

EMMANUEL JAURAND

IL GLACIALISMO NEGLI APPENNINI
TESTIMONIANZE GEOMORFOLOGICHE E RIFERIMENTI
CRONOLOGICI E PALEOCLIMATICI

Introduzione. – La glaciazione pleistocenica delle montagne mediterranee è stata un fenomeno geografico marginale e discontinuo, che non è possibile paragonare alla glaciazione alpina. Ma le tracce glaciali mediterranee pongono interessanti problemi geomorfologici e paleoclimatici: quello dell'identificazione delle testimonianze autenticamente glaciali, fondamentale nella ricostruzione spaziale dei ghiacciai antichi, e quello delle fluttuazioni temporali della copertura glaciale – in particolare, la possibile esistenza di glaciazioni anteriori al Würm.

Le caratteristiche geografiche fanno degli Appennini un sistema montuoso di grande interesse per una ricerca sul modellamento glaciale pleistocenico in area mediterranea: una grande diversità geomorfologica, in rapporto sia all'altitudine, sia alle caratteristiche morfostrutturali; un notevole allungamento in senso nord-sud, dalla latitudine della sezione meridionale delle Alpi francesi alla latitudine di Atene; la presenza di due mari, ben differenti tra loro, che originano un forte gradiente di continentalità in direzione dell'Adriatico.

Questo articolo si propone, così, di fare il punto delle conoscenze su un tema classico di ricerca, cui gli studiosi hanno dato interpretazioni spesso parziali e contraddittorie. Per sei anni, nel quadro della preparazione di una tesi di dottorato, l'autore ha proceduto a un riesame del terreno, esaminato l'abbondante letteratura dedicata a questo tema e confrontato le sue osservazioni con i risultati di discipline connesse (sedimentologia, palinologia, tefrocronologia) (Jaurand, 1994 b), tentando di pervenire ad un quadro più preciso della glaciazione dell'ultimo periodo freddo (*maximum* del Würm recente e fasi di ritiro) e delle tracce delle glaciazioni più antiche. Una carta generale riporta la distribuzione dei ghiacciai della catena appenninica al momento dell'ultima massima espansione (tav. 1).

Studi precedenti. – Il glaciale degli Appennini costituisce in effetti un problema di geomorfologia storica intorno al quale hanno dibattuto, da oltre un secolo, molti geografi e geologi, italiani e stranieri.

La maggior parte delle ricerche condotte sul glaciale appenninico fino al periodo fra le due guerre mondiali aveva portato alla conclusione dell'esistenza di una grande estensione glaciale: i ghiacciai avrebbero colmato le depressioni intermontane e si sarebbero in alcuni punti spinti fuori della catena appenninica per decine di chilometri, fino ad altitudini di appena qualche centinaio di metri (Bieler-Chatelan, 1928, 1929 e 1930; Crema, 1919 b e 1927; Franchi, 1919; Sacco, 1907 e 1934; Zaccagna, 1937). Occorre tuttavia notare che, per l'Abruzzo, K. Hassert (1900) e R. Almagià (1912, 1919, 1922 e 1929) sostenevano concezioni molto più moderate.

Per reazione a queste ricostruzioni esagerate, durante gli anni '30 e '40 molti ricercatori hanno condotto una revisione delle tracce glaciali dei massicci più importanti della Penisola Italiana. Vanno ricordati i lavori dell'italiano M. Gortani (dal 1930 al 1933), dell'austriaco R. von Klebelsberg (dal 1930 al 1934) e dello svizzero K. Suter (1939, 1940, 1950). Questi autori si sono applicati a smentire l'origine glaciale di numerosi depositi detritici situati a bassa quota, e a circoscrivere la quota inferiore raggiunta dai principali ghiacciai pleistocenici degli Appennini. Sembrava ormai acquisito che gli Appennini avessero conosciuto una copertura glaciale infinitamente più ridotta di quella della catena alpina, e in una sola fase nel corso del Pleistocene. Come, ad esempio, U. Losacco (1949), gli autori notavano infatti unanimemente l'assenza di morene attribuibili a una glaciazione prewürmiana.

Un ritorno di interesse per il tema delle tracce glaciali degli Appennini si è manifestato tra i geografi e i geologi italiani dopo gli anni '70, in conseguenza delle conclusioni cui era pervenuta la tesi del geomorfologo francese J. Demangeot (1965) sull'Abruzzo adriatico. Nel massiccio del Gran Sasso, J. Demangeot ha individuato un conglomerato morenico a blocchi giganti che ha attribuito ad una glaciazione prewürmiana sulla base di argomenti relativi al sito morfologico e al grado di alterazione della formazione.

Da allora, molti studiosi italiani hanno riesaminato la «questione glaciale» degli Appennini, in parte nella speranza di trovare nuove prove in favore dell'ipotesi poliglacialista. Alcuni ricercatori hanno avviato un'analisi sistematica della distribuzione delle tracce glaciali dell'Appennino Tosco-emiliano e di quello Ligure meridionale (Losacco, 1982), dell'Appennino Meridionale (Boenzi e Palmentola, dal 1971 al 1975; Palmentola, Acquafredda e Fiore, 1990) o dei massicci del Sud-ovest abruzzese (Damiani e Pannuzi, dal 1976 al 1991). Tra gli altri studiosi che hanno condotto studi sul terreno più puntuali, bisogna segnalare l'importante contributo di P. R. Federici (dal 1966 al 1983) all'aggiornamento tematico della questione: i suoi studi, condotti in vari settori degli Appennini, si sono accompagnati alla formulazione di interessanti ipotesi di lavoro sui problemi cronologici delle tracce glaciali appenniniche.

L'esame critico di tutta la letteratura sulle tracce glaciali appenniniche pro-

duce di fatto un'impressione di caos. Questa produzione scientifica colpisce per la sua abbondanza, per quanto assai variabile secondo l'accessibilità dei massicci montuosi. E si tratta per la maggior parte di una bibliografia vecchia di oltre mezzo secolo, dove è dato trovare molte affermazioni e i rispettivi contrari. In definitiva, «gli scritti sul glaciale degli Appennini non permettono di farsi un'idea soddisfacente dell'aspetto dei vari massicci montuosi al momento della massima espansione» (Braschi, Del Freo e Trevisan, 1986, p. 203).

Uno dei motivi delle contraddizioni della letteratura dedicata alle forme e alle formazioni glaciali degli Appennini deriva dall'ambiguità e dalla modestia delle testimonianze geomorfologiche, molto meno evidenti che nelle Alpi.

Le numerose manifestazioni pseudoglaciali. – Una revisione sistematica della distribuzione delle tracce glaciali degli Appennini ha portato a riconoscere il carattere pseudoglaciale di molte forme descritte in letteratura. L'equivoco era già stato sottolineato negli anni '30, in particolare dai ricercatori germanofoni; ma bisogna riconoscere che alcune recenti ricerche hanno messo in evidenza numerose altre forme pseudoglaciali, in primo luogo nei Sibillini e sul Velino e, soprattutto, nei diversi massicci dell'Appennino Meridionale, dal Matese alla Sila (Boenzi e Palmentola, 1975; Casoli e altri, 1986; Damiani, 1975; Lippmann-Provansal, 1987; Tagliaferro, 1982; Palmentola e altri, 1990). Questi errori hanno purtroppo dato luogo a ricostruzioni molto esagerate dell'estensione del glacialismo e a interpretazioni infondate sulle sue fluttuazioni, sia a proposito del numero di glaciazioni, sia per le fasi terminali würmiane.

Il modellamento pseudoglaciale degli Appennini è costituito principalmente da forme di accumulo: molti depositi detritici sono stati scambiati erroneamente per formazioni moreniche. Alcuni ricercatori hanno commesso l'errore di attribuire sistematicamente un'origine glaciale alle formazioni detritiche grossolane e a struttura caotica, mentre queste possono risultare dall'azione di molti altri processi. Seguendo J. Raffy (1983), noi abbiamo riconosciuto nell'Appennino Centrale il nesso tra l'esistenza di formazioni eterometriche a blocchi ciclopici e la disgregazione tettonica lungo piani di faglia o di sovrascorrimento: la tettono-clastesi rende conto dell'accumulo di Zompo lo Schioppo (Simbruini), per molto tempo ritenuto la più bassa formazione morenica degli Appennini, delle brecce disseminate nella fossa tettonica di Caramanico (Maiella), come della presenza di blocchi di parecchie centinaia di m³ nel conglomerato di Pietracamela. I movimenti di massa sono responsabili della maggior parte del modellamento delle false morene: frane, scivolamenti in massa e colate sono largamente diffusi nell'insieme della catena appenninica, specialmente nei settori in cui predominano i *flysch* o le rocce calcaree fortemente diaclasate. Il caso più spettacolare è senza dubbio quello della scarpata di faglia di Monte Cervati, dove un modellamento generalizzato a ripiani di scivolamento e di colate imita delle topografie moreniche. Altre false morene dipendono da fenomeni crionivali (*protales ramparts* del Gran Sasso), dall'attività torrentizia (Campo Impera-

tore orientale, Sila), dal carsismo (Morrone, Cozzo del Pellegrino)...

Abbiamo potuto risolvere l'ambiguità di numerose formazioni detritiche degli Appennini basandoci su due insiemi di criteri. Il primo riguarda la valutazione del sito morfologico dei depositi, che non è sempre effettuata dai geologi. L'assenza di qualsiasi traccia glaciale a monte di un deposito enigmatico o la sua quota anormalmente bassa rispetto a tutte le altre morene rilevate nel settore devono suscitare il dubbio; se a monte di un certo deposito esiste un anfiteatro, il suo isolamento e le sue dimensioni enormi si accordano male con l'ipotesi glaciale (versante meridionale del M. Maggioreasca). In secondo luogo, possono essere utilizzati alcuni criteri sedimentologici. Una totale assenza di smussamento è incompatibile con un trasporto glaciale su parecchi km: il deposito morenico di Campo Imperatore mostra che il materiale calcareo modellato dai ghiacciai e dalle acque di fusione acquista rapidamente un certo smussamento, bene espresso dalla troncatura degli spigoli degli elementi grossolani. Segni distintivi dell'usura glaciale possono essere osservati anche nel caso di trasporto per modeste distanze: nel massiccio del Sirino, il materiale della morena laterale della Valle Niella contiene numerosi blocchi dagli spigoli smussati e dalle facce polite e striate, in una situazione in cui il ghiacciaio aveva meno di 1,5 km di lunghezza. Infine, la composizione granulometrica della «farina» glaciale calcarea presenta una netta dominante limosa ed è poverissima di argilla: ciò la differenzia dalla matrice argillosa di tante formazioni di colata, come dalla matrice sabbiosa delle brecce cataclastiche, eventualmente rimaneggiate in forme torrentizie o in depositi di pendio.

Un'impronta glaciale modesta e parzialmente oblitterata. – Il modellamento glaciale è ben lontano dal costituire una caratteristica generale del rilievo degli Appennini. Una buona parte della catena appenninica è di fatto priva di qualsiasi impronta glaciale. Là dove questa esiste, costituisce un fenomeno morfologico relativamente secondario, ad eccezione dei più alti massicci abruzzesi, delle Alpi Apuane e dell'Appennino Tosco-emiliano occidentale. Alle due estremità degli Appennini le tracce glaciali sono inesistenti (Appennino Calabro) o quasi insignificanti (Appennino Ligure), contrariamente a quanto è stato suggerito dalla letteratura anche recente. Dobbiamo ammettere che le prime tracce glaciali sicure dell'Appennino Ligure si osservano a est della Trebbia e che il versante settentrionale del massiccio del Pollino reca le tracce glaciali più meridionali (fig. 1). In tutti i massicci, l'impronta glaciale si limita alle linee di cresta più elevate e alle parti alte delle valli; il modellamento glaciale compare solo al di sopra dei 1500 m in media, nell'Appennino Settentrionale, e a partire da 1900-2000 m nel resto della catena. Solo le Alpi Apuane, il Terminillo, il Gran Sasso, il Velino, la Maiella e il Sirino presentano tracce glaciali sul versante meridionale, il più spesso ridottissime.

Le forme glaciali degli Appennini sono di dimensioni modeste e abbastanza poco diversificate, anche se alcune risultano particolarmente impressio-



Fig. 1 – *Il circo sul versante settentrionale del Monte Pollino (Appennino Lucano)*

Circo poco profondo esposto a NE, sviluppato conformemente alla pendenza degli strati: la topografia periglaciale potrebbe corrispondere a una nicchia di distacco. In primo piano, cordoni morenici stadiali del Piano di Toscano, verso i 1790 m

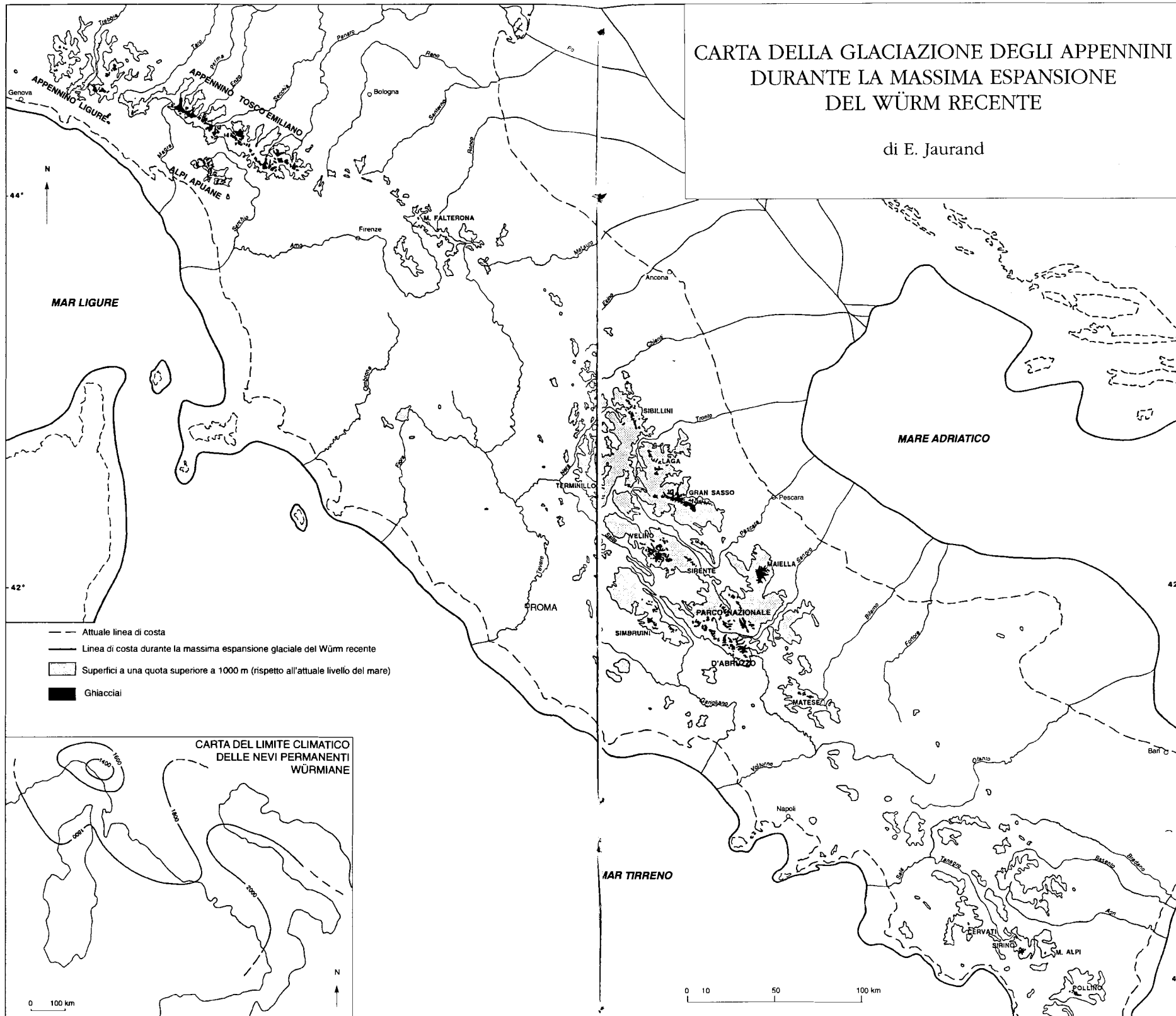
Fig. 2 – *I circhi glaciali della Scindarella (Campo Imperatore, Gran Sasso)*

Modellamento generale di circhi glaciali esposti a N. Circo principale composto e in forma di «poltrona». Edifici morenici sul fondo del circo e a valle



CARTA DELLA GLACIAZIONE DEGLI APPENNINI DURANTE LA MASSIMA ESPANSIONE DEL WÜRM RECENTE

di E. Jaurand



nanti. Come in tutte le montagne mediterranee, la forma di erosione glaciale principale è il circo (figg. 2, 3 e 4). Abbiamo censito 756 circhi di sicura identificazione nell'insieme della catena (261 per l'Appennino Settentrionale, 472 per quello Centrale, 23 per il Meridionale): il 70% dei circhi è orientato nel quadrante di nord-est, e nessuno di essi supera gli 800 m di larghezza. Le altre forme di erosione glaciale sono più rare: pochi *verrous* e truogoli tipici, ancora meno valli sospese e nessuna linea di cresta risultante dall'approfondimento di circhi: l'assenza di *born* evidenzia bene la modestia dell'erosione glaciale. Solo eccezionalmente gli accumuli morenici sono di grandi dimensioni. L'Appennino Centrale conta cinque grandi cordoni morenici di più di 1 km, osservabili tutti negli alti bacini dei massicci abruzzesi: due a Campo Imperatore, quelli del Piano di Campo Felice e di Ovindoli (Velino) e quello del Pains di Aremogna. I cordoni morenici frontali dell'Appennino Tosco-emiliano sono parimenti notevoli per lunghezza e continuità. Ma al di là di questi esempi, si trovano soprattutto dei cordoni morenici di dimensione modesta, generalmente incompleti; in certe valli glaciali mancano del tutto o in parte edifici morenici risalenti all'ultima glaciazione.

In effetti, le tracce glaciali sono state in parte cancellate dall'evoluzione morfologica post-glaciale. Nei calcari, le forme di erosione glaciale sono state relativamente preservate, benché le pareti dei circhi o i fianchi dei truogoli abbiano alimentato coni detritici; nel *flysch* le incisioni e i movimenti di massa hanno concorso a modificare e anche a smantellare molti circhi dell'Appennino Settentrionale o dei Monti della Laga. La maggior parte delle morene (e solo quelle situate nei bacini a fondo pianeggiante in misura minore) è stata intaccata da vari processi erosivi: i processi torrentizi, responsabili della rarità di morene nelle Alpi Apuane e della loro assenza nei Monti della Laga; i movimenti di massa, che hanno modificato i depositi morenici dell'Appennino del *flysch* o portato al ricoprimento delle morene del Pollino; la fusione delle lenti di ghiaccio morto che ha crivellato di *kettles* gli accumuli morenici dei bacini dell'Appennino Abruzzese... E occorre aggiungere l'attività tettonica post-glaciale, che nell'Appennino Centrale ha localmente modificato la topografia originaria delle morene: creste moreniche e grandi cordoni sono stati spostati in senso verticale (fino a 20 m nel Velino), e anche in senso orizzontale nel caso eccezionale della Valle Venacquaro (Gran Sasso) (Biasini, 1966; Giraudi, 1988, 1989, 1992 e 1995; Jaurand, 1992, 1994 a, 1994 b). Lo smantellamento spinto delle morene solo eccezionalmente si è tradotto nella costruzione di coni fluvio-glaciali. In generale, il profilo longitudinale teso delle valli ha dovuto favorire il trasporto lontano dei materiali al momento della deglaciazione; oppure, nel caso dei più piccoli ghiacciai dell'Appennino calcareo, la maggior parte delle acque di fusione deve aver alimentato la circolazione sotterranea.

Si comprende, a questo punto, come la scarsa evidenza dei veri accumuli morenici e l'abbondanza dei depositi pseudoglaciali abbiano potuto trarre in inganno certi autori, e non solo nei primi tempi delle ricerche sul glacismo appenninico.



Fig. 3 – *Il circo del Lago di Pilato (Monti Sibillini)*

Circo glaciale esposto sul versante settentrionale, all'estremità a monte della valle dell'Aso, dominato da cime di oltre 2400 m. Al centro, arco morenico stadiale attribuibile allo stadio appenninico IIb. Il Lago di Pilato era ancora parzialmente gelato il 30 maggio 1994

Fig. 4 – *Il circo di Monte La Nuda (Appennino Tosco-emiliano)*

Largo 800 m, esposto a NNO e inscritto nel grès «macigno», il circo formato dal Monte La Nuda (1895 m) è uno dei rari circhi del versante tirrenico dell'Appennino Tosco-emiliano. Sotto la foresta, accumuli morenici





Fig. 5 – *La morena terminale e il cono fluvio-glaciale di Majelama (Monte Velino)*

Ripresa verso valle dalla base della scarpata di faglia meridionale del Velino. Al centro, cordone morenico laterale di sponda sinistra (taglio a lato della strada); all'estremità destra, cordone morenico di sponda destra, dal tracciato incurvato. A sinistra, il grande piano inclinato del cono fluvio-glaciale di Majelama

Attribuzione dell'ultimo massimo glaciale al Würm recente. – Per analogia con le Alpi, l'ultima massima espansione glaciale riconosciuta negli Appennini è stata unanimemente attribuita al Würm: questa asserzione concordava perfettamente con la debolissima alterazione pedologica delle morene, certo in parte legata alla fascia altimetrica in cui si trovano. E' ormai possibile confermare quella ipotesi, grazie alle informazioni cronologiche ottenute dai quaternaristi italiani.

L'inquadramento cronologico dell'ultima massima espansione è basato sulle tracce della Valle Majelama (Velino), le cui caratteristiche sono uniche negli Appennini. Vi si rinviene un notevole apparato morfologico di margine glaciale, che associa il grande cordone terminale e due coni fluvio-glaciali incastrati che risalgono rispettivamente all'ultima massima espansione e alla fase di ritiro successiva (fig. 5). Le datazioni assolute di un paleosuolo e di ceneri vulcaniche, tra i quali si situa stratigraficamente l'accumulo fluvio-glaciale, permettono di affermare che l'ultima espansione massima glaciale è intervenuta ben dopo 31.220 ± 1400 anni fa (C^{14}) e che la deglaciazione era già ben avviata verso 14.580 ± 800 anni fa (C^{14}) (Frezzotti e Giraudi, 1992). L'ultima massima espansione glaciale risale dunque al Würm recente e coincide con lo stadio isotopico 2 riconosciuto alla scala planetaria.

I dati palinologici, inoltre, mostrano che il Würm recente ha segnato l'apogeo del raffreddamento würmiano. Il carattere drastico del raffreddamento alla fine del Würm, insieme con un incremento dell'aridità, spiega l'assenza di vegetazione arborea nei diagrammi pollinici di Valle Castiglione (Lazio) (Follieri, Magri e Sadori, 1988 e 1989) o del Lago di Monticchio (Campania) (Watts, 1985); certi alberi, come *Zelkova*, sono addirittura scomparsi dalla Penisola Italiana, a seguito di questo peggioramento climatico (Follieri, Magri e Sadori, 1986). In conseguenza del forte abbassamento del limite superiore della foresta, fino a quote comprese tra il livello del mare e i 700 m – valore massimo riconosciuto sulla punta meridionale dell'Appennino Calabro (Grüger, 1977) – i ghiacciai degli Appennini dovevano essere separati da spazi dalla vegetazione assente o bassa, dove la roccia era soggetta al crioclastismo.

Nei siti in cui è stato possibile attribuire con certezza le morene alla massima espansione o alle fasi di ritiro del Würm recente (Velino, Appennino Parmense), esse si caratterizzano per una netta morfologia a cordoni, un materiale sano e un'alterazione pedologica molto limitata. Per estrapolazione, e in ragione del carattere generale delle grandi oscillazioni climatiche alla scala planetaria, attribuiamo al Würm recente le altre morene appenniniche che presentano caratteristiche simili. Una conferma della simultaneità dell'ultima massima espansione negli Appennini è peraltro fornita dalla ridotta variabilità dei valori dei limiti topografici delle nevi permanenti, calcolati a partire dalle morene terminali di bacini glacializzati o di massicci vicini.

Al contrario delle Alpi, negli Appennini la glaciazione würmiana si è situata essenzialmente in alta quota. – Durante il Würm recente i ghiacciai degli Appennini erano, in effetti, semplici ghiacciai di montagna, situati nelle parti più elevate della catena: la nostra carta della copertura glaciale degli Appennini (tav. 1) ne mostra il carattere puntuale. In tutti i casi, le aree glaciali erano isolate le une dalle altre, e non si è verificata l'espansione verso le regioni di bassa quota alla periferia dei massicci. Le esagerazioni sull'estensione dei ghiacciai sono state prevalentemente formulate nella prima metà del secolo, in un'epoca in cui la generale scarsa conoscenza della neotettonica ha fatto sì che venissero assimilate a formazioni moreniche delle megabrecce pedemontane prodotte dalla disgregazione tettonica. Ma la letteratura recente presenta ancora delle ricostruzioni erranee di potenti ghiacciai pedemontani, fondate su semplici formazioni di pendio, come ai piedi dei Sibillini, del Velino o del Matese.

Certo, si hanno casi di espansione di lobi glaciali pedemontani, ma soltanto in bacini intermontani posti ad altitudini dell'ordine dei 1500-1800 m (Campo Imperatore, Velino, Piano di Aremogna, Pollino). Le espansioni glaciali fino all'esterno dei bastioni montani propriamente detti sono state eccezionali, limitate solo al Gran Sasso e al Velino, con una ridottissima ampiezza. I ghiacciai del versante settentrionale del Gran Sasso si sono spinti al massimo per 4 km nelle valli che tagliano l'avampaese adriatico (Arno), e

Tab. 1 - *I ghiacciai würmiani di almeno 5 km di lunghezza negli Appennini*

Ghiacciai dei vari massicci	Alt. massima del bacino di alimentazione	Orientamento glaciale	Lunghezza	Alt. della fronte
<i>Appennino Tosco-emiliano</i>				
V. Parma	1852 m	N	8 km	750 m
V. Cedra	1861 m	NE	7,5 km	725 m
V. Liocca	2017 m	N	5,5 km	850 m
V. Riarbero	1895 m	N	5 km ca.	1100-1200 m
V. Tagliole	1991 m	N	5,5 km	1050-1100 m
<i>Alpi Apuane</i>				
V. Gramolazzo	1946 m	NE	5,5 km	650 m
<i>Monti Sibillini</i>				
V. Aso	2476 m	N	5 km ?	1100-1150 m?
<i>Gran Sasso</i>				
Campo Imperatore	2495 m	SE	10 km	1590 m
V. Arno	2912 m	N	9 km	1000 m ca.
V. Venacquaro	2635 m	N	6 km	1165 m
<i>Monte Velino</i>				
V. Leona-Campo Felice	2271 m	NE	7,5 km	1550 m
V. Teve	2486 m	O	6,5 km	1300 m
V. Majelama	2301 m	S	6,5 km	1100 m
V. Asino	2239 m	NO	5,5 km	1350 m
V. Morretano	2153 m	NO	5 km	1540 m
<i>Maiella</i>				
V. Cannella	2793 m	E	5,5 km	1550 m ca.
V. Femmina Morta	2793 m	S	5-6 km	2200 m ca.
<i>Parco Nazionale d'Abruzzo</i>				
V. Cupa (M. Greco)	2285 m	N	7,5 km	1550 m
V. Chiarano (M. Greco)	2285 m	N	7,5 km	1600 m
V. Pagana-Le Forme	2242 m	E	6 km	1400 m
V. Lunga-Porcile	2242 m	E	6 km ca.	1100-1150 m ca.
V. Iannaghera	2249 m	NE	5 km	1100 m

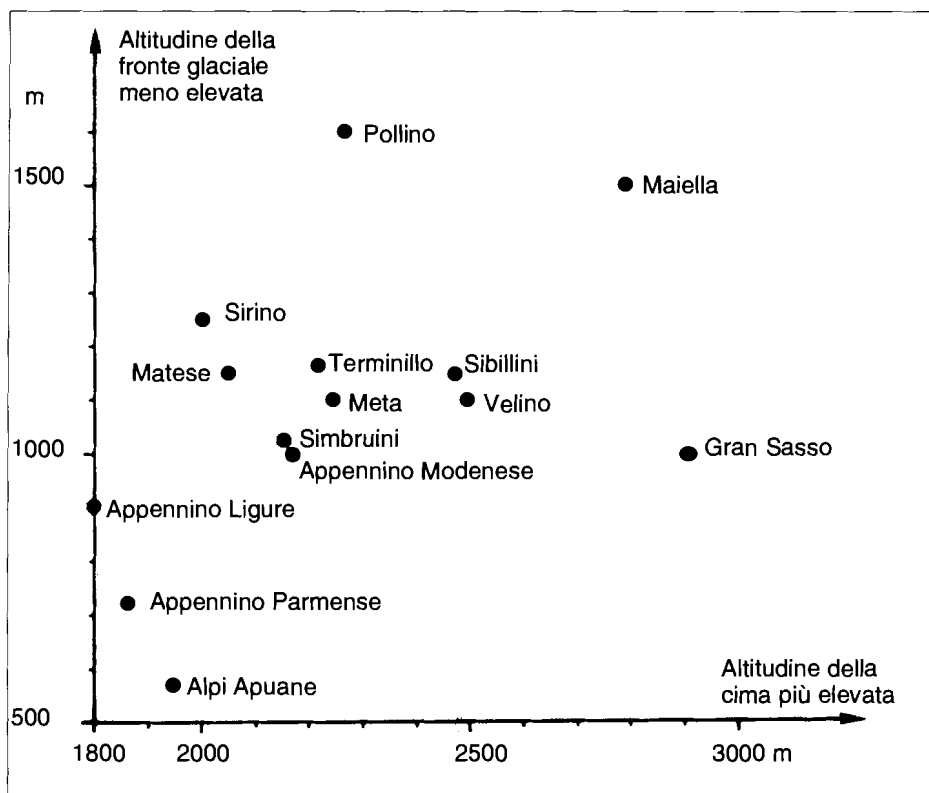


Fig. 6 – *Altitudine delle cime e delle fronti glaciali dei massicci degli Appennini*

il ghiacciaio di Majelama si fermava a meno di 1 km dopo il suo sbocco nell'area sprofondata a sud della scarpata di faglia del Velino.

Altri parametri permettono di valutare l'estensione della paleocopertura glaciale appenninica. La lunghezza maggiore raggiunta da un ghiacciaio durante l'ultima massima espansione è di 10 km (Campo Imperatore) (tab. 1). In tutta la catena solo 7 ghiacciai superano i 7 km di lunghezza, e si trovavano tutti in Abruzzo (5) o sull'Appennino Parmense (2). Altri 15 ghiacciai avevano una lunghezza compresa tra 5 e 7 km, e nessuno di essi si trovava nell'Appennino Ligure o in quello Meridionale. E' vero, dunque, che esistevano negli Appennini dei ghiacciai compositi paragonabili agli attuali ghiacciai vallivi del Monte Bianco, ma i ghiacciai elementari erano assai più numerosi. Le quote minime raggiunte da questi ghiacciai erano di 1000 m nell'Appennino Centrale (fig. 6): i ghiacciai dell'Arno (Gran Sasso) e del Vallone del Rio (Simbruini) erano entrambi esposti a nord. Nell'Appennino Settentrionale le fronti glaciali avevano un'altitudine minore: fino a 725 m nell'Appennino Tosco-emiliano, 570 m nelle Alpi Apuane e anche 520 m sul versante marittimo di questo massiccio, considerando la morena frontale



Fig. 7 – *Veduta generale della morena terminale di Gorfigliano (Alpi Apuane)*

Il paese di Gorfigliano è costruito a meno di 700 m di quota sull'arco morenico terminale di una valle del versante interno delle Alpi Apuane. Alle spalle della morena, piana lacustre retroglaciale



Fig. 8 – *Taglio della morena terminale di Gorfigliano (Alpi Apuane)*

Taglio posto a circa 680 m di quota, sul bordo della strada che conduce alle cave di marmo del Passo della Focolaccia. Deposito perfettamente caotico, eterometrico, con abbondante «farina» glaciale la cui tinta rosata è legata alla presenza, a monte, di filladi rosse

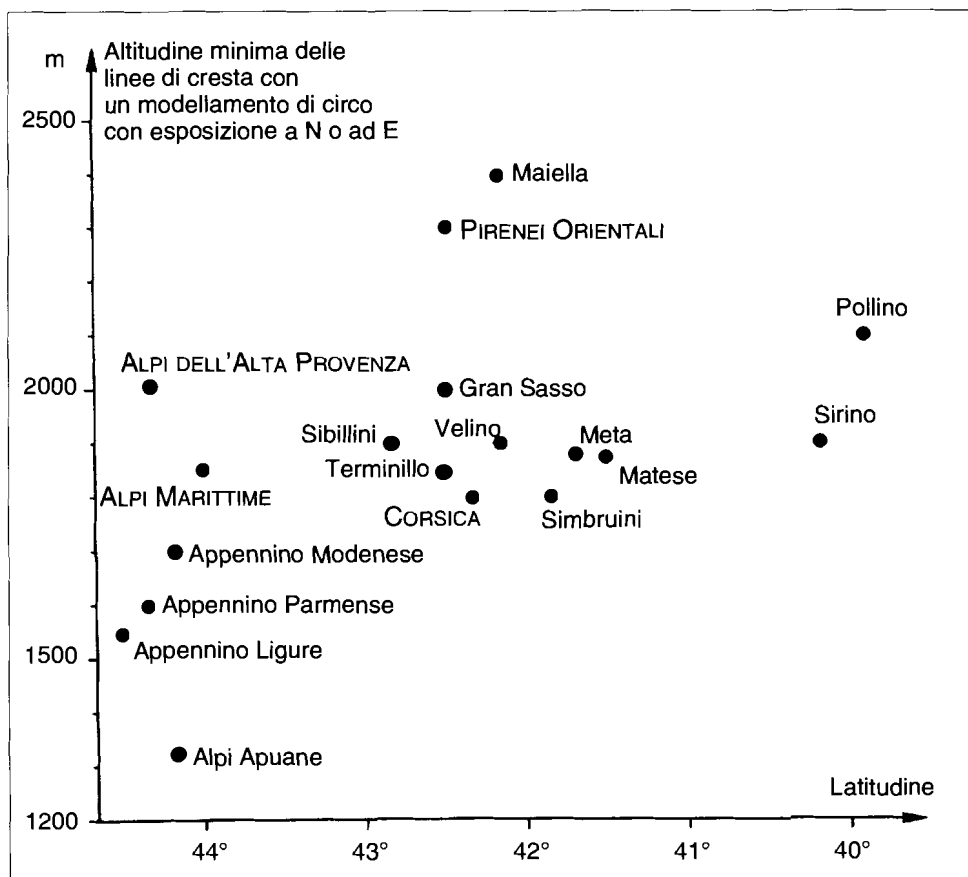


Fig. 9 – *Altitudine minima dei modellamenti di circo sugli Appennini e sulle montagne della Francia meridionale*

di un ghiacciaio rigenerato su questo versante (Federici, 1981; Jaurand, 1994 b). Ma anche nel caso delle Alpi Apuane, che ospitano le morene più basse del bacino mediterraneo (eccettuate le Alpi), i ghiacciai si mantenevano nelle parti alte delle valli, all'interno dei massicci (figg. 7 e 8).

L'immagine degli Appennini durante il Würm recente è quindi quella di una catena la cui estremità nord-occidentale e il centro erano costellati di ghiacciai di appena qualche km di lunghezza, annidati sotto le cime più alte, con un'esposizione prevalente a nord e ad est.

Alla scala del bacino mediterraneo, una copertura glaciale würmiana favorita dalle condizioni mesoclimatiche e ostacolata dall'orografia. – Nell'Appennino Centrale, solo a partire da 1800-2000 m di altitudine il versante settentrionale delle linee di cresta presenta un modellamento tipico a circhi: questo valore è identico a quello rilevato per le Alpi Marittime (Julian, 1980), situate 2° più a nord (fig. 9). Soprattutto, alla stessa latitudine

delle Alpi Marittime, le Alpi Apuane presentano dei circhi sul versante settentrionale delle cime fin da un'altitudine minima di 1300-1350 m nel settore del M. Altissimo; e il modellamento glaciale è generalizzato con esposizione nord o nord-est al di sopra dei 1500 m. Di fatto, dalla Provenza alle rive orientali del Golfo di Genova le isolinee del limite delle nevi permanenti würmiane si inarcano verso sud (tav. 1). Identici valori di circa 1800 m si osservano nelle Alpi Francesi del Sud, in Corsica e sul versante tirrenico dell'Appennino Centrale (tab. 2). A parità di latitudine, la differenza di quota nel limite delle nevi permanenti würmiane è di 500 m tra la Corsica e i Simbruini da una parte, e i Pirenei Orientali dall'altra parte. Si aggiunga che il limite climatico delle nevi permanenti durante il Würm si manteneva, nell'Appennino Centrale, alla stessa altitudine che esso presenta oggi nel massiccio norvegese dello Jotunheim (valore di circa 1900 m, citato da Demangeot, 1994).

Di fatto, il vantaggio relativo della catena appenninica e della Corsica rispetto alle Alpi Francesi del Sud e ai Pirenei Orientali, durante il Würm, dipendeva dalla loro posizione sul versante marittimo occidentale. Una simile situazione è la più favorevole a un forte abbassamento del limite delle nevi permanenti, tenuto conto della media della latitudine considerata, come ha dimostrato B. Messerli (1967) per l'insieme del bacino mediterraneo o come ha notato C. Laugénie (1982) a proposito delle Ande cilene meridionali. Allo stesso modo delle montagne del Portogallo o della Corsica, gli Appennini formano una barriera contro i venti dominanti di sud-ovest, carichi di umidità, ciò che, durante il Würm come tuttora, ha giocato a favore di precipitazioni relativamente copiose. L'effetto di sovralimentazione nevosa legato ai venti di sud-ovest è attestato, per la glaciazione würmiana, dall'orientamento preferenziale dei circhi. Inoltre, benché la Penisola Italiana ricevesse meno precipitazioni, rispetto ad oggi, durante il Würm, le ricostruzioni dei paesaggi vegetali indicano una relativa umidità in quota, sul versante tirrenico dell'Appennino Centrale. Ne sono testimonianza la persistenza di alberi in una parte della montagna abruzzese (sondaggio del bacino di Avezzano) e l'esistenza di un'abettaia pura dominata da una pecceta sulle prime pendici del versante marittimo delle Alpi Apuane (Follieri, Magri e Sadori, 1986; Tongiorgi e Trevisan, 1940). La quasi generale assenza di *glacis* d'erosione negli Appennini e la continuità dei movimenti di massa riguardanti le rocce plastiche potrebbero essere attribuiti alla permanenza di una sfumatura climatica umida nel corso del Quaternario.

Risulta così che durante il Würm gli Appennini, a causa della loro posizione geografica, hanno beneficiato di condizioni mesoclimatiche relativamente favorevoli alla glaciazione, che non si è potuta estendere quanto nelle Alpi Marittime a causa di condizioni orografiche svantaggiose. Occorre evidentemente chiamare in causa la modesta altitudine degli Appennini, che in nessun punto raggiungono i 3000 m e che oltrepassano i 2500 solo con il Gran Sasso e la Maiella: e la circostanza che, in conseguenza dell'evoluzione tettonica della catena, i massicci più elevati siano i più lon-

Tab. 2 - *Parametri altitudinali della glaciazione würmiana negli Appennini e nelle montagne della Francia mediterranea*

Massicci	Latitudine	Alt. minima delle linee di cresta con modellato di circo con esposizione a N o E	Limite topografico delle nevi permanenti con esposizione a N o E	Limite climatico delle nevi perman. (valore approssimativo)
Appennino Ligure	44°30'	1500-1600 m	> 1250 m	> 1450 m
Appennino Parmense	44°20'	1600 m	1260 m	> 1450 m
Alpi Apuane	44°10'	1300-1350 m	1200 m ca.	1350-1400 m
Appennino Modenese	44°10'	1700 m	1500-1550 m	1700 m
M. Sibillini	42°50'	1900 m	< 1700 m	1900 m
M. Terminillo	42°30'	1850 m	1650 m	1850 m
Gran Sasso	42°30'	2000 m	1750 m ca.	1950 m
M. Velino	42°10'	1900 m	1700-1750 m	1900 m
Maiella	42°10'	2400 m	2000-2100 m	> 2200 m
M. Simbruini	41°50'	1800 m	1500-1600 m	1800 m
M. della Meta	41°40'			
M. del Matese	41°30'	1850-1900 m	1600-1700 m	1850 m
M. Sirino	40°10'	1900 m	1600-1700 m	
M. Pollino	39°55'	2100 m	1900-1950 m	2000 m ca.
Alpi dell'Alta Provenza	44°20'	2000 m	1800-1900 m	2000 m
Alpi Marittime	44° ca.	1800-1900 m	1700 m ca.	1800 m
Pirenei Orientali	42°30'	2300 m	2100-2200 m	2300 m
Corsica (M. Cinto)	42°20'	1800 m	> 1550 m	1800 m

tani dalle coste tirreniche non ha, palesemente, favorito una paleocopertura glaciale estesa. Se le Alpi Apuane avessero avuto l'altitudine del Gran Sasso, i ghiacciai würmiani avrebbero forse creato dei fiordi nel Mar Ligure, tenuto conto di un limite climatico delle nevi permanenti inferiore a 1400 m. Per di più, l'isolamento dei settori più elevati della catena e la debole gerarchizzazione della rete delle valli, legata alla recente età di costituzione della massa montuosa, non hanno permesso l'esistenza di grandi confluenze glaciali. I ghiacciai formavano generalmente una rete divergente e asimmetrica attorno ai nodi orografici principali di ciascun massiccio.

Contrasti e paradossi della distribuzione della glaciazione würmiana degli Appennini. – La quasi totalità della paleocopertura glaciale degli Appennini si distribuiva in due settori situati al nord-ovest e al centro della catena: l'Appennino Meridionale aveva una copertura trascurabile (tav. 1). Gli apparati glaciali erano leggermente più lunghi, sia come valori massimi, sia come valori medi, nell'Appennino Centrale rispetto all'Appennino Settentrionale (fig. 6); ma il ghiacciaio della Valle Parma, favorito dall'orientamento in pieno

nord e da molte confluenze, era il più vasto della catena, con 23 km² contro i 21,5 del ghiacciaio di Campo Imperatore. Il modesto scarto tra le dimensioni degli apparati glaciali dell'Appennino Settentrionale e di quelli dell'Appennino Centrale dipende da un dislivello simile fra la quota delle cime e il limite delle nevi permanenti würmiane. Nell'Appennino Settentrionale il limite climatico delle nevi permanenti si aggirava intorno ai 1500 m, rispetto a sommità di 2000 m di altitudine media; per l'Appennino Centrale questi valori erano rispettivamente 1900 m e 2500 m. La differenza così limitata fra i due settori glaciali dipende dunque da un identico equilibrio relativo fra le altitudini delle sommità e del limite climatico delle nevi permanenti: lo svantaggio altitudinale dell'Appennino Settentrionale era compensato da una posizione del limite delle nevi permanenti nettamente più bassa di quota.

Si può notare così, paradossalmente, che i massicci degli Appennini in cui i ghiacciai si spingevano ad una quota inferiore erano anche i meno elevati. In effetti, solo nell'Appennino Settentrionale i ghiacciai si sono spinti fino ad altitudini al di sotto dei 1000 m. Il caso dell'Appennino Parmense ricorda quello dei Monti Dore, nel Massiccio Centrale francese (Veyret, 1981), dato che le altitudini massime dei bacini di alimentazione glaciale (1850-1900 m) e le altitudini delle fronti glaciali (un po' meno di 800 m) erano identiche. Questo accostamento non può che sorprendere, ma insistiamo sul fatto che quasi tutte le valli glaciali delle Alpi Apuane e dell'Appennino Tosco-emiliano mostrano delle morene terminali a quote comprese tra 600 e 1000 m. Esisteva un doppio gradiente paleoclimatico a vantaggio dell'Appennino Settentrionale. Questo beneficiava, al tempo stesso, di una latitudine settentrionale quanto quella delle Alpi Marittime e di una posizione di prima barriera vicinissima al Mar Ligure; era inoltre posto al riparo dell'anticiclone termico associato alla calotta glaciale alpina.

Nei nostri due grafici (figg. 6 e 9), i massicci posti in alto e a sinistra avevano le condizioni di alimentazione meno favorevoli alla glaciazione, sia perché la loro latitudine era troppo meridionale, sia perché la loro posizione era troppo continentale – vale a dire lontana dalle coste tirreniche. Durante il Würm, diversamente da quanto si verifica oggi, i massicci dell'Abruzzo adriatico non beneficiavano affatto dell'apporto nevoso dei venti che transitavano sopra l'Adriatico: essi erano situati ortogonalmente al fondo di un golfo due volte meno ampio di oggi, e che doveva essere occupato dalla banchisa durante la stagione fredda: viene in mente un confronto con l'attuale Golfo di Botnia. E' possibile misurare la forza dei due gradienti paleoclimatici che influenzavano la ripartizione della paleocopertura glaciale. Tra l'Appennino Settentrionale e l'Appennino Lucano il limite climatico delle nevi permanenti si innalzava di circa 500 m, il che corrisponde a un gradiente di 110-120 m per grado di latitudine. La valutazione del gradiente di continentalità è più delicata, per la limitata distanza su cui è possibile misurarlo: nell'Appennino Centrale esso doveva essere almeno di 100-150 m ogni 50 km di distanza, cioè di una forza almeno equivalente a quella del gradiente misurabile tra i Pirenei Occidentali e il Mont Canigou (Viers,

1971). La maggior rilevanza del gradiente di continentalità rispetto a quello di latitudine si traduce in una disposizione NNO-SSE delle isolinee del limite delle nevi permanenti würmiane a nord della Penisola Italiana (tav. 1).

Per quanto siano fondamentali, i fattori paleoclimatici non potrebbero spiegare da soli la distribuzione della paleocopertura glaciale. La posizione eccentrica occupata da certi massicci nei nostri grafici (figg. 6 e 9) tradisce con tutta evidenza l'influenza di fattori locali di ordine orografico, considerata essenziale da M. Klimaszewski (1993). Ci sembra che questa influenza sia stata tanto più determinante in quanto, per altro verso, le condizioni mesoclimatiche dei massicci si presentavano relativamente poco favorevoli. In effetti, la paleocopertura glaciale della Maiella, già svantaggiata da una posizione continentale e più meridionale di quella del Gran Sasso, ha soprattutto risentito negativamente della disposizione a cupola anticlinale del massiccio. Nel caso del Pollino, la situazione del massiccio a meno di 40° di latitudine e la sua posizione relativamente protetta rispetto ai flussi tirrenici dallo schermo della catena costiera calabrese erano rafforzate da una morfologia preglaciale poco favorevole ad un'avanzata delle lingue di ghiaccio (debole dissezione della scarpata diaglia del Pollino).

I gradienti paleoclimatici legati alla latitudine e, soprattutto, alla continentalità spiegano i contrasti della paleocopertura glaciale tra i vari massicci degli Appennini. Essi hanno controbilanciato le differenze dipendenti dall'altitudine. Nel corso della glaciazione würmiana si verificavano rilevanti disparità nell'alimentazione nevosa, tra i massicci esposti per primi ai flussi umidi di provenienza tirrenica e quelli che occupavano una posizione continentale svantaggiosa. Nell'Appennino Centrale i ghiacciai sono scesi verso valle, nei massicci più prossimi al Tirreno, tanto quanto sul Gran Sasso – mentre questo li supera in altitudine di 700 m. La media montagna che costituisce l'Appennino Settentrionale ha ospitato le fronti glaciali più basse della catena e del bacino mediterraneo (Alpi escluse). Il caso eccezionale delle Alpi Apuane, vera muraglia eretta di fronte al Mar Ligure, merita di essere messo in evidenza: almeno quattro ghiacciai vi hanno raggiunto quote *record*, da 520 a 670 m, e il limite climatico delle nevi permanenti vi era pari a quello della Cordigliera Cantabrica o dei Pirenei Occidentali (1400-1500 m secondo Klimaszewski, 1993).

Le tappe della deglaciazione tardowürmiana degli Appennini. – Lo scaglionamento altitudinale delle morene depositate durante la deglaciazione del tardo Würm mostra una distribuzione coerente dall'Appennino Ligure all'Appennino Lucano. Queste morene stadiali di ritiro testimoniano in effetti delle pause successive o delle inversioni di tendenza nella regressione del limite delle nevi permanenti dall'apogeo del Würm recente fino all'Olocene. Abbiamo distinto quattro fasi di regresso negli Appennini: di queste, la prima e l'ultima corrispondono rispettivamente ai classici stadi I e III riconosciuti da P. R. Federici (1979). Tra questi due, ci è parso opportuno sdoppiare il fondamentale stadio appenninico II (II a e II b).



Fig. 10 – *Una morena di ritiro del Campo Pericoli (Gran Sasso)*

Magnifico arco morenico frontale, ricco di grossi blocchi, che ricalca i contorni dell'antica lingua glaciale. Morena attribuibile allo stadio appenninico IIb. Sullo sfondo, circhi della zona di alimentazione

Lo stadio appenninico I è intervenuto poco dopo l'espansione glaciale massima: le limitate dimensioni delle morene che gli si associano è prova, al tempo stesso, del fatto che deve essersi trattato di una semplice e breve fase di stazionarietà. In compenso, lo stadio appenninico II, contrassegnato da numerose costruzioni moreniche frontali, potenti e perfettamente disegnate, è dovuto corrispondere ad un'autentica fase di ripresa dei ghiacciai. Datazioni assolute ottenute nell'alta valle della Cedra (Appennino Parmense) (Lowe, 1992) e nel Piano di Aremogna (Appennino Abruzzese) (Frezzotti e Giraudi, 1989) indicano che questo stadio si è verificato prima di 13.000 fa, ciò che localmente è confermato dal ricoprimento delle morene corrispondenti ad opera delle ceneri prodotte dalla posteriore eruzione dei Campi Flegrei: questo stadio appenninico II a corrisponde con ogni verosimiglianza al Dryas antico. Lo stadio II b, analogamente, appare come una fase di ripresa dell'avanzata (fig. 10), provocata dall'episodio di raffreddamento del Dryas recente, perfettamente datato nell'Appennino Parmense: come nelle Alpi Meridionali, la nuova offensiva di freddo e il ritorno di certe tendenze aride (prosciugamento del lago del Piano di Aremogna) hanno per breve tempo interrotto un processo di miglioramento termico che era largamente avviato. Uno stadio ulteriore ha potuto essere individuato solo nel Gran Sasso (tab. 3): per correlazione con le Alpi Meridionali, lo stadio appenninico III è probabilmente coinciso con il Preboreale. In ogni caso, il Gran Sasso è l'unico massiccio degli Appennini in cui si possano rintracciare morene oloceniche (stadio appenni-

Tab. 3 - *L'evoluzione della glaciazione negli Appennini dopo il Würm recente*

Cronologia relativa e valore della risalita	Appennino Settentrionale	Appennino Centrale	Appennino meridionale
Espansione massima del Würm recente (circa 19.000 anni fa)	Ghiacciai vallivi di lunghezza massima di 8 km (Appennino Tosco-emiliano); 5,5 km (Alpi Apuane); 4 km (Appennino Ligure). La Valle Parma ospitava il più vasto ghiacciaio degli Appennini (23 km ²). Le fronti glaciali più basse degli Appennini: fino a 725-750 m nell'Appennino Parmense; 570 m sul versante interno delle Alpi Apuane e 520 m sul versante marittimo (ghiacciaio rigenerato). Limite climatico delle nevi permanenti sui 1350-1700 m; dalle Alpi Apuane si innalzava verso E	Ghiacciai vallivi di 10 km di lunghezza massima (Campo Imperatore). Fronti glaciali intorno a non meno di 1000 m, per i ghiacciai dell'Arno (Gran Sasso) e del Vallone del Rio (M. Simbruini). Limite climatico delle nevi permanenti sui 1800-1950 m; dai M. Simbruini si innalzava verso il Gran Sasso. Valore superiore ai 2000 m sulla Maiella	Ghiacciai vallivi di 3 km di lunghezza massima su M. Sirino e M. Pollino, esclusivamente sul versante settentrionale in quest'ultimo massiccio. Fronti glaciali a non meno di 1250 m, e a 1600 m sul M. Pollino. Semplici ghiacciai di circo sotto i monti Alpi e Cervati. Limite climatico delle nevi permanenti intorno ai 2000 metri
Stadio appenninico I (+ 50-125 m)	Ritiro generale delle fronti glaciali, dell'ordine di 1-3 km. Fine di molte confluenze glaciali. Notevole erosione lineare legata alle acque di fusione dei ghiacciai, tra la fine della massima espansione e lo stadio appenninico IIa		
Stadio appenninico IIa (Dryas antico, oltre 13.000 anni fa) (+ 250-300 m)	Esistenza di lingue glaciali nelle alte valli, di 3-4 km di lunghezza massima (Appennino Centrale) e 1,5-2 km (Appennino Settentrionale)		Permanenza di un unico ghiacciaio di circo, quello sul M. Sirino
Stadio appenninico IIb (Dryas recente) (+ 400 m circa)	Esistenza di qualche ghiacciaio di circo sotto la vetta o le vette più alte di ciascun massiccio (salvo nell'Appennino Ligure e nel Matese), permanenza di brevi ghiacciai vallivi sul Gran Sasso		
Stadio appenninico III (Preboreale) (+ 550-600 m)		Copertura glaciale limitata al solo Gran Sasso (3 km ²). <i>Rock glacier</i> attivo sulla Maiella	
Piccola Era Glaciale (+ 1050-1100 m)		Ghiacciaio di circo del Calderone (Gran Sasso), l'unico negli Appennini	

Tab. 4 - *Confronto della risalita del limite delle nevi permanenti dal Würm recente a oggi negli Appennini e nelle Alpi dell'Alta Provenza*

Periodo	Limite climatico delle nevi permanenti (altitudine assoluta e innalzamento relativo)			Stadi appenninici di ritiro
	Alpi dell'Alta Provenza (secondo Jorda, 1980)	Gran Sasso	Appennino Parmense	
Pleniglaciale del Würm recente (19.000 anni fa ca.)	2000 m	1950 m	1450 m	
Dryas antico (più di 13.000 anni fa)	2100 m (+ 100 m)	2000-2050 m (+ 50-100 m)	1550-1750 m (+ 100-125 m)	I
	2300 m (+ 300 m)	2200-2250 m (+ 250-300 m)	1700-1750 m (+ 250-300 m)	Ila
Dryas recente (da 11.600 a 10.300 anni fa, o da 11.000 a 10.000 anni fa)	2375 m (+ 375 m)	2350 m (+ 400 m)	1850 m (+ 400 m)	Ilb
Preboreale (da almeno 10.000 a 9000 anni fa circa)	2500-2600 m (+500-600 m)	2500-2550 m (+550-600 m)	? (al di sopra delle creste)	III
Attuale (+ 1150 m)	3150 m (+ 1150 m)	3100 m	?	

nico III e Piccola Era Glaciale, con la morena del circo del Calderone, studiata da C. Smiraglia e O. Veggetti, 1992).

Risulta così che durante lo stadio appenninico III i ghiacciai si limitavano al solo Gran Sasso e coprivano una superficie di meno di 3 km²: la deglaciazione degli Appennini, cioè, era praticamente completa fin dal principio dell'Olocene. Un certo numero di ghiacciai elementari, sotto cime che oltrepassavano di poco il limite würmiano delle nevi permanenti, aveva dovuto fondere già dalla fine del massimo glaciale. Durante lo stadio appenninico II a, la copertura glaciale era ridotta a ghiacciai di 3-4 km di lunghezza massima nell'Appennino Centrale e di 1,5-2 km nell'Appennino Settentrionale, e ad un unico ghiacciaio di circo nell'Appennino Meridionale. Nel Dryas recente, a parte il Gran Sasso, la copertura glaciale era limitata a semplici ghiacciai di circo situati sotto le cime più alte.

Mediante la presenza di *Abies*, le analisi palinologiche condotte sulle torbiere in quota dell'Appennino Parmense hanno mostrato che la riconquista forestale tardowürmiana si avviò in un ambiente climatico meno secco di quello delle Alpi Francesi del Sud. Di fatto, se i valori di risalita dei limiti delle nevi permanenti segnano identiche tappe della deglaciazione sia nelle

Alpi Francesi del Sud sia negli Appennini (tab. 4), i valori assoluti indicano chiaramente la permanenza, dal Würm fino ad oggi, di un gradiente di umidità a vantaggio degli Appennini. Ancora una volta, l'eccezione della Maiella conferma la conclusione generale: la sola Maiella, il massiccio più continentale e meno umido dell'Appennino Centrale, ospita 7 dei 9 «ghiacciai rocciosi» dell'Appennino Centrale, sicuramente formatisi durante lo stadio appenninico III.

La copertura glaciale prewürmiana degli Appennini: tracce geomorfologiche poco numerose, ma difficilmente contestabili. – Scartate varie evidenze geomorfologiche citate in letteratura, che ci sono apparse di natura pseudoglaciale, si deve ammettere che un certo numero di forme d'accumulo e di erosione glaciale non possono essere ascritte all'ultima glaciazione (Jaurand, 1994 b). Queste forme sono molto meno numerose di quanto non suggerisca la letteratura recente (fig. 11), ma la loro evidenza è generalmente chiara, in particolare a Campo Imperatore, dove esiste un complesso di forme glaciali e fluvioglaciali che risalgono a due glaciazioni distinte. In questo caso specifico, ci basiamo sullo stato di conservazione assai difforme e sulla differenza di quota fra i due grandi cordoni, come anche sul gradiente di alterazione del materiale morenico; l'interdigitazione dei livelli lacustri del margine glaciale (Piano Racollo) completa l'insieme formato dalle morene terminali delle Coppe e del Prato del Bove (figg. 12 e 13) (Jaurand, 1994 b).

Così come Campo Imperatore, il Piano di Aremogna mostra la distinzione tra una morena esterna molto smantellata, dal materiale alterato, e una morena interna dalla morfologia ben conservata e dal materiale fresco (Frezzotti e Giraudi, 1989; Cinque e altri, 1990; Jaurand, 1994 b). Nel massiccio del Velino, alcuni caratteri relativi al sito morfologico e alla costituzione sedimentologica della puddinga alterata di Rovere ci fanno presumere l'origine fluvioglaciale, piuttosto che quella morenica avanzata da K. H. Pfeffer (1967), probabilmente legata alla diffiuenza di un ghiacciaio che riempiva il Piano di Pezza. Certo, questo caso è più ipotetico dei precedenti, a causa dell'assenza di qualsiasi morena che si raccordi al livello fluvio-glaciale antico. Ma in tutti i casi si è riscontrato che la fase di copertura glaciale che ha preceduto la massima espansione del Würm recente è stata contrassegnata da un'estensione glaciale più considerevole. Il culmine della glaciazione würmiana, nella sua fase terminale, così come le caratteristiche del modellamento e del materiale delle morene esterne, ci invitano a considerare queste ultime come testimoni di una glaciazione anteriore al Würm. Questa ipotesi si impone in tutta evidenza nell'Appennino Parmense: la morena di Monte Navert è l'avanzo di una copertura glaciale sviluppatasi in un quadro morfologico ben diverso da quello del Würm (Federici, 1977; Federici e Tellini, 1983; Jaurand, 1994). Non possiamo, del resto, sapere se le morene di Campo Imperatore e del Piano di Aremogna, da una parte, e quella di Monte Navert dall'altra risalgano alla stessa glaciazione: non è

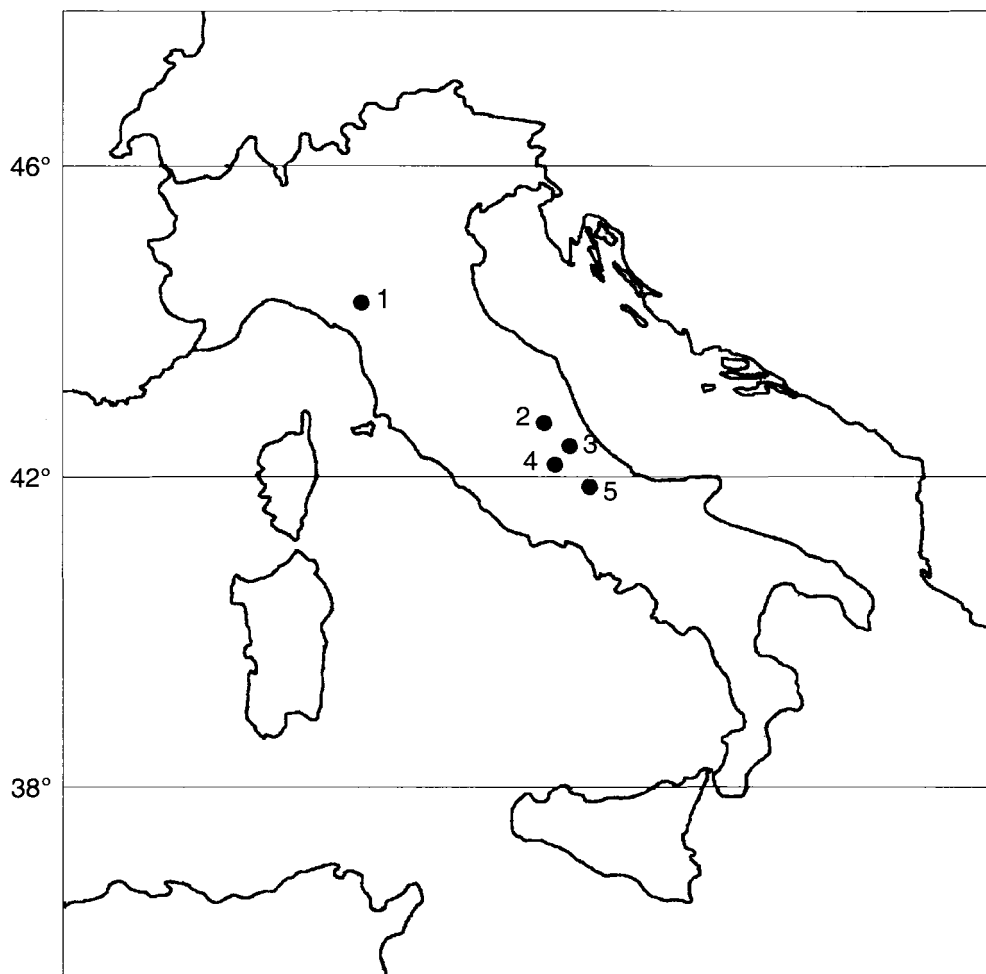


Fig. 11 – *Distribuzione delle tracce glaciali prewürmiane degli Appennini*

1) Deposito morenico in quota del Monte Navert (Appennino Parmense); 2) circhi incastrati della Forca Viola (Monti Sibillini, Appennino Umbro-marchigiano); 3) morena esterna e terrazze lacustri proglaciali di Campo Imperatore (Gran Sasso, Appennino Abruzzese); 4) puddinga fluvioglaciale di Rovere e sella di confluenza di Vado di Pezza (Monte Velino, Appennino Abruzzese); 5) morena esterna del Piano di Aremogna (Appennino Abruzzese)

escluso che la morena di Monte Navert, rispetto alla quale il fondo del trugolo würmiano è incassato di oltre 500 m, risalga ad una glaciazione ancora più antica di quella che ha immediatamente preceduto il Würm.

Possiamo notare l'estrema rarità di forme di erosione glaciale che testimoniarebbero l'attività di due glaciazioni distinte: i soli indizi sono costituiti dai circhi incastrati della Forca Viola (Sibillini), e il Vado di Pezza (Velino),

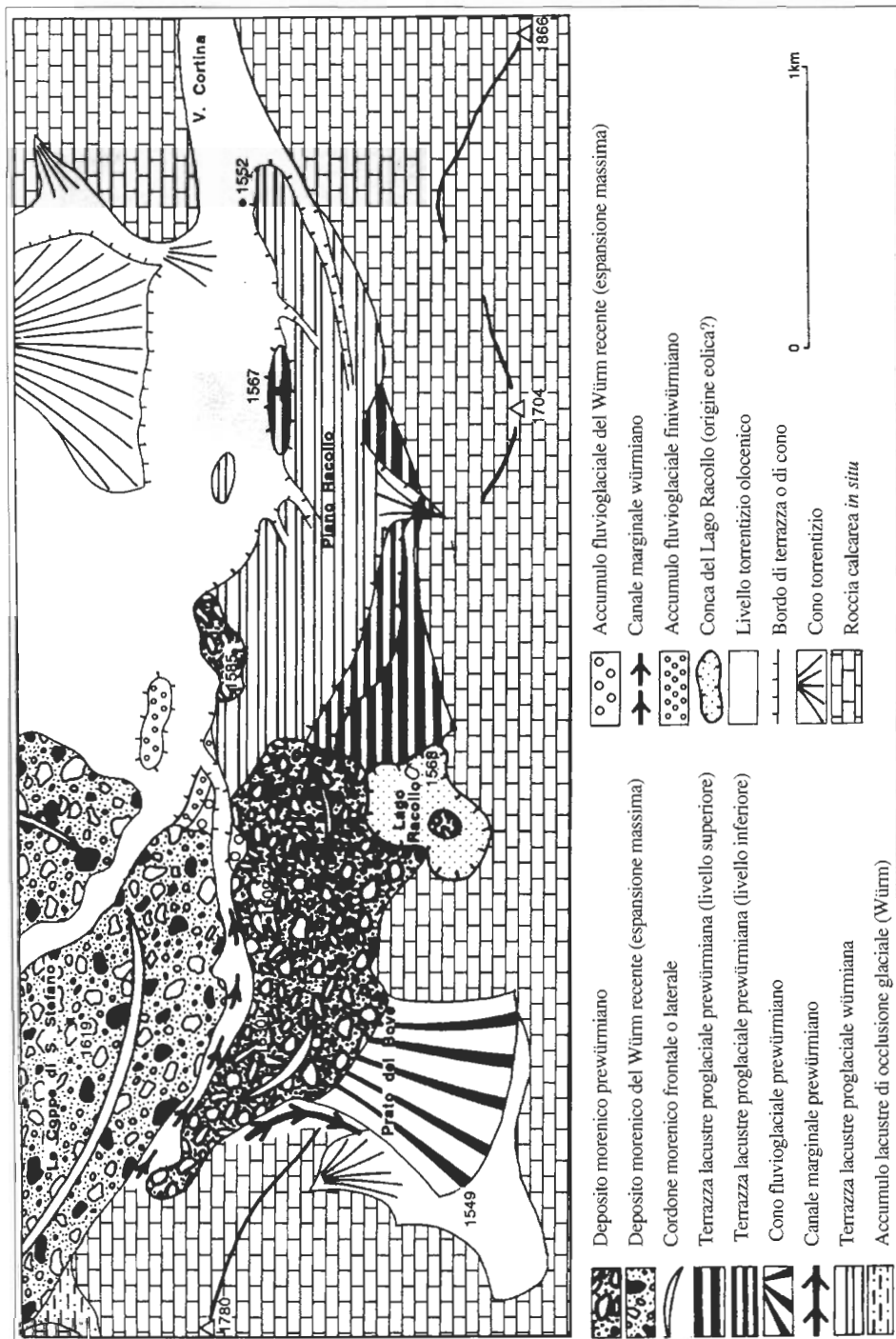


Fig. 12 - Le morene terminali e il margine glaciale di Campo Imperatore (Gran Sasso)



Fig. 13 – *Le due morene terminali di Campo Imperatore (Gran Sasso)*

In primo piano e a sinistra della strada di Campo Imperatore, il grande cordone morenico würmiano delle Coppe, dalla netta morfologia; a destra della strada, ingobbimenti addolciti della morena frontale prewürmiana; tra le due morene, canale marginale percorso dalle acque di fusione del ghiacciaio würmiano

probabile sella di diffidenza prewürmiana (Jaurand, 1994 b). Riconosciamo che, in assenza di qualsiasi forma di accumulo prewürmiano nel resto degli Appennini, sarebbe stato difficile chiudere il discorso sulla base di queste antiche forme di erosione glaciale. Si capisce il loro assai scarso numero: nell'insieme degli Appennini, i ghiacciai würmiani possono aver semplicemente rimodellato dei circhi preesistenti, rendendo illeggibili le tracce glaciali anteriori; oppure queste sarebbero state completamente cancellate prima dello sviluppo di una nuova copertura glaciale.

Gli accumuli glaciali e fluvio-glaciali prewürmiani degli Appennini che abbiamo presentato sono stati conservati grazie a siti morfologici favorevoli: fondi pianeggianti di bacini carsificati in Abruzzo, *Klippe* di roccia meno facilmente erodibili delle argille che le attorniano, nel caso dell'alta Valle Parma. Di fatto, l'estrema rarità di morene prewürmiane negli Appennini (3 per l'insieme della catena) va riferita al carattere esclusivamente montuoso della copertura glaciale: i processi d'erosione abituali in montagna hanno spesso, negli Appennini, un carattere catastrofico in collegamento con la sismicità; nel Nord, in particolare, va considerata anche l'associazione di rocce plastiche e di un'abbondante piovosità – all'origine di una proliferazione di movimenti di massa. Sta di fatto che nelle Alpi la maggior parte delle tracce

della copertura glaciale prewürmiana si situa in posizione di pedemonte, mentre le alte valli alpine ne sono praticamente prive.

Nell'ambito delle aree montane i depositi glaciali presentano l'inconveniente di essere facilmente distrutti o cancellati nel corso dei periodi interglaciali o glaciali successivi. In linea generale, l'assenza di un *continuum* dei depositi per i ghiacciai continentali rende fragile una ricostruzione paleoclimatica del Quaternario che si basi su criteri geomorfologici, soprattutto quando essa si limita ad un quadro spaziale ristretto. Nella maggior parte dei massicci appenninici un'assenza di depositi glaciali prewürmiani non prova l'assenza di copertura glaciale prima del Würm, e le tre morene prewürmiane che abbiamo identificato non sono necessariamente tra loro contemporanee.

Il poliglacialismo appenninico: la fine dell'eccezione appenninica nell'Europa mediterranea. – Seguendo P. R. Federici (1980) non ci sembra più sostenibile affermare che gli Appennini non hanno conosciuto altra glaciazione che durante il Würm. L'ipotesi di G. De Lorenzo e G. Dainelli (1923) – ancora recentemente difesa da U. Losacco (1982) – secondo la quale gli Appennini sarebbero sfuggiti alle fasi di copertura glaciale prewürmiane, perché non avevano ancora raggiunto l'altitudine critica sufficiente, deve essere abbandonata. L'immagine di un brutale innalzamento degli Appennini proprio prima del Würm, che sarebbe stato il fattore decisivo di un'unica copertura glaciale lungo tutto il Quaternario, è smentita tanto dall'esame del terreno quanto dalle conoscenze generali relative all'evoluzione tettonica dell'Appennino. Il sollevamento dell'Appennino è stato piuttosto un fenomeno continuo dal Pliocene in poi, come testimoniano i livelli di pedemonte del Gran Sasso e del Pollino o le paleotopografie incastrate del versante emiliano dell'Appennino Settentrionale (Dufaure, Bossuyt e Rasse, 1988 e 1989; Bousquet e Guérémy, 1969; Papani e Sgavetti, 1975). In questa prospettiva, i progressivi aumenti di altitudine nel corso del Quaternario hanno evidentemente concorso allo sviluppo della copertura glaciale. Ma è chiaro che fin da prima del Würm gli Appennini avevano acquisito un volume di rilievo che ha permesso loro di oltrepassare, localmente, il limite delle nevi permanenti.

Appare inoltre come la glaciazione würmiana abbia raggiunto dimensioni più limitate della glaciazione più antica. Tenuto conto della rapida erosione che interessa le forme glaciali, è più probabile che questa fase di massima espansione sia da attribuire alla glaciazione che ha preceduto immediatamente il Würm e che corrisponde allo stadio isotopico 6: ma nessun dato ci consente di stabilirlo con certezza, ed è accertato per la scala planetaria che lo stadio isotopico 12 ha coinciso con una glaciazione di un'ampiezza straordinaria (Shackleton, 1987). Allo stesso modo, ci sfuggono le precise differenze climatiche esistenti tra le due glaciazioni: forse la più forte aridità della glaciazione würmiana ostacolò leggermente l'estensione glaciale? Non ci nascondiamo il fatto che molte incertezze pesano sul numero

esatto (comunque uguale a un minimo di 2) e sui quadri cronologici e paleoclimatici delle glaciazioni appenniniche.

Possiamo notare che il quadro poliglacialista che sosteniamo a proposito degli Appennini è conforme alle conclusioni di molti studiosi su altre montagne mediterranee. Nella Sierra Nevada un deposito morenico «rissiano» si troverebbe verso i 1340 m di quota nella valle del Monachil, e cioè 360 m più in basso della più bassa morena attribuita al Würm (Messerli, 1965); senza essere formalmente smentite, queste tracce sono state tuttavia giudicate «problematiche» da R. Lhénaff (1981). Nella Sierra de Guadarrama, J. Vaudour (1979) ha analogamente rinvenuto morene dal materiale alterato, situate a valle delle morene würmiane. E in Corsica, nell'alta valle della Restonica, O. Conchon (1975 e 1985) ha stabilito l'origine glaciale della formazione grossolana di Tuani, sita a 650 m, che testimonierebbe di una fase di copertura glaciale equivalente al Riss alpino. A questi indizi si sommano quelli più numerosi censiti nelle Alpi Marittime (Julian, 1980) e nei Pirenei Orientali (Butzer e Franzle, 1959; Clotet, Gallart e Tricart, 1985). Tutti questi segni di una glaciazione prewürmiana ne attestano il carattere più esteso della stessa glaciazione würmiana, cosa che abbiamo ugualmente constatato negli Appennini. Ci è difficile calcolare lo sfasamento del limite delle nevi permanenti tra le due glaciazioni, a causa della posizione delle morene esterne appenniniche in bacini a fondo pianeggiante, a quote equivalenti a quelle delle morene interne. Ma, secondo gli autori precedenti, attorno al Mediterraneo occidentale il limite delle nevi permanenti doveva essere da 100 a 200 m più elevato durante il Würm che durante la glaciazione precedente.

Non ci è stato possibile datare e ricostruire precisamente l'ambiente climatico della glaciazione prewürmiana negli Appennini. Ma le nostre ricerche ci fanno abbandonare lo schema di un'unica glaciazione appenninica, il che concorda con le conclusioni ricavate dallo studio di altre montagne dell'Europa mediterranea.

BIBLIOGRAFIA

[Sono qui elencati solo i contributi citati nell'articolo. Per un quadro più completo della letteratura dedicata alle tracce glaciali negli Appennini, si veda Jaurand (1994 b – tesi inedita di dottorato, consultabile presso la Società Geografica Italiana) e, per i riferimenti più antichi, Sacco (1941)]

ALMAGIÀ R., *Neue Untersuchungen und offene Fragen über die Morphologie des Zentral-Appennin*, in «Geogr. Zeitschrift», Wiesbaden, 1912, 18, pp. 255-269.

ALMAGIÀ R., *Tracce glaciali nei Monti Marsicani*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1919, pp. LXV-LXVII.

ALMAGIÀ R., *Tracce glaciali nel gruppo di Monte Greco*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1922, pp. XLVIII-XLIX.

ALMAGIÀ R., *Il Parco Nazionale d'Abruzzo*, in «L'Universo», Firenze, 1929, 4, pp. 377-392.

- BIASINI A., *Elementi morfotettonici, tratti da un rilievo fotogeologico, al margine dell'altipiano di Ovindoli (Abruzzo)*, in «Geologica Romana», Roma, 1966, 5, pp. 303-311.
- BIELER-CHATELAN T., *Gli antichi ghiacciai pleistocenici dei Monti Simbruini (Appennino centrale)*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1928, pp. 33-45.
- BIELER-CHATELAN T., *Nuove osservazioni sulle tracce glaciali dei Monti Simbruini (Appennino centrale)*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1929, pp. 163-175.
- BIELER-CHATELAN T., *Le glacier polysynthétique quaternaire des Monti Simbruini (Apennin central): les limites de son extension*, in «C.-R. hebdomadaires des Séances de l'Acad. des Sciences», Parigi, 1930 (a), 191, pp. 385-387.
- BIELER-CHATELAN T., *Le glacier polysynthétique quaternaire des Monti Simbruini (Apennin central): les causes de son extension*, in «C.-R. hebdomadaires des Séances de l'Acad. des Sciences», Parigi, 1930 (b), 191, pp. 438-440.
- BOENZI F. e PALMENTOLA G., *Tracce della glaciazione würmiana sul massiccio del Pollino al confine calabro-lucano*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1971, pp. 139-150.
- BOENZI F. e PALMENTOLA G., *Nuove osservazioni sulle tracce glaciali nell'Appennino lucano*, in «Boll. Comitato Glaciol. Ital.», Torino, 1972 (a), pp. 9-52.
- BOENZI F. e PALMENTOLA G., *Alcune considerazioni di neotettonica sull'Appennino calabro-lucano in base al ritrovamento di tracce glaciali sul Monte La Mula in Calabria*, in «Boll. Soc. Naturalista in Napoli», Napoli, 1972 (b), pp. 495-498.
- BOENZI F. e PALMENTOLA G., *Prima segnalazione di tracce glaciali würmiane nei dintorni di Monte Botte Donato (Sila)*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1974, pp. 309-315.
- BOENZI F. e PALMENTOLA G., *Osservazioni sulle tracce glaciali della Calabria*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1975, pp. 961-977.
- BOUSQUET J.-C. e GUEREMY P., *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques (essai de chronologie et d'évaluation des déformations quaternaires et leurs relations avec la morphologie des escarpements de faille) (2): L'escarpement méridional du Pollino et son piedmont*, in «Rev. de Géogr. physique et de Géol. dynamique», Parigi, 1969, 2, pp. 223-236.
- BRASCHI S., DEL FREO P. e TREVISAN L., *Ricostruzione degli antichi ghiacciai sulle Alpi Apuane*, in «Atti Soc. Toscana di Sc. Nat.», Pisa, 1986, serie A, 93, pp. 203-219.
- BUTZER K.W. e FRANZLE O., *Observations on Pre-Würm Glaciations of the Iberian Peninsula*, in «Zeitschr. für Geomorph.», Berlino, 1959, pp. 85-97.
- CASSOLI A. e altri, *Il glacialismo quaternario del gruppo Velino-Ocre-Sirente*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1986, pp. 855-867.
- CINQUE A. e altri, *Le tracce glaciali nel Parco Nazionale d'Abruzzo (Appennino Centrale): nota preliminare*, in «Geogr. fisica e Dinamica quaternaria», Torino, 1990, pp. 121-133.
- CLOTET N., GALLART F. e TRICART J., *Quelques témoins de l'existence d'englacements anté-würmiens dans les Prépyrénées catalanes*, in «Physio-Géo», 1985, 14-15, pp. 87-90.

- CONCHON O., *Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale*, tesi, Meudon-Bellevue e Fontenay-aux-Roses, CNRS-ENS, 1975, 2 t.
- CONCHON O., *Nouvelles observations sur les formations glaciaires quaternaires de la Corse*, in «Bull. Ass. Fr. pour l'Etude du Quaternaire», Parigi, 1985, pp. 5-11.
- CREMA C., *Sull'espansione glaciale quaternaria nella conca del Fucino*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1919, pp. 141-143.
- CREMA C., *Il colle morenico di Salle nel gruppo del Monte Morrone in provincia di Chieti*, in «Boll. R. Uff. Geol.», Roma, 1927, 2, pp. 1-4.
- DAMIANI A.V., *Aspetti geomorfologici e possibile schema evolutivo dei Monti Sibillini (Appennino umbro-marchigiano)*, in «Boll. Serv. Geol. d'It.», Roma, 1975, pp. 231-314.
- DAMIANI A.V. e PANNUZI L., *La glaciazione würmiana nell'Appennino laziale-abruzzese (1): Il ghiacciaio del Fosso S. Onofrio nei Monti Simbruini-Ernici*, in «Boll. Serv. Geol. d'It.», Roma, 1976, pp. 85-106.
- DAMIANI A.V. e PANNUZI L., *La glaciazione würmiana nell'Appennino laziale-abruzzese (2): I ghiacciai della Valle Granara e della Fiumata (alta Valle dell'Aniene)*, in «Boll. Serv. Geol. d'It.», Roma, 1979, pp. 287-310.
- DAMIANI A.V. e PANNUZI L., *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese (3): Opportunità di precisazioni terminologiche, metodologiche ed introduzione di parametri morfometrici*, in «Boll. Serv. Geol. d'It.», Roma, 1985-1986 (a), pp. 75-96.
- DAMIANI A.V. e PANNUZI L., *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese (4): I ghiacciai del gruppo montuoso della Genzana (Scanno-Sulmona) e considerazioni neotettoniche*, in «Boll. Serv. Geol. d'It.», Roma, 1985-1986 (b), pp. 97-136.
- DAMIANI A.V. e PANNUZI L., *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese (5): I ghiacciai dei Monti Simbruini (Campo Ceraso, Valle Monzone, Fiumata, Valle Granara) e considerazioni di tettonica recente*, in «Mem. descrittive della Carta geol. d'It.», Roma, 1990, pp. 215-250.
- DAMIANI A.V. e PANNUZI L., *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese (6): I ghiacciai del gruppo del Monte Greco e considerazioni di tettonica recente (Abruzzo)*, in «Boll. Serv. Geol. d'It.», Roma, 1991, pp. 111-158.
- DE LORENZO G. e DAINELLI G., *Il glaciale dei dintorni di Lagonegro in Basilicata*, in «Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli», Napoli, 1923, 1, pp. 1-15.
- DEMANGEOT J., *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*, Tesi, Parigi, CNRS, 1965 (coll. «Mémoires et Documents»).
- DEMANGEOT J., *Les milieux naturels du globe*, Parigi, Masson, 1994 (5a ediz.).
- DUFAURE J.J., BOSSUYT D. e RASSE M., *Déformations quaternaires et morphogénèse de l'Apennin central adriatique*, in «Physio-Géo», 1988, pp. 9-46.
- DUFAURE J.J., BOSSUYT D. e RASSE M., *Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Apennin central adriatique*, in «Bull. Ass. Fr. pour l'Etude du Quaternaire», Parigi, 1989, 3, pp. 151-160.
- FEDERICI P.R., *Tracce di glacialismo prewürmiano nell'Appennino parmense*, in «Riv. Geogr. Ital.», Firenze, 1977, pp. 205-216.

- FEDERICI P.R., *Una possibile copertura terziaria dell'unità toscana delle Panie (a proposito di una morena di «macigno» nelle Alpi Apuane)*, in «Atti Soc. Toscana di Sc. Nat.», Pisa, 1978, serie A, 85, pp. 51-59.
- FEDERICI P.R., *Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e post-würmiana nell'Appennino centrale*, in «Geogr. fisica e Dinamica quaternaria», Torino, 1979, 2, pp. 196-202.
- FEDERICI P.R., *On the Riss Glaciation of the Apennines*, in «Zeitschr. für Geom.», Berlino, 1980, pp. 111-116.
- FEDERICI P.R., *The Quaternary Glaciation on the Seaward Side of the Apuan Alps*, in «Riv. Geogr. Ital.», Firenze, 1981, pp. 183-199.
- FEDERICI P.R. e SCALA F., *Il ghiacciaio würmiano del M. Gottero - Val Gotra (Appennino parmense)*, in «Annali di Ric. e Studi di Geogr.», Genova, 1966, pp. 75-86.
- FEDERICI P.R. e TELLINI C., *La geomorfologia dell'alta Val Parma (Appennino settentrionale)*, in «Riv. Geogr. Ital.», Firenze, 1983, pp. 393-428.
- FOLLIERI M., MAGRI D. e SADORI L., *Late Pleistocene Zerkova Extinction in Central Italy*, in «The New Phytologist», 1986, 103, pp. 269-273.
- FOLLIERI M., MAGRI D. e SADORI L., *250.000-Years Pollen Record from Valle di Castiglione (Roma)*, in «Pollen et Spores», 1988, 3-4, pp. 329-356.
- FOLLIERI M., MAGRI D. e SADORI L., *Pollen Stratigraphical Synthesis from Valle di Castiglione (Roma)*, in «Quaternary International», 1989, 3-4, pp. 81-84.
- FRANCHI S., *Sul grande sviluppo dei ghiacciai pleistocenici della Majella*, in «Rend. R. Accad. dei Lincei. Serie 5», Roma, 1919, 2, pp. 139-143.
- FREZZOTTI M. e GIRAUDI C., *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso-Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1989, 42, pp. 5-19.
- FREZZOTTI M. e GIRAUDI C., *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (massiccio del Velino, Abruzzo)*, in «Il Quaternario», Roma, 1992, 1, pp. 33-50.
- GIRAUDI C., *Segnalazione di scarpate di faglia post-glaciali nel massiccio del Gran Sasso (Abruzzo): implicazioni tettoniche, rapporti fra tettonica recente e morfologia, paleosismicità*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1988, 41, pp. 627-635.
- GIRAUDI C., *Datazione di indizi di paleosismicità con metodi geologici nel massiccio del Gran Sasso*, in GUIDOBONI E. (a cura di), *I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea*, Bologna, Storia-Geofisica-Ambiente, 1989, pp. 43-52.
- GIRAUDI C., *Datazione con metodi geologici delle scarpate di faglia post-glaciali di Ovindoli-Piano di Pezza (Abruzzo - Italia centrale): implicazioni*, in «Mem. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1989, 42, pp. 29-39.
- GIRAUDI C., *Segnalazione di scarpate di faglia tardo-pleistoceniche sui monti della Magnola (massiccio del Velino-Abruzzo)*, in «Il Quaternario», Roma, 1992, 1, pp. 27-32.
- GIRAUDI C., *Considerations on the Significance of Some Post-glacial Fault Scarps in the Abruzzo Apennines (Central Italy)*, in «Quaternary International», 1995 (a), 25, pp. 33-45.

- GIRAUDI C., *Paleosismicity in the Gran Sasso Massif (Abruzzo, Central Italy)*, in «Quaternary International», 1995 (b), 25, pp. 81-93.
- GORTANI M., *Sui ghiacciai quaternari dell'Italia centrale*, in «Atti XI Congr. Geogr. Ital., Napoli 1930» (a), II, pp.96-106.
- GORTANI M., *Sulla glaciazione quaternaria dell'Appennino centrale*, in «Rend. R. Accad. delle Sc. di Bologna», Bologna, 1930 (b), pp. 78-84.
- GORTANI M., *Sul limite pleistocenico delle nevi sull'Italia centrale*, in «Rend. R. Accad. delle Sc. di Bologna», Bologna, 1930 (c), estr. di 8 pp.
- GORTANI M., *Sulla glaciazione quaternaria dell'Appennino abruzzese*, in «Rend. R. Accad. delle Sc. di Bologna», Bologna, 1931, pp. 34-39.
- GORTANI M., *Ricerche sulla glaciazione würmiana nell'Appennino*, in «C.-R. du Congrès de Géogr., Paris 1931», II, pp. 814-816.
- GRÜGER E., *Pollenanalytische Untersuchung zur würmzeitlichen Vegetationsgeschichte von Kalabrien (Süditalien)*, in «Flora», 1977, 166, pp. 475-489.
- HASSERT K., *Tracce glaciali negli Abruzzi*, in «Boll. Soc. Geogr. Ital.», Roma, 1900, pp. 620-628.
- JAURAND E., *Les morènes faillées du Gran Sasso d'Italia (Apennin abruzzais): intérêt géomorphologique et néotectonique*, in «Géogr. phys. et environn. - Bull. Ass. Fr. de Géogr. phys.», Parigi, 1992, 44, pp. 10-29.
- JAURAND E., *Découverte de nouvelles moraines faillées dans l'Apennin central*, in «Bull. Ass. Géogr. Fr.», Parigi, 1994 (a), pp. 73-84.
- JAURAND E., *Les héritages glaciaires de l'Apennin: problèmes géomorphologiques et paléoclimatiques posés par la reconstitution des paléoenvironnements glaciaires de l'Italie péninsulaire*, Tesi inedita, Università di Parigi I, Panthéon-Sorbonne, 1994 (b).
- JAURAND E., *Aspect pseudo-glaciaire des mouvements de masse dans l'Apennin calcaire: le cas du Mont Cervati (Campanie, Italie du Sud)*, in «Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement», 1995, 1, pp. 29-48.
- JORDA M., *Le glacier quaternaire des Alpes de Haute-Provence*, in *Montagnes et montagnards (Mélanges offerts à P. Veyret)*, in «Rev. de Géogr. Alpine», Grenoble, 1980, pp. 183-194.
- JULIAN M., *Les Alpes Maritimes franco-italiennes: étude géomorphologique*, Tesi, Parigi, Honoré Champion, 1980.
- KLEBELSBERG R. (von), *Die eiszeitliche Vergletscherung der Apennin (1): Gran Sasso-Majella*, in «Zeitschr. für Gletscherkunde für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas», 1930, 1-3, pp. 141-169.
- KLEBELSBERG R. (von), *Die eiszeitliche Vergletscherung der Apennin (2): M. Pollino*, in «Zeitschr. für Gletscherkunde für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas», 1932, 1-3, pp. 52-65.
- KLEBELSBERG R. (von), *Die eiszeitliche Vergletscherung der Apennin (3): Monti Sibillini*, in «Zeitschr. für Gletscherkunde für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas», 1933-1934, 1-3, pp. 121-136.
- KLIMASZEWSKI M., *Conditions of the Pleistocene Glaciation of Mountainous Regions*, in «Zeitschr. für Geom.», Berlino, 1993, pp. 1-18.

- LAUGENIE C., *La région des Lacs, Chili méridional: recherches sur l'évolution géomorphologique d'un piémont glaciaire quaternaire andin*, Tesi inedita, Università di Bordeaux III, 2 t., 1982.
- LHENAFF R., *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiqes centro-occidentales (Espagne)*, Tesi, Parigi, Honoré Champion, 1981.
- LIPPMANN-PROVANSAL M., *L'Apennin campanien méridional (Italie): étude géomorphologique*, Tesi inedita, Università di Aix-Marsiglia II, 2 t., 1987.
- LOSACCO U., *La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale*, in «Riv. Geogr. Ital.», Firenze, 1949, pp. 90-152 e 196-272.
- LOSACCO U., *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino settentrionale: studio geomorfologico e paleogeografico*, in «Atti Soc. Naturalisti e Matematici in Modena», Modena, 1982, pp. 1-224.
- LOWE J.J., *Late Glacial and Early Sediments from the Northern Apennines, Italy: Pollen Stratigraphy and Radiocarbon Dating*, in «Boreas», 1992, 3, pp. 193-208.
- MESSERLI B., *Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalousien)*, Tesi, Zurigo, 1965.
- MESSERLI B., *Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum*, in «Geographica Helvetica», Zurigo, 1967, 3, pp. 105-228.
- PALMENTOLA G., ACQUAFREDDA P. e FIORE S., *A New Correlation of the Glacial Moraines in the Southern Apennines, Italy*, in «Geomorphology», 1990, 1, pp. 1-8.
- PAPANI G. e SGAVETTI M., *Alcuni problemi di neotettonica nell'Appennino emiliano occidentale*, in «Ateneo Parmense», Parma, 1975, pp. 315-334.
- PFEFFER K.H., *Beiträge zur Geomorphologie der Karstbecken im Bereiche des Monte Velino (Zentralapennin)*, in «Frankfurter Geogr. Hefte», Francoforte sul Meno, 1967, 42, n. monogr.
- RAFFY J., *Le versant tyrrhénien de l'Apennin central: étude géomorphologique*, Tesi, Saint-Chamond, Impr. G. Montet, 1983.
- SACCO F., *Il gruppo del Gran Sasso d'Italia*, in «Mem. R. Accad. delle Scienze di Torino», Torino, 1907, serie 2, 59, pp. 61-88.
- SACCO F., *Il glacialismo nel gruppo di Voltri*, in «Atti R. Accad. delle Scienze di Torino», Torino, 1934, 96, n. monogr.
- SACCO F., *Il glacialismo nell'Appennino*, in «L'Universo», Firenze, 1941, pp. 569-602.
- SHACKLETON N.J., *Oxygen Isotopes, Ice Volume and Sea Level*, in «Quaternary Science Reviews», 1987, 6, pp. 183-190.
- SMIRAGLIA C. e VEGGETTI O., *Recenti osservazioni sul ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo)*, in «Boll. Soc. Geogr. Ital.», Roma, 1992, pp. 269-302.
- SUTER K., *Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralapennins*, in «Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich», Zurigo, 1939, 84, pp. 140.
- SUTER K., *La glaciation quaternaire de l'Apennin central*, in «Rev. de Géogr. Alpine», Grenoble, 1940, pp. 491-510.
- SUTER K., *Die eiszeitliche Vergletscherung des Nordapennins*, in «Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich», Zurigo, 1950, 95, pp. 224-241.

- TAGLIAFERRO M.C., *Lembo morenico presso Arquata del Tronto*, in «Boll. Soc. Geol. Ital.», Roma, 1982, pp. 211-218.
- TONGIORGI E. e TREVISAN L., *Aspetti glaciali e forestali delle Alpi Apuane durante l'ultima glaciazione*, in «Atti Soc. Toscana di Sc. Nat.», Pisa, 1940, 3, pp. 3-10.
- VAUDOUR J., *La région de Madrid: altérations, sols et paléosols*, tesi, Gap, Ophrys, 1979.
- VEYRET Y., *Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central Français: problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*, tesi, Parigi, Honoré Champion, 1981.
- VIERS G., *L'englacement quaternaire des Pyrénées orientales et ses problèmes climatiques*, in *Colloque interdisciplinaire sur les milieux naturels supra-forestiers des montagnes du bassin occidental de la Méditerranée* (Perpignano, 5-6 febbraio 1971), Perpignano, Centre Universitaire, 1971, pp. 57-64.
- WATTS W.A., *A Long Pollen Record from Laghi di Monticchio, Southern Italy: A Preliminary Account*, in «Journ. of the Geol. Soc. in London», Londra, 1985, pp. 491-499.
- ZACCAGNA D., *Sulla estensione dei ghiacciai delle Alpi Apuane*, in «Atti Soc. Toscana di Sc. Nat.», Pisa, 1937, 46, pp. 1-3.

THE GLACIATION IN THE APENNINES: GEOMORPHOLOGICAL WITNESSES, AND CHRONOLOGICAL AND PALEOCLIMATIC REFERENCES. – Linking up geomorphological field inquiry with stratigraphic knowledge on Quaternary, the author proposes a relative chronology of fluctuations of the Apennines paleoglaciation. A poliglacialism in the Apennines is confirmed: the recent Würm glaciation covered a relief marked by a previous, more extended glaciation. The Gran Sasso Mountain retained its ice covering during at least two cold pulsations in Holocene. The Apennines, as Corsica, enjoyed of more favourable paleoclimatic conditions than French Alps and other Mediterranean mountains, because of the position as west maritime façade. The moderate height prevented a greater glacial extent in the Apennines: but, with regard to the latitude, in the relatively moist Italian Peninsula the Mediterranean paleoglaciation found the most favourable developing factors.

Université de Paris-Val-de-Marne, Département de Géographie