

L'IMPRONTA DEL "YOUNGER DRYAS" E DEGLI "HEINRICH EVENTS" NELL'EVOLUZIONE CLIMATICA E AMBIENTALE DELL'ITALIA CENTRALE

C. Giraudi

ENEA C.R. Casaccia, Roma

ABSTRACT - *The effect of the Younger Dryas and of Heinrich Events on the climatic and environmental evolution of Central Italy* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 9(2), 1996, 533-540 - Palaeoclimatic studies conducted in Central Italy on various sedimentary environments, have as their objective the identification of the palaeoclimatic changes contemporaneous with Heinrich Events, H1 (14,300 y B.P.) and H2 (21,000 y B.P.), and YD (ca. 11,000 y B.P.). Morphological and stratigraphical studies conducted in different Central Apennine sites, have identified the presence of lacustrine, eolian, alluvial, and stratified slope deposits, phases of pedogenesis, as well as evidence of discontinuous *permafrost*. The deposits taken into consideration are those which yielded a radiocarbon date between ca. 21,000 and 10,000 years ago. Correlation between sites and the dating of particular horizons was made possible by the presence of three tephra layers interposed within the various sediments that form the stratigraphical series. In correspondence with Heinrich Events and Younger Dryas, lake level oscillations, phases of fluvial and eolian activity (which allow an evaluation of the hydrological balance), stratified slope deposits (linked to arid phases, and also, in the Late Pleistocene, to intense gelifraction), solifluctions (indicators of cold-wet climates), traces of discontinuous *permafrost* at high elevations (which indicate that the annual mean temperature, at the moment of their formation, was around -1 - -2 °C), have been identified. From the data obtained, it is possible to state that climatic cooling and drying in Central Italy are contemporaneous with both Heinrich Events and the Younger Dryas. It has also been assumed the approximate value of the annual mean temperature difference compared to present-day values and the time when occurred H1 ($-6,7$ - $-7,7$ °C) and YD (-6 - -7 °C).

RIASSUNTO - *L'impronta del "Younger Dryas" e degli "Heinrich events" nell'evoluzione climatica e ambientale dell'Italia centrale* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 9(2), 1996, 533-540 - I risultati degli studi paleoclimatici condotti in Italia Centrale, sia sui massicci dell'Appennino Laziale-Abruzzese che in Piane Intermontane, sono stati analizzati al fine di stabilire se sono avvenute variazioni climatiche contemporaneamente agli "Heinrich events" H1 e H2 ed allo Younger Dryas (YD), databili a circa 21.000, 14.000 e 11.000 anni fa (date convenzionali ^{14}C). Gli studi morfologici e stratigrafici si riferiscono a sedimenti lacustri, eolici, alluvionali, di versante e di fasi di pedogenesi, ed hanno portato anche alla individuazione di tracce di *permafrost* discontinuo. Sono stati presi in considerazione quei depositi che, datati col metodo del ^{14}C , hanno fornito età vicina a circa 21.000, 14.000 e 11.000 anni B.P.; il complesso dei sedimenti studiati ha permesso di delineare l'evoluzione paleoambientale e mostrato che si sono verificate forti variazioni, legate al clima, in corrispondenza dello YD e, seppure meno marcate, anche in corrispondenza di H1 e H2. E' stato possibile stabilire che elementi comuni alle variazioni climatiche contemporanee agli "Heinrich events" e allo "Younger Dryas", sono rappresentati dal raffreddamento e dall'inaridimento del clima. E' stato possibile, per circa 14.000 e per 11.000 anni B.P., stabilire il valore approssimato della differenza di temperatura rispetto al giorno d'oggi. La temperatura media annua doveva essere inferiore a quella attuale di 6,6 - 7,6°C nel corso di H1, di 6 - 7°C nel corso di YD.

Parole chiave: Pleistocene superiore, paleoclima, *Heinrich events*, *Younger Dryas*, Italia Centrale
Key-words: Upper Pleistocene, palaeoclimate, Heinrich events, Younger Dryas, Central Italy

1. INTRODUZIONE

Gli "Heinrich events" sono stati individuati nei sedimenti marini dell'Atlantico settentrionale per la presenza di depositi arricchiti di carbonato detritico prodotti da massicci distacchi di *iceberg* dalla calotta Laurentide (Broecker, 1994; Bond, 1995).

Gli studi isotopici e paleontologici condotti sulle carote hanno evidenziato che in corrispondenza degli "Heinrich events", nell'Atlantico del Nord, vi era un raffreddamento dell'acqua superficiale, una bassa salinità superficiale ed un basso contenuto di foraminiferi, un incremento del detrito portato dagli *iceberg*. Anche durante lo "Younger Dryas" si sarebbero verificate condizioni analoghe. Gli "Heinrich events" e lo "Younger Dryas" (YD) sono stati correlati con brusche variazioni climatiche e riconosciuti anche nelle carote di ghiaccio prelevate in Groenlandia. Inizialmente vari autori ipotizzarono che le variazioni climatiche, a cui tali eventi

erano legati, fossero limitate o si fossero originate nell'Atlantico del Nord. Altri Autori hanno ipotizzato che le acque di fusione degli *iceberg* abbiano prodotto variazioni nel "conveyor belt" dell'Oceano Atlantico. Studi successivi hanno dimostrato che oscillazioni climatiche correlabili agli "Heinrich events" sono state registrate sia dai ghiacciai dell'emisfero meridionale (Lowell *et al.*, 1995), sia dai *loess* della Cina (Porter & Zhiseng, 1995), rendendo tali eventi di interesse globale.

Secondo i dati bibliografici gli ultimi *Heinrich events* sono avvenuti attorno a 21.000 anni fa (H2); attorno a 14.300 anni fa (H1), mentre YD è databile attorno a circa 10,5 - 11.000 anni (date ^{14}C non corrette).

L'alterazione delle correnti oceaniche potrebbe essere uno degli effetti indotti dai cambiamenti climatici globali che vengono ipotizzati per il prossimo futuro, e potrebbe portare, come nel passato, a veloci e drastiche variazioni climatiche in Europa.

Gli studi paleoclimatici condotti in Italia Centrale,

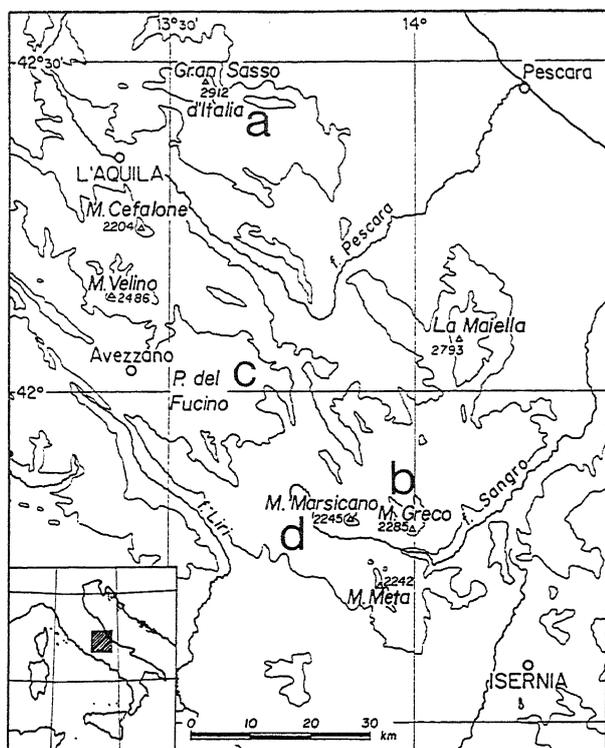


Fig. 1 - Ubicazione delle aree studiate. (a = Massiccio del Gran Sasso; b = Massiccio del M. Greco; c = Piana del Fucino; d = Parco Nazionale d'Abruzzo).

Location of the studied areas. (a = Gran Sasso Massif; b = Monte Greco Massif; c = Fucino Plain; d = Abruzzo National Park).

nell'ambito della Divisione Clima Globale dell'ENEA, hanno lo scopo di individuare l'impatto sull'ambiente delle variazioni climatiche contemporanee agli "Heinrich events" H1 e H2 e YD. L'effetto di tali variazioni è stato valutato sulla base di studi condotti su vari ambienti sedimentari.

Gli studi morfologici e stratigrafici condotti in diversi siti dell'Appennino Abruzzese, hanno evidenziato la presenza di sedimenti lacustri, eolici, alluvionali, di versante e di fasi di pedogenesi, ma anche testimonianze di *permafrost* discontinuo. Sono state presi in considerazione quei depositi che, datati col metodo del ^{14}C , hanno fornito età variabile tra circa 21.000 e 10.000 anni fa, ed è stata eseguita una ricostruzione del paleoclima dell'Italia Centrale in corrispondenza di periodi cronologicamente correlabili agli "Heinrich events" H2, H1 ed allo *Younger Dryas*.

La correlazione tra le diverse località e la datazione di alcuni orizzonti particolari è stata possibile grazie alla presenza di tre livelli vulcanici di caduta (*tephra*), intercalati a vari sedimenti che formano le serie stratigrafiche descritte.

2. DEFINIZIONE DEL QUADRO AMBIENTALE NEL CORSO DI H2, H1 E YOUNGER DRYAS

Il quadro ambientale, caratteristico delle montagne abruzzesi nel corso degli eventi in oggetto, viene fornito dallo studio di sezioni stratigrafiche e forme presenti sui

Massicci del Gran Sasso e Greco, nella Piana del Fucino e sui versanti adiacenti, nel Parco Nazionale d'Abruzzo (Fig. 1).

Gli studi condotti hanno permesso di riconoscere la presenza, attorno a 21.000, 14.000 e 11.000 anni fa di sedimenti (Fig. 2) relativi a laghi perenni ed effimeri, fasi di sedimentazione eolica, fasi di deposizione di detrito, soliflussi, fasi di trasporto solido in corsi d'acqua effimeri; inoltre sono state individuate fasi di pedogenesi e tracce di *permafrost* montano discontinuo.

I dati che verranno riportati di seguito rappresentano per lo più la sintesi di lavori già pubblicati ed in corso di stampa: per tale motivo non verranno descritte le sezioni stratigrafiche dalle quali i dati provengono, al contrario, si riferirà della presenza e dell'età dei sedimenti lacustri, detritici, ecc. nelle varie località.

2.1 Le oscillazioni del Lago del Fucino

Lo studio dettagliato dei sedimenti lacustri presenti nell'alveo del lago Fucino (bonificato nel 1875) è stato possibile grazie a studi di campagna in corso da molti anni (Giraudi, 1989), ma soprattutto allo scavo di trincee a scopo paleosismologico promosso dal Centro di Studio per la Geologia Tecnica del CNR ed al rilevamento delle serie messe in luce nel corso dell'esecuzione di scavi (lunghe decine di chilometri) per la messa in opera di condutture per acqua e gas (Galadini *et al.*, 1995a, b; in stampa; Giraudi, 1994; in stampa, a, b).

L'estensione degli affioramenti osservati ha permesso di ricostruire in dettaglio la serie sedimentaria lacustre olocenica e, con minore dettaglio, tardopleistocenica, di riconoscere fasi di erosione, suoli intercalati ai sedimenti lacustri, posizione relativa di sedimenti lacustri litoranei rispetto alla base dei versanti, interdigitazione tra depositi di versante e lacustri. Sono stati inoltre rinvenuti manufatti archeologici di età storica e preistorica sepolti da sedimenti lacustri; questi confermano quanto già indicato da insediamenti presenti nell'alveo del lago (Radmilli, 1981; Irti, 1989): quando il lago era basso le porzioni di alveo precedentemente sommerse venivano colonizzate dalle popolazioni rivierasche.

È stato perciò possibile individuare molte oscillazioni di livello lacustre (Fig. 2). In particolare va evidenziato che attorno a 21.000, e poco prima di 14.000 anni fa il lago iniziò a diminuire di livello, mentre poco meno di 11.000 anni fa si ridusse ad occupare la porzione centrale della Piana del Fucino. Le oscillazioni di livello del lago sono condizionate dalle variazioni del bilancio idrologico nel bacino di alimentazione, alti livelli indicano bilancio idrologico fortemente positivo, bassi livelli bilancio idrologico appena positivo.

2.2 Laghi effimeri

La presenza di sedimenti depositi in ambiente lacustre o in piccoli specchi d'acqua effimeri, che si formavano e sparivano a seconda delle variazioni delle condizioni climatiche o per lo scioglimento dei ghiacciai, è piuttosto comune negli altipiani e sulle montagne abruzzesi, ma la loro datazione è ancora parziale.

Datazioni su sedimenti depositi in laghetti effimeri

sono riportate in Frezzotti & Giraudi (1989) per il Piano di Aremogna (Massiccio del M. Greco) ed in Giraudi & Frezzotti (1995) per l'alta Valle Venaquaro (Massiccio del Gran Sasso).

Al Piano di Aremogna (circa 1450 m di quota) si sviluppò un lago effimero penecontemporaneo alla fase di espansione dell'ultimo massimo glaciale. Il lago si estinse per riformarsi a partire da circa 12.850 ± 200 anni ^{14}C B.P., si mantenne fino ad un periodo successivo alla caduta del *tephra* del Tufo Giallo Napoletano databile a 12.300 ± 300 anni B.P. (Alessio *et al.*, 1973) quindi si estinse prima dell'inizio dell'Olocene.

Nell'alta Valle Venaquaro (circa 1930 m di quota), un lago effimero cominciò a formarsi a partire da 11.760 ± 160 anni ^{14}C B.P. e si estinse poco dopo, a giudicare dal limitato spessore (poco meno di 50 cm) dei depositi.

Anche più a Sud, presso Alife, nella Valle del Volturno, Sevink & Paris (1989) segnalano sedimenti di un lago effimero che contengono la data 12.500 ± 100 anni ^{14}C B.P. ed il *tephra* del Tufo Giallo Napoletano.

La presenza di laghi effimeri indica, se non sono avvenute modifiche al contorno, bilanci idrologici positivi nel bacini di alimentazione, la loro scomparsa è determinata da bilanci idrologici negativi.

2.3 Fasi eoliche

Nelle aree in studio sono conosciute varie fasi eoliche avvenute nel corso degli ultimi 30.000 anni (Frezzotti & Giraudi, 1990a, b; Giraudi, 1995). Di queste, una ha rimaneggiato sedimenti, più recenti di 12.300 ± 300 anni B.P., dello scomparso lago effimero del Piano di Aremogna (vedasi paragrafo precedente); la fase eolica è precedente allo sviluppo di un andosuolo. Secondo Frezzotti & Narcisi (1989) gli andosuoli presenti nell'Appennino Abruzzese si sarebbero sviluppati nella prima parte dell'Olocene sul *tephra*, o su sedimenti derivanti da rimaneggiamento, del Tufo Giallo Napoletano. La fase eolica, quindi deve risalire alle ultime fasi del Tardiglaciale.

Lo sviluppo di tale fase eolica, reso possibile dalla mancanza di copertura vegetale e di suoli, indica aridità.

2.4 Fasi di deposizione di detrito stratificato

Fasi di deposizione di detrito stratificato sono state datate sia al Piano di Aremogna che ai margini della Piana del Fucino (Frezzotti & Giraudi, 1989; Giraudi, 1995) che presso Rieti (Lorenzoni *et al.*, 1992); nuove date sono state ottenute sul Massiccio del Gran Sasso.

Presso Castel del Monte (Gran Sasso) un suolo coperto da detrito stratificato ha fornito un'età ^{14}C di 21.830 ± 150 anni B.P. (BO 240).

A Poggio Bustone, presso Rieti, è stata evidenziata la presenza di un detrito stratificato: la matrice fine di questo è stata datata a 19.800 ± 1650 anni B.P.

In base a quanto osservato ai margini della Piana del Fucino, nella zona apicale dei conetti detritici la deposizione sembra essere stata continua nel periodo esaminato, mentre nelle aree marginali la sedimentazione di detrito è stata più volte interrotta, indicando una diminuzione dell'attività di distacco di detrito dai versanti.

Nella stessa località, i detriti depositi nel corso di una prima fase contengono, nella parte bassa, un *tephra* datato a circa 19.100 ± 650 anni B.P. La loro sedimentazione nella porzione marginale dei conoidi termina prima della deposizione di ghiaie lacustri databili a circa $17.000-16.000$ anni B.P. Nella stessa località, una nuova fase di deposizione di detrito inizia poco prima della messa in posto del *tephra* dell'eruzione etnea di Biancavilla Montalto segnalato da Narcisi (1993) e datato a 14.170 ± 260 da Kieffer (1979) e De Rita *et al.* (1991).

Una ulteriore fase di deposizione di detrito stratificato inizia poco prima di 10.730 ± 100 anni B.P. ai margini della Piana del Fucino, e successivamente alla caduta del *tephra* del Tufo Giallo Napoletano (12.300 ± 300 anni B.P.) al Piano di Aremogna.

Le fasi di deposizione di detrito stratificato indicano che i versanti che producevano i clasti erano soggetti a crioclastismo, non erano coperti da suoli: come indicato da Dramis (1983), i detriti stratificati testimoniano la presenza di un ambiente freddo.

2.5 Soliflussi

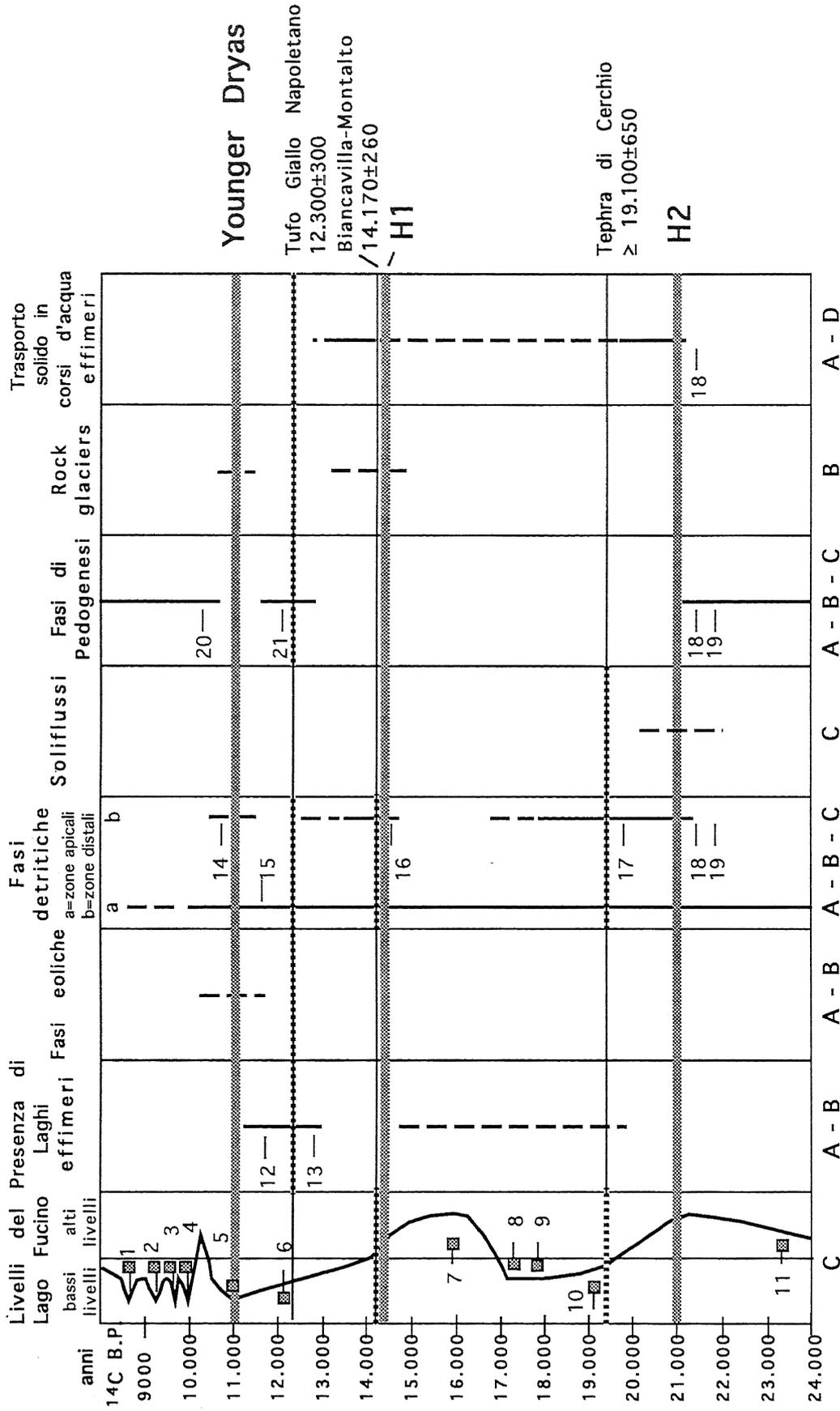
Ai margini della Piana del Fucino, tra i detriti stratificati sono stati individuate strutture attribuibili a soliflussi (Giraudi, 1995) a quote di circa 900 m. Stratigraficamente, i livelli interessati da soliflussi sono di poco sottostanti (Fig. 3) ad un livello di *tephra* uguale, dal punto di vista mineralogico, a quello rinvenuto tra i sedimenti lacustri e databile a circa 19.100 ± 650 anni B.P. I soliflussi sarebbero perciò precedenti la messa in posto del *tephra*. La formazione di soliflussi indicherebbe un deterioramento climatico. Inoltre è stato evidenziato (Matthews *et al.*, 1993), che le fasi di soliflusso sono spesso correlabili con le fasi di espansione dei ghiacciai: i soliflussi presenti sui versanti che circondano la Piana del Fucino potrebbero quindi essere contemporanei con la massima espansione dei ghiacciai appenninici.

2.6 Fasi di pedogenesi

Alcuni suoli intercalati nelle serie sedimentarie studiate evidenziano che nel corso del periodo preso in considerazione, si svilupparono alcune fasi di pedogenesi. Sul Massiccio del Gran Sasso, nella porzione orientale di Campo Imperatore e presso Castel del Monte erano presenti suoli che vennero coperti da sedimenti detritici e fluviali rispettivamente a 21.450 ± 250 (BO 254) e 21.830 ± 150 anni B.P. (BO 240). Ancora a Campo Imperatore, un suolo sviluppatosi nel corso del Tardiglaciale ha indicato un'età di 12.100 ± 100 anni B.P.

Anche ai margini della Piana del Fucino, un suolo si è sviluppato tra il detrito tardiglaciale, in un momento precedente la data di 10.730 ± 100 anni B.P. Ancora al Fucino, un suolo coperto da sedimenti lacustri è stato datato a 10.400 ± 400 anni B.P. Inoltre all'inizio dell'Olocene è cominciato lo sviluppo di andosuoli formati, secondo Frezzotti & Narcisi (1989), a spese del Tufo Giallo Napoletano (12.300 ± 300 anni B.P.) o dei sedimenti derivanti dal suo rimaneggiamento, anche eolico.

Lo sviluppo di suoli indica la presenza di copertura vegetale e, in generale, di periodi non aridi.



datazioni : ¹⁴C convenzionali B.P.

- 1= 8660±100; 2= 9260±100; 3= 9730±140; 4= 9950±140; 5= 10.990±120; 6= 12.100±50; 7= 15.960±160; 8= 17.380±160;
- 9= 17.940±170; 10= 19.100±650; 11= 23.420±280; 12= 11.760±160; 13= 12.850±200; 14= 10.730±100; 15= 11.640±70;
- 16= 14.580±800; 17= 19.800±1650; 18= 21.450±250; 19= 2 1.830±150; 20= 10.400±140; 21= 12.100±100;

A= Massiccio del Gran Sasso; B= Massiccio del M. Greco; C= Piana del Fucino e versanti adiacenti; D= Parco Nazionale d'Abruzzo

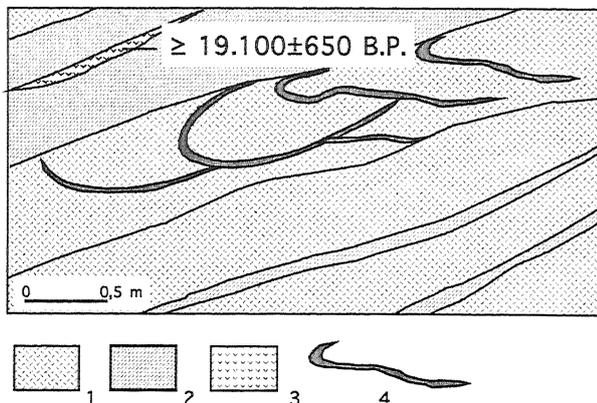


Fig. 3 - Schema dell'affioramento di detrito interessato da fenomeni di soliflusso, presso Gioia dei Marsi, bacino del Fucino. Legenda: 1 = detrito a supporto di matrice e parzialmente "open work"; 2 = detrito a supporto di abbondante matrice; 3 = tephra; 4 = lobi di soliflusso resi evidenti da sottili livelli di detrito in abbondante supporto di matrice.

Solifluction between stratified slope deposits near Gioia dei Marsi, Fucino basin. Legend: 1 = matrix-supported and partially "open work" debris; 2 = matrix-supported debris; 3 = tephra; 4 = solifluction lobes shown by thin layers of matrix-supported debris.

2.7 Rockglacier

La presenza di *rockglacier* in Appennino, attualmente inattivi, è già stata segnalata da qualche anno; sul Gran Sasso (Ghisetti & Vezzani, 1990; Dramis & Kotarba, 1994; Giraudi, 1994; Jaurand, 1994), sul Velino e sulla Maiella (Dramis & Kotarba, 1994). L'età degli accumuli di *rockglacier* è stata generalmente attribuita al Tardiglaciale, in quanto tali accumuli si trovano alle spalle delle morene dell'ultimo massimo glaciale del Pleistocene superiore. Damiani & Pannuzi (1993) segnalano in via preliminare la presenza di *rockglacier* sul Monte Greco senza fornire indicazioni cronologiche, tuttavia li segnalano alle spalle di varie morene stadiali delle fasi di ritiro dell'ultimo massimo glaciale.

Per ottenere un migliore inquadramento cronologico sono stati eseguiti sondaggi a mano su quattro accumuli di *rockglacier* presenti sul massiccio del M. Greco (Fig. 4). Su due di questi non sono stati rinvenuti elementi utili per la datazione, mentre per altri due si sono ottenuti elementi indicativi: si tratta dei *rockglacier* A e B di Figura 4. Quello indicato con A si è sviluppato, alla quota di circa 1940 m posteriormente all'incisione di una vallecchia, successiva alla formazione del penultimo, se non dell'ultimo dei quattro fronti morenici stadiali del M. Serra Rocca Chiarano. Secondo l'ipotesi di Damiani & Pannuzi (1993), la più recente delle suddette morene dovrebbe risalire alla porzione iniziale del Tardiglaciale.

Fig. 2 - Schema riassuntivo dei dati utilizzati per la valutazione dell'impatto degli Heinrich Events e del Younger Dryas in Italia Centrale.

Synoptic scheme of data used to detect the effect of Younger Dryas and Heinrich Events on the climatic and environmental evolutions of Central Italy.

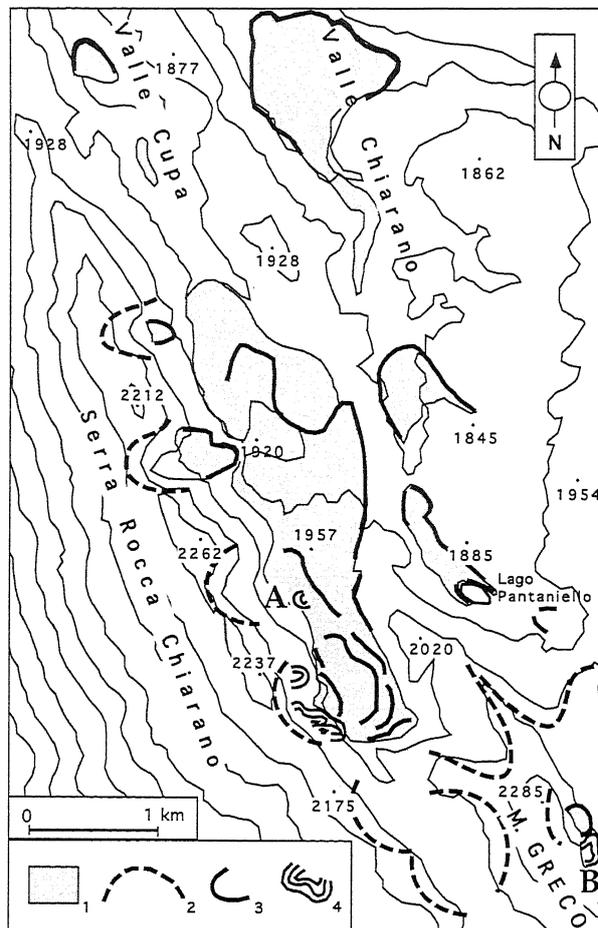


Fig. 4 - Carta schematica delle principali tracce glaciali tardo-pleistoceniche e dei *rockglacier* presenti sui Monti Serra Rocca Chiarano e M. Greco (Massiccio del M. Greco). Legenda: 1 - Morene dell'Ultimo Massimo Glaciale e delle sue fasi di ritiro; 2 - Circhi glaciali; 3 - cordoni morenici frontali e laterali; 4 - *rockglacier* inattivi.

Geological sketch map showing late-Pleistocene glacial remains and rockglaciers on the mounts Serra Rocca Chiarano and Greco (M. Greco Massif). Legend: 1 - moraine of the last glacial maximum and of its retreat phases; 2 - glacial cirque; 3 - morainic loop; 4 - fossil rockglacier.

Il *rockglacier* è piuttosto piccolo, si è formato a spese dei materiali morenici ed ha esposizione sud-occidentale. Nelle depressioni presenti sui materiali che lo formano è stato rinvenuto, coperto da sedimenti colluviali, un andosuolo. Come evidenziato in precedenza, l'andosuolo si sarebbe sviluppato sul tephra del Tufo Giallo Napoletano: il suddetto *rockglacier* si sarebbe sviluppato quindi nelle fasi iniziali del Tardiglaciale, se si assume come valida l'ipotesi di inquadramento cronologico delle morene stadiali, in un momento precedente alla caduta del tephra (quindi prima di 12.300 ± 300 anni B.P.).

Il *rockglacier* indicato con B, si trova ad Est della cima del M. Greco, ad una quota di circa 2100 m. Esso si è formato a spese di materiale detritico, posteriormente alla deposizione della più recente morena del M. Greco, sulla quale appoggia parzialmente. La sua esposizione è verso ENE, ed è posto a ridosso della ripida

parete che limita la cima del M. Greco, quindi in posizione prevalentemente in ombra. Sondaggi effettuati in depressioni presenti sul corpo del *rockglacier*, profonde fino a circa 2 m, hanno mostrato la presenza di colluvi, ma non hanno evidenziato la presenza dell'andosuolo e di depositi vulcanici attribuibili al *tephra* del Tufo Giallo Napoletano; suolo e *tephra* sono osservabili invece nella stessa zona anche a quote poco inferiori. Il *rockglacier* B deve essersi sviluppato dopo la caduta del suddetto *tephra*, quindi in un momento successivo a 12.300 ± 300 anni B.P.

Attualmente, sulle Alpi, la presenza dei *rockglacier* implica secondo Fisch *et al.* (1977), Barsch (1978), Belloni *et al.* (1988), Carton *et al.* (1988), la presenza di *permafrost* montano discontinuo e la temperatura media annua di $-1 \div -2^\circ\text{C}$; assumendo che tali temperature siano attendibili anche per il passato negli Appennini, se ne potrebbe dedurre che al momento dello sviluppo dei *rockglaciers* del M. Greco la temperatura media annua doveva essere compresa tra -1 e -2°C . Per tale motivo, anche se non ci sono elementi cronologici per definire l'età minima del *rockglacier* B, si ritiene di dovere escludere che esso si sia sviluppato nell'Olocene: il suo sviluppo sarebbe avvenuto nel corso delle ultime fasi del Tardiglaciale.

In base ai dati climatici riportati in Boni *et al.* (1986), al Monte Greco la temperatura media annuale attuale alla quota del *rockglacier* A (1940 m) può essere calcolata attorno a $5,6^\circ\text{C}$: la differenza di temperatura tra il momento del Tardiglaciale nel corso del quale si è sviluppato tale *rockglacier* e l'attuale sarebbe valutabile, all'incirca, attorno a $6,6 \div 7,6^\circ\text{C}$.

Alla quota del *rockglacier* B la temperatura media annuale può essere calcolata attorno a 5°C : la differenza di temperatura tra il momento dello sviluppo del *rockglacier* e l'attuale sarebbe valutabile all'incirca, attorno a $6-7^\circ\text{C}$.

2.8 Fasi di trasporto solido in corsi d'acqua effimeri

Molte valli presenti nell'area esaminata, costituita prevalentemente da rocce carbonatiche, sono caratterizzate dall'assenza di acque di scorrimento superficiale. Lo studio di alcuni depositi fluviali ha mostrato che nel passato, nelle stesse valli, i corsi d'acqua sono stati attivi ed hanno dato luogo alla sedimentazione di depositi alluvionali di fondovalle. Nella porzione orientale di Campo Imperatore, una fase di forte trasporto solido ha prodotto la sedimentazione di depositi fluviali: questi, attorno a 21.450 ± 250 anni B.P., hanno coperto un suolo che si stava sviluppando sul fondovalle.

Presso Pescasseroli, nella valle che scende da M. Ceraso e Monte delle Vitelle, un deposito alluvionale, copre sedimenti fluvio-glaciali legati alle fasi di ritiro dei ghiacciai dell'ultimo massimo glaciale. Il deposito alluvionale è coperto, a sua volta, da un andosuolo, derivato, come indicato in precedenza, dalla pedogenesi di tuffi legate all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. I sedimenti alluvionali appaiono quindi databili ad un momento del Tardiglaciale più antico di 12.300 ± 300 anni B.P.

Lo scorrimento di acqua, sul fondo di valli scavate in rocce carbonatiche e soggette a drenaggio carsico, potrebbe essere dovuta a precipitazioni tanto intense da

produrre una quantità di acqua superficiale così grande da non poter essere completamente assorbita per carsismo. Il trasporto solido nei corsi d'acqua, oltre a sostenere l'ipotesi precedente, sembra testimoniare una scarsità di copertura vegetale e/o fasi di forte erosione dei versanti.

3. DISCUSSIONE

I dati esposti in precedenza contribuiscono a definire la situazione ambientale nell'area abruzzese nei periodi corrispondenti agli *Heinrich events* ed al *Younger Dryas*. In particolare è possibile osservare quanto segue.

— L'evento H2 si verificò a circa 21.000 anni B.P. Nelle aree esaminate, attorno a tale età, si sono registrate variazioni ambientali in diversi ambiti: il livello del lago del Fucino iniziò a diminuire, si svilupparono processi di soliflusso, cessò lo sviluppo di alcuni suoli, iniziò o si intensificò la deposizione di detriti stratificati, iniziò una fase di trasporto solido nei corsi d'acqua effimeri. Occorre ricordare che l'evento H2 si verificò nel corso dell'e-spansione glaciale che diede luogo allo sviluppo dei ghiacciai sul massiccio del Velino presente nell'area in studio (Frezzotti & Giraudi, 1992). Si cita il massiccio del Velino in quanto è l'unico, in Italia Centrale, per il quale esista un inquadramento cronologico delle fasi di sviluppo dell'ultimo massimo glaciale basato su datazioni radiometriche. Le variazioni ambientali registrate nell'ambito di un ambiente molto freddo, sembrano dovute, in generale, ad un inaridimento del clima.

— L'evento H1 si verificò a circa 14.300 anni B.P. Nelle aree studiate, attorno a tale età si sono registrate variazioni ambientali in diversi ambiti: il livello del lago del Fucino diminuì, iniziò o si intensificò la deposizione di detrito stratificato, si sviluppò *permafrost* discontinuo.

Le variazioni ambientali registrate indicano cambiamenti climatici in senso molto freddo e arido.

— Lo *Younger Dryas* si verificò attorno a 11.000-10.500 anni B.P. Nelle aree studiate, attorno a tale età, sono avvenute variazioni ambientali in diversi ambiti: il livello del lago del Fucino diminuì fortemente, scomparvero alcuni laghi effimeri, si verificarono fasi di deflazione eolica di sedimenti dei laghi essiccati, iniziò o si intensificò la deposizione di detrito stratificato, cessò lo sviluppo di alcuni suoli, si formò *permafrost* discontinuo. Le variazioni ambientali registrate indicano cambiamenti climatici in senso molto freddo e molto arido.

In coincidenza con gli eventi H2, H1 e YD del Nord Atlantico, nell'Appennino Centrale si sono verificate variazioni climatiche intense: la più evidente conseguenza di tali variazioni è rappresentata dall'inaridimento. Inoltre per gli eventi H1 e YD si hanno testimonianze di forti abbassamenti della temperatura. La temperatura media annua, al Monte Greco, poteva essere rispettivamente $6,6-7,6^\circ\text{C}$ e $6-7^\circ\text{C}$ inferiore all'attuale.

La traccia di cambiamenti climatici contemporanei agli stessi eventi è stata rinvenuta anche da Huntley *et al.* (1996) al Lago di Monticchio (Basilicata), in un diverso ambiente ed utilizzando metodologie del tutto differenti da quelle applicate nel presente lavoro.

Anche in ambiente mediterraneo quindi, l'impatto

degli *Heinrich events* e dello *Younger Dryas* sembra essere stato sensibile.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia l'ex Azienda di Stato per le Foreste Demaniali di Castel di Sangro e l'Ente Parco Nazionale d'Abruzzo per le autorizzazioni ad effettuare sopralluoghi e ricerche nelle aree protette. Si ringraziano i colleghi M. Frezzotti, F. Galadini, P. Galli, P. Messina e M. D'Orefice coi quali sono stati condotti lavori di campagna o i lavori originari dai quali sono stati tratti i presenti dati. Si ringraziano inoltre A. Salomoni e collaboratori del Laboratorio ^{14}C dell'ENEA di Bologna Montecuccolino per le datazioni effettuate.

AUTORI CITATI

- Alessio M., Bella F., Improta S., Cortesi C. & Turi B., 1973 - *University of Rome carbon-14 dates XII*. Radiocarbon, **15**, 165-178.
- Barsch D., 1978 - *Active rockglaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps*. Permafrost 3rd Int. Conf., Proc., **1**, 348-353, Canada Natl. Res. Council, Ottawa.
- Belloni S., Pelfini M. & Smiraglia C., 1988 - *Morphological features of the active rockglaciers in the Italian Alps and climatic correlations*. Permafrost 5th Int. Conf. Proc., **1**, 678-682, Trondheim.
- Bond C., 1995 - *Climate and the conveyor*. Nature, **377**, 383-384.
- Boni C., Bono P. & Capelli G., 1986 - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 991-1012.
- Broecker W., 1994 - *Massive iceberg discharge as triggers for global climate change*. Nature, **372**, 421-424.
- Carton A., Dramis F. & Smiraglia C., 1988 - *A first approach to the systematic study of the rockglaciers in the Italian Alps*. Permafrost 5th Int. Conf. Proc., **1**, 712-717, Trondheim.
- Damiani A.V. & Pannuzi L., 1993 - *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino Laziale-Abruzzese. Nota VI: i ghiacciai del Gruppo del M. Greco e considerazioni di tettonica recente*. Boll. Serv. Geol. d'It., **110**, 111-158.
- De Rita D., Frazzetta G. and Romano R., 1991 - *The Biancavilla- Montalto ignimbrite (Etna, Sicily)*. Bull. Volcanol., **53**, 121-131.
- Dramis F., 1983 - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati*. Geogr. Fis. Din. Quat., **6**(2), 180-182.
- Dramis F. & Kotarba A., 1994 - *Geomorphological evidence of high mountain permafrost in the Central Apennines*. Geogr. Fis. Din. Quat., **17**, 29-36.
- Fisch W. Sen., Fisch W., Jr. & Haeberly W., 1977 - *Electrical DC resistivity sounding with long profiles on rockglaciers and moraines in the Alps of Switzerland*. Zeitschr Gletscherkunde u. Glazialgeologie, **13**(1-2), 239-260.
- Frezzotti M. & Giraudi C., 1989 - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso - Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 5-19.
- Frezzotti M. & Giraudi C., 1990a - *Sedimenti eolici tardiglaciali ed olocenici nell'Appennino Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 883-886.
- Frezzotti M. & Giraudi C., 1990b - *Late glacial and Holocene eolian deposits and geomorphological features near Roccaraso (Abruzzo - Central Italy)*. Quat. Intern., **5**, 89-95.
- Frezzotti M. & Giraudi C., 1992 - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino - Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**(1), 33-50.
- Frezzotti M. & Narcisi B., 1989 - *Identificazione di un andosuolo, possibile livello guida per la cronostratigrafia olocenica dell'Appennino Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 351-358.
- Galadini F., Galli P., Giraudi C. & Molin D., 1995a - *Il terremoto del 1915 ed i terremoti del passato nella Piana del Fucino*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 635-663.
- Galadini F., Galli P., Giraudi C. & Molin D., 1995b - *The 1915 Marsica earthquake. Seismicity and paleoseismicity of the Fucino Plain. A preliminary note*. Bull. INQUA Neotectonics Comm., **18**, 7-10.
- Galadini F., Galli P. & Giraudi C., in stampa - *Paleosismologia dell'area Fucense*. In: *Il terremoto di Avezzano del 13 Gennaio 1915* (S. Castenetto & F. Galadini, Eds.), Servizio Sismico Nazionale, Roma.
- Giraudi C., 1989 - *Lake level and climate for the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo - Central Italy): a review*. Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., spec. issue, *The phanerozoic record of lacustrine basin*, **70**(1-3), 249-260, Elsevier, Amsterdam.
- Giraudi C., 1994 - *Origine ed evoluzione geologica recente del Bacino del Fucino*. In: *"Sulle rive della memoria - Il lago Fucino ed il suo emissario"*. CARSA Edizioni, Pescara.
- Giraudi C., 1995 - *I detriti di versante ai margini della Piana del Fucino (Italia Centrale): significato paleoclimatico ed impatto antropico*. Il Quaternario It. J. Quat. Sci., **8**(1), 203-210.
- Giraudi C., in stampa (a) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed Olocenica della Piana del Fucino e dei versanti adiacenti: analisi di nuovi dati stratigrafici e radiometrici e ricostruzione delle variazioni ambientali*. In: *Il terremoto di Avezzano del 13 Gennaio 1915*. (S. Castenetto & F. Galadini, Eds.), Servizio Sismico Nazionale, Roma.
- Giraudi C., in stampa (b) - *Late Pleistocene and Holocene lake level variations in Fucino Lake (Abruzzo - Central Italy) inferred from geological, archaeological and historical data*. ESF Workshop "Palaeo-hydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times", Palaeoklimatforsch., Gustav Fisher Verlag Ed.
- Giraudi C. & Frezzotti M., 1995 - *Palaeoseismicity in the Gran Sasso Massif (Abruzzo, Central Italy)*. Quat. Intern., **25**, 81-93.
- Ghisetti F. & Vezzani L., 1990 - *Carta Geologica del Gran Sasso d'Italia (da Vado di Corno al Passo delle Capannelle)*. Cartografia S.EL.CA., Firenze.

- Huntley B., Allen J. & Watts B., 1996 - *Glacial, Late-glacial and Holocene environment and vegetation at Lago Grande di Monticchio (Southern Italy)*. AIQUA-MTSN Conference *Late-glacial and early Holocene Climatic and environmental changes in Italy*, Trento (Italy), 7-9 February 1996, Conference Abstracts, 104-107.
- Irti U., 1989 - *Gli insediamenti all'aperto del neolitico e dell'età dei metalli*. Atti, Convegno di Archeologia: *Il Fucino e le aree limitrofe nell'antichità*, 76-109, Avezzano, 1991.
- Jaurand E., 1994 - *Les heritages glaciaire de l'Apennin*. Thèse pour le Doctorat dès Lettres de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 600 pp.
- Kieffer G., 1979 - *L'activité de l'Etna pendant les dernières 20.000 ans*. C.R. Acad. Sci. Paris, **277D**, 2321-2324.
- Lorenzoni P., Raglione M., Brunamonte F., Michetti A.M. & Pennacchioni M., 1992 - *Stratigrafia dei depositi di versante tardo-quadernari del Bacino di Rieti: la sezione de "La Casetta"*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1992/1, 145-153.
- Lowell T.V., Heusser C.J., Andersen B.G., Moreno P.I., Hauser A., Heusser L.E., Schluchter C., Marchant D.R. & Denton G.H., 1995 - *Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events*. Science, **269**, 1541-1549.
- Matthews J.A., Ballantyne C.K., Harris C. & McCarroll D., 1993 - *Solifluction and climatic variation in the Holocene: discussion and synthesis*. ESF Project Special Issue on "European Palaeoclimate and Man", 6, Palaoklimaforsch, **11**, 339-361, Gustav Fisher Verlag Ed.
- Narcisi B., 1993 - *Segnalazione di un livello piroclastico di provenienza etnea nell'area del Fucino (Italia Centrale)*. Il Quaternario, **6**(1), 87-92.
- Porter S.C. & Zhisheng A., 1995 - *Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation*. Nature, **375**, 305-308.
- Radmilli A.M., 1981 - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'Eta' del Bronzo*. II Ed., 464 pp., Giardino Editore, Pisa.
- Sevink J. & Paris S., 1989 - *Late Würmian to early Holocene lake deposits and pyroclastics in the Middle Volturno Basin (Caserta Province, Italy)*. Il Quaternario, **2**(2), 119-123.

Ms. ricevuto: 19 aprile 1996
Inviato all'A. per la revisione: 18 settembre 1996
Testo definitivo ricevuto: 10 ottobre 1996

Ms received: April 19, 1996
Sent to the A. for a revision: Sept. 18, 1996
Final text received: Oct. 10, 1996