

UC Merced

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography

Title

Alpi e Prealpi centro orientali: cenni di geologia e geomorfologia

Permalink

<https://escholarship.org/uc/item/2pg6j6ms>

Journal

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography, 26(1)

ISSN

1594-7629

Author

Carton, Alberto

Publication Date

2005

DOI

10.21426/B626110517

Peer reviewed

Alpi e Prealpi centro orientali: cenni di geologia e geomorfologia

ALBERTO CARTON

*Dipartimento di Geografia "G. Morandini", Università degli Studi di Padova
e-mail: carton@unipd.it*

Key word: Central-eastern Alps and Prealps; geomorphological evolution, geological evolution

SUMMARY

The central-eastern Alps and Prealps of Italy correspond to more than two thirds of the whole Italian Alps. They are subdivided into: Pennine, Lepontine, Retiche, Orobie and Atesine Alps, the Dolomites, and the Carnian and Julian Alps. The Prealps of Lombardy and Veneto are located in the southern part of the chain and are separated by the furrow of Lake Garda. From the orographic viewpoint three areas, arranged in a longitudinal pattern, can be recognised: i) the piedmont hills which comprise moraine deposits and hills of sedimentary and volcanic origin (moraine amphitheatres of Lakes Maggiore, Como, Lecco, Iseo, Garda and the River Piave, the Berici and Euganei Hills); ii) a relief area named "Prealpi" with peaks that seldom exceed 2000 m; iii) an alpine area with "high-mountain" peaks separated by large valleys with big or small glaciers. The Alpine chain is the result of the progressive approaching and subsequent collision between the northern part of the Apula (or Adriatic) plate and the European continent. In particular, the European plate was subducted under the African one and the front of the latter was overthrust over the European margin. The Alpine chain – whose emplacement took place during the Tertiary – started to be affected in its upper parts by weathering and erosion even before the early Quaternary. The influence of Pleistocene glaciations was of paramount importance for the shaping of the landscape that to date characterises the central-eastern Alps, in particular with reference to the large glacial valleys and large lakes. During the last maximum glacial expansion the Alps were nearly entirely covered by mountain glaciers which formed an ice field characterised by a network of interdigitated flows, which were mainly confined within the valleys but locally they developed tongues toward the plain in the form of ice lobes at the foot of the hills. After the last glacial maximum the Alps were affected by rapid glacier withdrawal. Since the early Holocene – starting from 9000 yrs BP until about 5000 yrs BP – the Alpine glaciers showed an extension prevalently less than or, at most, equal to the extension developed in the second half of the Holocene. The actual extension of the glaciers in the central-eastern Italian Alps and Prealps during the Holocene Climatic Optimum is not directly known, owing to the fact that the subsequent glacier advance (Neoglacial) obliterated the most ancient geomorphological evidence almost everywhere. Other phases of expansion preceding the "Little Ice Age" occurred some 3000 yrs BP and towards the end of the first millennium A.D. The Little Ice Age consisted of a series of positive fluctuations spaced out by periods of relative shrinking of the glaciers. Starting from 1860 A.D., glaciers have been affected by a considerable withdrawal which, in some cases, has attained 2 km of linear reduction, with a surface loss up to 45%. The present morphogenesis results from all the weathering processes which characterise high-mountain areas and extend as far as low hills. They act according to century-old and/or seasonal rhythms. There are frequent events which redistribute previously deposited materials (debris flows etc.); these take place in conditions of energy concentration under the violent action of running water, rain or avalanches, especially where there are marked elevation differences. Processes of accelerated degradation, especially in the mid- and high mountains, are more and more frequently associated with the constant and inexorable modelling of slopes. In some cases, these extreme processes can be related to the sudden climate changes presently in progress.

INTRODUZIONE

Le Alpi e le Prealpi centro orientali, rappresentano poco più dei due terzi della catena alpina italiana e, secondo la tradizionale partizione sistematica¹ dell'Arco

1) La tradizionale suddivisione delle Alpi, articolata su tre parti (Alpi Occidentali, Centrali e Orientali), 26 sezioni e 112 gruppi è stata introdotta in Italia nel 1926 dal Comitato Geografico Nazionale sulla base dei "Nomi limiti delle grandi parti del Sistema Alpino" proposti da una Commissione nominata allo scopo dal IX Congresso Geografico Italiano.

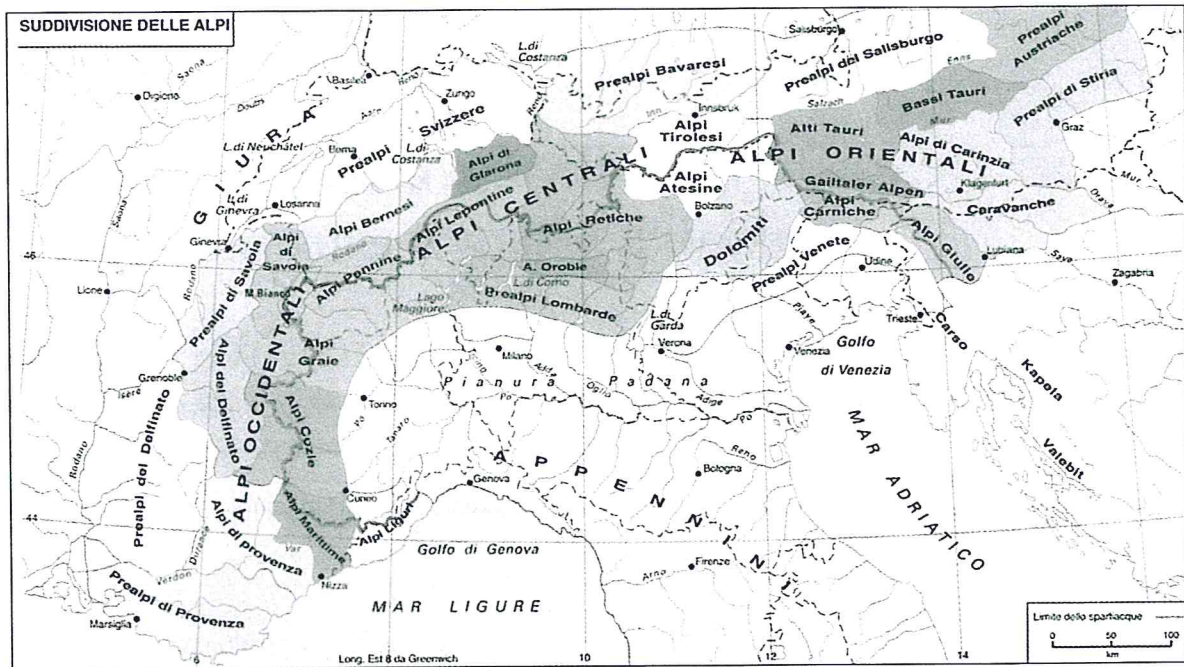


Fig. 1 - Suddivisione delle Alpi secondo lo schema tradizionale (da Istituto Geografico De Agostini, 1994).

Alpino (Istituto Geografico De Agostini, 1994) si sviluppano a partire dal Col du Grand Ferret-Passo del Sempione-Dora Baltea a Ovest fino alla Sella di Caporosso-Sella Carnizza a Est. Vi appartengono le Alpi Pennine, Lepontine, Retiche, Orobiche, Atesine, le Dolomiti, le Alpi Carniche e Giulie. Le Prealpi Lombarde e Venete sono ubicate nella parte meridionale della catena e appaiono divise tra loro dal solco del Lago di Garda (Fig. 1). Nella nuova suddivisione orografica unificata, denominata S.O.I.U.S.A.², (Marazzi 2002) le Alpi assumono un ruolo di sistema montuoso europeo e l'intera partizione dell'Arco Alpino ottiene una fusione dei raggruppamenti italiani con quelli francesi delle Alpi Occidentali, con quelli svizzeri delle Alpi Centrali e con quelli sloveni e austrotedeschi delle Alpi Orientali. La nuova suddivisione del sistema alpino (Fig. 2) risulta gerarchicamente suddivisa solo in due grandi parti (Alpi Occidentali e Orientali separate dalla linea Reno-Passo dello Spluga-Lago di Como e di Lecco), da cinque grandi settori (due longitudinali e tre trasversali) e da altri raggruppamenti di grado inferiore. Secondo la nuova suddivisione orografica unificata il territorio delle Alpi e Prealpi centro orientali risulta quindi compreso nelle Alpi sud-orientali e in due ridotte porzioni delle Alpi centro-orientali e nord-occidentali.

Non essendo ancora entrata nell'uso comune e soprattutto non essendo ancora accettata universalmente questa nuova partizione dell'Arco Alpino, nella nota in oggetto, verrà mantenuta la terminologia tradizionalmente usata, impiegando i termini di Alpi Centrali, Occidentali e dei settori in esse contenuti. Inoltre in considerazione delle zone prese in esame nelle comunicazioni presentate al XXXV

2) S.O.I.U.S.A. Suddivisione Orografica Internazionale Unificata del Sistema Alpino.

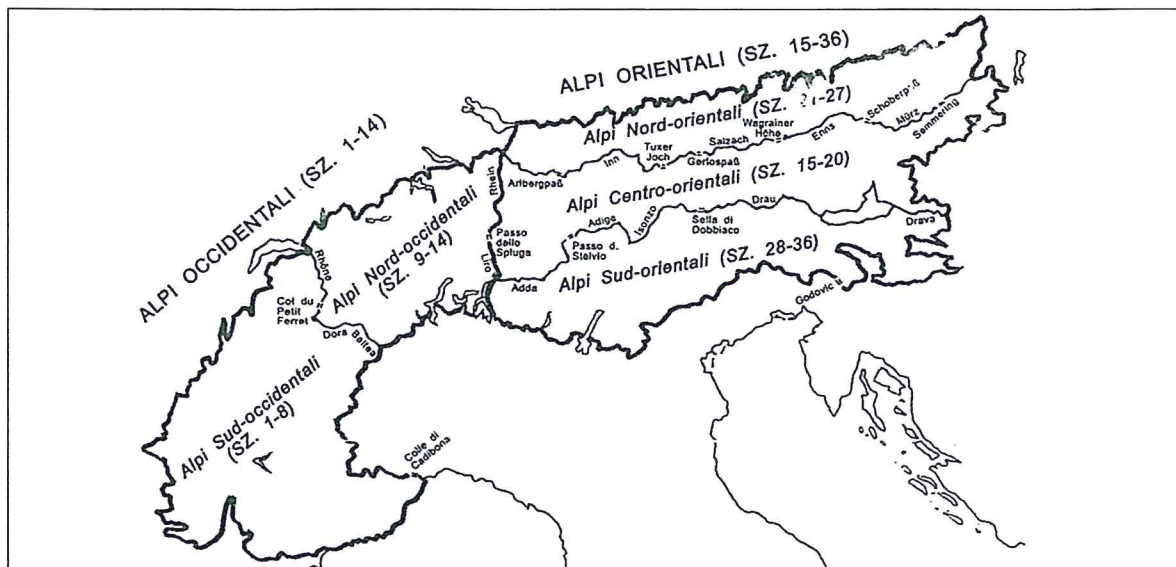


Fig. 2 - Partizione delle Alpi secondo la "S.O.I.U.S.A." (da Marazzi, 2002).

Congresso della Società Italiana di Biogeografia, a cui è riferita questa breve nota, non verrà descritta la parte occidentale delle Alpi Pennine³ e l'estremo comparto delle Alpi Orientali⁴ (Alpi Carniche e Giulie).

Dal punto di vista orografico partendo dalla pianura verso la montagna si possono distinguere tre zone disposte in senso longitudinale. Una zona non continua di colline pedemontane di modesta altitudine, comprende gli accumuli morenici che marginano gli sbocchi delle grandi valli e delle colline scolpite nelle formazioni sedimentarie di età terziaria o di origine vulcanica (anfiteatri morenici del Lago Maggiore, di Como, di Lecco, di Iseo, del Garda e del Piave, Colli Berici ed Euganei). Una zona di rilievi denominata "Prealpi", sviluppata soprattutto nella Lombardia e nel Veneto con delle cime la cui altitudine supera raramente i 2.000 m e con dei *plateaux* calcarei con fenomeni carsici, più o meno sviluppati, rimodellati solamente in parte dalle glaciazioni del Pleistocene. La zona alpina propriamente detta con rilievi di "alta montagna" spesso separati da grandi vallate intensamente antropizzate e coltivate, con una spiccata impronta lasciata dal modellamento glaciale. In quest'ultimo settore, l'altezza dei rilievi, spesso superiore ai 3.000 m, giustifica la presenza anche adesso di ghiacciai di grandi e piccole dimensioni; qui nei massicci che superano i 3.500-4.000 m si trovano i più grandi ghiacciai che si sviluppano interamente nei versanti Sud delle Alpi italiane. Si tratta del Ghiacciaio dei Forni (più grande tra quelli vallivi) e il Ghiacciaio dell'Adamello (più grande tra quelli di calotta) ubicati rispettivamente nel gruppo dell'Ortles Cevedale e dell'Adamello.

3) Parte delle Alpi Pennine è stata già descritta nel vol. XIII n.s. della rivista Biogeografia, lavori della Società Italiana di Biogeografia da Carulli (1987) e da Vaia e Muscio (1987).

4) Le Alpi Carniche e Giulie sono state già descritte nel vol. XVI Nuova Serie della rivista Biogeografia, lavori della Società Italiana di Biogeografia da Biancorti, Malaroda e Pavia (1992).

Il settore alpino considerato risulta orograficamente molto articolato e con una elevata energia del rilievo. Il succedersi dei gruppi montuosi e delle catene in senso longitudinale, è interrotto nel settore meridionale dalla presenza dei laghi prealpini (Lago d'Orta, Maggiore, Lugano, di Como, di Iseo e di Garda) che raccordano con la Pianura Padana alcuni ampi corridoi vallivi profondamente sviluppati. Essi solcano il sistema alpino centro orientale ora in senso meridiano ora longitudinalmente, raggiungendo a luoghi lo spartiacque principale a ridosso dei limitrofi Paesi confinanti (Svizzera e Austria). Un denso reticolo di valli minori divide in maglie irregolari la catena montuosa e penetra profondamente fino alla linea degli spartiacque secondari generando valli profonde con pendii spesso assai ripidi e con dislivelli tra le vette e i fondovalle che alcune volte raggiungono anche i 3.000 m. Da Ovest verso Est dominano il rilievo i gruppi del M. Rosa (Punta Dufour, 4.633m), del Bernina (4.049 m)-Disgrazia (3.678 m), dell'Ortles (3.905 m)-Cevedale (3.764 m), dell'Adamello (3.554 m)-Presanella (3.556 m), del Brenta (3.173 m), delle Venoste (Palla Bianca, 3.738 m), delle Alpi Aurine (Gran Pilastro, 3.570 m), Pusteresi (Collalto, 3.435 m), e delle Dolomiti (Marmolada, 3.342 m; Antelao, 3263 m; Civetta, 3.220 m). Nella fascia prealpina si distinguono le Grigne (2.410 m), la Presolana (2.521 m), il M. Baldo (2.218 m), i Lessini (1.672 m), le Piccole Dolomiti (2.235 m) e le Vette Feltrine (1.763 m). Considerando i vari allineamenti montuosi che formano l'ossatura del sistema, le catene più interne sono in genere le più elevate e quelle più esterne, indicate con il termine di "Prealpi", più basse con quote che raramente superano i 2.500 m. (Fig. 3) Numerosi sono i solchi vallivi che marginano i vari gruppi montuosi; vanno segnalati per dimensione e continuità da Ovest verso Est la Val Formazza, Valle Antigorio, Val d'Ossola, la Val Tellina, la Val Camonica, la Valle delle Giudicarie e il lunghissimo solco della Val Lagarina-Val d'Adige che in corrispondenza di Bolzano si biforca dando vita alla Val Venosta e alla Val d'Isarco, di seguito Val Pusteria. Lo svilup-

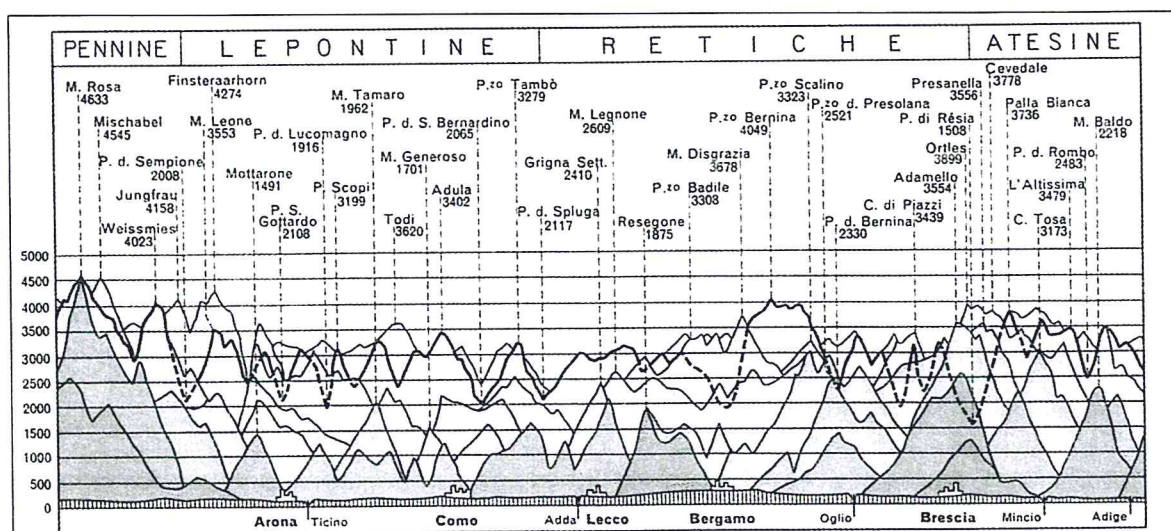


Fig. 3 - Profilo panoramico delle Alpi e Prealpi centrali viste dalla Pianura Padana (da Touring Club Italiano, 1957)

po estremamente rettilineo di alcune di esse è regolato dalla presenza di importanti motivi strutturali noti in geologia regionale, come nel caso della Valtellina, della Valle delle Giudicarie e della Val Pusteria che si sviluppano lungo il limite che divide le Alpi Calcareae meridionali dall'Austoalpino.

Lineamenti geologici

L'analisi di un qualsiasi rilievo passa idealmente attraverso tre differenti momenti della sua storia geologica: quello litogenetico responsabile della formazione delle rocce di cui i monti sono costituiti, quello orogenetico, che ha portato al sollevamento dei materiali, quello morfogenetico, responsabile diretto dell'attuale paesaggio⁵. Anche la storia geologica delle Alpi e Prealpi centro orientali deve essere analizzata attraverso questi tre momenti e deve necessariamente essere considerata, almeno per ora, in un contesto più ampio che contempla la formazione dell'intero Arco Alpino.

Le Alpi e le Prealpi centro orientali, negli ultimi 200-250 milioni di anni di evoluzione della superficie terrestre, hanno partecipato assieme al grande sistema alpino a tutte le vicende geologiche che hanno concorso alla formazione e alla messa in posto delle varie rocce che caratterizzano l'intero sistema montuoso, dall'era Mesozoica all'età attuale. Come ben si sa, il rilievo alpino è il risultato del progressivo avvicinamento e della successiva collisione tra la parte settentrionale della Placca Apula (o Adriatica o promontorio Africano), con il continente europeo (Francia, Svizzera, Germania) ed è costituito in larga parte da rocce appartenenti ai loro margini. In particolare la Placca europea si è infilata sotto quella africana e il fronte di quest'ultima si è accavallato sul margine europeo (Fig. 4).

In un lasso di tempo così grande si sono succeduti ambienti e si sono verificate situazioni geografiche in continua evoluzione e modificazione, specie per quanto riguarda i rapporti tra bacini e aree emerse, con conseguenti ripetute trasgressioni e regressioni marine. A questo vanno aggiunte le azioni di erosione, trasporto sedimentazione avvenute in luoghi differenti o, negli stessi luoghi in momenti diversi, portando così nel tempo, a una sovrapposizione di rocce estremamente varie in funzione dei parametri fisici, chimici, biologici che caratterizzavano i vari ambienti. Da qui deriva il complesso mosaico geologico alpino oggi esistente, in gran parte dovuto, nelle Alpi centro orientali, a processi sedimentari e subordinatamente ai prodotti delle manifestazioni eruttive e delle trasformazioni metamorfiche.

L'assetto spaziale delle rocce oggi raramente rappresenta l'originale situazione; la giacitura della stratificazione appare diversamente orientata e spesso variabile da luogo a luogo anche nell'ambito di un singolo affioramento. Frequenti sono i fenomeni di piegatura degli strati con tendenze fino al rovesciamento. La dove le deformazioni sono state di tipo rigido le diverse unità sono a contatto mediante

5) I tre periodi non sono evidentemente distinti tra loro da netti limiti cronologici, ma la fase orogenetica già si delinea durante quella litogenetica e quella morfogenetica si attiva già durante quella orogenetica.

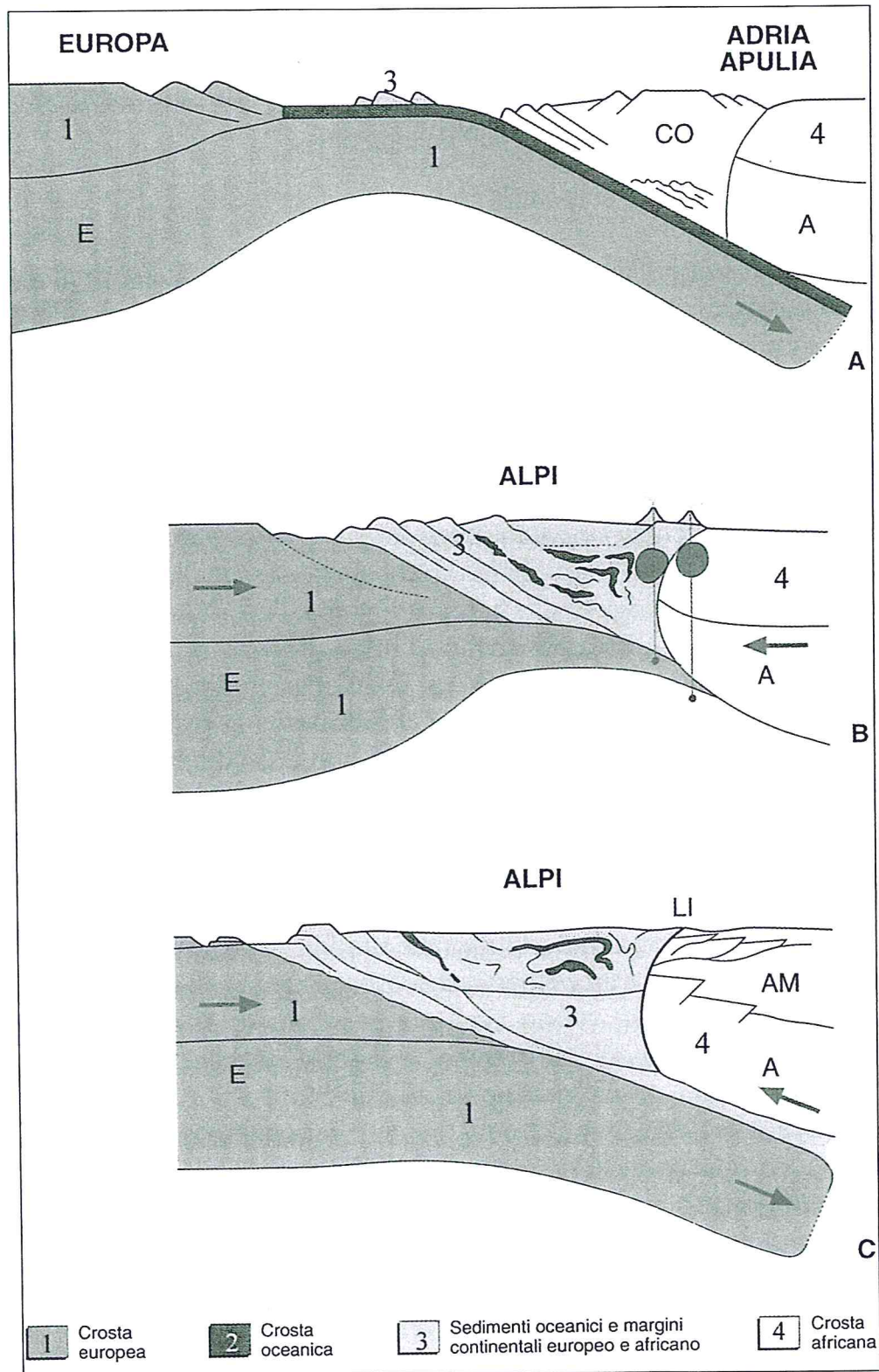


Fig. 4 - Lo sviluppo della Catena Alpina per progressivo avvicinamento e collisione tra la Placca europea e quella africana. A) la parte oceanica della Placca europea (E) va in subduzione sotto quella africana (Apulia, Adria) e si forma un "cuneo orogenico" (CO) sul margine di Apulia con falde e accavallamenti; B) si verifica la collisione tra le due placche e i resti oceanici, le ofioliti (in nero) sono coinvolti nel sistema orogenetico; si ha sollevamento e si sviluppano vulcani e plutoni sul margine di Apulia; C) si verifica il maggior sollevamento e si ha forte erosione; si attiva la linea Insubrica (LI) e si sviluppa il sistema vergente a Sud delle Alpi meridionali (AM) (da Bosellini, 1996).

faglie e spesso i termini più antichi ricoprono quelli più recenti per sopra o sotto scorrimento. A fronte di tutti questi eventi, gli originali depositi furono traslati in spazi ridotti, provocando da un lato l'emersione delle catene montuose e dall'altro un raccorciamento crostale valutabile a circa un terzo della primitiva estensione delle coperture (Castellarin, 1979).

La storia del rilievo considerato è estremamente complessa e articolata⁶; essa può essere fatta partire dalla distribuzione delle terre emerse e dei mari alla fine dell'Era Paleozoica, quando si era ormai conclusa la formazione del supercontinente Pangèa, circondato da un unico vasto mare, parte del quale (Tetide) penetrava profondamente con un ampio golfo nel settore orientale della Pangèa stessa. In seguito alla frammentazione in grandi masse della Pangèa, alcuni blocchi continentali si allontanarono l'uno dall'altro, le loro coste vennero invase dalle acque e sugli antichi depositi continentali cominciarono ad accumularsi grossi spessori di sedimenti marini. Testimonianze di questi eventi si trovano nelle Dolomiti dove rocce tipiche di un ambiente costiero (rocce con abbondanti fossili marini alghe e gasteropodi), sono sovrapposte a rocce sedimentarie di ambiente continentale della fine del Paleozoico, che conservano impronte di rettili e anfibi (Arenarie di Val Gardena). Nel corso del Mesozoico, completata la frammentazione della Pangèa, si verificò la separazione graduale del continente africano da quello eurasiatico. Il mare interposto si fece sempre più profondo e ampio, l'antica crosta continentale si assottigliò sempre più finché alla fine del Giurassico dal fondo del mare comparve da una fascia di fessure una grande quantità di lave basaltiche che col tempo formarono una dorsale oceanica. Contemporaneamente lungo tutto il margine dei due continenti tra di loro affacciati, dalle coste fino in pieno oceano, si accumularono enormi spessori di detriti appoggiati sia sulla crosta continentale che su quella contigua oceanica edificando due grandi "prismi sedimentari" (quello europeo e quello africano). Le loro superfici formarono le rispettive piattaforme continentali e le adiacenti scarpate continentali, separate dalla fascia di crosta oceanica comprendente la dorsale coperta solo da un esiguo spessore di detriti. I sedimenti che formavano i prismi europeo e africano si deposero in vari ambienti marini tra loro diversi. Entro una ampia fascia parallela alle coste si diffusero su bassi fondali organismi costruttori (alghe, coralli, rudiste) che con i prodotti della loro attività diedero origine a scogliere a ridosso delle quali si svilupparono ampie lagune. I resti di quelle antiche scogliere (calcari e dolomie con alghe e coralli) si trovano oggi nelle Dolomiti. Negli ampi spazi di mare più profondo che separavano e circondavano le scogliere si accumularono nello stesso intervallo di tempo rocce sedimentarie diverse (marne, argille, selce) con fossili di

6) In questa sede verranno esposti in modo semplificato gli episodi salienti che hanno portato alla formazione e all'evoluzione delle Alpi e Prealpi centro orientali inseriti, ove necessario, nel contesto della genesi del rilievo alpino. Le notizie qui riportate sono prevalentemente tratte da: Accordi et alii, 1993; Baroni, 2004; Bosellini, 1996; Castellarin et alii, 1982; Castiglioni, 1984; Orombelli et alii, 2004a,b.

ambiente pelagico (come le ammoniti). Testimonianze di questi tipi di rocce si trovano oggi nelle Prealpi lombarde. Nei settori dell'Oceano Tetide più lontani dalle coste si deposero invece modesti spessori di sedimenti fini in genere argillosi con resti di organismi marini pelagici.

La lunga fase di espansione dell'Oceano Tetide con la formazione di nuova crosta oceanica nel suo settore centrale e il lento accrescersi dei prismi sedimentari lungo i margini europeo e africano ebbe termine verso la fine dell'Era Mesozoica.

Circa 100 milioni di anni fa si completò la frammentazione della Pangea. Sud America e Africa iniziarono a separarsi e iniziò l'espansione di un nuovo fondo oceanico, l'attuale Atlantico, che continua tutt'ora alla velocità di circa due cm/anno. Come conseguenza di questo nuovo movimento crostale, nell'attuale area mediterranea i movimenti di allontanamento e di espansione, che avevano caratterizzato il Trias superiore e il Cretaceo inferiore, mutarono in movimenti di avvicinamento e convergenza. Il continente africano invertì la sua deriva e incominciò a muoversi verso l'Eurasia⁷. Sul fondo della Tetide si generò una fossa di subduzione ed ebbe così inizio un processo di collisione continentale che coinvolse i due prismi sedimentari che si erano formati lungo tutto il margine dei due continenti tra di loro affacciati (placca Apula e continente europeo) e che si erano appoggiati sia sulla crosta continentale che su quella contigua oceanica. La parte settentrionale dell'Oceano ligure-piemontese sparì e iniziò l'insorgere della "Catena Alpina". Le rocce sedimentarie dei prismi e quelle metamorfiche e magmatiche della crosta, dopo essere state compresse, si frantumarono progressivamente in grandi scaglie che scivolarono come falde le une sulle altre fino ad accumularsi in gigantesche pile entro le quali si aprivano la via, risalendo da zone profonde, grandi masse di magma. Lembi di crosta oceanica basaltica strappati via nella collisione finirono tra le falde e oggi li troviamo come ofioliti o rocce verdi (negli Alti Tauri, nell'Engadina, in Val d'Aosta, al Monviso). Come conseguenza di questi fenomeni la fascia di crosta in corrispondenza della collisione aumentò notevolmente di spessore e a causa del conseguente aggiustamento isostatico si sollevò dando origine a nuove catene montuose tra cui le Alpi.

La collisione tra Europa e Africa originò due diverse catene: una scivolata verso l'Europa, l'altra verso l'Africa e l'attuale area adriatica, tanto è vero che le Alpi si definiscono una struttura a doppia vergenza. Mentre le Alpi vere e proprie hanno vergenza europea, la parte meridionale della catena, le cosiddette Alpi Meridionali o Sud Alpino alle quali appartengono la maggior parte delle Alpi e Prealpi centro orientali, può essere considerata una catena a parte con vergenza meridionale. (Fig. 5).

7) L'evoluzione della catena alpina comporta così due stadi successivi: l'uno di apertura oceanica che inizia nel Trias e raggiunge il massimo sviluppo nel Giurassico, l'altro di chiusura oceanica che inizia alla fine del Giurassico o nel Cretaceo (a seconda delle zone) e prosegue sino al Terziario.

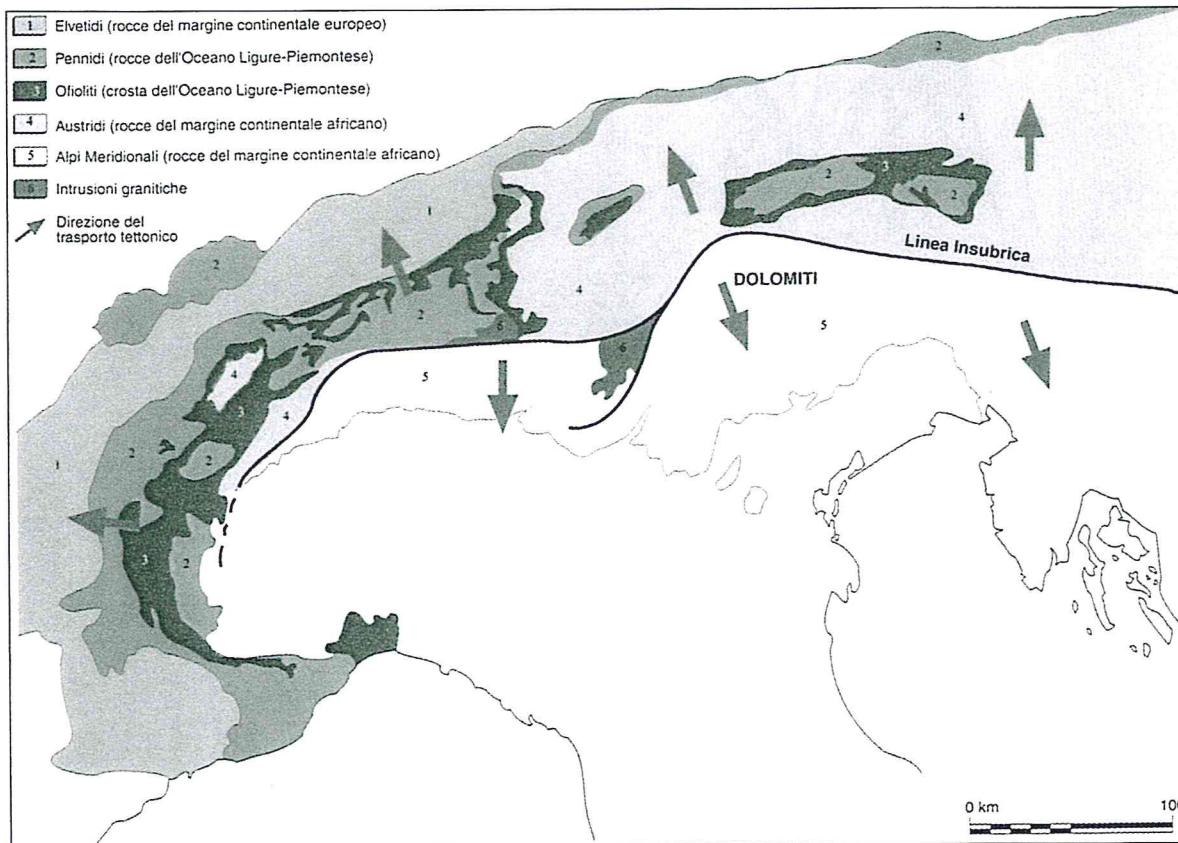


Fig. 5 - Carta geologica semplificata delle Alpi che evidenzia la vergenza opposta della parte settentrionale e della parte meridionale della catena separate dalla Linea Insubrica. Le Alpi Meridionali o Sud Alpino, alle quali appartengono la maggior parte delle Alpi e Prealpi centro orientali, sono un sistema di accavallamenti rivolti verso Sud (da Bosellini, 1996).

La linea Insubrica

Le Alpi vere e proprie, a vergenza europea, e le Alpi Meridionali (o Sud Alpino) sono divise tra loro da una importantissima faglia a movimento orizzontale detta linea Insubrica. Questo grande e importante motivo strutturale caratterizza vistosamente, anche dal punto di vista geomorfologico, gran parte del settore alpino centro orientale. La sutura, molto evidente, è nella realtà costituita da un fascio di linee ad andamento variabile nei diversi settori ma a comportamento e significato relativamente unitario e omologo. Gli elementi che la costituiscono sono da Ovest verso Est la linea del Canavese (ad andamento SW-NE), la linea del Tonale o linea Insubrica ss (ad andamento W-E), la linea delle Giudicarie (ad andamento SSW-NNE) e la linea della Pusteria (ad andamento WNW-ESE). Dal punto di vista geografico, la cicatrice che salda le due catene segue la Val Pusteria, scende fino al passo del Tonale, prosegue lungo la Valtellina fino a Ovest del Lago Maggiore per piegare poi verso Sud fino all'altezza di Torino. La principale caratteristica del lineamento è di separare unità in origine adiacenti e affini ma a destinazione e tettonogenesi diversa: il Sudalpino, raccorciato più o meno *in situ* e vergente a Sud e l'austroalpino traslato in coltri verso Nord e più o meno metamorfosato.

La Fig. 6 mostra come la maggior parte delle Alpi e Prealpi centro orientali italiane, appartenga alla catena sud alpina. Non fanno parte di questo dominio il gruppo del Bernina, dell'Ortles, le Alpi Venoste, Aurine e Pusteresi, appartenenti invece alle cosiddette Alpi cristalline e quindi modellate prevalentemente in rocce di tipo metamorfico. Non mancano comunque analogie morfostrutturali con settori posti al disotto della Linea Insubrica, specie nei casi dove dominano ancora le rocce cristalline che formano lo "zoccolo" del Sud alpino.

Entrando nel dettaglio, anche per meglio comprendere alcune caratteristiche o differenze morfostrutturali presenti nei vari settori delle Alpi e Prealpi centro orientali si segnala l'esempio dalla valle della Rienza in Pusteria; impostata lungo l'omonima linea tettonica, che gioca un ruolo di separazione tra le Alpi cristalline a Nord e le Alpi dolomitiche a Sud, due regioni morfologicamente assai differenti tra loro. Un altro segmento della linea Insubrica, meglio noto con il nome di Linea delle Giudicarie, ad andamento sud-sud-ovest, nord-nord-est, separa altri elementi morfostrutturali nettamente differenti come il massiccio dell'Adamello, costituito di rocce intrusive e il Gruppo dolomitico del Brenta, ambedue appartenenti al Sudalpino. Osservando le Alpi e Prealpi centro orientali a scala regionale, altre valli si impostano lungo altrettanti elementi strutturali lineari: la Val Tellina, l'Alta Val Camonica, la Val di Sole seguono ad esempio la direttrice della linea Insubrica. Il grande solco del Lago di Garda e del Lago di S. Massenza, una serie di bacini minori (Stenico, Lago di Molveno, Val di Non) e una parte della Valle dell'Adige sono significativamente paralleli alla Linea delle Giudicarie, a sua volta affiancata dai segmenti delle Valli del Chiese, del Sarca, e di altri corsi d'acqua di minore importanza. Questi sono solo alcuni esempi di "adattamento" del reticolo vallivo alla struttura, adattamento che in alcuni casi risulta imperfetto, in altri contrastante (sovrimposizione e/o precedenza⁸), come in un tratto della valle dell'Adige e dell'Isarco ove le strutture vengono intersecate dall'idrografia.

Le zone strutturali (lineamenti strutturali)

La catena Sudalpina si può suddividere in diverse zone strutturali (Castellarin e Vai, 1981) ad andamento meridiano e grosso modo normali al lineamento Insubrico. Tra queste, quelle che interessano il settore delle Alpi e Prealpi centro orientali sono la zona Lombarda, la zona Giudicariense e la zona Dolomitico-Lessinea.

Nella "zona lombarda" domina uno stile tettonico di embricazione con accavallamenti orientati Est-Ovest nella copertura mesozoica. Nelle Alpi Oro-biche anche il basamento è profondamente coinvolto nella deformazione. La zona, larga a oriente, si restringe gradualmente verso occidente dove deformazioni

8) Sovrimposizione: permanenza del tracciato di un corso d'acqua durante l'incisione, quando esso incontra in profondità condizioni morfologico-strutturali diverse da quelle che avevano determinato il tracciato stesso; precedenza: si dice di una valle trasversale rispetto a una catena montuosa quando il suo tracciato si è stabilito prima del sollevamento della catena e si è mantenuto durante il sollevamento stesso.

e raccorciamento sono molto pronunciati (Lecco, Grigna). La struttura di quest'area, originariamente interpretata come un esempio di tettonica gravitativa con scollamento di coltri della copertura dal loro basamento (De Sitter e De Sitter Koomans, 1949) è stata successivamente discussa criticamente da Gaetani e Jadoul (1979) che evidenziano una tettonica compressiva con raccorciamento superiore al 100%. Nel basamento la facies⁹ anfibolitica domina nell'area Strona-Ceneri, nell'area dei laghi e in quella orobica con magmatiti, micascisti, paragneis e ortogneise. La facies a scisti verdi prevale invece nell'area tra il Lago di Como e il Massiccio dell'Adamello.

Nella "zona giudicariense" il bordo orientale del massiccio dell'Adamello è caratterizzato da un sistema di strutture orientate NNE-SSW. La sua estremità meridionale si fonde con un fascio di pieghe e accavallamenti ubicato al margine meridionale del rilievo cristallino. Il tratto meridionale della linea delle Giudicarie è formato da tre diversi segmenti, il più evidente dei quali è rappresentato dalla nota linea di Ballino. La presenza di una componente compressiva, attiva attraverso il fascio giudicariense, spiega l'intensa tettonizzazione e il coinvolgimento di unità del basamento sia negli accavallamenti all'estremità settentrionale della linea delle Giudicarie (Linea del M. Sabion) sia all'interno della flessura Ronco-Pinzolo. Nel basamento, a Est del Massiccio dell'Adamello, la facies anfibolitica è limitata alla Val Rendeva con la facies a scisti verdi estesa a tutta la restante area.

Una particolare menzione va fatta per il gruppo montuoso Adamello-Presanella costituito in gran parte dalle rocce ignee di un grande corpo magmatico cristallizzato in profondità (batolite), formato da svariati plutoni (corpi intrusivi che mostrano età radiometriche progressivamente più recenti dirigendosi da Sud verso Nord) di tonaliti e granodioriti e subordinati gabbri più antichi, di origine sottocrostante (Dal Piaz, 2002). Per le sue dimensioni (poco meno di 700 Km²) è da considerare il maggiore corpo intrusivo alpino affiorante a Sud del lineamento periadriatico, intruso nel basamento sudalpino e nella sua copertura permomesozoica nel periodo Eocene superiore-Oligocene, 42-30 Ma. (Del Moro et alii, 1985). Il batolite taglia un sistema di deformazioni (sovrascorrimenti nel basamento e pieghe nelle coperture) esposte nelle Prealpi bergamasche a Ovest del massiccio. Il batolite mostra contatti di tipo intrusivo netti e discordanti, ben preservati in gran parte del suo contorno; produce una aureola metamorfica molto irregolare estesa a luoghi anche per una larghezza di 2 Km. Le rocce metamorfiche del basamento cristallino pre-permiano entro cui si è intruso il batolite e le sovrastanti sequenze vulcaniche e sedimentarie permo-mesozoiche in origine costituivano una continua copertura

9) Il concetto di "facies metamorfica", introdotto da Eskola nel 1915, esprime l'insieme di rocce di varia natura e composizione comprendenti una serie di minerali che si sono formati in particolari condizioni metamorfiche ed essenzialmente in determinati ambiti di pressione e temperatura. Il metamorfismo di una roccia di composizione basaltica è identificato dalle seguenti facies di metamorfismo crescente: facies zeoliti, facies scisti verdi, facies anfiboliti, facies granuliti. Facendo riferimento essenzialmente alla temperatura possono essere assimilati agli attuali termini di metamorfismo di grado molto basso, basso, medio e alto (Casati, 1985).

del batolite poi smantellata dall'erosione. Gli strati, che in molte località al bordo del batolite tendono a immergersi verso l'interno del plutone, danno l'impressione che il corpo intrusivo abbia forma a imbuto. Deformazioni sincrone all'intrusione sono diffuse nell'aureola metamorfica di contatto, accompagnate da locali strutture di collasso nelle rocce incassanti (Brack et alii, 1983).

La "zona dolomitico-lessinea" costituisce il settore meno deformato dell'intera catena subalpina. Lo scorrimento più significativo avviene lungo la linea della Val Sugana, sede di forte deformazione e di un importante raccorciamento dimostrato dall'accavallamento del basamento metamorfico e plutonico sulla copertura mesozoica e terziaria. Altre importanti deformazioni sono documentate nelle Dolomiti da sovrascorrimenti della cima di importanti rilievi (*Gipfelfaltungen auctorun*) e da strutture distensive e compressive che coinvolgono la successione dal Permiano superiore al Trias medio. Nella parte centro orientale del Subalpino è presente una grande varietà di prodotti vulcanici e plutonici legati alla intensa e diffusa attività magmatica verificatasi nel Trias medio. Il basamento è in genere sviluppato in facies a scisti verdi, con grado metamorfico decrescente verso Est-Sud-Est. I singoli resti di rocce metamorfiche di alto grado isolate entro il basamento vengono interpretati come cunei o scaglie tettoniche lungo importanti piani di accavallamento. In linea generale, la parte dolomitico lessinea, mostra modesti raccorciamenti e deformazioni con elementi prevalentemente orientati Est Ovest. Per questo motivo, in questo settore, le Alpi Meridionali raggiungono la loro massima larghezza che va dal lineamento insubrico alla Pianura Padana.

Questa stessa considerazione può essere rivolta all'intera struttura alpina che proprio lungo la stessa direttrice raggiunge la massima larghezza con uno sviluppo di circa 250 Km tra Monaco e Verona. Nel settore delle Alpi e Prealpi centro orientali, la larghezza del rilievo tra la linea Insubrica e la Pianura Padana presenta estensioni molto differenti; nel settore orientale è considerevolmente ridotta fino circa un terzo del settore centrale. La variazione di ampiezza avviene in generale in modo molto graduale da Ovest a Est a parte il brusco salto in prossimità della linea di Schio. Nel settore centrale il già menzionato esiguo raccorciamento (30% nell'area delle Giudicarie e ancora più modesto nel settore lessino dolomitico) rende il rilievo più sporgente a Sud. Tra i vari motivi che suggeriscono un comportamento più stabile di questa zona centrale viene sottolineata la presenza di grandi plutoni tardo ercinici, del nucleo dell'Adamello e dei sistemi di alimentazione del vulcanesimo di varia età presente in questo settore. Nel comparto occidentale si rilevano invece notevoli disturbi che interessano estesamente anche il basamento profondo. Un singolare aspetto di questo comparto è l'estensione entro la pianura di pronunciate strutture di embricazione sudvergenti riconosciute per una fascia di circa 30 Km a Sud del bordo sudalpino tra il Ticino e il Garda, cessando del tutto entro la pianura veneta. (Pieri e Groppi, 1981).

Evoluzione morfologica

Il settore delle Alpi e Prealpi centro orientali, come appare anche sommariamente dalla precedente breve descrizione, è quindi dal punto di vista geologico molto complesso. Il rilievo, la cui messa in posto è avvenuta durante il terziario, è stato, sin dalle prime fasi evolutive, aggredito dall'erosione e degradato nelle zone più elevate anche prima dell'inizio del Quaternario. I processi di degradazione, responsabili principalmente della formazione dei paesaggi che quotidianamente osserviamo, hanno incominciato a modellare il rilievo già nel momento in cui le forze endogene stavano originando l'intera catena alpina.

Nelle Alpi centro orientali l'articolazione del rilievo e il reticolo delle valli, contrasta con quello relativamente semplice del settore occidentale dove in genere le vallate sono più brevi e i versanti meno sviluppati. Nel settore alpino in oggetto l'orografia si sviluppa su una maggior superficie (a Verona 150 Km separano il margine meridionale delle colline prealpine dallo spartiacque tra l'Adige e l'Inn) e la sua articolazione è più complessa. Le valli ad andamento longitudinale e obliquo e le frequenti confluenze determinano una suddivisione della catena in gruppi montuosi distinti che originano a loro volta anche catene minori o massicci isolati. In alcuni settori l'influenza dei fattori strutturali, a grande scala, crea rilievi del tutto particolari come per esempio nelle Alpi Dolomitiche dove il contrasto litologico e tettonico genera un paesaggio unico al mondo. Esso eredita e trasmette la storia sedimentaria, tettonica e vulcanica del permo-trias, l'evoluzione tettonica dell'orogenesi alpina e gli effetti dell'erosione differenziale oggi in atto (contrasto tra le masse porfiriche, le rocce calcaree massive o fittamente stratificate e le altre rocce vulcaniche).

L'influenza delle glaciazioni del Pleistocene è stata di primaria importanza per la formazione del paesaggio che caratterizza ancor oggi le Alpi e le prealpi centro orientali soprattutto per quanto riguarda la presenza delle grandi valli glaciali e dei grandi laghi. Al di là delle morfostrutture e delle morfosculture¹⁰, che possono ancora trasmettere le tracce di una morfogenesi molto antica, l'evoluzione delle Alpi e Prealpi centro orientali è ricca di testimonianze a partire dall'Ultimo Massimo Glaciale¹¹ (Last Glacial Maximum, LGM - 22±2 ka cal BP). Durante l'ultima massima espansione glaciale le Alpi erano pressoché interamente occupate da ghiacciai montani che formavano un *ice field*, caratterizzato da una rete di colate intercomunicanti, prevalentemente confinate nelle valli, ma localmente espanse verso la pianura con lingue che formavano dei "lobi di ghiaccio pedemontani". L'estensione dei ghiacciai durante l'LGM in tutte le Alpi italiane è stata stimata intorno ai 500 Km² (Orombelli, 2003); la loro forma ed

10) Morfostrutture: forme del rilievo ove predomina la componente endogena su quella esogena, nelle grandi linee è conservato l'aspetto originario solo parzialmente modificato da processi esogeni. Morfosculture: forme del paesaggio ove predomina od è esclusivo il modellamento esogeno cioè l'origine geodinamica esterna.

11) Nell'LGM la temperatura media dell'aria è stata stimata di circa 4,5°C più bassa dell'attuale.

estensione fu controllata dalla topografia della catena alpina e dalle condizioni climatiche. Le tracce lasciate sul terreno dagli antichi ghiacciai dimostrano che le loro dimensioni andavano aumentando da occidente a oriente, non tanto come conseguenza delle quota dei rilievi¹², quanto in funzione delle dimensioni dei solchi vallivi che li ospitavano (Orombelli et alii, 2004a).

Il massimo sviluppo dei ghiacciai si registrava infatti nelle Alpi orientali meno elevate ma con versanti molto più estesi verso i quadranti meridionali. Gli studi sulla quota della linea di equilibrio (ELA)¹³ degli antichi ghiacciai, stimata con il rapporto tra l'ara totale e l'area di accumulo (AAR)¹⁴ hanno dimostrato una diminuzione da occidente (intorno ai 1.800 m) a oriente (intorno ai 1.400 m) forse a causa del gradiente longitudinale delle precipitazioni connesso a una deviazione del modello della circolazione atmosferica (Florineth e Schluchter, 2000).

Nel settore centrale delle Alpi (bacini del Toce, Ticino, Adda, Oglio, Adige) era presente un reticolo di ghiacciai vallivi interconnessi attraverso valichi, transfluenze e diffluenze (Fig. 7). Il sistema glaciale Toce-Ticino formò un "lobo" di ghiacciaio pedemontano proprio a Sud dell'attuale Lago Maggiore; il ghiacciaio dell'Adda, più lungo di 150 Km e localmente più spesso di 1.500 m, si espanse nella pianura formando quattro ghiacciai pedemontani (Bini et alii, 2001). Il ghiacciaio dell'Oglio era unito a quello dell'Adda e dell'Adige attraverso il Passo dell'Aprica e il Passo del Tonale. Era lungo circa 100 Km e terminava con un piccolo ghiacciaio pedemontano a Sud dell'attuale Lago di Iseo. Durante l'Ultimo Massimo Glaciale, il più grande ghiacciaio delle Alpi italiane, albergava proprio nelle Alpi e prealpi centrali: era il ghiacciaio dell'Adige. Riceveva contributi dai ghiacciai della Val d'Isarco, Avisio, Brenta e in parte dal bacino del Sarca. Tra Bolzano e Trento generava un *ice field* lungo circa 40 Km e largo circa 20. Sotto Trento il ghiacciaio si biforcava in due lingue: una di più grandi dimensioni lungo il solco dell'attuale Lago di Garda e una più sottile e breve lungo l'attuale valle dell'Adige. La lingua che percorreva l'attuale sede del Lago di Garda formò nella Pianura Padana il più grande anfiteatro morenico a Sud delle Alpi, ancor oggi ben conservato e ancora visibile tra Brescia e Verona; quella più piccola, che percorreva la Val Lagarina, ha generato un piccolo ma ancora ben conservato anfiteatro morenico nei pressi di Rivoli Veronese. Più a Est il ghiacciaio del Piave, assieme ad altre lingue provenienti dalle Dolomiti (Pellegrini e Surian 1994) formò nel bacino intermontano di Belluno un *ice field* di circa 100 Km² di estensione, prima di affacciarsi nella pianura con un piccolo lobo, vicino a Vittorio Veneto. Ghiacciai montani di più piccole dimensioni, come ghiacciai di circo, ghiacciai vallivi e di calotta erano presenti nelle Prealpi Lombarde e Venete come nel caso dell'*ice cap* che stazionava in corrispondenza dell'attuale Altopiano di Asiago.

12) Le quote delle vette nel versante alpino italiano, diminuiscono da Ovest verso Est.

13) ELA = Equilibrium line altitude.

14) AAR = accumulation area ratio.

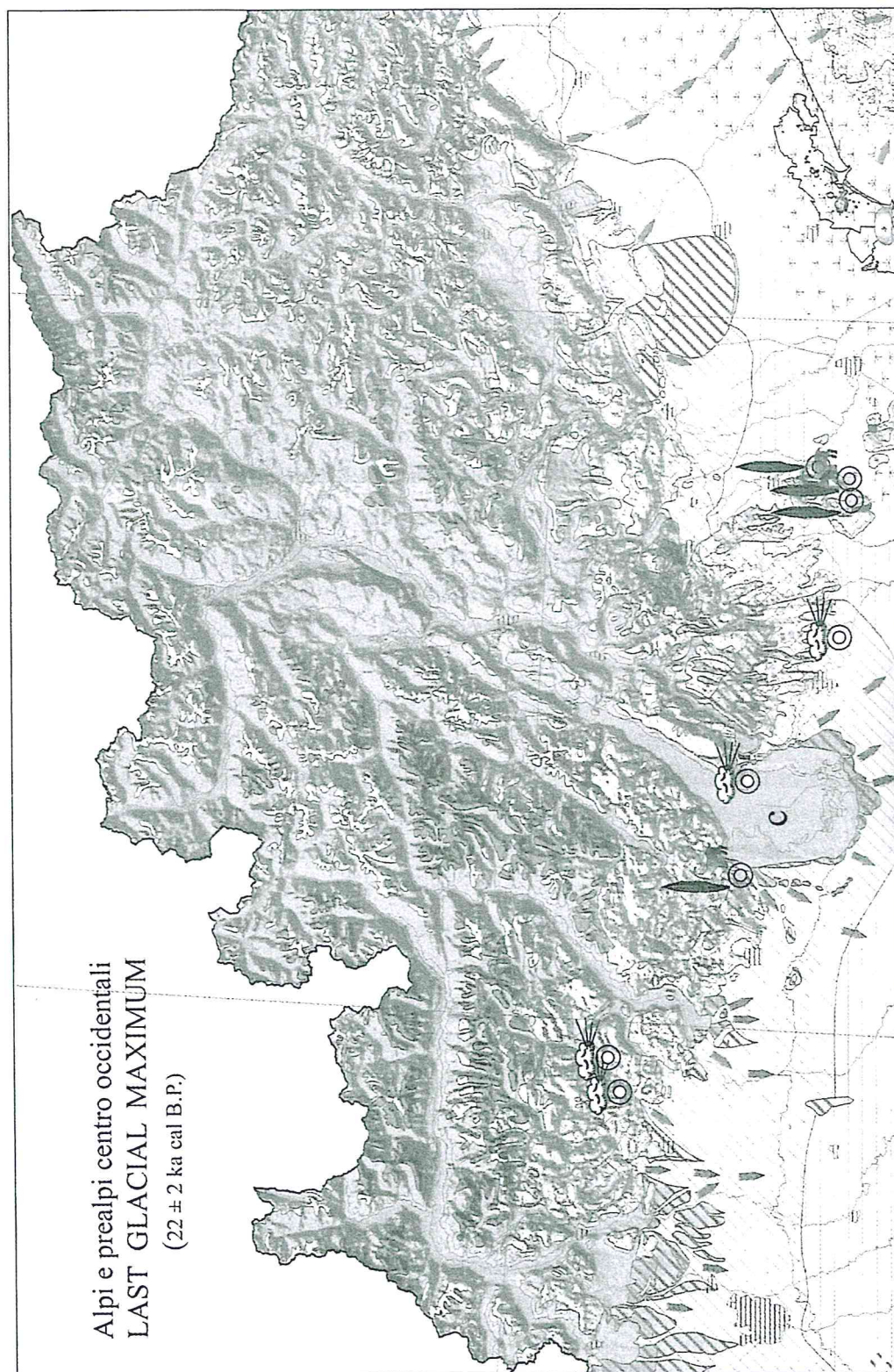


Fig. 7 - Ricostruzione dell'estensione dei ghiacciai nelle Alpi e Prealpi centro orientali durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM). Durante l'ultima massima espansione le Alpi erano pressoché interamente occupate da ghiacciai montani che formavano un *ice field*, caratterizzato da una rete di colate intercomunicanti, prevalentemente confinate nelle valli, ma localmente espanse verso la pianura con lingue che formavano dei "lobi di ghiaccio pedemontani" (da Orombelli et alii, 2004a). Il colore grigio associato alla lettera C corrisponde alle colate di ghiaccio.

Haeberli e Penz (1985) nella loro ricostruzione delle condizioni glaciali e climatiche nelle Alpi durante l'Ultimo Massimo Glaciale mostrarono un netto contrasto tra i ghiacciai settentrionali e meridionali della Catena Alpina, come viene suggerito dalle evidenze geomorfologiche di margine glaciale che si rilevano tutt'ora. A Sud delle Alpi e quindi anche nelle Alpi centro orientali, erano presenti condizioni dinamiche particolari dovute a una maggior umidità e a condizioni climatiche meno fredde rispetto ai versanti alpini settentrionali dove prevaleva un clima continentale veramente freddo e secco. La diversità di comportamento dei ghiacciai riscontrata sui due versanti alpini da numerosi autori (Patzelt, 1974; Rothlisberger, 1986; Grove, 1988; Haeberli, 1995) suggerisce anche l'ipotesi che i ghiacciai delle Alpi meridionali rappresentino una zona di cerniera tra il bacino mediterraneo e le aree continentali, in risposta alle variazioni climatiche oloceniche. Secondo tale ipotesi, le Alpi italiane, verrebbero ad assumere un ruolo di primaria importanza per lo studio della storia ambientale recente. In particolare le tracce dei ghiacciai presenti nell'LGM nelle Alpi centro orientali, pur con la oggettiva difficoltà di ottenere datazioni precise delle singole fasi, sarebbero elementi chiave per lo studio della deglaciazione.

Dopo l'ultimo massimo glaciale la regione alpina è stata interessata da un rapido ritiro dei ghiacciai, a seguito del quale, le morene deposte nel corso dei successivi stadi interglaciali furono confinate all'interno dei principali massicci montuosi, ben distanti dalle massime posizioni raggiunte in precedenza. Depositi organici dell'inizio dell'Olocene, databili intorno a 10.000 anni circa, sono noti in numerosi siti interni alle più recenti morene tardiglaciali (stadio di Egesen Auct) e sono anche contigui alle fronti dei ghiacciai attuali. Sin dall'inizio dell'Olocene, almeno a partire da 9.000 anni fa e fino a circa 5.000 anni fa, i ghiacciai alpini hanno avuto un'estensione in prevalenza minore o al massimo equivalente a quella assunta nella seconda metà dell'Olocene (Grove, 1988; Nesje e Dahl, 1993), ma non è esattamente conosciuta la minima estensione raggiunta, soprattutto per quanto riguarda i bacini di accumulo. Infatti, mentre le fasi di massima estensione dei ghiacciai sono documentate da morene terminali e laterali, le posizioni più arretrate sono poco note (Porter, 1975; Porter e Orombelli, 1985).

La reale estensione dei ghiacciai nelle Alpi e Prealpi centro orientali e più generalmente nelle Alpi Italiane durante l'Optimum Climatico Olocenico ¹⁵ (HCO - 8±1 ka cal BP), non è direttamente conosciuta per il fatto che una delle successive avanzate dei ghiacciai, quella meglio nota come "Neoglaciale" ¹⁶ ha di fatto quasi completamente cancellato le evidenze geomorfologiche più antiche. Per alcuni ghiacciai la minor estensione precedente al Neoglaciale può essere ricostruita in modo indiretto, sulla base di evidenze stratigrafiche. Nelle Alpi centrali, ad esempio Otzi, "l'Uomo dei ghiacci", scoperto nel settembre 1991 sulla sommità del

15) Nell'HCO, Optimum Climatico Olocenico, la temperatura dell'aria è stata stimata di circa 2°C più elevata di oggi.

16) Il "Neoglaciale", comprendente parte dell'Olocene medio e l'Olocene superiore (Porter e Denton, 1967).

Niederjoch Glacier¹⁷ e datato 5300-5050 cal yr BP, è la più antica evidenza di una estrema riduzione dei ghiacciai alpini¹⁸ (Baroni Orombelli, 1996) proprio prima dell'inizio della fase glaciale definita Neoglaciale. Se il corpo mummificato dell'Uomo dei Ghiacci è giunto fino a noi se ne deduce che negli ultimi 5000 anni il ghiacciaio che lo ha custodito ha mantenuto uno spessore maggiore e dimensioni più estese di quelle attuali, ma che nel momento in cui "Otzi" frequentava quel territorio, il ghiacciaio era di dimensioni decisamente più ridotte dell'attuale. Testimonianza di una minor estensione dei ghiacciai rispetto a oggi, è fornita, nelle Alpi Occidentali, anche da una serie di torbe emerse da sotto il ghiaccio del Ghiacciaio del Ruitor in seguito al suo ritiro (Orombelli, 1998).

Sulla base di questi dati si ritiene che la maggior parte dei piccoli ghiacciai durante l'optimum climatico olocenico fosse sparita o si fosse ridotta a dimensioni minime e che solo i ghiacciai più grandi con un bacino di accumulo posto ad alte quote continuassero a esistere, insieme a pochi altri "sopravvissuti" perché protetti dall'ablazione in quanto posti in nicchie riparate dall'insolazione o protetti da una copertura di detrito (*debris covered glacier*).

Altre fasi di espansione dei ghiacciai delle Alpi centro orientali, precedenti alla "piccola età glaciale", si collocano intorno a 3000 anni dal presente e intorno alla fine del primo millennio d.C.

La prima espansione sembra legata a un evento climatico della stessa entità di quello che portò i ghiacciai sulle massime posizioni oloceniche nella "Piccola Età Glaciale" o, per lo meno, medesima è stata la risposta dei ghiacciai che l'hanno registrata. Ciò è dimostrato da una morena terminale del Ghiacciaio dei Forni (Gruppo Ortles-Cevedale), appena all'esterno del limite della Piccola Età glaciale. L'argine sostiene depositi torbosi che, alla base, hanno fornito un'età di 2670±130 anni BP (ca. 1930-710 BC). Si tratta di un'età minima per l'avanzata neoglaciale, qui segnalata per la prima volta (Orombelli e Pelfini, 1985). Altri reperti organici, ritrovati negli argini morenici del Ghiaccio di Pisgana nel gruppo Adamello Presanella (Baroni e Carton 1991), hanno fornito date che delimitano una fase positiva del ghiacciaio stesso (3015±75 BP, GX-14712; 2345±125 BP, GX14710).

Delle varie pulsazioni positive (nelle Alpi italiane ne sono state riconosciute almeno quattro) la più vigorosa è stata senza dubbio quella più recente, nota come "Piccola Età Glaciale" (XVI-XIX secolo). Le morene di quest'ultima fase sono quelle che occupano le posizioni più avanzate, a distanze comprese tra alcune centinaia di metri e un paio di chilometri dalle fronti attuali. I depositi della "Piccola Età Glaciale"

17) Niederjoch Glacier: Ghiacciaio di Giogo Basso, nelle Alpi orientali vicino al rifugio Similaun, a circa 100 m dal confine austriaco, lungo lo spartiacque tra Alpi Venoste e Gtztraler Alpen.

18) Nella zona del Giogo Basso un suolo sepolto e il ritrovamento di manufatti mesolitici nei pressi del sito dove è stata rinvenuta la mummia preistorica di "Otzi", documentano che nelle fasi iniziali dell'Olocene, fino almeno a 6450/6300 anni cal BP (GX-20678-AMS), una fascia deglaciata circondava la parte sommitale del Ghiacciaio di Giogo Basso. In quel periodo le dimensioni del bacino d'accumulo di questo ghiacciaio erano inferiori a quelle massime raggiunte nell'Olocene ed erano paragonabili a quelle odierne (Baroni e Orombelli, 1996).

coprono gran parte delle tracce lasciate dalle avanzate precedenti ed è questo il principale motivo che rende rare le evidenze di avanzate oloceniche più antiche.

La “Piccola Età Glaciale” è in realtà costituita da una serie di pulsazioni positive (inizio del XVII secolo, più fasi nel XVIII secolo, intorno al 1820 A.D. e intorno al 1850 A.D.), intervallate da periodi di relativa contrazione dei ghiacciai. Sulle Alpi italiane sono principalmente documentate le fasi più recenti (che hanno portato i ghiacciai sulle massime posizioni raggiunte in tutto l’Olocene), anche se non mancano evidenze legate alle fasi più antiche. A partire dal 1860 A.D. i ghiacciai hanno conosciuto un marcato ritiro, intervallato da brevi pulsazioni positive. Numerosi ghiacciai sono arretrati di un paio di chilometri in 130 anni circa, riducendo le dimensioni areali del 45% (Orombelli, 1997). Brevi pulsazioni positive sono documentate intorno al 1890-95, al 1920-25, negli anni ’70 e ’80. Alcuni ghiacciai hanno registrato una pulsazione positiva anche tra la fine degli anni ’30 e i primi anni ’40.

Anche sui ghiacciai delle Alpi centro orientali come il Ghiacciaio del Careser, della Lobia, dell’Adamello, e su numerosi altri apparati di altre regioni delle medie latitudini (Thompson et al., 1993), la recente fase di riscaldamento climatico ha portato la linea delle nevi annua al di sopra della massima quota dei ghiacciai (Fig. 8), determinando una riduzione areale e un assottigliamento anche negli alti bacini di accumulo. La linea delle nevi si sta innalzando fino al limite superiore raggiunto negli intervalli più caldi che si sono manifestati negli ultimi 10.000 anni.



Fig. 8 - Il Ghiacciaio Pian di Neve (il più grande ghiacciaio di calotta delle Alpi Italiane), ubicato nel Gruppo dell’Adamello fotografato nel 1990. È evidente come il limite delle nevi si trovi a quote estremamente elevate e prossimo alla massima altezza raggiunta dal ghiacciaio (foto R. Seppi).

Secondo Maisch (1992), con un ulteriore riscaldamento di 2°C l'estensione dell'area coperta dai ghiacciai nelle Alpi si ridurrebbe, in pochi decenni, a circa il 25% di quella attuale. Se il trend corrente proseguirà, ci si deve aspettare un'ulteriore contrazione dei ghiacciai: a quel punto potrebbero essere superate le dimensioni minime mai raggiunte dai ghiacciai negli ultimi 20.000 anni.

Quanto fin qui descritto riguarda le alterne vicende che hanno visto i ghiacciai avanzare e retrocedere ripetutamente in modo più o meno evidente, fino ad assumere l'attuale configurazione. Contemporaneamente nelle aree abbandonate, rioccupate e poi ancora abbandonate dai ghiacciai si scoprivano porzioni di versante più o meno ampie che ospitavano le tracce della morfogenesi glaciale, ma che evolvevano anche a fronte di una serie di processi tipici della degradazione di versante. Il reticolo di valli che era stato abbandonato dai ghiacciai, soprattutto quelli di grandi dimensioni, era dotato di pendii ripidi (che nelle fasi immediatamente seguenti la deglaciazione non erano ancora vegetati), che potevano fornire materiali detritici di ogni dimensione, sotto l'azione diretta della gravità, dei torrenti, del ruscellamento e delle valanghe. Una parte di questi materiali trovava origine negli estesi depositi glaciali abbandonati sui versanti, parte poteva essere stata preparata dall'alterazione chimica e parte dall'azione diretta del gelo disgelo in quelle porzioni di territorio sottoposte a condizioni estreme ma non glacializzate. Una gran parte di questi materiali, dal Tardiglaciale, si sono depositi nei bacini lacustri che rappresentano un elemento geografico peculiare per il settore centrale dell'Arco Alpino Italiano. In contrasto a ciò, le valli piemontesi a Ovest, quelle del Friuli a Est e alcune valli lombarde e venete non hanno conosciuto una "fase lacustre" importante e hanno così fornito a partire dal Tardiglaciale alluvioni direttamente alla pianura. Questa è una fondamentale differenza che caratterizza alcuni dei settori prealpini dal punto di vista della morfogenesi successiva all'Ultimo Massimo Glaciale.

Come esempio dell'evoluzione dei grandi solchi vallivi dopo la deglaciazione, si riporta quello di una grande vallata delle Alpi Meridionali, la valle dell'Adige (Fig. 9). Essa drena, nella parte settentrionale del suo sviluppo, un bacino molto esteso che successivamente, a partire dalla città di Trento, attraversa la zona prealpina con un solco angusto, dominato da rilievi calcarei con ripidi versanti. Il letto dell'Adige, ora con percorso naturale, ora costretto tra ripe artificiali, è modellato nelle alluvioni che rappresentano gli episodi di riempimento tardiglaciale e postglaciale dell'originario solco. La profondità del fondo roccioso alla base dei depositi alluvionali è variabile nelle varie vallate (Felber et al., 1998).

In Val d'Adige, ad esempio, uno dei sondaggi ubicato nei pressi di Trento, effettuato fino alla profondità di 423 m dal p.c., dopo aver attraversato negli strati superiori depositi fini limosi e sabbiosi, non ha incontrato il substrato roccioso (Fuganti et al., 1996). Un'altra perforazione invece effettuata più a sud della precedente ha raggiunto il substrato a 365 m. (Felber et al., 1998). Sondaggi geofisici



Fig. 9 - Panoramica sull'ampio solco vallivo della Valle dell'Adige in direzione di Bolzano (foto A. Carton).

fanno supporre analoga situazione nei dintorni di Bolzano. Alla luce di questi dati, a cui si rimanda per una più esaustiva descrizione dei sondaggi, e per confronto con le altre vallate alpine del comparto centro orientale, si può ipotizzare che in un momento della complessa evoluzione di questi grandi solchi vallivi, siano esistiti laghi di grandi dimensioni successivamente riempiti di materiali detritici apportati soprattutto dai numerosi torrenti affluenti, in seguito a una sedimentazione qui più potente che altrove. Coni di deiezione, ubicati allo sbocco di valli laterali, hanno inoltre suddiviso i solchi vallivi principali in più bacini fin dalle fasi iniziali di riempimento e hanno contribuito fino al XIX secolo a determinare sbarramenti e zone acquitrinose e o paludose, mal drenate a monte degli stessi, come spesso dimostrato anche dalla toponomastica. Evidenze di estesi coni di deiezione, oggi non più in alimentazione, caratterizzano i grandi solchi vallivi della Valtellina, della Val Camonica, della Valle delle Giudicarie, della Val Lagarina, della Val Sugana e della Valle del Piave. Su di essi spesso sono ubicati centri abitati di antica origine.

Alcuni studi stratigrafici di dettaglio su alcuni coni e *talus* detritici al di sotto delle grandi "falesie" calcaree che bordano i solchi vallivi hanno permesso in alcuni casi di riconoscere le principali fasi di deglaciazione di queste pareti. Alla fusione dei ghiacciai, il cui spessore iniziale era di circa 1700 m i fenomeni di rilassamento sulle pareti accompagnati probabilmente da dei movimenti

glacioisostatici hanno favorito gli scoscendimenti di grossi blocchi e la formazione di grandi *talus* detritici sotto un clima a tendenza arida continentale. La gelivazione doveva essere efficace su delle pareti ancora in disequilibrio durante l'occupazione umana delle nicchie e dei ripari sotto roccia datati da 6000-5300 fino a 4500-3500 anni A. C. vale a dire durante la fase calda e umida del periodo detto Atlantico. Verso la fine di questo periodo, si manifestò una stabilizzazione delle pareti, permettendo in seguito alla foresta di ricoprire completamente i versanti verso l'età del Bronzo-età del Ferro (secondo-primo millennio a.C.).

Altri fenomeni erosivi e di accumulo discontinui sia nel tempo che nello spazio sono avvenuti nel postglaciale. Si tratta di quei grandi movimenti di massa generalmente noti con il termine di frane. Esistono degli esempi spettacolari già ben conosciuti nelle valli italiane collocati cronologicamente nel tempo. Nel settore delle Alpi e Prealpi centro orientali si ricordano a solo titolo di esempio le Marocche di Dro, nella Val del Sarca a Nord del lago di Garda, il grande scoscendimento dei Lavini di Marco in Val d'Adige, citato anche da Dante nella Divina Commedia, e le frane del Vallone Bellunese a sostegno del Lago di S. Croce. Le sempre più numerose datazioni che in questi ultimi anni vengono associate ai vari fenomeni franosi permettono di collocarli più esattamente nel tempo e ove possibile di correlarli con eventi sismici o con significative variazioni ambientali. Un esempio di questo tipo è documentato nelle Alpi Orientali, in zona dolomitica (Panizza et alii, 1996; Corsini et alii, 2000). Nella conca di Cortina d'Ampezzo sono state individuate più di trenta frane di differente tipologia, dimensione età e grado di attività. Le date più antiche ottenute variano tra i 13.000 e i 10.000 anni BP e si riferiscono a grandi movimenti traslativi in roccia che hanno interessato le pareti dolomitiche, a scivolamenti rotazionali e a colate attivatisi principalmente nelle rocce pelitiche. Un secondo gruppo di date ha permesso di individuare lo sviluppo di una serie di colate tra i 5500 e i 2500 anni dal presente. In Alta Val Badia, oltre a numerosi accumuli di frana, sono stati anche datati depositi lacustri correlati a sbarramenti vallivi, i cui eventi più antichi sono compresi tra i 10.000 e i 9000 anni dal presente. Anche in questo territorio sono stati rinvenuti inoltre movimenti più recenti di colata, verificati tra i 5000 e i 2000 anni dal presente.

Analizzando la serie di date ottenute nelle due aree è stato possibile correlare incrementi nell'attività di frana con due distinti periodi caratterizzati da marcati cambiamenti climatici: l'immediato Post-Glaciale (Preboreale e Boreale) e il Sub-Boreale. La tipologia e le cause delle frane avvenute in questi due periodi sono sostanzialmente differenti. Il primo periodo comprende frane di varia tipologia avvenute con tutta probabilità a seguito del ritiro dei ghiacciai (che nell'LGM occupavano l'intera area) e alla relativa decompressione dei versanti. Il secondo gruppo di frane, che coincide con il periodo Sub-Boreale, include, in entrambe le aree studiate, principalmente fenomeni di colata, che possono essere verosimilmente considerati come riattivazioni di eventi più antichi. Questo periodo è

comunemente associato a una fase di incremento delle precipitazioni. Considerata la correlazione esistente tra periodi con maggiore numero di eventi di frana datati e periodi di significative variazioni climatiche, è pertanto obiettivamente ipotizzabile uno stretto legame tra la deglaciazione e l'innescò dei grandi fenomeni franosi delle vallate studiate (come peraltro riscontrato in altre aree alpine); al contempo ha preso corpo l'ipotesi di una massiccia ripresa di movimenti gravitativi sui versanti durante le fasi umide del Sub-Boreale.

L'attuale morfogenesi è affidata a tutti i processi di degradazione che caratterizzano gli areali che vanno dall'alta montagna fino alle basse colline prospicienti la pianura; essi agiscono con ritmi plurisecolari, centenari e/o stagionali. Frequenti sono i fenomeni di redistribuzione di detriti già depositi (debris flows ecc.) che si verificano nelle condizioni di concentrazione di energia, sotto l'azione violenta dell'acqua, della pioggia, o delle valanghe e che solcano i versanti soprattutto in presenza di grandi dislivelli. Alla continua e inesorabile azione di modellamento, si associano sempre più frequentemente fenomeni di degradazione accelerata, specie nella media e alta montagna, che in alcuni casi possono essere messi in relazione con i repentini mutamenti climatici che si stanno realizzando.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., LUPA PALMIERI E., PAROTTO M. 1993 - Geologia del territorio italiano. In: *Il globo terrestre e la sua evoluzione*; 274-283. Zanichelli, Bologna.
- BARONI C. 2004 - Storia dei ghiacciai alpini e modificazioni geomorfologico-ambientali dall'ultimo massimo glaciale ad oggi nelle Alpi Centrali. Atti XXXV Congresso della Società Italiana di Biogeografia, Biogeografia delle Alpi e Prealpi centro orientali. Rabbi, 6-9 Settembre 2004.
- BARONI C., CARTON A. 1991 - Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte. *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat.*
- BARONI C., OROMBELLI G. 1996 - The alpine Ice man and Holocene climatic change. *Quat. Res.*, 46, 78-83.
- BIANCOTTI A., MALARODA R., PAVIA G. 1992 - L'evoluzione geomorfologica e lo spazio fisico delle Alpi Occidentali. *Biogeografia. Lavori della Società Italiana di Biogeografia*, XVI n.s., Bologna: 25-40.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N., ZUCCOLI N. 2001 - Geologia del Mendrisotto (Canton Ticino, Svizzera), Messiniano. Pliocene e Quaternario. *Berichte des BAWG, Serie Geologi*, n. 1, 462 pp., two maps 1:25.000 Ben.
- BOSELLINI A. 1996 - Geologia delle Dolomiti. Athesia Bolzano, 191 pp.
- BRACK P., CALLEGARI E., CASSINIS G., CASTELLARIN A., FONTANA D., GAETANI M., ORI G., ORIGONI GIOBBI E., RIKLIN K., SARTORI R., ULMER P. 1983 - Guida all'escursione sull'Adamello Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26: 391-419.
- CARULLI G.B. 1987 - Lineamenti geologici del Friuli. *Biogeografia. Lavori della Società Italiana di Biogeografia*, XIII n.s., Bologna: 1-15.
- CASATI P. (1985) - Scienze della Terra. Elementi di geologia generale, con la collaborazione di Forcella F. e Pace F., CLUED Milano
- CASTELLARIN A. (1979) - Il problema dei raccorciamenti crostali del subalpino. *Rend. Soc. Geol. It.*, 1: 21-23.
- CASTELLARIN A., VAI G.B. (1981) - Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. *J. Struct. Geol.*, 3-4, 477-486.
- CASTELLARIN A., VAI G.B. (1982) - Introduzione alla geologia strutturale del Subalpino. In: Castellarin A., Vai G.B. (eds.), *Guida alla geologia del Subalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. S.G.I.*, 1-22, Bologna.
- CASTIGLIONI G.B. (1984) - Le versant méridional des Alpes. *Les Alpes 25e Congrès International de Géographie* 28-31. Paris-Alpes.
- CORSINI A., PASUTO A., SOLDATI M. (2000) - Landslides and Climate Change in the Alps Since the Late-Glacial: Evidence of Case Studies in the Dolomites (Italy). In: E. Bromhead, N. Dixon and M.-L. Ibsen (eds.), *Landslides in research, theory and practice*. Thomas Telford Publishing, London: 329-334.
- DAL PIAZ G.V. (2002) - Guida alla lettura della Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella. In: Regione Lombardia, Territorio ed Urbanistica, Consiglio Nazionale delle Ricerche: Carta Geologica del Gruppo Adamello-Presanella, scala 1:50.000. Selca Firenze.

- DE SITTER L.U., DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) - The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. *Leid. Geol. Meded.*, 14 B: 1-257.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M., CALLEGARI E. (1985) - Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26 (1983).
- FELBER M., VERONESE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E., VIOLANTI D. (1998) - Indagini sismiche e geognostiche nelle Valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Val Sugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese), Italia. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 75: 3-52.
- FUGANTI A., BAZZOLI G., MORTEANI G. 1996 - The quaternary evolution of the Adige Valley near the city of Trento (Northern Italy) as deduced from wells and radiocarbon dating. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 73: 93-97.
- GAETANI M., JADOUL F. (1979) - The structure of the Bergamasc Alps. *Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. Ser. 8*, 66: 411-416.
- GROVE J.M. (1988) - *The Little Ice Age*. University Press, Cambridge.
- HAEBERLI W. (1995) - Glacier fluctuations and climate change detection. Operational elements of a worldwide monitoring strategy. *World Meteorol. Org. Bull.*, 44: 23-31.
- HAEBERLI W., PENZ U. (1985) - An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss. *Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21: 351-361.
- ISTITUTO GEOGRAFICO DE AGOSTINI (1994) - *Conoscere le Alpi*. Natura, luoghi, sport, turismo. Novara. Vol. 1, n. 14: 2-20.
- MAISCH M. (1992) - Die Gletscher Graubiindens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der Ostlichen Schweizer Alpen (Biindnerland und Angrenzende Regionen). Geographisches Institut der Universitat Zurich.
- MARAZZI S. (2002) - La suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino (S.O.I.U.S.A.). Una proposta concreta di normalizzazione delle suddivisioni nazionali in una unica classificazione europea dei gruppi delle Alpi. *L'Universo*, Firenze. LXXXII (4): 484-503.
- NEJSE A., DAHL S.O. (1993) - Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review. *Quat. Sci. Rev.*, 12: 255-261.
- OROMBELLI G. (1998) - Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi. In: P. Ghelardoni, *Studi in onore di Mario Pinna*. I, Il clima e la storia del clima. *Mem. Soc. Geogr. It.*, 55: 153-165.
- OROMBELLI G. (2003) - Il ghiaccio risorsa strategica della montagna. *Atti dei Convegni Lincei*, 196: 93-108.
- OROMBELLI G., PELFINI M. (1985) - Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali. *Rend. Soc. Geol. It.*, 8: 17-20.
- OROMBELLI G., TANZI G., RAVAZZI C. (2004a) - Glacier extent over the Italian Alps during the LGM. In: Antonioli F. e Vai G.B. (eds.), *Climax maps Italy, explanatory notes*, 32nd International Geological Congress, Florence, Italy: 23-24.
- OROMBELLI G., TANZI G., RAVAZZI C. (2004b) - Glacier extent over the Italian Alps during the HCO. In: Antonioli F. e Vai G.B. (eds.), *Climax maps Italy, explanatory notes*, 32nd International Geological Congress, Florence, Italy: 25-29.
- PANIZZA M., PASUTO A., SILVANO S., SOLDATI (1996) - Time occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). In: M. Soldati (ed.), *Landslides in the European Union*. *Geomorphology*, 15 (3-4): 311-326.
- PATZEL G. (1974) - Holocene variations of glaciers in the Alps. *Coll. Int. CNRS*, 19: 51-59.
- PELLEGRINI G.B., SURIAN N. (1994) - Late Pleistocene geomorphological evolution in the vallone Bellunese, Southern Alps (Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7 (1): 67-72.
- PIERI M., GROPPI G. 1981 - Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. *Prog. Fin. Geodinamica CNR*, 414: 13 pp.
- PORTER S.C. (1975) - Equilibrium-line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quat. Res.*, 5: 27-47.
- PORTER S.C., DENTON J.H. 1967 - Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265, 177-210.
- PORTER S.C., OROMBELLI G. (1985) - Glacier contraction during the middle Holocene in the Western Italian Alps: Evidence and implications. *Geology*, 13: 296-298.
- ROTHLISBERGER F. 1986 - *10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*. Verlag Sauerlaender Aarau, Salzburg.
- THOMPSON L.G., MOSLEY-THOMPSON E., DAVIS M., LIN P.N., YAO T., DYURGEROV M., DAI J. 1993. "Recent warming": ice core evidence from tropical ice cores with emphasis on Central Asia. *Global Planet. Change*, 7: 145-156.
- TOURING CLUB ITALIANO 1957 - *L'Italia Fisica. Conosci l'Italia*, Milano, Vol. I, 320 pp.
- TOURING CLUB ITALIANO 1963 - *Il Paesaggio. Conosci l'Italia*, Milano, Vol. VII.
- VAIA F., MUSCIO G. 1987 - Le età glaciali quaternarie nella regione carnico-friulana. *Biogeografia. Lavori della Società Italiana di Biogeografia*, XIII n.s.: 15-24.