e l'adiacente ripiano, ampio e blandamente ondulato, simile a un terrazzo che caratterizza l'accumulo della frana di Montelago è già di per sé indicativa delle due distinte fasi di franamento che definiscono, nel loro insieme, la frana complessa di Le Fonti-Montelago (Figg. 2, 3). Le due fasi, in particolare, possono essere schematizzate come segue. *Fase 1*: coinvolge l'intero volume dei materiali che andranno a costituire la frana complessa di Le Fonti-Montelago che oggi vediamo e consiste nell'iniziale discesa di un corpo di frana "primitivo" che resta "sospeso" sul versante. *Fase 2*: è la frana di Montelago, che consiste nel collasso di un ampio settore del corpo della frana "primitiva" e determina la formazione del paleo-lago. Oltre al particolare assetto morfologico sopra descritto, altre due caratteristiche sono evidentemente collegabili a due differenti fasi di franamento: 1) la costituzione interna della Frana di Le Fonti è simile a quella della Frana di Montelago (Figg. 6b e 7), ad eccezione di un minore rimescolamento e deformazione dei materiali coinvolti nel movimento; 2) il corpo della Frana di Le Fonti è tuttora "sospeso" sul versante (Figg. 2, 3), come dimostrano i calcari selciferi della Formazione della Scaglia Bianca che affiorano al piede della "prominenza detritica" (cf. Fig. 1), alle quote di 810-820 m s.l.m., e quindi ad altezze più elevate rispetto alle quote medie della superficie sommitale del corpo della Frana di Montelago. La Frana di Montelago ha avuto inizio come frana di scorrimento semplice, agevolato dalla giacitura a franapoggio del substrato calcareo-selcifero della Formazione della Maiolica. La massa in movimento si è rapidamente disarticolata e frammentata, espandendosi fino a ricoprire un ampio settore del ripiano erosivo che si estendeva al piede del versante. Al franamento principale della Frana di Montelago ha fatto seguito un secondo importante collasso gravitativo che ha ulteriormente abbassato e dislocato il settore centrale del corpo di frana principale (Figg. 1 e 3). Questa ulteriore mobilitazione ha prodotto, a sua volta, un'ostruzione minore nel Fosso del Lago (Cap. 5.3). L'accumulo di frana che osserviamo oggi è costituito da grandi blocchi, con dimensioni anche superiori ai 4-5 m, di brecce calcaree derivate da lembi di coltri detritiche stratificate (*éboulis ordonnés*) coinvolte nel franamento (Fig. 7). Proprio la presenza di una rilevante quantità di blocchi cementati, particolarmente resistenti all'erosione, ha consentito la preservazione dello sbarramento di frana per un lungo tempo (Costa e Schuster, 1988; Casagli et al., 2003).

Ai grandi blocchi sopra descritti, se ne associano in genere altri (in numero decisamente subordinato e di dimensioni non superiori a 1 m) costituiti dai calcari selciferi, ben stratificati, della Formazione della Maiolica. I blocchi che costituiscono l'accumulo di frana sono associati a un abbondante detrito calcareo: questo è costituito da clasti angolari di dimensioni da millimetriche a decimetriche che derivano principalmente dalla mobilitazione delle porzioni non cementate, o debolmente cementate, delle falde detritiche coinvolte nel franamento. L'abbondanza al piede della frana di detriti fini non cementati ha favorito il suo rimaneggiamento ad opera sia di processi naturali che delle pratiche agricole, agevolando così il parziale livellamento delle originarie irregolarità della superficie del corpo di frana (cf. Fig. 2).

2.2. Frana di Monte Foria

La Frana di Monte Foria è uno scorrimento rotazionale ubicato sul fianco destro del Fosso del Lago, immediatamente a valle della depressione lacustre (Figg. 1 e 3). Il versante, costituito dai sedimenti marnoso-calcarei delle Formazioni delle Marne a Fucoidi, della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa, è ricoperto nel settore inferiore e in quello mediano da spesse coltri di detriti stratificati (*éboulis ordonnés*) attribuibili al Pleistocene superiore. Il franamento coinvolge soprattutto i detriti in oggetto (Fig. 8) e interessa solo localmente modesti spessori di rocce del substrato. L'area di distacco è contrassegnata da una scarpata arcuata addossata a un corpo di frana che si estende sino alla base del versante su un'area di circa 0.3 km². L'unghia della frana rimane, per quasi tutta la sua estensione, sospesa al di sopra del canale attivo del Fosso del Lago che qui scorre debolmente incassato nel substrato roccioso. Il piede della frana, pertanto, non si espande in modo significativo sul fondovalle. In ogni caso, la porzione più a monte della massa che si è inizialmente spostata, è stata interessata da una significativa riattivazione causata da un nuovo, più circoscritto, scorrimento rotazionale (Figg. 1 e 3) che ha permesso al materiale in frana di raggiungere localmente il fondovalle del Fosso del Lago. Il piede di questo accumulo secondario è attualmente inciso da una scarpata fluviale attiva, alta fino a 10 m, che porta a giorno i depositi stratificati di versante del Pleistocene superiore mobilizzati dal franamento (Fig. 8). Se si ricostruisce l'originaria estensione del settore riattivato si può constatare come, a causa dell'erosione laterale del Fosso del Lago, il piede della frana sia arretrato di 30 m:

lo spostamento laterale del canale è qui evidenziato anche dal suo locale assetto “*ingrown*”. La freschezza delle forme di frana, l’espansione del piede della frana secondaria sul locale fondovalle e la palese interazione tra corso d’acqua e corpo di frana hanno inizialmente indotto a ritenere che fosse stata la Frana di Monte Foria la responsabile dello sbarramento del Fosso del Lago che ha dato origine al paleo-lago (Massoli-Novelli, 2008; Dignani, 2009). Le analisi interdisciplinari più recenti hanno invece dimostrato che questa frana è totalmente estranea alla genesi del paleo-lago (Savelli et al., 2013).

2.3. Frana di Rifugio Stella

Anche se non direttamente coinvolta nello sviluppo del bacino lacustre, la Frana di Rifugio Stella interessa un ampio settore del versante NE di M. Foria, in adiacenza alla Frana di Monte Foria (Figg. 1 e 3). La Frana di Rifugio Stella è un ampio (0.4 km²) scorrimento rotazionale che coinvolge versanti detritici e rocce del substrato, qui costituite dai calcari marnoso-selciferi delle Formazioni delle Marne a Fucoidi, della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa. In particolare, la Frana di Rifugio Stella ha dislocato sia i detriti stratificati (*éboulis ordonnés*) prodotti dall’intensa gelivazione del Pleistocene superiore che i pendii in roccia a essi associati, levigati e regolarizzati dall’azione del gelo. La freschezza delle forme nelle aree di distacco e di scorrimento testimonia fasi di attività molto recenti. La forma delle scarpate nelle aree di testata evidenzia invece uno sviluppo retrogressivo dei processi di franamento. Sono riconoscibili anche grandi ammassi rocciosi basculati e ruotati, caratterizzati da gradi molto diversi di frammentazione delle rocce spostate dal movimento. L’area di frana è caratterizzata da numerose e piccole depressioni, spesso allineate, e riconducibili sia a trincee di frana, particolarmente evidenti nella zona di coronamento, che alla presenza di blocchi rototraslati e di ondulazioni prodotte dal movimento.

3. Morfologia ed evoluzione della valle del Fosso del Lago

La stratigrafia dei depositi carotati ha rivelato che i sedimenti lacustri si sovrappongono a ghiaie che precedono la formazione del paleo-lago (Figg. 10 e 11). In queste ghiaie è possibile individuare due distinti orizzonti (Figg. 10), separati da una discontinuità. L’orizzonte inferiore è costituito da frammenti angolari, da millimetrici a centimetrici, di calcare selcifero di

colore grigio-biancastro provenienti dalla Formazione della Maiolica che affiora estesamente sul versante SO del M. Strega-M. La Penna, ovvero sul fianco sinistro della valle. Il primo carotaggio si è arrestato nell'ambito di tali depositi, mentre il secondo ha raggiunto la roccia in posto alla base dei detriti, rappresentata da calcari marnosi straterellati della Formazione delle Marne a Fucoidi), a circa 32 m al di sotto del piano di campagna (Fig. 11).

Le ghiaie alla base delle carote, a tratti compatte o blandamente cementate da carbonato di calcio, sono costituite da frammenti rocciosi angolari, granulometricamente eterogenei, con un diametro massimo di 3-5 cm. Queste ghiaie sono del tutto simili a quelle delle coltri detritiche che ricoprono la spianata erosiva adiacente all'abitato di Montelago (Fig. 1) e che derivano da movimenti di massa e dilavamento sui versanti di M. Strega-M. La Penna. Pertanto, con tutta probabilità, coperture detritiche del tutto simili a queste erano presenti su tutta la spianata erosiva di Montelago già da molto tempo prima del verificarsi della frana di Montelago. La formazione delle coltri detritiche in oggetto, anche agevolata da piccoli franamenti superficiali, potrebbe essere stata favorita da una ingente frammentazione della roccia legata al possibile rigonfiamento (*buckling*, Bovis, 2006) degli strati di Maiolica immergenti a franapoggio a preludio del collasso principale (cf. Dortch et al., 2009) che ha prodotto la "*first time landslide*" descritta in precedenza (v. frana di Le Fonti e frana di Montelago). A questo proposito, è interessante notare come il versante immediatamente a valle dell'area interessata dalla Frana di Montelago (costituito dalle fitte alternanze di pacchi di strati calcarei alternati ai livelli argillo-marnosi caratteristici della porzione sommitale della Formazione della Maiolica) sia tuttora interessato da analoghi fenomeni di rigonfiamento superficiale.

L'unità detritica basale, alimentata dalla Formazione della Maiolica (Figg. 6 e 10), è ricoperta in discontinuità da ghiaie costituite da clasti centimetrici angolari-subangolari, tipicamente più fini di quelli del livello ghiaioso sottostante. Queste ghiaie, povere in matrice fine, di colore da biancastro a rossastro, derivano dalle Formazioni del Gruppo delle Scaglie che affiorano sul fianco destro della valle del Fosso del Lago e alla sua testata. I caratteri morfometrici e granulometrici dei clasti sono paragonabili a quelli dei detriti del Pleistocene superiore, prodotti dall'azione del gelo e noti come *éboulis ordonnés*, che ricoprono ampi settori dei versanti. Pertanto, questi frammenti rocciosi derivano probabilmente dai depositi di versante del tipo *éboulis ordonnés*, ridistribuiti dalle acque dell'antico

fosso del Fosso del Lago e terrazzati (Fig. 6). A tale proposito è opportuno evidenziare che piccole valli colmate da *éboulis ordonnés* e successivamente reincise e terrazzate per opera di corsi d'acqua sono segnalate nell'Appennino marchigiano proprio in aree simili a quella di Montelago (Nesci & Savelli, 1986).

La base delle facies argillo-torbose lacustri segna lo sbarramento del corso d'acqua causato dalla Frana di Montelago (ovvero la riattivazione della più ampia “*first time landslide*”, in parte preservata nel lembo relitto “sospeso” qui denominato Frana di Le Fonti). Sulla base delle età radiometriche dei depositi lacustri basali campionati con la carota ML2018, l'inizio della sedimentazione lacustre, e quindi della Frana di Montelago, risale a circa 11.950-12.600 cal. BP (Fig. 11), un'età sensibilmente più antica rispetto a quella di 8180-8040 cal. BP estrapolata dai sedimenti basali attraversati dal precedente carotaggio (Fig. 10; Savelli et al., 2013).

L'età del primo franamento, la cui parziale riattivazione ha prodotto la Frana di Montelago, è invece più difficile da accertare. Tuttavia, alcuni vincoli cronologici sono forniti dai rapporti tra la Frana di Montelago e gli *éboulis ordonnés*: infatti, nel territorio nord-marchigiano questi ultimi, con un ottimo grado di affidabilità e con la sola eccezione di alcuni depositi “antichi” localmente preservati, sono riferibili cronologicamente alle fasi più fredde del Pleistocene superiore (Coltorti & Dramis, 1988, 1995). Coltri di *éboulis ordonnés*, oltre ad essere estensivamente coinvolte nella Frana di Le Fonti e nella Frana di Montelago, ricoprono parte del versante rettilineo a monte dei coronamenti delle due frane (cf. Fig. 1). In questi settori, le sottili coltri, parzialmente cementate, di *éboulis ordonnés*, sono evidentemente troncate verso il basso dal franamento e non ricoprono mai indisturbate né le scarpate di frana né i materiali spostati. Di conseguenza, poichè nell'area di studio non si ha alcuna evidenza (come, ad esempio, specifici suoli), della presenza di *éboulis ordonnés* più antichi del Pleistocene superiore, la Frana le Fonti risulta essere successiva alle fasi fredde dell'ultimo glaciale.

In ogni caso, fermi restando i fattori litostrutturali (giacitura e assetto litostratigrafico dei corpi rocciosi) predisponenti il franamento, l'individuazione delle cause d'innesco dei movimenti franosi che hanno condotto alla formazione del paleo-lago, necessita di studi più approfonditi e condotti a scala più ampia.

Montelago è ubicato in un'area sismicamente attiva, nella quale ci si

potrebbe aspettare un certo controllo nell'evoluzione dei versanti da parte di frane sismoindotte (Adams, 1981; Keefer, 1994; Burbank et al., 2002). Si presenta pertanto anche il problema di indagare i possibili legami tra l'insacco della Frana di Montelago ed eventi sismici particolari, possibili legami suggeriti anche da vari casi studio in aree vicine (Farabollini et al., 1995; Esposito et al., 2000; Malamud et al., 2004). Questo è un campo di indagine certamente da tenere in considerazione, magari inserendolo in un più ampio contesto regionale. Sulla base dei dati finora disponibili non è possibile, tuttavia, avanzare alcuna considerazione al riguardo. Per quanto riguarda invece il controllo meteo-climatico, le frane possono costituire significativi indicatori di cambiamenti climatici (Soldati et al., 2004; Borgatti & Soldati, 2010; Crozier, 2011). In tale ottica, può risultare significativo il fatto che la frana di Montelago, sulla base delle nuove acquisizioni, sia riferibile al preboreale e ricada pertanto in uno dei quattro intervalli di tempo riconosciuti come caratterizzati da significative intensificazioni favorite dal clima dei movimenti franosi (Borgatti & Soldati, 2010).

4. Sbarramento e deviazione del Fosso del Lago

La Frana di Montelago ha ostruito il Fosso del Lago, formando uno sbarramento stabile cioè, in accordo con la definizione di Ouimet et al. (2007), uno sbarramento per frana che, indipendentemente da episodi temporanei di tracimazioni o brecce, è stato in grado di bloccare e stabilizzare la valle per intervalli di tempo compresi tra le centinaia e le migliaia di anni.

Il piede della Frana di Montelago ha occupato l'intero fondovalle e deviato il Fosso del Lago spingendolo sul piede del versante opposto. In base a tali caratteristiche, questo sbarramento può essere ascritto al "*Type II*" descritto da Costa & Schuster (1988), che è da considerarsi il tipo di sbarramento più comune su scala globale. La deviazione ha portato il fosso a scorrere sulla roccia in posto del versante opposto a quello di frana e quindi si può riscontrare una certa affinità anche col "*Type VII^a*" proposto da Hermanns et al. (2006) in una successiva rielaborazione della classificazione di Costa & Schuster (1988). Inoltre, poichè l'ostruzione si è verificata nella stessa valle in cui ha preso origine la frana, secondo la classificazione di Crozier e Pillans (1991) basata sulle modalità di sbarramento, il paleo-lago può essere classificato come un "*main valley lake*".

A causa della deviazione determinata dalla Frana di Montelago, il canale descrive una blanda ansa, caratterizzata da una curvatura più pronunciata all'altezza della terminazione verso monte del piede della frana (Fig. 1). L'asse vallivo precedente alla frana corre 60-80 m più a E rispetto alla sua posizione attuale (Fig. 3). La presenza dell'antico solco vallivo sepolto è messa in evidenza dallo spessore di 30-35 m della sequenza dei sedimenti attraversata dai carotaggi e rivelata dai profili sismici eseguiti nel sito del paleo-lago (Figg. 4, 10, 11), dove il canale attuale è impostato su sedimenti alluvionali. Uno spessore così ingente è indicativo di un substrato roccioso sensibilmente più profondo in corrispondenza dell'antico lago (circa 710 m s.l.m.) rispetto a quanto si osserva circa duecento metri più a valle (725 m s.l.m.), dove il canale riprende a scorrere in roccia. Oltre ai carotaggi e ai dati sismici, anche i dati di terreno mostrano la presenza di un solco vallivo piuttosto profondo, presumibilmente l'antico corso del Fosso del Lago, sepolto al di sotto dell'ammasso della Frana di Montelago. Infatti, lungo la scarpata che, verso valle, costituisce il margine esterno del piede della frana, si osserva un locale ispessimento dei depositi, attribuibile proprio alla presenza dell'alveo sepolto.

Come conseguenza della deviazione del corso d'acqua, il canale si è approfondito in una posizione marginale rispetto al corpo della Frana di Montelago, incidendo sia il substrato roccioso che la porzione più periferica dei depositi di frana. Ha così iniziato così a svilupparsi un solco epigenetico (*"epigenetic gorge"*, *sensu* Ouimet et al., 2008), attualmente contrassegnato da un tratto relativamente ripido (*"knickzone"*) del profilo longitudinale del Fosso del Lago (Fig. 4). L'approfondimento del canale, oltre a incidere il piede dei depositi della Frana di Montelago, ha scalzato anche il versante destro, producendo anche su di esso un'accentuata erosione e una diffusa instabilità gravitativa espressa da numerosi franamenti superficiali. Il risultato di questo approfondimento è stata una evidente segmentazione del profilo trasversale della valle con la formazione di una *"inner gorge"* (*sensu* Kelsey 1988), ovvero di una stretta valliva che incide il fondo di una valle molto più aperta (Fig. 5), e lo sviluppo di un irripidimento (*"knickzone"*) del profilo longitudinale del Fosso del Lago proprio nel punto in cui questo supera il corpo della Frana di Montelago (Fig. 4A). Il locale sgrottamento e l'irripidimento della base dei versanti ha verosimilmente favorito sia il movimento della Frana di Montelago, o quantomeno la sua riattivazione, che l'ulteriore cedimento e mobilitazione di settori minori

della frana. Questa ipotesi è suggerita dagli irripidimenti (“*knickpoints*”) secondari del profilo longitudinale del Fosso del Lago e dalla particolare distribuzione areale delle scarpate reincise dal corso d’acqua sui materiali franati (Figg. 1, 3, 4).

In corrispondenza della Frana di Montelago, il profilo longitudinale del Fosso del Lago è caratterizzato da una marcata convessità, con un tratto a bassissimo gradiente che caratterizza proprio il settore a monte del punto di sbarramento (Fig. 4). Questo è un carattere comune a qualsiasi corso d’acqua sbarrato da frane, a prescindere dallo sviluppo o meno di un bacino lacustre (cf. Korup, 2002 e Ouimet et al., 2007). Infatti, una frana che ostruisce stabilmente un corso d’acqua dà origine alla formazione di un livello di base locale che determina una locale, drastica diminuzione dell’incisione fluviale e, alle spalle dello sbarramento, fenomeni di ristagno d’acqua e accumulo di sedimento. Allo stesso tempo, in accordo con Ouimet et al. (2007), nel tratto a valle dello sbarramento prosegue l’incisione. Proprio questo comportamento è in grado di spiegare la blanda concavità mostrata dal profilo longitudinale del Fosso del Lago immediatamente a valle della Frana di Montelago (Fig. 4). Un netto gradino (“*knickpoint*” k1 in Fig. 4A) marca il brusco passaggio dai bassissimi gradienti del tratto a monte, conseguenti allo sbarramento del corso d’acqua, ai gradienti elevati del tratto che attraversa o borda il piede della frana. Il rilevamento di terreno ha dimostrato che il gradino k1 corrisponde ai grandi massi di brecce cementate della Frana di Montelago che, su un tratto di poco meno di 100 m di lunghezza, vanno a formare lungo il canale a valle dello sbarramento una serie di salti e pozze (configurazione “*step-pool*”). La presenza di gradini (“*knickpoints*”), segnati da netti irripidimenti dei profili longitudinali a cavallo del piede di una frana, è in genere collegata alla formazione di “*breach-channels*” (Korup et al., 2010) e viene messa in relazione a canali con il fondo protetto da un “pavimento” di massi (materiali di frana) resistenti all’erosione, rimasti in posto dopo che i materiali più fini e meno resistenti all’erosione sono stati dilavati dalla corrente (Ouimet et al., 2007; Hewitt 2009; Wang et al., 2010). Probabilmente questo è proprio il caso di questo specifico tratto del Fosso del Lago: infatti, poiché la Frana di Montelago è scesa in direzione obliqua rispetto all’asse del fondovalle, il margine esterno del corpo di frana è più avanzato verso monte di quanto non lo sia a valle (Fig. 1). Pertanto, è proprio in questo punto che il Fosso del Lago si è trovato a dover scavalcare l’accumulo della Frana di Monte-

lago, mentre più a valle ha potuto aggiustarsi ad esso semplicemente lambendone il perimetro esterno. In questo secondo settore, il Fosso del Lago scorre sul substrato roccioso con occasionali massi in alveo: il suo gradiente qui si mantiene elevato, una caratteristica comune a tutti i canali deviati su roccia dal franamento (Ouimet et al., 2008). La deviazione del Fosso del Lago indotta dal franamento ha avuto come conseguenza la locale ripresa dell'attività erosiva del canale sulle rocce del versante opposto alla frana, in posizione marginale rispetto al precedente solco vallivo che si trovava, invece, più o meno centrato sull'asse vallivo. Lo scalzamento e l'erosione dei depositi della Frana di Montelago presenti sulla sponda sinistra hanno causato l'instabilità gravitativa del versante, determinando sia riattivazioni minori del movimento che cadute di blocchi. Quest'insieme di fenomeni ha apportato massi e detriti al canale e provocato modesti sbarramenti temporanei, contribuendo a modulare e rallentare ulteriormente l'incisione in alveo lungo tutto il tratto ripido/*inner-gorge* a valle del paleo-lago.

Tra le quote di 670 e 690 m s.l.m. compare un gradino secondario ("*knickpoint*" k2 in Fig. 4A) che corrisponde a un segmento del canale con configurazione a pozze e gradini ("*step-pool*") che si sviluppa per varie decine di metri su massi di breccie cementate. Alcuni elementi chiave permettono di spiegare questa locale, particolare configurazione d'alveo. Il gradino k2 si ubica all'incirca in corrispondenza della terminazione superiore di un accumulo residuo, di 5-8 m di spessore, di grandi blocchi di breccie calcaree cementate. L'accumulo è ubicato sul fianco destro della valle, cioè sul versante opposto rispetto alla Frana di Montelago (Fig. 1): se considerato come elemento a sé stante, questo ammasso di blocchi potrebbe venire considerato il relitto di un lobo più prominente dell'originario piede della frana. Tuttavia, il gradino k2 coincide col piede del settore centrale della Frana di Montelago (Fig. 3), riattivato da scorrimenti secondari (Cap. 4.1). Il settore riattivato è contraddistinto anche da contropendenze associate a rotture minori, come gradini e trincee, relativamente fresche. Questo suggerisce lo sviluppo di riattivazioni marginali multiple di questo settore della Frana di Montelago che, almeno in un caso, hanno portato i franamenti a raggiungere la base dell'opposto versante. In particolare, l'instabilità gravitativa di questo specifico settore sembra collegarsi con il massimo spessore locale, oltre 30 m, dell'accumulo della Frana di Montelago che, a sua volta, è associabile alla venuta a giorno dell'asse della paleo-valle colmata dai materiali di frana (Fig. 3).

In conclusione, alcune riattivazioni della Frana di Montelago, indotte anche dalla rapida e profonda incisione operata dal Fosso del Lago nei deboli materiali della frana iniziale, hanno causato sbarramenti minori del fosso. In ogni caso, a monte di questi sbarramenti non si sono prodotti importanti fenomeni di impaludamento, ma si è originato esclusivamente un gradino che successivamente, per erosione regressiva, è arretrato verso monte fino alla terminazione superiore dell'accumulo di frana secondario che lo ha generato. Un importante corollario a questa osservazione è che soltanto l'irripidimento k1, ugualmente connesso a un accumulo di massi, può essere considerato come il retaggio dello sbarramento che ha formato il paleo-lago.

5. *Il ruolo della Frana di Monte Foria*

In relazione alla formazione del paleo-lago e all'evoluzione della valle, un altro tematismo importante è il ruolo giocato dalla Frana di Monte Foria che è stata inizialmente ritenuta responsabile dello sbarramento che ha prodotto il paleo-lago (Massoli-Novelli, 2008; Dignani, 2009). I carotaggi, le prospezioni geofisiche e il dettagliato rilevamento geologico e geomorfologico hanno sollevato alcuni importanti problemi sull'effettivo ruolo che questa frana ha svolto nella formazione dello sbarramento. A questo proposito è possibile fare alcune significative considerazioni. Le forme più significative direttamente collegate allo sbarramento sono senza dubbio la deviazione del Fosso del Lago e la conseguente marcata convessità del suo locale tracciato (Figg. 1 e 4) chiaramente collegate alla Frana di Monte Foria. A prima vista, la freschezza delle forme della Frana di Montelago ha indotto a considerare questa frana come responsabile dello sbarramento del corso d'acqua. Tuttavia, se si analizzano questi elementi insieme ai vincoli cronologici imposti dalle età *radiocarbon* ottenute per i sedimenti lacustri e si tiene conto della inconsistenza dei materiali franati, la freschezza delle forme di questa frana testimonia un'età troppo recente per poter aver prodotto il paleo-lago. Lo spostamento della Frana di Monte Foria non ha prodotto alcuna prominenza al piede, fatta eccezione per il suo settore minore riattivato (Fig. 1) la cui dimensione è comunque troppo esigua per produrre uno sbarramento efficace. I materiali spostati dalla Frana di Monte Foria sono rappresentati prevalentemente da *éboulis ordonnés* (Fig. 8) relativamente sciolti e di granulometria molto fine che non sono adatti a

preservare un eventuale sbarramento su archi di tempo di diversi millenni (Costa & Schuster, 1988; Casagli & Ermini, 1999), durata testimoniata dalle età sedimenti lacustri carotati. Il piede del settore riattivato è stato tagliato completamente dall'erosione laterale del Fosso del Lago, producendo una scarpata tuttora attiva sugli *éboulis ordonnés* dislocati. Questo fenomeno, più che indicare un precedente sbarramento, mette in risalto la normale interazione tra i movimenti di versante e l'azione erosiva dei corsi d'acqua. Poiché la frana Frana di Monte Foria è scesa dal versante destro, per poter efficacemente sbarrare la valle avrebbe dovuto ricoprire in modo apprezzabile il piede della più antica Frana di Montelago e la successiva apertura di una "breccia" nello sbarramento avrebbe dovuto lasciar preservati relitti apprezzabili di questa copertura. In considerazione della netta differenza litologica tra i due versanti, gli eventuali relitti dovrebbero essere ben riconoscibili sul terreno. Al contrario, il dettagliato rilevamento di terreno ha dimostrato che sul fianco vallivo di sinistra non esiste traccia di detriti provenienti versante opposto.

In conclusione, per la riattivazione della Frana di Monte Foria, più che a uno sbarramento completo e persistente, si potrebbe pensare piuttosto a un fenomeno di "*near-damming*" (Bartarya & Sah, 1995; Korup, 2002).

6. Riempimento ed estinzione del paleo-lago

6.1. Riempimento del paleo-lago

I sedimenti lacustri recuperati dai due sondaggi, oltre a fornire preziose indicazioni sull'evoluzione geomorfologica dell'area, registrano la storia delle trasformazioni ambientali nel corso dell'intero Olocene come supportato dalle datazioni radiometriche e dalle analisi palinologiche. I sedimenti lacustri mostrano una stratigrafia complessa, caratterizzata da ricorrenti cambiamenti di facies verosimilmente legate alle variazioni della configurazione del bacino, del livello dell'acqua e, non ultimo, dell'uso del suolo.

Alla base delle carote si osservano alternanze di fanghi lacustri più o meno ricchi in materia organica, lenti ciottolose e livelli disturbati fangoso-ciottolosi, con tutta probabilità indicativi di fasi lacustri "precoci" con riaggiustamento dei materiali di frana delle sponde nei primissimi istanti di riempimento del lago. Il bacino lacustre, una volta formato, inizia ad accogliere sul fondo sedimenti siltoso-argillosi che contengono abbondan-

ti detriti vegetali. Come evidenziato dai dati palinologici, il bacino lacustre di neoformazione era caratterizzato da acque piuttosto profonde: considerando i dislivelli tra profondità del substrato e altezza dello sbarramento, si possono ipotizzare profondità massime dell'ordine dei 10-15 metri. Le serie polliniche mettono in evidenza diverse oscillazioni del livello lacustre che non trovano comunque riscontri evidenti nella natura litologica e nella taglia granulometrica dei sedimenti se non, probabilmente, nei passaggi dai livelli con maggior concentrazione di materiale organico a quelli più poveri in residui vegetali (Magny, 2007; Finsinger et al., 2010). In ogni caso, i sedimenti lacustri argillo-siltosi nel loro insieme mostrano una diminuzione, in apparenza relativamente graduale, del contenuto in materia organica: tuttavia questo rimane sempre relativamente abbondante, tanto da conferire ai sedimenti più fini un tipico colore grigio e grigio-brunastro piuttosto scuro (Figg. 10 e 11). L'accumulo di argille siltoso-torbose è proseguito per diversi millenni, fino circa a una data che, sulla base dell'età radiometrica più recente (130-330 d.C.), è stimabile al 250-450 d.C. Sulla base delle analisi palinologiche, già l'intervallo compreso tra 5750 e 3000 cal. BP mostra evidenze di modificazioni del territorio indotte da importante frequentazione antropica (Savelli et al., 2013). Un notevole sviluppo di costanti pratiche agro-silvo-pastorali si ha comunque tra il III e il II secolo a.C., come dimostra l'analisi pollinica della carota più recente. Tutta la fase successiva è caratterizzata da una significativa presenza umana, seppure caratterizzata da periodi di maggiore pressione antropica con altri di impatto relativamente ridotto.

Durante questa seconda parte della storia evolutiva del lago, l'incremento relativo della frazione inorganica si accompagna alla scomparsa di importanti taxa acquatici (cf. Savelli et al., 2013). Tutto ciò può trovare spiegazione in fenomeni diversi: (1) progressivo restringimento dello specchio lacustre; (2) cambiamento delle acque in termini di circolazione in prossimità del fondale, del chimismo e del grado di ossigenazione; (3) distruzione, ad opera dell'uomo, della frangia di vegetazione acquatica lungo le rive (Bloesch, 2004; Perry & Taylor, 2007); (4) un sostanziale e prolungato innalzamento del livello del paleo-lago. Il punto (1) (restringimento del bacino) può essere trascurato, in quanto la diminuzione della superficie lacustre è connessa soprattutto con l'apporto clastico nella terminazione più a monte del bacino, mentre il punto (2) appare privo di riscontri. Restano pertanto le ipotesi ai punti (3) e (4): tuttavia, l'alter-

narsi nel tempo di condizioni di maggiore o minore pressione antropica, lascia intravedere come ipotesi più probabile quella di una scomparsa delle comunità acquatiche per effetto della sommersione di un precedente “bassofondo”/ sponda. Questa spiegazione, in particolare, ben si accorda con le correnti interpretazioni fornite per i passaggi ricco-povero in detriti vegetali (*peaty-inorganic*) dei sedimenti lacustri (Magny, 2007; Finsinger et al., 2010). Un significativo e prolungato innalzamento del livello lacustre implica lo sviluppo nel tempo di significative modificazioni della fisiografia del paleo-lago. In linea teorica, potrebbero intervenire anche meccanismi diversi, poco verosimili per il paleo-lago di Montelago, che implicino cambiamenti nel tempo delle modalità di deflusso dell’acqua dal bacino, come per esempio il passaggio dalla predominanza di deflusso sotterraneo per filtrazione/soffusione a un deflusso tramite un canale scolmatore superficiale. A Montelago, la depressione lacustre, formatasi per sbarramento da frana, è stata soggetta nel tempo a un graduale diminuzione di volume a causa dell’accumulo di sedimento sia sul fondo che, in maggior misura, sulla terminazione verso monte dello specchio d’acqua. In questo contesto, i meccanismi più efficaci per produrre un sostanziale aumento del volume d’acqua nell’invaso e il conseguente innalzamento del livello del paleo-lago, sembrano essere un nuovo sbarramento per frana oppure un intervento umano di “potenziamento” dell’originario sbarramento naturale. Per quanto concerne la possibilità di un secondo evento di sbarramento per frana, la linea sismica ST1 (Fig. 9) mostra evidenze di un piccolo corpo di frana, proveniente dal versante destro, interpretabile come una riattivazione della Frana di Monte Foria. Tuttavia, questo piccolo corpo di frana, analogamente agli altri corpi di frana riconoscibili più in profondità, testimonia più semplicemente una blanda spinta verso l’asse vallivo della sponda destra di un paleo-lago già formato e configurato, come dimostrato chiaramente dai rapporti geometrici tra lo stesso corpo di frana e i sedimenti lacustri (Fig. 9).

In definitiva, mentre le analisi effettuate nell’ambito del primo carotaggio avevano condotto a ritenere poco convincente l’intervento umano sul paleo-lago (Savelli et al., 2013), l’insieme dei dati litostratigrafici, radiometrici e palinologici acquisiti a seguito del nuovo carotaggio rende molto plausibile la possibilità di un significativo intervento antropico sul paleo-lago di Montelago.

6.2. Estinzione del paleo-lago

Per merito delle favorevoli condizioni geologiche, fisiografiche e idrologiche (Cohen, 2003), l'apporto clastico alla conca lacustre "transiente" deve essere stato relativamente basso, tanto da permettere al paleo-lago di sopravvivere per oltre diecimila anni. I dati geomorfologici rivelano, infatti, che la deposizione dei materiali grossolani rimaneva circoscritta al settore più a monte dell'invaso e, in misura minore, al versante destro. Al contrario, il settore più a valle e più profondo del paleo-lago è stato interessato quasi esclusivamente dall'accumulo di materiale organico e argille siltose. Pertanto, se da un lato è evidente una graduale contrazione del bacino lacustre, dall'altro è altrettanto evidente che un cospicuo specchio d'acqua è sopravvissuto per un tempo molto lungo nell'area più prossima allo sbarramento. Le principali ragioni di queste argomentazioni sono da ascrivere verosimilmente alla distanza relativamente elevata di quest'area depocentrale rispetto alle sorgenti di detrito sui versanti, alla natura prevalentemente calcarea dei versanti e al reticolo di drenaggio mal organizzato a causa, soprattutto, delle numerose frane per scorrimento che dislocano in modo più o meno blando il substrato roccioso. In ogni caso, lo pseudocarsismo ("*pseudokarst*" *sensu* Halliday, 2004), attraverso le numerosissime fessure e trincee di frana che costellano l'intera testata della valle, ha fornito, e fornisce tuttora, un importante contributo alla sottrazione di acqua al deflusso superficiale favorendo notevolmente, di conseguenza, la circolazione sotterranea.

I dati geomorfologici dimostrano che l'attuale Fosso del Lago è affossato nel riempimento detritico grossolano dell'area lacustre (Fig. 1). Tuttavia, questo affossamento interessa uno spessore insignificante della sommità dei sedimenti lacustri. Infatti, nel sito dei carotaggi, il piano di campagna si trova 2.5 m al di sopra del fondo del contiguo canale del Fosso del Lago. Poiché, come risulta dai due carotaggi (Figg. 10 e 11), lo spessore dei depositi detritici successivi a quelli lacustri è compreso tra 1,30 m e 2,30 m circa, il Fosso del Lago si è affossato solo di pochi decimetri nei sedimenti lacustri sottostanti. Pertanto, l'incisione del Fosso del Lago sui depositi di conoide alluvionale che sovralluvionano la conca lacustre a partire dalla sua terminazione più a monte sembra essere associata più semplicemente al riaggiustamento del profilo longitudinale del Fosso stesso dopo la scomparsa del paleo-lago. Di conseguenza, tra i meccanismi più plausibili per l'estinzione del paleo-lago possono essere presi in considerazione sia il completo

riempimento sedimentario della depressione che l'apertura di una breccia nello sbarramento (*breaching by overflow erosion*), quest'ultimo, in particolare, tra i meccanismi più comuni nella rimozione degli sbarramenti per frana (Costa & Schuster, 1988). Se il paleo-lago di Montelago si è evoluto secondo meccanismi simili a quelli proposti da Magny (2007), i sedimenti torbosi devono aver contrassegnato gli ultimi episodi di diminuzione della profondità del bacino lacustre. In questo caso, per spiegare lo svuotamento di un lago con acque ancora piuttosto profonde, come evidenziato dalle analisi palinologiche per il paleo-lago di Montelago, è necessario ipotizzare la formazione di un canale di rotta. Tuttavia, considerando una significativa degradazione della copertura forestale e/o la denudazione degli ambienti immediatamente circostanti il paleo-lago conseguenti a una crescente pressione antropica, l'estinzione del paleo-lago può essere spiegata da una semplice siltazione senza che, a causa di un apporto clastico relativamente elevato e della scarsità di detriti vegetali, si venissero a formare orizzonti torbosi apprezzabili.

Qualunque sia stato il meccanismo che ha provocato l'estinzione del paleo-lago, il profilo longitudinale presenta un netto irripidimento a valle del gradino k1, sui blocchi di brecce cementate del piede della Frana di Montelago (Fig. 4). Tuttavia, come dimostrano le ricostruzioni dell'estensione originaria dello specchio d'acqua, gradino e irripidimento si ubicano 100-120 m più a valle rispetto al margine inferiore del lago. Il tratto di canale, con pendenza del 6-8%, che connette la terminazione verso valle del lago col gradino k1 è probabilmente il relitto del canale di scolmamento/rottura dello sbarramento, mentre il segmento irripidito al di sotto del k1, che non è mai stato in connessione diretta col lago, può derivare dalla semplice erosione regressiva esercitata dal Fosso del Lago sul piede della Frana di Montelago che lo ostruiva e sui corpi minori di frana che ne costituivano parziali riattivazioni. Quest'ultimo tratto, a sua volta, si sarebbe mantenuto alquanto ripido man mano che arretrava a causa di meccanismi morfoevolutivi che, in accordo con la letteratura scientifica specializzata (Costa & Schuster, 1988; Casagli & Ermini, 1999; Korup, 2002), prevedono l'intervento combinato di erosione da parte del corso d'acqua, di soffusione ("*piping*") e di conseguenti piccole frane superficiali. In definitiva, si può invocare una fase di svuotamento/colmata sedimentaria del paleo-lago seguita dalla reincisione e dal terrazzamento delle convessità sedimentarie, qui rappresentate dai corpi alluvionali tipo conoide presenti

nel settore più a monte del bacino lacustre. Allo stesso tempo, a valle del paleo-lago andava sviluppandosi, in modo del tutto indipendente, l'arretramento erosivo, tuttora attivo, culminante nel gradino k1.

In accordo con le età radiometriche ottenute per estrapolazione dalla prima carota e con quelle confermate dalle datazioni dirette dei sedimenti di chiusura della seconda carota (130-330 d.C. circa 1 m al di sotto della sommità dei sedimenti lacustri), il paleo-lago si è estinto tra il 250 e il 450 d.C. (età stimata sulla base dei tassi relativi di sedimentazione). Pertanto, tra l'estinzione del paleo-lago formato dallo sbarramento causato dalla Frana di Montelago e gli invasi riportati nelle mappe del Catasto Gregoriano del XIX secolo (Fig. 12) intercorre un intervallo di tempo piuttosto lungo. Sulla base dei dati presentati e dei lineamenti morfoevolutivi che ne emergono, questa ovvia considerazione rende inverosimile l'ipotesi di considerare gli specchi d'acqua del Catasto Gregoriano come relitti dell'invaso originario.

L'analisi integrata dei dati di terreni e di quelli analitici con il quadro storico consente di esporre alcune interessanti conclusioni a riguardo a quest'ultima considerazione. Nella parte medio-superiore del paleo-lago, il blando terrazzamento del sovraccumulo alluvionale, rappresentato da corpi tipo conoide, ha prodotto una piccola piana, ampia 2-3 m, debolmente incastrata all'interno dell'antica conca lacustre. Questa piana, 40-60 m a monte dei siti di carotaggio, si allarga repentinamente fino a raggiungere un'ampiezza di oltre 8-12 m e viene racchiusa sui due lati da scarpate nette e pressoché rettilinee: le pozze rappresentate dalle mappe del Catasto Gregoriano ricadono proprio nel settore che comprende l'allargamento della piana. La piana e le scarpate subrettilinee in oggetto, sebbene attualmente in parte mascherate dalla vegetazione e debolmente rimodellate dall'erosione sulle scarpate e da un blando accumulo alluvionale (Fig. 1), rivelano chiaramente un intervento antropico volto a creare e mantenere un piccolo invaso artificiale lungo il Fosso del Lago. Questi elementi forniscono due importanti conclusioni: (1) allo scopo di sfruttare al meglio la locale disponibilità d'acqua (Figg. 1 e 12) è stato costruito un piccolo invaso artificiale in una posizione considerevolmente più arretrata verso monte rispetto all'antico settore depocentrale del paleo-lago; (2) questo invaso ha sfruttato un nutrito insieme di importanti sorgenti oggi estinte (Fig. 1). Riguardo a quest'ultima conclusione va segnalato che le indagini di terreno hanno dimostrato la presenza non solo di sorgenti in prossimità dell'attua-

le alveo ma anche quella di diversi punti intermittenti di scaturigine posti in posizione più elevata e decisamente legati alla stagionalità e, in posizioni ancora più elevate, di molte aree sorgive, anche importanti, oggi estinte. In particolare, molte delle sorgenti estinte sono ubicate parecchi metri al di sopra dell'attuale alveo, a testimonianza del fatto che nel passato i livelli della tavola d'acqua fossero decisamente più elevati. Al contrario, nel settore depocentrale del paleo-lago di sbarramento non è stata rilevata alcuna evidenza di aree acquitrinose o pozze d'acqua attive nel recente passato.

Rimangono aperti diversi problemi che per la loro soluzione necessitano di indagini più approfondite e mirate, incluse quelle storico-archivistiche. In particolare, rimane da chiarire: *(a)* quando si è creato l'invaso artificiale; *(b)* perché è stato costruito questo vaso; *(c)* se e come le pozze del XIX secolo erano associate ad aree umide sopravvissute, in qualche specifico punto, all'estinzione del paleo-lago; *(d)* perché l'invaso artificiale è ubicato molto più a monte rispetto al paleo-lago; *(e)* qual'è il reale significato della strana maglia triangolare definita in pianta dalla locale intersezione dei canali (Fig. 12) che, come suggerito da Savelli et al. (2012), potevano avere lo scopo di impedire un eccessivo apporto di sedimento all'invaso durante le piene.

In ogni caso, qualunque siano le soluzioni ai problemi ancora aperti, appare evidente che a Montelago, nella medesima conca, sono esistiti due distinti laghi che si sono sviluppati in tempi differenti e hanno avuto anche origini e dimensioni diverse. Il più antico, ma anche più grande e profondo, è stato originato da uno sbarramento per frana del Fosso del Lago. Il secondo lago è stato, più semplicemente, un limitato vaso artificiale che utilizzava sorgenti locali, un tempo più numerose e ricche d'acqua di oggi.

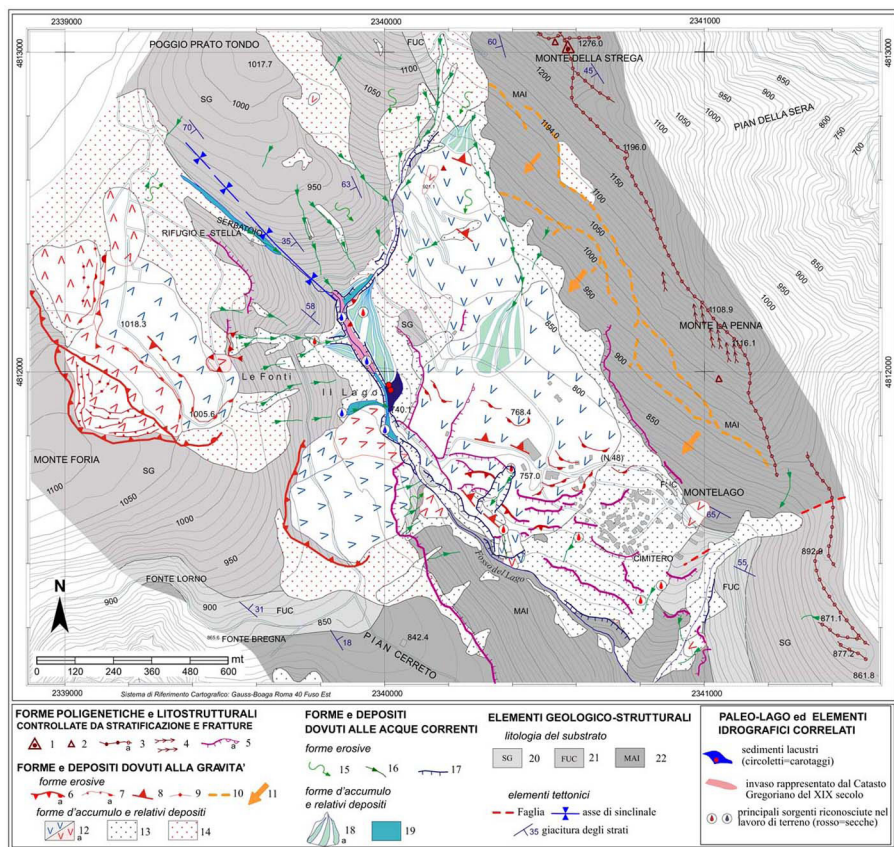


Fig. 1. Carta geomorfologica dell'area di Montelago. 1= picchi rocciosi; 2= speroni e pinnacoli rocciosi; 3= creste rocciose principali; 4= creste rocciose minori; 5= scarpate poligenetiche (a= con orlo arrotondato); 6= orlo di scarpata di frana principale (a= arrotondata/degradata); 7= orlo di scarpata minore di frana (a= arrotondata/degradata); 8= contropendenza da frana; 9= trincea di frana; 10= zona di distacco (frane di Le Fonti e di Montelago); 11= zona di scorrimento (frane di Le Fonti e di Montelago); 12= accumulo di frana (a= attiva); 13= detrito di versante; 14= detrito di versante del tipo *éboulis ordonnés*; 15= ruscellamento diffuso; 16= solco d'erosione (*gully*); 17= orlo di scarpata d'erosione fluviale/orlo di terrazzo; 18= conoide alluvionale/detritico-alluvionale; 19= aree "umide" (dal Catasto Gregoriano); 20= Formazioni della Scaglia bianca e Scaglia rossa; 21= Formazione delle Marne a Fucoidi; 22= Formazione della Maiolica.



Fig. 2. Panoramica dell'area di Montelago. LF= frana di Le Fonti; ML= frana di Montelago; MF= frana di Monte Foria.

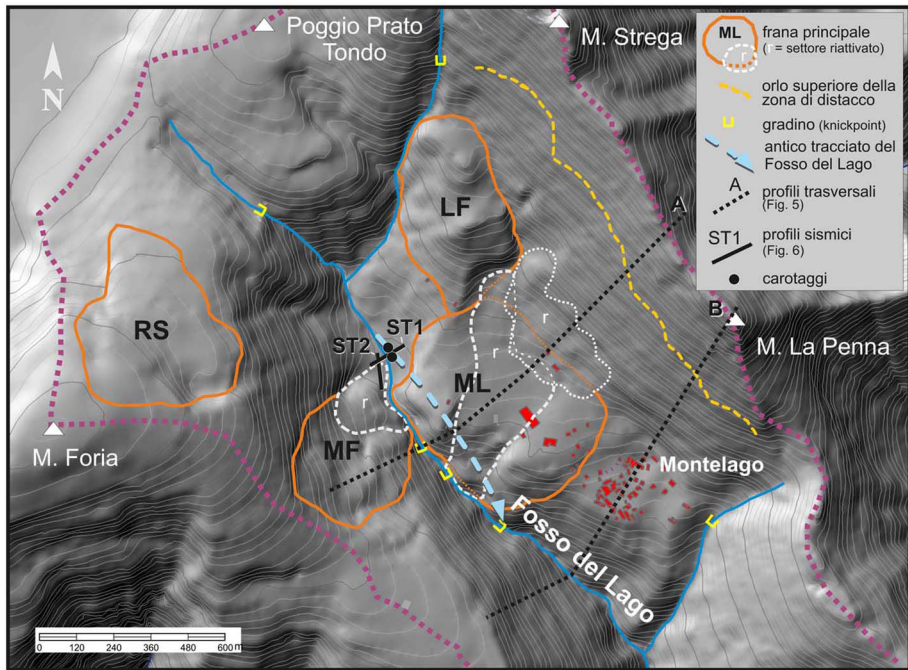


Fig. 3. Corpi di frana principali ed elementi-chiave per la ricostruzione morfoevolutiva dell'area di Montelago. LF= frana di Le Fonti; ML= frana di Montelago; MF= frana di Monte Foria; RS= frana di Rifugio Stella.

Fig. 4. Profilo longitudinale del Fosso del Lago. A= particolare della convessità determinata nel profilo dalla frana di Montelago e dalla conseguente formazione del lago. I principali elementi chiave descritti nel testo sono i due gradini (*knickpoint*) k1, k2 e le scarpate incise dal Fosso del Lago sui depositi della frana di Montelago (1, 3) e del settore riattivato della stessa (2). I due profili trasversali indicati nella figura sono rappresentati in Fig. 5.

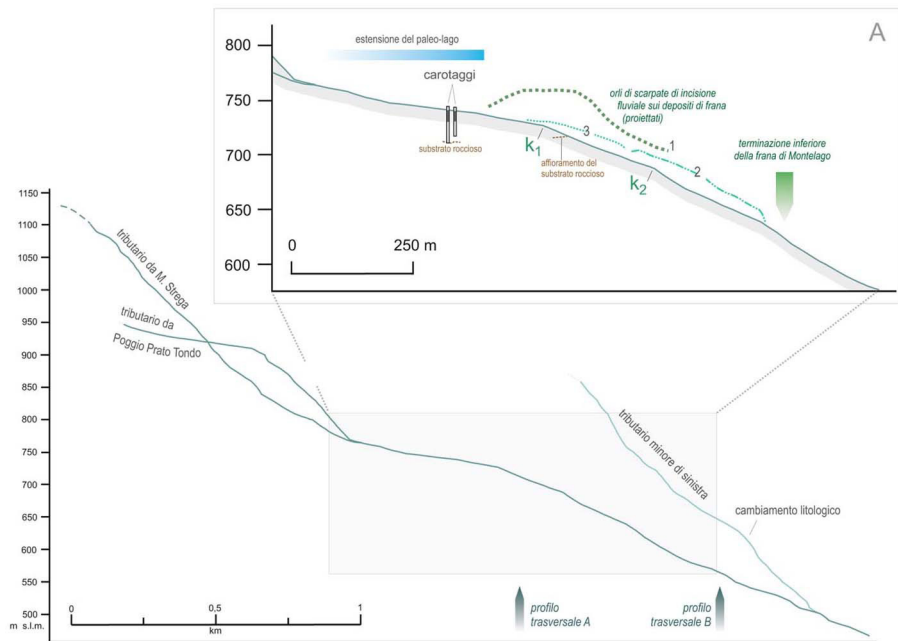


Fig. 4 Profili Longitudinale

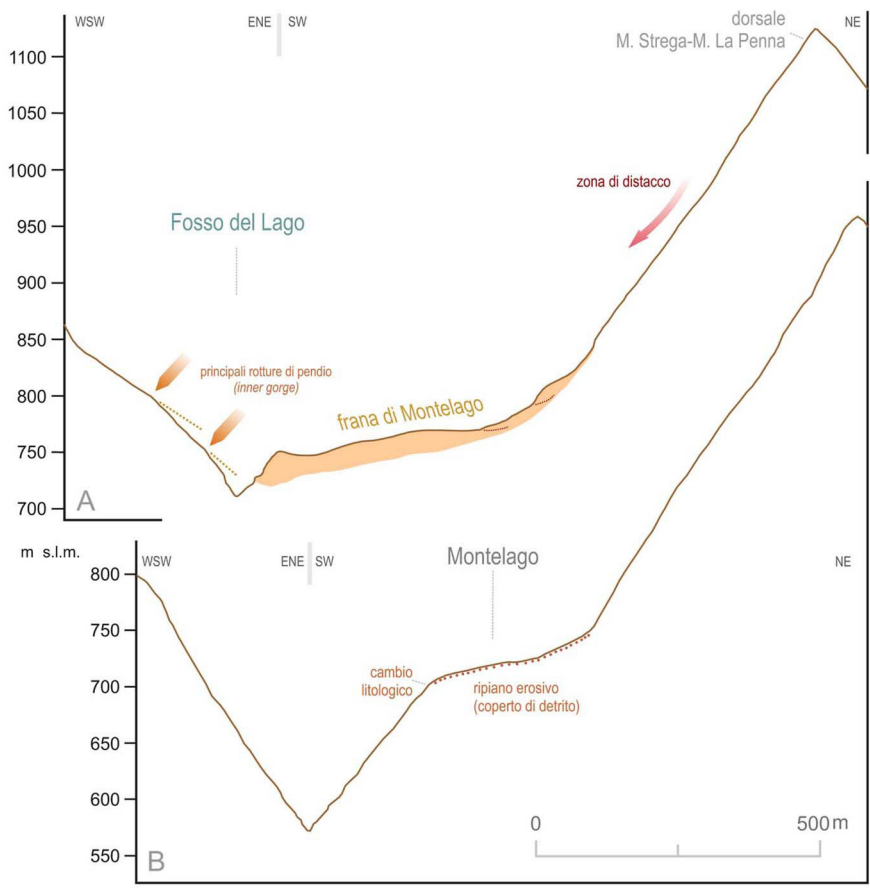


Fig. 5. Profili trasversali della valle del Fosso del Lago: in evidenza gli elementi chiave descritti nel testo. Ubicazione dei profili in Fig. 3.

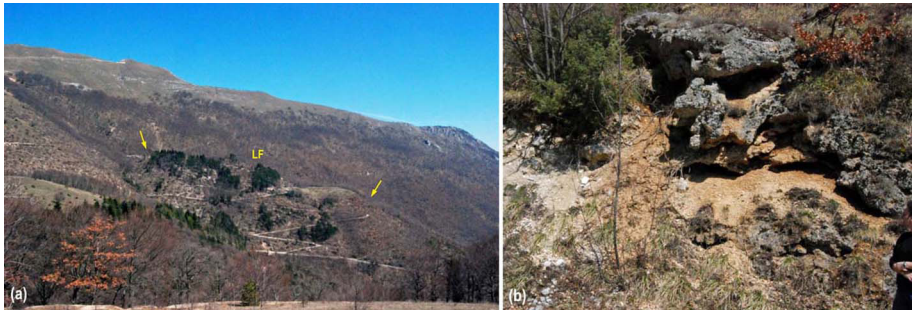


Fig. 6. La frana di Le Fonti. In evidenza (a) il suo particolare assetto morfologico a ripiani e (b) la sua costituzione interna, caratterizzata da detriti calcarei sciolti associati a massi costituiti da breccie calcaree.

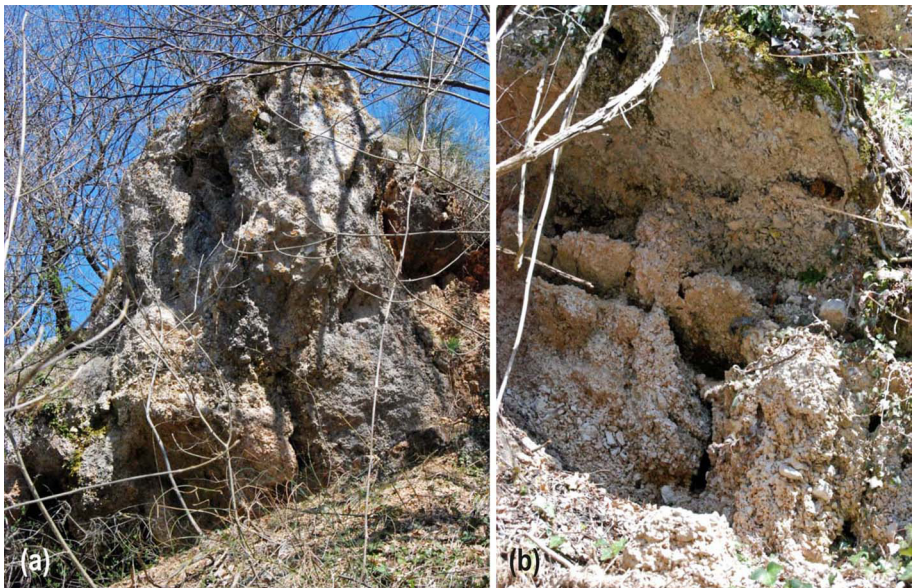


Fig. 7. Particolare del piede della frana di Montelago, caratterizzato da grandi blocchi di breccie calcaree.

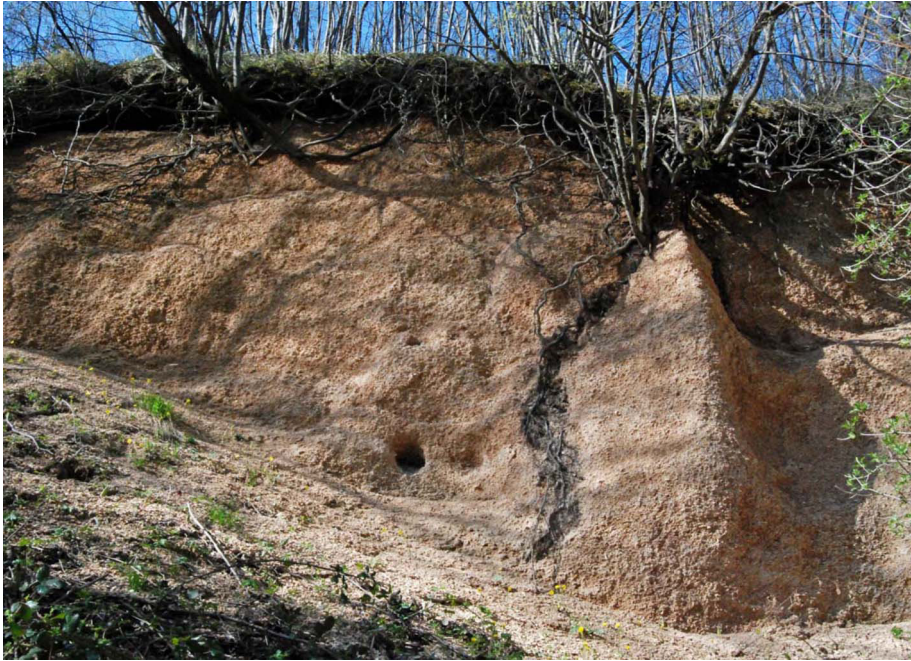
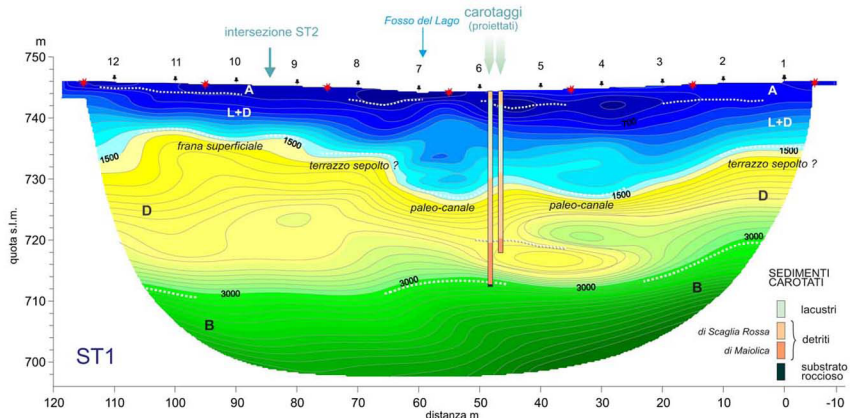


Fig. 8. I detriti stratificati di versante (*éboulis ordonnés*) costituenti il piede della frana di Monte Foria scalzato dall'erosione recente del Fosso del Lago.



A = zona aerata (detrito sciolto) m/sec • geofono
 L+D = depositi lacustri e copertura di detrito sciolto • shot
 D = detrito (parzialmente compattato/cementato)
 B = substrato roccioso

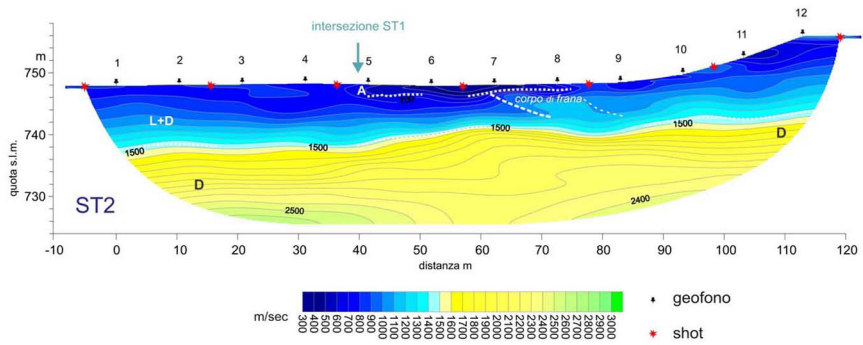


Fig. 9. Tomografie sismiche attraverso il lago di frana. ST1= profilo trasversale; ST2= profilo longitudinale. Traccia delle sezioni in Fig. 3.

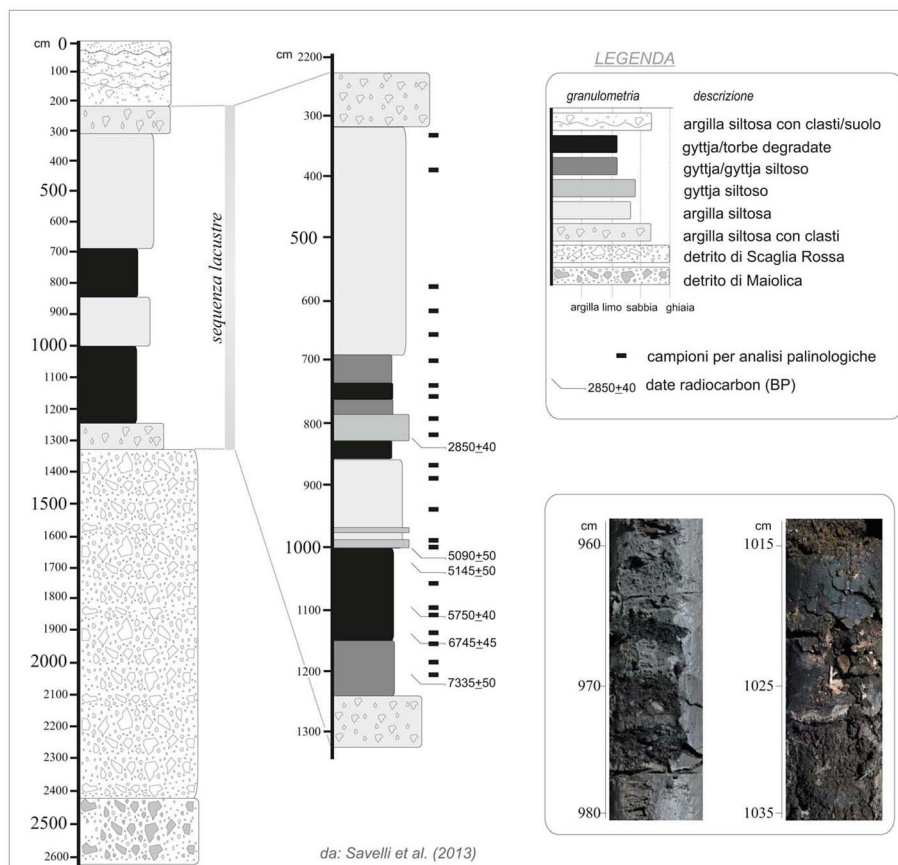


Fig. 10. Litostratigrafia dei sedimenti lacustri carotati (primo carotaggio, 2008). Sono riportate le posizioni dei campioni utilizzati per le analisi palinologiche e le datazioni col metodo del radiocarbonio. Ubicazione dei carotaggi nelle Figg. 1 e 3, da Savelli et al. (2013).

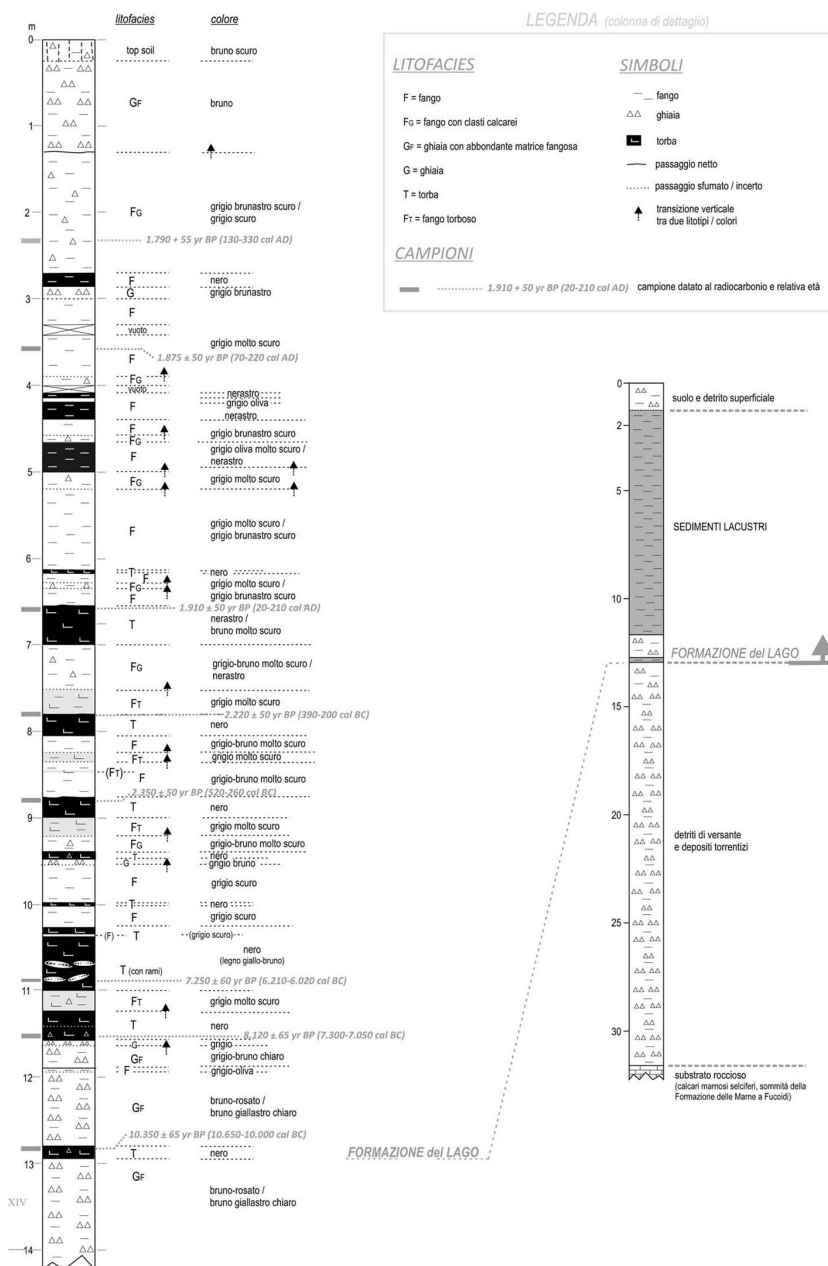
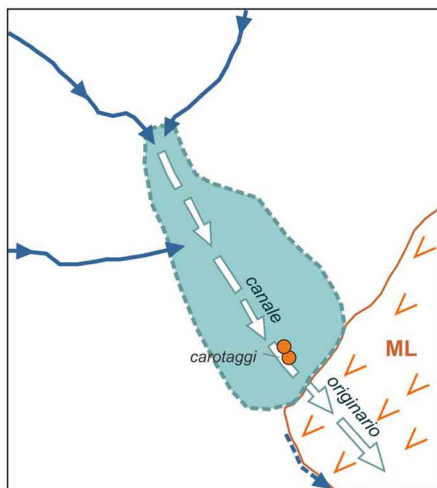
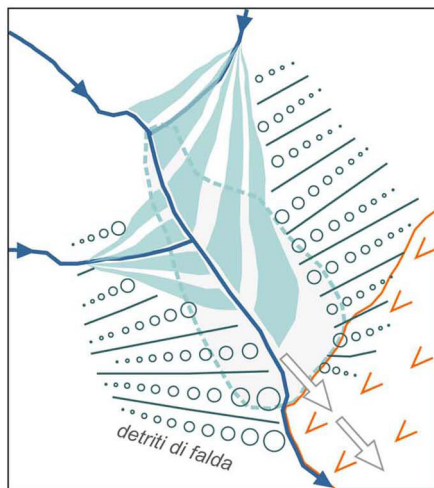


Fig. 11. Litostratigrafia dei sedimenti lacustri carotati nel secondo carotaggio (2017). Sono riportate le datazioni ottenute col metodo del radiocarbonio. Ubicazione dei carotaggi nelle Figg. 1 e 3.

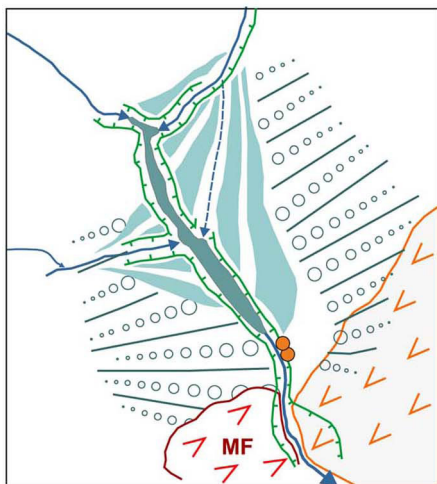
1^a fase: lago di sbarramento per frana



2^a fase: riempimento del lago



3^a fase: invaso artificiale del XIX secolo



Catasto Gregoriano (ridisegnato)

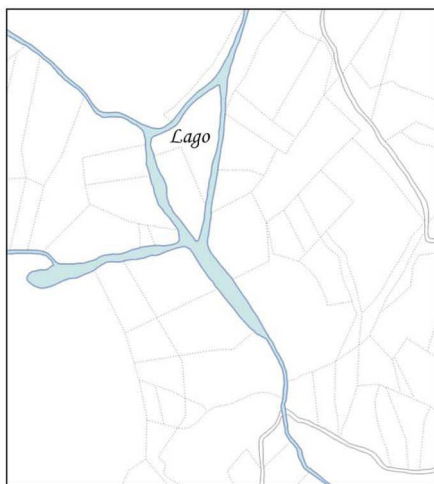


Fig. 12. Schema evolutivo della conca lacustre di Montelago: in evidenza il lago di sbarramento per frana e il successivo invaso artificiale rappresentato nelle mappe del Catasto Gregoriano del XIX secolo.

LAVORI CITATI

- ADAMS, J.E., 1981. *Earthquake-dammed lakes in New Zealand*. *Geology* 9, 215–219.
- BARTARYA, S.K., Sah, M.P., 1995. *Landslide-induced river bed uplift in the Tal valley of Garhawal Himalaya, India*. *Geomorphology* 12, 109–121.
- BLOESCH, J., 2004. *Sedimentation and Lake Sediment Formation*. In: O’SULLIVAN, P.E., REYNOLDS, C.S., *The Lakes Handbook*, Volume 1, Limnology and Limnetic Ecology. Blackwell, 197–229.
- BORGATTI, L., SOLDATI, M., 2010. *Landslides as a geomorphological proxy for climate change: a record from the Dolomites (northern Italy)*. *Geomorphology* 120, 56–64.
- BOVIS, M.J., 2006. *Failure*. In: Goudie, A.S., *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, New York, 360–361.
- BURBANK, D.W., 2002. *Rates of erosion and their implications for exhumation*. *Mineralogical Magazine* 66 (1), 25–352.
- CASAGLI, N., ERMINI, L., 1999. *Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine*. *Transactions-Japanese Geomorphological Union* 20, 219–249.
- CASAGLI, N., ERMINI, L., ROSATI, G., 2003. *Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: sampling and processing methods*. *Engineering Geology* 69, 83–397.
- CASTIGLIONI, G.B., GIRARDI, A., SAURO, U., TESSARI, F., 1979. *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 2, 64–382.
- CENTAMORE, E., JACOBACCI, A., MALFERRARI, N., MARTELLI, G., VALLETTA, M., 1975. *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000*, F. 291-Pergola. Servizio Geologico d’Italia, Stabilimento L. Salomone, Roma. http://www.isprambiente.gov.it/MEDIA/carg/291_PER-GOLA/Foglio.html.
- COHEN, A.S., 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, 500 pp.
- COLTORTI, M., DRAMIS, F., 1988. *The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of the Umbria-Marche Apennine (Central Italy)*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd., 71, 59–370.

- COLTORTI, M., DRAMIS, F., 1995. *The Chronology of Upper Pleistocene Stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes 6, 235–242.
- COLTORTI, M., DRAMIS, F., GENTILI, B., PAMBIANCHI, G., 1979. *Stratified slope deposits in the Umbria-Marche Apennine*. Proceedings 15th Meeting “Geomorphological Survey & Mapping”, Modena - 1979, 205–212.
- COSTA, J.E., SCHUSTER, R.L., 1988. *The formation and failure of natural dams*. Geological Society of America Bulletin 100, 1054–1068.
- CROZIER, M.J., 2011. *Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review*. Geomorphology 124, 260–267.
- CROZIER, M.J., PILLANS, B.J., 1991. *Geomorphic events and landform response in south-eastern Taranaki, New Zealand*. Catena 18, 471–487.
- DIGNANI, A., 2009. *Dal sistema aperto-integrato per il turismo sostenibile al «Parco Geomorfologico del Lago di Montelago» - La valorizzazione di un'unità di paesaggio come supporto per l'economia locale*. Ediz. ANeA srl, Cerreto D'Esi (AN), 63 pp. www.sunesambiente.it/wp-content/uploads/2009/.../prog_montelago.pdf.
- DORTCH, J.M., OWEN, L.A., HANEBERG, W.C., CAFFEE, M.W., DIETSCH, C., KAMP, U., 2009. *Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India*. Quaternary Science Reviews 28, 1037–1054.
- ERDTMAN, G., 1936. *New methods in pollen analysis*. Svenks Botanisk Tidskrift 30 (2), 154–164.
- ESPOSITO, E., PORFIDO, S., SIMONELLI, A.L., MASTROLORENZO, G., IACCARINO, G., 2000. *Landslides and other surface effects induced by the 1997 Umbria–Marche seismic sequence*. Engineering Geology 58, 353–376.
- Farabollini, P., Folchi Vici D'Arcevia, C., Gentili, B., Luzi, L., Pambianchi, G., Viglione, F., 1995. *La morfogenesi gravitativa nelle formazioni litoidi dell'Appennino centrale*. Memorie della Società Geologica Italiana 50, 123–136.
- FINSINGER, W., COLOMBAROLI, D., DE BEAULIEU, J.-L., VALSECCHI, V., VANNIÈRE, B., VESCOVI, E., CHAPRON, E., LOTTER, A.F., MAGNY, M., TINNER, W., 2010. *Early to mid-Holocene climate change at Lago dell'Accesa (central Italy): climate signal or anthropogenic bias?* Journal of Quaternary Science 25 (8), 1239–1247.
- GOEURY, C. 1992. *Gpal3, a program for pollen data management including displaying and correlation*. 8 th Int. Palynological Congress, Aix-en-Provence, September 6–12, 53.

- GUILLIEN, Y., 1964. *Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl. 5, 53–58.
- HALLIDAY, W.R., 2004. *Pseudokarst*. In: GUNN, J. (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy Dearborn-Taylor and Francis, New York, 1291–1301.
- HERMANN, R.L., FOLGUERA, A., GONZÁLES DIAZ, F.E., FAUQUE, L., 2006. *Landslide dams in the central Andes of Argentina – Showing the need of revising the established landslide dam classification*. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, Special Issue 1 (2006), 55–60.
- HEWITT, K., 2009. *Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat–Haramosh Massif, Upper Indus basin, northern Pakistan*. *Quaternary Science Reviews* 28, 1055–1069.
- HOWARD, A.D., 1998. *Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport*. In: TINKLER, K.J., WOHL, E.E. (Eds.), *Rivers over rock. Fluvial processes in bedrock channels*. Geophysical Monograph 107, American Geophysical Union, Washington, 297–319.
- KEEFER, D.K., 1994. *The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions*. *Geomorphology* 10, 265–284.
- KELSEY, H.M., 1988. *Formation of inner gorges*. *Catena* 15, 433–458.
- KORUP, O., 2002. *Recent research on landslide dams - A literature review with special attention to New Zealand*. *Progress in Physical Geography* 26 (2), 206–235.
- KORUP, O., 2005. *Distribution of landslides in southwest New Zealand*. *Landslides* 2, 43–51.
- KORUP, O., DENSMORE A.L., SCHLUNEGGER, F., 2010. *The role of landslides in mountain range evolution*. *Geomorphology* 120, 77–90.
- MAGNY, M., 2007. *Lake Level Studies/West-Central Europe*. In: *Elias, S.A.*, *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, 1389–1399.
- MALAMUD, B.D., TURCOTTE, D.L., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., 2004. *Landslides, earthquakes, and erosion*. *Earth and Planetary Science Letters* 229, 45–59.
- MASSOLI-NOVELLI, R., 2008. *Montelago: dov'è il lago?* *Sassoferrato Mia*, 2, 11–12. www.sassoferratomia.it/rivista%202008.pdf.

- MONTGOMERY, D.R., BUFFINGTON, J.M., 1997. *Channel-reach morphology in mountain drainage basins*. Geological Society of America Bulletin 109 (5), 596–611.
- NESCI, O., SAVELLI, D., 1986. *Cicli continentali tardo-quadernari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 9, 192–211.
- NESCI, O., SAVELLI, D., 1990. *Valley terraces in the Northern Marche Apennines (Central Italy): cyclic deposition and erosion*. Giornale di Geologia, serie 3a, 52 (1/2), 189–195.
- OUMET, W.B., WHIPPLE, K.X., ROYDEN, L.H., SUN, Z., CHEN, Z. 2007. *The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China)*. Geological Society of America Bulletin 119 (11/12), 1462–1476.
- OUMET, W.B., WHIPPLE, K.X., CROSBY, B.T., JOHNSON, J.P., SCHILDGEN, T.F., 2008. *Epigenetic gorges in fluvial landscapes*. Earth Surface Processes and Landforms 33, 1993–2009.
- PERRY, C., TAYLOR, K., 2007. *Environmental Sedimentology*. Blackwell, 441 pp.
- SAVELLI, D., NESCI, O., TROIANI, F., TEODORI, S., 2012. *Geomorphologic map of Montelago area (Marche Apennines, central Italy): Constrains for two relict lakes*. Journal of Maps 8, 113–119.
- SAVELLI, D., TROIANI, F., BRUGIAPAGLIA, E., CALDERONI, G., CAVITOLLO, P., DIGNANI, A., ORTU, E., TEODORI, S., VENERI, F., NESCI, O., 2013. *The landslide-dammed paleolake of Montelago (North Marche Apennines, Italy): geomorphological evolution and paleoenvironmental outlines*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 36, 267–287.
- SIDDIQUI, A., ROBERT, A., 2010. *Thresholds of erosion and sediment movement in bedrock channels*. Geomorphology 118, 301–313.
- SKLAR, L., DIETRICH, W.E., 1998. *River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply*. In: TINKLER, K.J., WOHL, E.E. (Eds.), *Rivers over rock. Fluvial processes in bedrock channels*. Geophysical Monograph 107, American Geophysical Union, Washington, 237–260.
- SOLDATI, M., CORSINI, A., PASUTO, A., 2004. *Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial*. Catena 55, 141–161.
- TRICART, J., CAILLEUX, A., 1967. *Le modelé des régions périglaciaires*. SEDES, Paris, 512 pp.
- WANG, Z., CUI, P., YU, G., ZHANG, K., 2010. *Stability of landslide dams and development of knickpoints*. Environmental Earth Sciences 65, 1067–1080.

Stampato nel mese di agosto 2020
presso il centro Stampa Digitale
del Consiglio regionale delle Marche

Editing
Mario Carassai

QUADERNI
DEL CONSIGLIO
REGIONALE
DELLE MARCHE

318



ANNO XXV - n. 318 Agosto 2020
Periodico mensile
reg. Trib. Ancona n. 18/96 del 28/5/1996
Spedizione in abb. post. 70%
Div. Corr. D.C.I. Ancona

ISSN 1721-5269
ISBN 978 88 3280 110 1

Direttore
Antonio Mastrovincenzo
Comitato di direzione
Renato Claudio Minardi, Piero Celani,
Mirco Carloni, Boris Rapa
Direttore Responsabile
Giancarlo Galeazzi
Redazione
Piazza Cavour, 23 - Ancona - Tel. 071 2298295