

NUOVI DATI SULL'EVOLUZIONE TARDO-PLEISTOCENICA ED OLOCENICA DI CAMPO FELICE (L'AQUILA - ABRUZZO)

C. Giraudi

ENEA, CR Casaccia, C.P. 2400, 00100 ROMA A.D.

RIASSUNTO - Lo studio dei sedimenti tardo-pleistocenici e olocenici presenti nella porzione orientale di Campo Felice ha permesso di riconoscere l'evoluzione ambientale dell'area nel corso degli ultimi 30.000 anni circa. L'influenza delle variazioni paleoclimatiche sull'evoluzione geologica è indicata dalla presenza di sedimenti glaciali, fluvioglaciali e da forme e depositi lacustri. La presenza nell'area di inghiottitoi carsici ad attività intermittente rende più difficile l'interpretazione di oscillazioni del livello lacustre databili al periodo compreso tra 15.290±50/15.270±50 anni BP e 7760±50 anni BP.

Le oscillazioni di livello che hanno modellato i primi due terrazzi di detto periodo sembrano ancora dovute a variazioni climatiche. In seguito, l'attività degli inghiottitoi produsse una diminuzione brusca del livello del lago e la sua drastica riduzione. Un piccolo lago sopravvisse in una porzione limitata dell'area che non drenava verso gli inghiottitoi. La riduzione del lago ebbe luogo prima di circa 7760±50 anni BP. Anche nel piccolo lago residuo si verificarono oscillazioni di livello, indicate da forme e da depositi litorali e da superfici di erosione: due di queste superfici indicano fasi di scomparsa del lago, avvenute nel periodo compreso tra 7760±50 anni BP e 3480±70/3680±90 anni BP. Le fasi di scomparsa e ricomparsa del lago furono dovute all'antagonismo di due diversi processi, cioè all'aprirsi di un drenaggio verso gli inghiottitoi ed alla sua chiusura ad opera di depositi di conoide alluvionale. Tale antagonismo fu però condizionato dall'alternanza di fasi aride ed umide.

ABSTRACT - New data on the Late-Pleistocene and Holocene evolution of eastern Campo Felice (Abruzzo - Central Italy) - *The studies of the Late Pleistocene and Holocene sediments forming the eastern portion of Campo Felice has allowed for the recognition of the environmental evolution of the area during the last 30,000 years ca.*

The influence of the palaeoclimatic variations on the geological evolution can be inferred from glacial and fluvioglacial sediments and from lacustrine features and deposits. The development of ponors in the southern margins of the area makes the interpretation of the significance of the lake level oscillations dated to the period between 15,290±50/15,270±50 years BP and 7760±50 years BP more difficult.

The oscillations of lake level that have produced the terraces at 1536 and 1530-31 m, still seem mainly due to the climatic variations.

Later on, the ponors became more active and caused an abrupt lowering of the lake level and a strong lake reduction. A small residual lake was preserved in a limited portion of the former lake bed not draining towards the ponors. The reduction of the lake occurred before 7760±50 years BP.

Also in the small and shallow lake, level oscillations had taken place, indicated by some shoreline remnants and erosional surfaces: from two of these surfaces one can infer phases of disappearance of the lake, dated to the period included between 7760±50 years BP and 3480±70/3680±90 years BP. The phases of disappearance and reappearance of the lake were due to the antagonism of two processes, namely the development of an outflow directed towards the ponors and to its damming by means of the alluvial fan sediments. The antagonism was produced by alternating phases of dry and wet climate.

Parole chiave: Pleistocene Superiore-Olocene, sedimenti glaciali, alluvionali, lacustri, Campo Felice, Abruzzo.

Key words: Upper Pleistocene-Holocene, glacial, alluvial, lacustrine sediments, Campo Felice, Abruzzo-Central Italy.

1. INTRODUZIONE

La Piana di Campo Felice occupa l'interno di una conca tettonica a drenaggio endoreico posta nella porzione settentrionale del Gruppo montuoso del M. Velino. Il suo fondo, costituito da sedimenti glaciali, alluvionali, lacustri, è compreso tra le quote di 1524 e circa 1650 m.

Studi sull'area di Campo Felice sono stati condotti da vari Autori ma erano finalizzati maggiormente alla conoscenza delle rocce del substrato (Servizio Geologico d'Italia, 1934; Bosi & Manfredini, 1967) o relativi ad aree ristrette o centrate su argomenti particolari (Cassoli *et al.*, 1986; Jaurand, 1994; Giraudi, 1995). Solo recentemente (Giraudi, 1998a) è stata esaminata con un certo dettaglio la morfologia e la stratigrafia dei sedimenti quaternari presenti a Campo Felice e nel suo bacino di alimentazione. Per quel che riguarda i sedimenti tardo-pleistocenici ed olocenici

sono stati segnalati forme e depositi lacustri, glaciali, periglaciali e varie generazioni di conoidi.

Nel presente lavoro vengono riportati i risultati di uno studio di maggiore dettaglio condotto sulla porzione orientale di Campo Felice, basato sull'esame di una serie di sezioni artificiali, alcune lunghe molte decine di metri, osservate nei pressi degli impianti scistici, nonché su serie di sondaggi, profondi fino a 4 m, eseguiti con una trivella a mano.

2. MORFOLOGIA E IDROGRAFIA DELL'AREA

La porzione orientale della Piana di Campo Felice (Fig. 1) è costituita per lo più da una zona pianeggiante, formata da sedimenti di conoide alluvionale e lacustri, che inclina dell'1-2% prevalentemente verso Est e Sud Est, limitata a Nord e a Sud dai versanti montuosi costituiti da rocce carbonatiche meso-ceno-

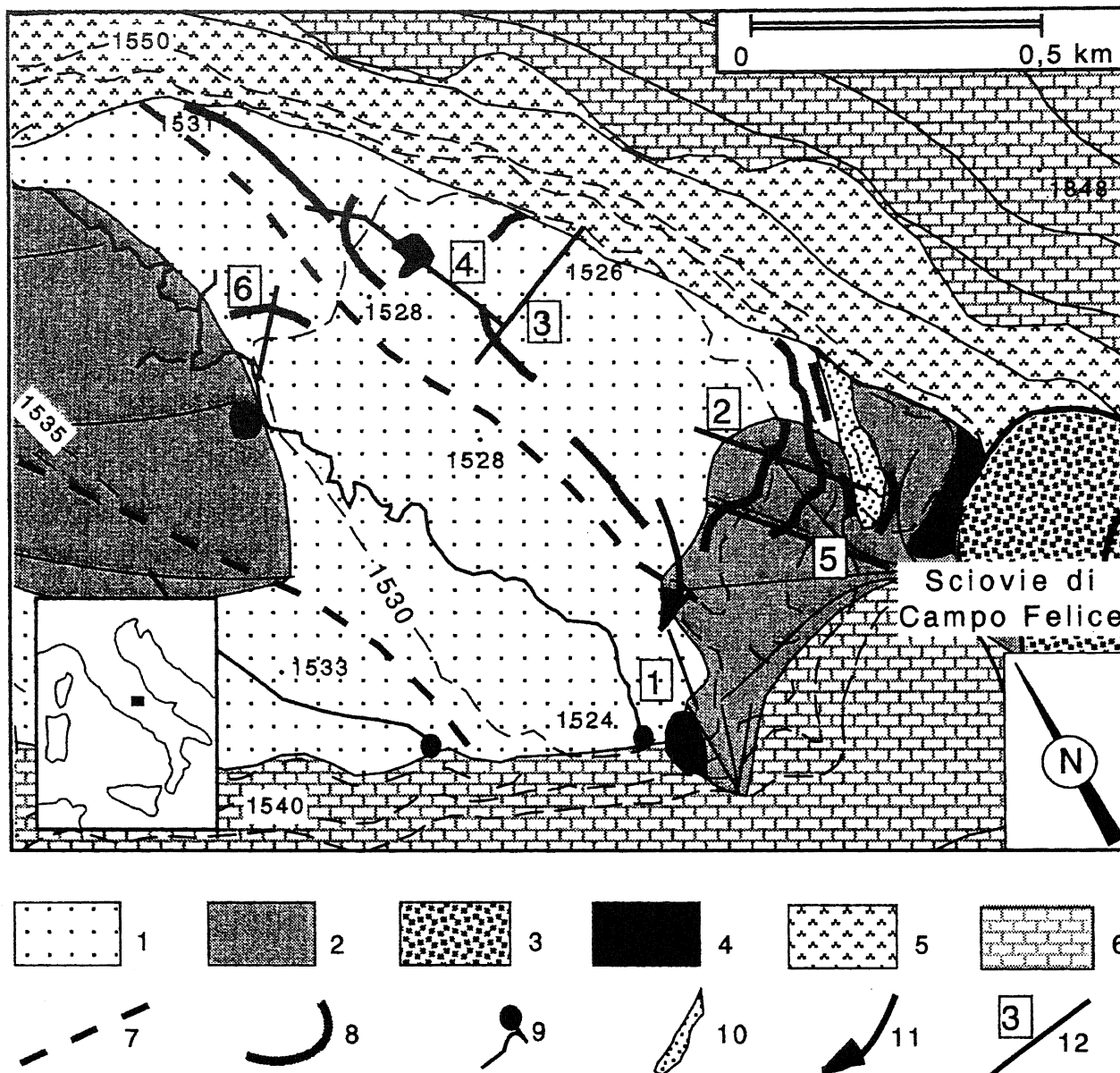


Fig. 1 - Carta geologica della porzione orientale di Campo Felice

Legenda: 1- limi e limi-argillosi lacustri, Pleistocene superiore-Olocene; 2- ghiaie sabbiose dei conoidi cataglaciali e post-glaciali, Pleistocene superiore-Olocene; 3 - morene, pleistocene superiore; 4- conoidi anaglaciali, Pleistocene superiore; 5- detrito di falda, Pleistocene superiore-Olocene; 6- substrato meso-cenozoico; 7- spartiacque interno alla piana; 8- tracce di linee di riva lacustri; 9- inghiottitoi carsici; 10- cordone litorale; 11- possibile posizione dell'emissario che causò il prosciugamento del lago; 12- tracce delle sezioni di fig.2.

Fig. 1 - Geological map of eastern Campo Felice.

Legend: 1- lacustrine silt and silty clay, Upper Pleistocene-Holocene; 2- sandy gravel forming cataglacial and post-glacial fan, Upper Pleistocene-Holocene; 3- moraine, Upper Pleistocene; 4- sandy gravel anaglacial fan, Upper Pleistocene; 5- slope waste deposits; 6- bedrock; 7- small divide; 8- shoreline remnant; 9- carstic ponor; 10- bar; 11- temporary outlet of the lake; 12- geological section shown in Fig.2.

zoiche. Nella zona delle sciovie, in particolare, sono presenti aree sub-pianeggianti, terrazzate, e basse colline, formate rispettivamente da conoidi alluvionali, terrazzi lacustri e morene.

Secondo quanto evidenziato già in Giraudi (1998a), la piana è caratterizzata da una idrografia assai peculiare ed è divisa in tre piccoli bacini idrografici, separati tra di loro da spartiacque (evidenziati in Fig. 1) mal visibili in condizioni normali, ma molto chiari nel corso di eventi meteorologici eccezionali.

Al margine meridionale della piana sono presenti inghiottitoi carsici, i principali non sono però visibili, perchè coperti dagli inerti scaricati per costruire un parcheggio.

L'osservazione delle fotografie aeree dell'Istituto Geografico Militare del 1954 ha indicato che vi erano evidenti inghiottitoi posti alla base del versante carbonatico, a 1523 m di quota; una incisione, visibile anche al giorno d'oggi, confluiva nell'inghiottitoio principale.

L'incisione è, salvo che nel tratto finale, blanda e piuttosto lunga, di profondità variabile da pochi decimetri a 2-3 m, ad andamento sovente meandriforme: l'acqua scorre, nel corso dello scioglimento della neve o nei periodi piovosi, o ristagna in piccole depressioni fino all'inizio dell'estate. Presso tale incisione è presente il laghetto di Campo Felice, di probabile origine antropica.

Nonostante la permeabilità delle ghiaie che costituiscono la massicciata del parcheggio, nel corso di eventi meteorologici eccezionali l'apporto di acqua verso gli inghiottitoi supera la capacità di drenaggio del corpo ghiaioso: si forma quindi un laghetto effimero che può raggiungere la profondità massima di circa 3 m. Normalmente l'acqua del laghetto viene smaltita dagli inghiottitoi nel giro di pochi giorni.

Nella parte nord-orientale ed orientale dell'area c'è una lunga e quasi impercettibile depressione chiusa, separata dal resto del bacino per la presenza di uno spartiacque molto blando (Fig. 1). In tale depressione non sono presenti evidenti incisioni o linee di drenaggio né, tanto meno, inghiottitoi carsici: tuttavia verso l'estremità settentrionale, l'acqua, lambendo la base del detrito di falda, viene assorbita per porosità.

3. I SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE SUPERIORE E DELL'OLOCENE

Lo studio di successioni stratigrafiche, messe in luce da scavi artificiali o evidenziate con sondaggi eseguiti mediante trivella a mano, ha permesso di individuare episodi di attività dei conoidi alluvionali, fasi di sedimentazione lacustre, di erosione e di messa in posto di colluvi.

Gli schemi dei rapporti stratigrafici presentati in Fig. 2 si riferiscono a sezioni ricostruite sia in base all'esame di scavi profondi fino a 3 - 5 m (schemi 1, 2, 5), sia attraverso allineamenti di sondaggi eseguiti con una trivella a mano, profondi fino a 3 - 4 m (schemi 3, 4, 6).

I sedimenti che formano la porzione orientale di Campo Felice vengono descritti di seguito.

3.1. Conoidi fluvioglaciali anaglaciali

I conoidi in oggetto si sono formati prima che i ghiacciai raggiungessero la loro massima espansione. Quel che rimane di uno di tali conoidi (Fig. 1) appare coperto infatti dai detriti glaciali del fronte delle morene dell'Ultimo Massimo Glaciale (vedasi oltre): è costituito da ghiaie sabbiose, ma la granulometria appare assai più grossolana in prossimità delle morene.

Conoidi simili, ma meglio conservati, sono presenti in altre zone di Campo Felice: mostrano di essere disposti ad "apron" attorno alle morene frontali, e sono stati classificati come conoidi fluvioglaciali, anaglaciali (Giraudi, 1998a).

3.2. Morene dell'ultimo massimo glaciale

Le morene costituiscono il limite orientale della Piana nella zona delle sciovie. In base alla freschezza delle forme ed allo scarso grado di pedogenesi, si

concorda con Cassoli *et al.* (1986) e Jaurand (1994) nell'attribuire la loro genesi all'ultimo massimo glaciale.

3.3. Conoidi cataglaciali e post-glaciali

Sia nella zona delle sciovie che nella porzione occidentale dell'area, sono presenti conoidi alimentati da corsi d'acqua che tagliano le morene attribuite all'ultimo massimo glaciale.

In uno scavo profondo circa 4 m, presente nella zona delle sciovie, è stato osservato che i sedimenti che formano il conoide sono costituiti, nella parte basale, da ghiaie sabbiose grossolane, eterometriche, mal stratificate, e nella parte alta da ghiaie medie piuttosto omometriche, con matrice sabbiosa, meglio stratificate.

La porzione inferiore dei sedimenti, di origine fluvioglaciale, si è depositata nel corso delle fasi di ritiro del ghiacciaio, mentre la porzione superiore è costituita da alluvioni.

La porzione settentrionale dello stesso conoide appare intaccata da due falesie lacustri, mentre la porzione meridionale non lo è; poichè quest'ultima zona è meno erosa della precedente, si ritiene che sia stata attiva in tempi successivi alla formazione delle falesie. L'attuale superficie del conoide, quindi, si è sviluppata almeno in due fasi.

L'età della porzione più recente del conoide non è conosciuta con precisione: i sedimenti alluvionali sono coperti, a luoghi, da un deposito colluviale calcareo la cui base è stata datata col metodo del ^{14}C ed ha fornito un'età di 3680 ± 90 anni BP (Beta 134785).

Un ulteriore scavo ha messo in evidenza che i sedimenti che formano un piccolo conoide, posto appena a Sud dell'area delle sciovie (Fig. 2, sez. 1), coprono un colluvio costituito da argille limose scure con lenti di ghiaie grossolane, mal arrotondate, in matrice limosa. Un campione di argille limose, sottoposto a datazione col metodo del ^{14}C ha fornito un'età di 30.260 ± 190 anni BP (BETA 145527).

La parte sommitale delle alluvioni è intercalata tra depositi lacustri: dove le ghiaie sabbiose si chiudono a lente, vi è un sottile livello sabbioso con torba, chiaramente in eteropia di facies con le alluvioni; un campione di sabbie torbose, datato col metodo del ^{14}C , ha fornito un'età di 15.290 ± 50 anni BP (BETA 145528).

Lo sviluppo del piccolo conoide meridionale deve essere avvenuto, quindi, in un momento compreso tra circa 30.000 e 15.000 anni fa.

Nel grande conoide fluvioglaciale di Valle Majelama, sempre sul massiccio del Velino, ma al suo margine meridionale, i sedimenti sono più recenti di colluvi datati attorno a 30.000 anni BP e coperti da un tephra databile a poco più di 14.000 anni BP (Frezzotti & Giraudi, 1992): i due conoidi sono da considerare, pertanto, coevi.

3.4. I sedimenti lacustri

Lo studio geologico e morfologico di dettaglio ha messo in luce una notevole quantità di forme e di depositi lacustri precedenti, coevi e successivi ai conoidi appena descritti. Per maggiore chiarezza, si ritiene necessario separare, nella presentazione dei

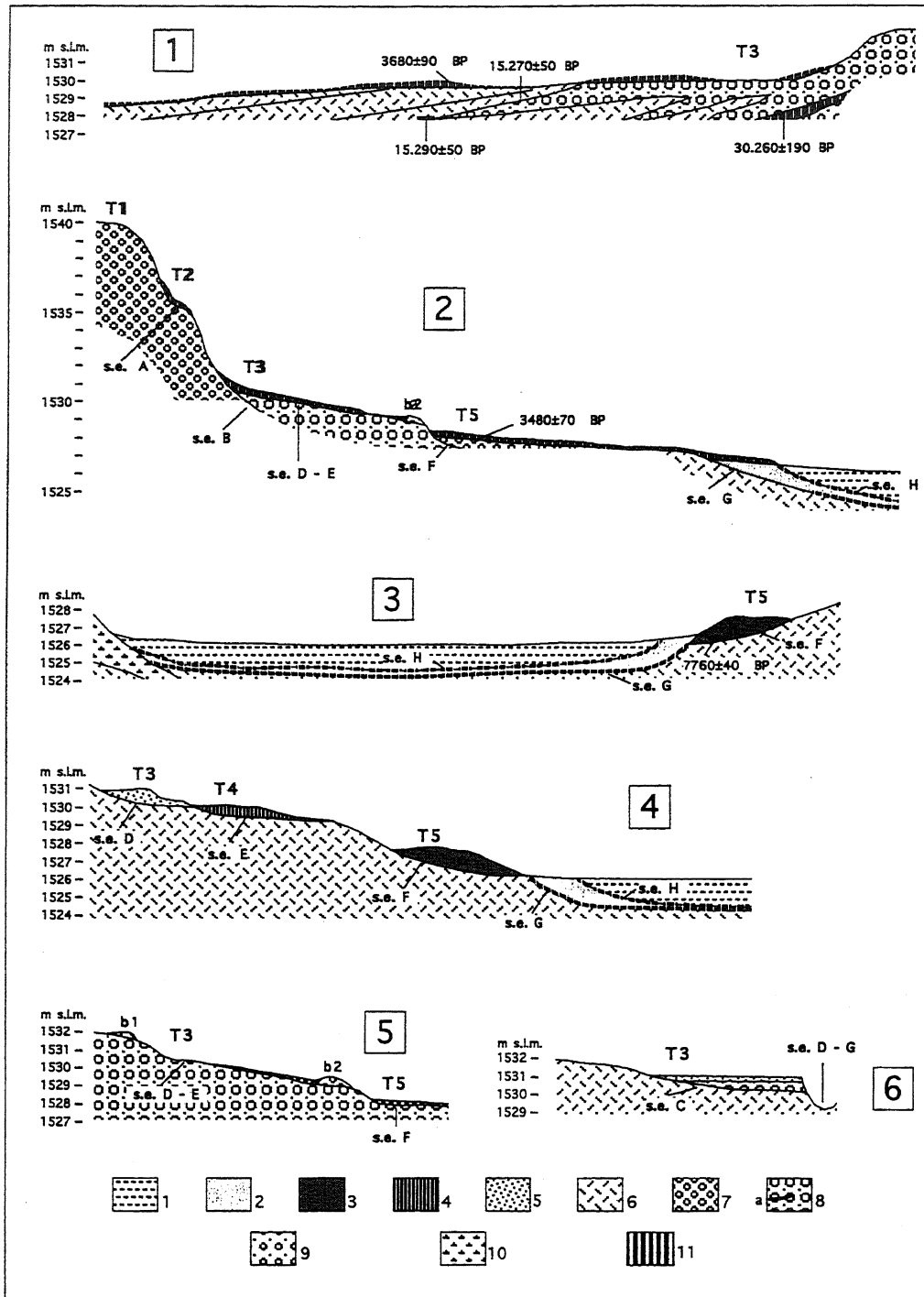


Fig. 2 - Schemi dei rapporti stratigrafici lungo alcune sezioni dell'area orientale di Campo Felice.

Legenda: 1- limi e limi argillosi biancastri e beige, lacustri, di età inferiore a circa 3500 anni BP; 2- limi e limi argillosi biancastri e beige, lacustri, di età inferiore a 7760±40 anni BP; 3- limi grigi lacustri costituiti in prevalenza da minerali vulcanici, datati 7760±40 BP alla base; 4- limi grigio-marroni, lacustri, del terrazzo T4; 5- limi grigio-marroni, lacustri, del terrazzo T5; 6- limi e limi argillosi lacustri, finemente stratificati, biancastri e beige, che contengono la data di 15.270±50; 7- ghiaie senza o con scarsa matrice, delle berme e del cordone litorale; 8- ghiaie sabbiose dei conoidi anaglaciali e cataglaciali; 8a- sottile livello di torba; 9- ghiaietto con scarsa matrice di origine lacustre; 10- detrito di falda; 11- livelli colluviali; s.e.- superficie di erosione.

Fig. 2 - Stratigraphical sketch along some sections in eastern Campo Felice.

Legend: 1- whitish and beige lacustrine silt and silty clay, younger than ca.3500 years BP; 2- whitish and beige lacustrine silt and silty clay, younger than ca.7760±40 years BP; 3- grey lacustrine silt formed mainly by volcanic minerals, dated 7760±40 BP at the base; 4- grey-brown lacustrine silt of the T4 terrace; 5- grey-brown lacustrine silt of the T5 terrace; 6- whitish and beige varved lacustrine silt and silty clay, containing a layer dated 15,270±50; 7- berm and bar gravel; 8- anaglacial and cataglacial fan sandy gravel; 8a- thin peat layer; 9- lacustrine shore gravel; 10- slope waste deposit; 11- colluvial layer; s.e.- erosional surface.

dati, gli elementi relativi ai sedimenti ed alle forme litorali, che sono più grossolani e discontinui, dai sedimenti di lago più profondo.

3.4.1. Terrazzi e depositi lacustri litorali

Le forme ed i depositi di origine lacustre litorale presenti nell'area sono costituiti da un grande cordone litorale, da vari ordini di terrazzi, da berme e depositi di spiaggia.

Il più antico sedimento lacustre è stato osservato in uno scavo artificiale (Fig. 1, zona 1; Fig. 2 sez. 1): si tratta di ghiaia fine fortemente arrotondata, appiattita e piuttosto omometrica, con scarsissima matrice. Tale sedimento viene interpretato come un deposito di spiaggia giacente al di sotto del livello colluviale datato 30.260 ± 190 anni BP.

Al margine Est della Piana (Fig. 1), è presente un rilievo, quasi rettilineo lungo circa 300 m, orientato circa NNW-SSE, che inizia a ridosso del versante carbonatico, ove risulta localmente coperto da detrito; presenta una morfologia sommitale pressochè pianeggiante, è rilevato di circa 5-6 m rispetto alla porzione di piano posta immediatamente ad oriente e di circa 10 m rispetto alla porzione occidentale.

L'osservazione di alcuni scavi ha permesso di rilevare quanto segue:

- la base del deposito che forma il rilievo è costituito da passate di ghiaie medie arrotondate, eterometriche, raramente con matrice sabbiosa, in strati di spessore variabile da 20 a 40 cm, inclinate di 2 - 3° verso il centro della piana: tali sedimenti coprono ghiaie sabbiose più grossolane ed eterometriche, di origine fluvio-glaciale, deposte nell'ambito del conoide principale delle sciovie;

- il tetto è costituito invece da ghiaietto omometrico, fortemente appiattito ed arrotondato, senza matrice, che forma strati poco evidenti potenti 10 - 15 cm e che inclinano di 2 - 3° verso il centro della piana.

I sedimenti appaiono di origine lacustre litorale, deposti da un lago nel quale l'acqua doveva raggiungere una quota prossima a 1540 m (superficie T1 di Fig. 2).

Il cordone litorale è più antico del conoide cata-glaciale e più recente del conoide anaglaciato: si sarebbe formato quindi nel corso dell'ultimo massimo glaciale.

Nella zona del conoide delle sciovie e del cordone litorale (zona 2 e 5 di Fig. 1) sono presenti falesie e terrazzi prevalentemente di erosione a quote di circa 1536 m (superficie T2 di Fig. 2), 1530-31 (superficie T3), e 1527-28 m (superficie T5). Al di sopra di un tratto della scarpata che limita il terrazzo di 1527-28 m, è stata individuata una piccola berma lacustre: è alta 20 - 30 cm, costituita da ghiaietto arrotondato poco sabbioso. Essa è stata deposta, evidentemente ad opera del moto ondoso, nel corso di un evento eccezionale.

Nella zona delle sezioni 4 di Fig. 1, sono stati rinvenuti terrazzi a quote di 1530-31 m (terrazzo T3 di Fig. 2), 1529 m (terrazzo T4) e 1527-28 m (terrazzo T5).

Le forme ed i depositi di tipo litorale indicano fasi di stazionamento del lago alle quote segnalate.

Si osserva che i terrazzi T4 e T5 nella zona alla

quale si riferiscono gli schemi stratigrafici 3 e 4 (Fig. 2) sono impostati al tetto di limi potenti da pochi decimetri a 1,5 m, formati da minerali di origine vulcanica con rari carbonati alla base (percentuale massima pari a 8%), ma completamente acalcarei al di sopra.

Un campione prelevato poco al di sopra della base di tali sedimenti, è stato datato col metodo del ^{14}C AMS ed ha fornito un'età di 7760 ± 40 anni BP (Beta 138954).

Nella zona alla quale si riferisce lo schema stratigrafico 2, il terrazzo T5 è formato da sedimenti ghiaiosi di spiaggia ed è coperto da depositi colluviali acalcarei. Un campione della base dei colluvi ha fornito un'età ^{14}C di 3480 ± 70 anni BP (Beta 134784); tale età è molto simile a quella fornita dai colluvi che coprono il conoide alluvionale nella zona delle sciovie: è probabile che la loro messa in posto sia avvenuta nel corso dello stesso episodio. Il terrazzo T5 ha perciò età compresa tra circa 7760 ± 40 e 3480 ± 70 anni BP.

3.4.2. Sedimenti di lago profondo

La maggior parte di tali sedimenti è costituita da limi e limi argillosi calcarei biancastri o marrone chiaro o molto chiaro. Nella zona prossima agli inghiottitoi coperti dal parcheggio, in uno scavo (zona 1 di Fig. 2), è stato osservato che tali sedimenti sono sia interdigeriti sia posti al tetto dei depositi del conoide alluvionale: si tratta di limi argillosi e di limi laminati, con stratificazione piano-parallela inclinata di 2-3° verso il centro della piana, costituiti per lo più da carbonati (in percentuali superiori al 55%); pochi centimetri al di sopra del tetto delle alluvioni, è presente un livello limoso sabbioso, potente 2-3 cm, costituito prevalentemente da minerali vulcanici (solo il 23 % è rappresentato da carbonati). Un campione prelevato appena al di sotto di tale livello, datato col metodo del ^{14}C AMS ha fornito un'età di 15.270 ± 50 BP (Beta 134783). La data non è statisticamente distinguibile da quella delle sabbie torbose eteropiche col tetto dei sedimenti del conoide e conferma quindi la data del passaggio dall'ambiente di conoide a quello lacustre. Quasi al tetto dei sedimenti lacustri osservati, è invece presente un'orizzonte centimetrico ricco di minerali vulcanici, costituito da limi grigio-giallastri. Tale orizzonte, che potrebbe corrispondere ad un sottile livello di tephra rimaneggiato, contiene una percentuale di carbonati pari al 14 %.

I sedimenti descritti sono piuttosto compatti per i primi 1,5-2 m di spessore, tanto da essere interessati, nella zona ad Est degli inghiottitoi, da fasci di piccole faglie a rigetto centimetrico che non si sarebbero formate, o sarebbero mal visibili, se i sedimenti non fossero tanto compatti. Nella parte più profonda i sedimenti sono invece umidi e plastici.

L'esecuzione di sondaggi mediante trivella a mano ha indicato che vi sono altri depositi lacustri più recenti di quelli appena descritti.

Nella zona della sez. 3 (Fig. 1) è presente un'area molto piatta, coperta ai margini da colluvi acalcarei scuri del tutto simili a quelli datati 3680 ± 90 e 3480 ± 70 anni BP. La parte rimanente della zona è costituita da limi chiari sui quali si sviluppa un suolo poco evoluto.

I sondaggi a mano hanno evidenziato che i limi chiari corrispondono a sedimenti lacustri formati nel corso di più fasi.

Il deposito della fase più recente, costituito da limi argillosi biancastri, appoggia su un orizzonte centimetrico limoso-argilloso, scuro, di origine colluviale. Quest'ultimo è costituito in prevalenza da minerali vulcanici ed è molto simile al colluvio posteriore alla superficie T4 (datato 3480±90 e 3680±90 anni BP); la geometria di questo orizzonte, indicata dai sondaggi, testimonia che i due colluvi debbono essere collegati. È evidente che la messa in posto del colluvio deve risalire ad un momento di assenza del lago, ad un periodo successivo allo sviluppo di una superficie di erosione.

I sedimenti sottostanti al colluvio sono costituiti da limi argillosi biancastri e marroni chiari; questi coprono, a loro volta, un livello colluviale di limi calcarei, spesso 1-2 cm, di colore grigio, costituito prevalentemente da minerali vulcanici. Tale livello si collega ai sedimenti (più recenti di 7760±40 anni BP) sui quali è impostato il terrazzo T5; la sua origine risale al colluviamento di questi in una incisione formata, dopo lo svuotamento del lago, da una fase di erosione.

Al di sotto di tali colluvi, sono presenti altri limi calcarei di origine lacustre e di colore biancastro con patine giallo-ruggine: il colore deriva da fenomeni di ossidazione tipicamente legati alle oscillazioni della falda freatica. Evidentemente le ossidazioni possono essersi verificate solo in mancanza del lago, quindi durante o dopo la fase di erosione ed il colluviamento dei limi grigi.

Presso il laghetto di Campo Felice (zona 6 di Fig. 1), ad una quota di circa 1531 m, è presente un sottile livello di limi lacustri che coprono ghiaietto sabbioso di origine alluvionale (Fig. 2).

4. EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA

L'evoluzione geologica della porzione orientale di Campo Felice, può essere sintetizzata nel modo seguente:

- prima di 30.000 anni fa era presente un lago che raggiungeva una quota uguale o superiore a 1527-28 m;

- successivamente, si ebbero le fasi di espansione di un ghiacciaio alimentato dalle zone montuose poste ad Est dell'area in esame; si formarono conoidi fluvioglaciali (anaglaciali) che furono poi parzialmente coperti dalle morene dell'ultimo massimo glaciale;

- sopra ai sedimenti fluvioglaciali si sedimentarono depositi lacustri litorali, prodotti da un lago la cui acqua raggiunse la quota di circa 1540 m, la quota più elevata degli ultimi 30.000 anni (T1, superficie del cordone litorale); anche al lago del Fucino, distante poche decine di chilometri, e nell'adiacente Piano di Pezza, nel corso dell'ultimo massimo glaciale i livelli lacustri raggiunsero le quote più elevate (Giraudi, 1997; 1998b);

- tra 30.260±190 e 15.290±50 anni BP si verificarono, nel complesso, tre fasi di abbassamento di livello del lago, indicati dalla presenza di sedimenti lacustri e di conoidi interdigerati (Fig. 2);

- in seguito ad una di queste, probabilmente l'ultima, le alluvioni di un conoide incisero il cordone litorale (superficie di erosione -s.e.- A);

- più tardi, attorno a 15.290±50/15.270±50 anni BP, avvenne un aumento di livello lacustre fino ad una quota superiore a 1530-31 m; tale aumento potrebbe avere prodotto il terrazzo inciso nel cordone litorale, posto a circa 1536 m (T2, - s.e. B di Fig. 2); anche al lago del Fucino, poco prima di 15.000 anni fa avvenne un analogo aumento di livello (Giraudi, 1998b);

- in seguito si verificò un nuovo ritiro, nel corso del quale i sedimenti lacustri vennero incisi (s.e. C - sez. 6); in corrispondenza di tale periodo di ritiro potrebbe essersi verificata l'ultima fase di sedimentazione della porzione settentrionale del conoide delle sciovie;

- successivamente, si verificò un altro aumento di livello del lago; l'azione dell'acqua lacustre produsse una falesia, un terrazzo di erosione (s.e. D) a circa 1530-31 m di quota e depositi lacustri litoranei; il sottile livello di limi che copre le ghiaie del conoide alluvionale nella zona del laghetto di Campo Felice fu, per tale zona, l'ultimo deposito lacustre;

- un ulteriore stazionamento lacustre, testimoniato solo nella porzione settentrionale dell'area e indicato da sedimenti litorali posti a circa 1529 m di quota (T4), formò una bassa falesia (s.e. E);

- il livello dell'acqua si abbassò a circa 1527-28 m di quota; di questo stazionamento rimangono evidenti tracce rappresentate da terrazzi lacustri di erosione (T5) corrispondenti alla s.e. F, da una berma sul conoide nell'area delle sciovie e da sedimenti nella zona alla quale si riferisce lo schema stratigrafico 3; l'età di tale stazionamento lacustre appare compreso tra circa 7760±50 e 3680±90/3480±90 anni BP;

- il lago scomparve ed una fase di erosione (s.e. G) asportò parte dei sedimenti più antichi, anche quelli pre-olocenici;

- dopo la messa in posto, sulla superficie di erosione, di un livello colluviale, derivante dai sedimenti più recenti di 7760±50 anni BP, il lago si riformò;

- il lago scomparve nuovamente, e una nuova fase di erosione (s.e. H) asportò buona parte dei sedimenti lacustri del ciclo precedente; su tale superficie di erosione si depose un sottile livello colluviale, del tutto analogo a quello che, in aree limitrofe, è stato datato 3480±90 e 3680±90 anni B.P.;

- il lago si riformò dopo la messa in posto del colluvio;

- infine il lago scomparve.

5. DISCUSSIONE

L'evoluzione geologica dell'area è collegata, per la parte relativa alle morene ed ai sedimenti fluvioglaciali, alle fasi climatiche di avanzata e ritiro dei ghiacciai. L'evoluzione successiva, evidenziata per lo più da oscillazioni lacustri e da fasi erosive, può essere stata condizionata sia dal clima che dall'attività degli inghiottitoi. L'importanza del drenaggio carsico è stata evidenziata nel capitolo riguardante l'idrografia: il reticolo idrografico che vi confluisce ha prodotto addirittura erosione dei sedimenti: gli inghiottitoi quindi erano in grado di assorbire l'acqua ed il suo carico solido.

Tuttavia, la quota raggiunta dall'acqua del lago e la sedimentazione di depositi lacustri ad altezze nettamente superiori a quelle degli inghiottitoi, testimoniano che questi non erano attivi, o la loro azione era ridotta,

almeno fino ad un periodo successivo al modellamento del terrazzo T3, vale a dire in tempi più recenti di 15.000 anni BP. Le oscillazioni lacustri di tale periodo debbono perciò essere state provocate prevalentemente dal clima ed indicano fasi caratterizzate da variazioni del bilancio idrologico nel bacino di Campo Felice.

L'azione degli inghiottitoi dovette diventare molto più importante dopo la formazione del terrazzo T3. Le testimonianze di sedimentazione lacustre successiva alla formazione di detto terrazzo sono limitate alla porzione nord-orientale del bacino, la più depressa. Visto lo sviluppo del drenaggio superficiale verso gli inghiottitoi, si ipotizza che il forte abbassamento di livello del lago sia stato provocato dal drenaggio carsico in un periodo precedente a 7760±50 anni BP.

Le limitate oscillazioni lacustri di quota 1529 e 1527-28 m, registrate nel lago residuo non collegato agli inghiottitoi, potrebbero essere ancora dovute a cambiamenti climatici che avrebbero provocato variazioni nel bilancio idrologico.

Le due profonde superfici di erosione G ed H (Fig. 2), che stanno alla base dei due ultimi depositi lacustri individuati (Sez. 3 e 4 di Fig. 2), non possono essere spiegate con semplici oscillazioni o fasi di scomparsa del lago. Esse hanno interessato la parte più profonda dell'alveo lacustre, non solo le parti marginali, come era avvenuto per le superfici di erosione precedenti: il lago deve essersi svuotato e devono essere stati asportati anche i sedimenti presenti nella zona più depressa dell'alveo.

In almeno due occasioni, perciò, devono essersi prodotte delle incisioni nella soglia che separava il bacino chiuso nord-orientale dal resto della piana; attraverso tali incisioni deve essere avvenuto un deflusso di acqua verso gli inghiottitoi: si innescarono così le fasi erosive. La quota di base raggiunta dalle due superfici di erosione (circa 1525 m appare compatibile con quella degli inghiottitoi principali (1523 m circa) distanti circa 700-800 m.

Attualmente non sono visibili tracce di un'incisione diretta verso l'area meridionale.

L'assenza di tali tracce può essere spiegata tenendo conto della morfologia del conoide: come evidenziato in precedenza, la porzione settentrionale è incisa da terrazzi lacustri, la meridionale no. E' probabile che la porzione meridionale sia l'ultima ad essersi formata.

Potrebbero essere l'antagonismo tra l'erosione, prodotta dall'acqua che drenava verso gli inghiottitoi, e la sedimentazione alluvionale, che chiudeva il collegamento tra i due bacini, ad avere prodotto per due volte la scomparsa e la rinascita del lago.

Nel periodo tra 7760±50 anni BP e 3480±90/3680±90 anni BP la porzione meridionale del conoide delle sciovie dovette perciò essere attiva. L'attività del conoide è condizionata da cause climatiche: in quel periodo debbono esservi state condizioni di minore stabilità geomorfologica dovuta ad aridità. Il riformarsi del lago fu condizionato da variazioni climatiche di tipo più umido. Non basta infatti la presenza dello sbarramento a far formare il lago se non vi sono condizioni di bilancio idrologico positivo tra acque di alimentazione (di precipitazione, di scorrimento superficiale, di falda, ecc) e acque sottratte (per evapora-

zione, per drenaggio superficiale, per infiltrazione, ecc.). A sostegno di tale affermazione si può osservare che attualmente il bacino che ospitava il lago residuo appare chiuso e non drena verso alcun inghiottitoio: il lago non si forma, evidentemente, perchè il bilancio idrologico del piccolo bacino è negativo a causa, sostanzialmente, delle presenti condizioni climatiche.

Nel periodo tra 7760±50 anni BP e 3480±90/3680±90 anni BP, e anche successivamente, si ebbe un'alternanza di fasi di clima prevalentemente arido ed umido.

Nel vicino piano di Pezza (Giraudi, 1997) si ebbero, per cause climatiche, condizioni di lago basso attorno a 6090±80/5790±70 anni BP; lago alto in un periodo successivo a tali date e precedenti a 3260±50 anni BP; il lago si abbassò poi, o scomparve, in un periodo iniziato prima di 3260±50 anni BP e terminato dopo 3175±65 anni BP: si riespanse nel periodo compreso tra l'ultima data e prima di un'ulteriore fase di diminuzione di livello datata 1760±60/1575±65 anni BP; avvenne poi un nuovo aumento, successivo a tali date, quindi il lago scomparve.

Seppure si abbiano più datazioni e più dettaglio stratigrafico per il lago dei Piani di Pezza, le variazioni di livello lacustre dei due bacini sembrano sostanzialmente coeve e confermano una variabilità climatica sensibile anche nel corso dell'Olocene.

6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Lo studio dei sedimenti tardopleistocenici e olocenici presenti nella porzione orientale di Campo Felice ha permesso di ricostruire l'evoluzione ambientale dell'area e di puntualizzare, in particolare, l'età dei conoidi e delle oscillazioni del livello di un lago attualmente estinto.

L'influenza dell'ultimo massimo glaciale sull'evoluzione geologica è indicata da sedimenti glaciali, fluvio-glaciali e da alcune forme e depositi lacustri posti fino alla quota di 1540 m.

La presenza di inghiottitoi carsici ai margini meridionali dell'area rende invece meno certa l'interpretazione delle oscillazioni post-glaciali del livello lacustre: sembrano ancora dovute principalmente alle variazioni climatiche le oscillazioni di livello che hanno lasciato terrazzi a quote 1536, 1530-31 m. Tali oscillazioni sono inquadrabili cronologicamente nell'intervallo compreso tra un momento successivo a 15.270±50 anni BP e precedente a 7760±50 anni BP.

In seguito, l'attività degli inghiottitoi produsse una diminuzione brusca del livello del lago e la sua drastica riduzione. La riduzione del lago ebbe luogo prima di circa 7760±50 anni BP. Un piccolo lago sopravvisse in una porzione limitata dell'area, che non drenava verso gli inghiottitoi.

Anche nel piccolo e poco profondo lago residuo, si verificarono delle oscillazioni di livello, indicate da forme e da depositi litorali, posti a 1529 e a 1527-28 m, e da superfici di erosione: due di queste superfici segnano fasi di scomparsa del lago.

Il lago si prosciugò infatti almeno due volte nel periodo compreso tra circa 7760±50 anni BP e circa 3500 anni BP. La scomparsa del lago fu probabilmente provocata da un aumento di livello dell'acqua: superando il livello della soglia l'acqua formò un emissario

che defluisse verso gli inghiottitoi. L'emissario provocò a sua volta l'erosione della soglia e lo svuotamento del lago.

Il lago ricomparve dopo ognuna delle fasi di prosciugamento, quando la soglia si riformò grazie agli apporti di sedimenti dal conoide alluvionale.

In seguito, in un periodo più recente di circa 3500 anni BP, il lago si estinse.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia Il parco Regionale Velino Sirente per avere autorizzato le ricerche geologiche nell'area di Campo Felice.

La ricerca è stata svolta nell'ambito del Progetto Speciale "Sedimentazione lacustre - Paleoambiente - Paleoclima" del CNR.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Bosi C. & Manfredini M. (1967) - *Osservazioni geologiche nella zona di Campofelice (L'Aquila)*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 245-267.
- Cassoli A., Corda L., Lodoli C., Malatesta A., Molaroni M. V. & Ruggeri A. (1986) - *Il glacialismo quaternario del gruppo Velino-Ocre-Sirente*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 855-867, 5 ff.
- 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.

Giraudi C. (1995) - *Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (Central Italy)*. Quaternary International, 25, 33-45.

Giraudi C. (1997) - *Le oscillazioni tardo-pleistoceniche ed oloceniche del lago effimero del Piano di Pezza (Abruzzo - Italia Centrale)*. Il Quaternario, 10(2), 191-200.

Giraudi C. (1998a) - *The Late Quaternary geologic evolution of Campo Felice (Abruzzo - Central Italy)*. Giornale di Geologia, sez. 3, 60, 67-82.

Giraudi C. (1998b) - *Late pleistocene and Holocene lake level variations in Fucino Lake (Abruzzo - Central Italy) inferred from geological, archaeological and historical data*. ESF Workshop "Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times". Palaoklimaforschung, 25, 1-17. Gustav Fisher Verlag Ed.

Jaurand E. (1994) - *Les heritages glaciaire de l'Apennin*. Thèse pour le Doctorat des Lettres de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne. 600 pp.

Servizio Geologico d'Italia (1934) - *Carta Geologica d'Italia*, Foglio n. 145 Avezzano.

Ms. ricevuto il 6 febbraio 2001

Testo definitivo ricevuto il 3 aprile 2001

Ms. received: February 6, 2001

Final text received: April 3, 2001