

## **Evoluzione geomorfologica della Bassa Valle dell'Adige dall'Ultimo Massimo Glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe**

Michele BASSETTI<sup>1\*</sup> & Andrea BORSATO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CORA Ricerche Archeologiche s.n.c., Spini di Gardolo 75, 38100 Gardolo (TN), Italia

<sup>2</sup>Museo Tridentino di Scienze Naturali, Via Calepina 14, 38100 Trento, Italia

\*E-mail dell'Autore per la corrispondenza: [michele@coraricerche.com](mailto:michele@coraricerche.com)

**RIASSUNTO** - *Evoluzione geomorfologica della Bassa Valle dell'Adige dall'Ultimo Massimo Glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe* - Il presente contributo si propone di esporre un quadro sintetico delle principali modificazioni geomorfologiche della Bassa Val d'Adige, a partire dall'Ultimo Massimo Glaciale alpino (*Alpine Last Glacial Maximum*, ALGM) attraverso il Tardoglaciale fino all'Olocene. La sintesi evidenzia la scarsità di datazioni radiometriche per la culminazione ALGM, tra 24.000 e 17.000 cal. anni BP, mentre, a partire da 15.000 cal. anni BP la datazione di diverse sequenze lacustri e palustri, anche a quote elevate, testimonia la pressoché completa deglaciazione del territorio. Durante il Tardoglaciale in gran parte della Val d'Adige si assiste alla deposizione di una sequenza lacustre potente un centinaio di metri, con un tasso di sedimentazione compreso tra 0,09 e 0,22 m l'anno nel *Dryas* recente. Il miglioramento climatico dell'Olocene si esprime con la progressiva copertura forestale che riduce la dinamica dei processi erosivi promuovendo l'instaurarsi di una lunga fase di prevalente biostasia, testimoniata da tassi di sedimentazione in Val d'Adige di soli 2-3 mm all'anno. Tutto l'Olocene è contraddistinto da grandi eventi franosi, particolarmente numerosi in Val d'Adige e in Valle del Sarca, con differenti fasi di crollo intorno a 6500, 4700, 2200 e 1000 anni cal. BP.

**SUMMARY** - *Geomorphological evolution of the lower Adige Valley from the Last Glacial Maximum: summary of the published data and comparison with surrounding areas* - We present a summary of the major geomorphological modifications in the lower Adige Valley occurred from the Alpine Last Glacial Maximum (ALGM) across the Lateglacial and the Holocene. The synthesis underlines the lack of radiometric ages for the ALGM culmination, between 24.000 and 17.000 cal. years BP, while, starting from 15.000 cal. years BP, the datings of several lacustrine and peat sequences, even at high elevation, testify the almost complete deglaciation of the territory. During the Lateglacial the Adige Valley experienced the deposition of a 100 m-thick lacustrine sequence, with a sedimentation rate of 0.09 to 0.22 m/year during the Younger Dryas. The Holocene climate amelioration causes the progressive forest cover that reduces the erosional processes and promotes a long bio stasis period, that is testified by sedimentation rate of only 2-3 mm/year in the Adige Valley. The Holocene is also characterized by large landslide episodes, particularly frequent in the Adige and in the Sarca valleys, with different phases around 6500, 4700, 2200 and 1000 cal. years BP.

*Parole chiave:* evoluzione geomorfologica, Tardoglaciale, Olocene, Valle dell'Adige, Trentino

*Key words:* geomorphologic evolution, Late Glacial, Holocene, Adige Valley, Trentino

### 1. INTRODUZIONE

La ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica della Bassa Val d'Adige si è basata su un approccio multidisciplinare, che ha permesso la selezione di un ampio spettro di dati recentemente acquisiti dalla Geologia del Quaternario e da studi di carattere paleoambientale finalizzati alla comprensione delle dinamiche del popolamento umano. Lo scopo principale di questo contributo consiste nell'elaborazione di una sintesi ricostruttiva dell'evoluzione geomorfologica

che permetta di aggiornare le conoscenze degli effetti della variabilità climatica in rapporto alla morfogenesi dell'area atesina, favorendo un confronto critico fra specialisti. Da questo presupposto, l'esposizione dei dati verrà effettuata secondo un criterio climatostratigrafico rimandando alle suddivisioni recentemente definite in Ravazzi (2003). Le età radiocarbonio presenti nel testo sono state calibrate usando il programma CALIB 5.0.1 di Reimer *et al.* 2005, con deviazione standard di 2 sigma. Le età sono espresse in anni BP (*Before Present*, dove *present*= 1950).

## 2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

Il territorio della Regione Trentino Alto-Adige (Alpi meridionali) comprende la sezione alpina del bacino dell'Adige e si sviluppa dallo spartiacque della catena alpina fino allo sbocco nella Pianura Padana lungo una direttrice di oltre 120 km.

L'Adige nasce a quota 1550 metri s.l.m. poco lontano dal Lago di Resia, percorre la Val Venosta/*Vinschgautal* in direzione circa EW fino a Merano, dove piega a SE verso la conca di Bolzano, alla quota di circa 240 metri s.l.m. Dopo Bolzano la valle assume nel complesso una direzione NNE-SSW, trasversale all'orientamento della catena alpina, fino alla gola della Chiusa di Ceraino (VR), dove il fiume sbocca definitivamente nella Pianura Padana. Da nord verso sud, i principali affluenti dell'Adige in territorio trentino sono i seguenti: da destra, il Noce (Valli di Sole e di Non); da sinistra, l'Avisio (Valli di Fassa, di Fiemme e di Cembra), il Torrente Fersina presso Trento (190 m s.l.m.) (Valle dei Mocheni, Alta Valsugana) e il Torrente Leno (Vallarsa, Valle di Terragnolo).

Il settore settentrionale della regione, compreso tra la sorgente dell'Adige fino poco oltre la conca di Merano, è costituito da metamorfiti dell'unità austroalpina (Gruppo dell'Ortles-Cevedale, dalle Alpi Venoste, Breonie e Aurine fino alle Vedrette di Ries). Proseguendo verso sud affiorano le unità subalpine costituite dal basamento cristallino paleozoico e dalle coperture sedimentarie tardo paleozoiche, mesozoiche e terziarie. Nell'area orientale, fino all'altezza di Trento, affiora il Complesso Vulcanico Atesino. L'intero settore meridionale della regione è dominato dall'esteso affioramento delle formazioni calcaree e dolomitiche di età mesozoico-cenozoica.

La struttura tettonica della regione identifica due principali domini, separati dalla Val d'Adige. A W sono presenti le strutture giudicariensi caratterizzate da sovrascorrimenti e strutture transpressive di direzione NNE-SSW (es.: sovrascorrimento della Paganella, sovrascorrimento di Molveno). A sud di Rovereto e sino al margine della Pianura Padana, il versante occidentale è delineato dai sovrascorrimenti del Monte Stivo e del Monte Baldo. Ad E, dominano i sovrascorrimenti orientati principalmente WSW-ENE, vergenti a S (es.: Linea della Valsugana) e faglie trascorrenti NW-SE relativi al sistema scledense (AA.VV. 1981).

Il sistema vallivo si sviluppa da depressioni tettoniche confinate da sistemi di dislocazione che hanno iniziato ad abbozzarsi nelle fasi iniziali dell'orogenesi alpina (Bosellini & Broglio Loriga 1972). Si ritiene che la genesi fluviale nelle valli alpine sia iniziata dall'età tardo-terziaria su sistemi tettonici preesistenti, spesso riattivati nel corso del Pleistocene. Analogamente alle vallate che ospitano tuttora i grandi laghi sudalpini (Garda, Como, Maggiore), anche per le valli del

Trentino meridionale è consolidata l'ipotesi che la fase principale d'incisione sia avvenuta nel Miocene superiore (Finckh 1978; Bini *et al.* 1978), in conseguenza dell'abbassamento di livello del Mediterraneo nel Messiniano. Prospezioni geofisiche e geognostiche eseguite presso Trento hanno determinato che la profondità del substrato roccioso è di 620 metri rispetto al fondovalle attuale, ovvero alla quota di 435 metri sotto il livello marino attuale. Risultati analoghi sono stati ottenuti vicino a Levico, in Valsugana, e a Riva del Garda, in Valle del Sarca, con profondità, rispettivamente, di 50-100 e di 340-350 metri sotto il livello attuale del mare (Felber *et al.* 2000; Rosselli *et al.* 2000). In quel periodo si andarono identificando i principali sistemi carsici nei massicci carbonatici allora emersi quali, ad esempio, l'Altipiano di Asiago e la dorsale Gazza-Paganella (Bini *et al.* 1991). Nel Pliocene, al termine delle maggiori fasi di sollevamento e strutturazione della catena alpina, la fascia prealpina fu soggetta a un progressivo e differenziato sollevamento (Zanferrari *et al.* 1982).

Sui massicci morfostrutturali costituiti da formazioni carbonatiche di età mesozoica del Monte Baldo, dei Lessini e dell'Altopiano dei Sette Comuni, si innescarono processi di alterazione pedogenetica del substrato calcareo, riconoscibili per i caratteristici paleosuoli noti come "Terre Rosse", fortemente rubefatti e alterati, a cui sono associate coperture vegetazionali di tipo mediterraneo. Al tetto sono spesso crioturbati e sepolti da diverse coltri di depositi crioclastici e colluviali, a causa delle fasi di recrudescenza climatica dei cicli glaciali pleistocenici (Magaldi & Sauro 1982).

## 3. CULMINAZIONE ALGM (ALPINE LAST GLACIAL MAXIMUM)

Durante l'ALGM il grande volume d'acqua immobilizzato negli *inlandsis* causò l'abbassamento di circa 120 metri del livello marino globale e la conseguente estensione della pianura alluvionale nel Mar Adriatico fino all'altezza di Pescara (Correggiari *et al.* 1996). I bacini dei maggiori sistemi fluviali del versante meridionale delle Alpi erano occupati da ghiacciai vallivi che spesso raggiungevano la Pianura Padana (Castiglioni 1940).

La prima ricostruzione dell'espansione glaciale würmiana si deve al monumentale lavoro di Penk & Brückner pubblicato tra il 1901 e il 1909 (Fig. 1). Gli Autori, in base alla distribuzione altimetrica dei depositi glaciali e, soprattutto, delle morene laterali e terminali, hanno accertato che la massa glaciale ricopriva quasi interamente i rilievi della Val d'Adige con una quota del ghiacciaio atesino di 2000 m s.l.m. presso Bolzano e di circa 1650 metri s.l.m. a Trento. I lavori successivi di Castiglioni (1940), Habbe (1960) e Van Husen (1987) non hanno sostanzialmente modificato



Fig. 1 - La storica ricostruzione del Trentino-Alto Adige e aree limitrofe durante la massima espansione glaciale würmiana (da Penck & Brückner 1909, modificato).

Fig. 1 - The historical reconstruction of the Trentino-Alto Adige region and nearby areas during the last glacial "Würm" maximum (modified from Penck & Brückner 1909).

questa ricostruzione, mentre i lavori sulle Dolomiti di Brenta (Trevisan 1939a) e sull'Altipiano di Asiago (Trevisan 1939b) hanno precisato e approfondito le dinamiche glaciali durante l'ultima massima espansione würmiana e le successive fasi di ritiro tardoglaciali.

Rispetto agli studi precedenti, il ruolo dell'escavazione glaciale nella genesi delle maggiori valli sudalpine attuali è stato recentemente ridimensionato. L'esarazione agì in modo differenziale a seconda dell'entità dei flussi glaciali, accentuando i dislivelli morfologici pre-ALGM tra le valli principali e le valli laterali. Nella morfogenesi dei versanti intervennero soprattutto i processi di abrasione e *quarryng*.

Nell'area atesina la massa glaciale principale defluiva dall'attuale spartiacque alpino verso sud attraverso la Val d'Adige e l'asse gardesano. Lungo quest'ultimo avveniva il principale deflusso glaciale dell'area atesina, come testimonia la minor ampiezza dell'arco morenico di Rivoli, che misura 15 km, a fronte dei 60 km del Garda (Cremaschi 1994). Flussi di minor portata caratterizzavano la Val Lagarina e la Valsugana mentre nell'Altopiano dei Sette Comuni si sviluppò una calotta glaciale alimentata da ghiacciai locali (Trevisan 1939b).

Gli apparati morenici atesino e gardesano sono costituiti dai depositi relativi alle espansioni glaciali del Pleistocene medio e inferiore, ma conservano soprattutto le evidenze della seconda pulsazione ALGM, che coprì le evidenze del più antico stadio Pleniglaciale (Accorsi *et al.* 1990). Studi effettuati su altri anfiteatri lombardi discordano da questi dati, evidenziando in quest'area una riduzione dell'estensione dell'ultimo evento glaciale (Corbari *et al.* 2006)

Nella serie della cava di Gaium (VR), i depositi fluvioglaciali e morenici di questa fase ricoprono un deposito loessico su cui si evolve un suolo isoumico tipo *chernozem*, correlato alla serie stratigrafica di Valsorda associata all'apparato gardesano e datato  $^{14}\text{C}$  27.880  $\pm$  600 anni BP (Accorsi *et al.* 1990). Nell'area periglaciale delle Alpi meridionali avveniva la deposizione eolica, la quale è spesso associata con manufatti del Paleolitico superiore (Cremaschi 1990a). Analisi polliniche indicano un ambiente di steppa diffuso in tutta l'Italia settentrionale e centrale durante i periodi freddi del Pleistocene superiore (Cattani 1990; Marocco 1991).

L'ultima grande espansione glaciale (ALGM) nell'ampio bacino dell'Adige è marcata da una datazione radiometrica ottenuta da Fliri (1988, 1989) ad Albes/Albeins nella media Val d'Isarco (24.000  $\pm$  210 anni BP), che cade nella fase in cui le grandi colate vallive si stavano rapidamente formando.

L'avanzata dell'ultima fase glaciale ALGM (corrispondente al Würm III o Late Würm di molti Autori precedenti) è anticipata da una fase temperata-umida testimoniata da depositi di travertino in Valle del Sarca datati tra 28.600  $\pm$  300 anni BP e 33.200  $\pm$  550 anni BP

(Avanzini *et al.* 2000), e dalla frequente presenza di resti di *Ursus Spelaeus* in numerose cavità trentine datati tra 25.100  $\pm$  300 anni BP e 30.500  $\pm$  400 anni BP (Avanzini *et al.* 2000).

La massima espansione del ghiacciaio plavense è datata al radiocarbonio grazie a un tronco rinvenuto nelle morene frontali dell'anfiteatro di Vittorio Veneto, e corrisponde a un'età di 17.670  $\pm$  320 anni  $^{14}\text{C}$  BP (20.168-21.908 anni cal. BP) (Bondesan 1999).

#### 4. IL TARDOGLACIALE

Dal punto di vista climatostratigrafico, l'intervallo di tempo fra l'inizio della deglaciazione alpina e l'interstadio tardoglaciale è caratterizzato da un limite diacronico e i due eventi sono in molti casi parzialmente coevi (Ravazzi 2003). Le conoscenze dell'evoluzione del glacialismo durante le fasi di ritiro susseguitesesi a partire dall'ultimo massimo glaciale si devono, oltre allo storico lavoro di Penk & Brückner (1901-1909), soprattutto ai lavori locali di Trevisan (1939a) per il Gruppo del Brenta e per l'Altipiano di Asiago (Trevisan 1939b), e a quello di Castiglioni (1961) per il Gruppo Adamello-Presanella.

Dalle fronti moreniche dei ghiacciai sudalpini fuoriuscivano torrenti proglaciali, che provocarono un'intensa fase di aggradazione della pianura che si stava formando nel settore padano (*sandur*). Nell'area lombarda si formò il "livello fondamentale della pianura" (Petrucci & Tagliavini 1969), suddiviso in una fascia pedemontana a maggiore energia, con canali intrecciati (*braided*), e una fascia distale interessata da paleidrografia meandriforme (Marchetti 1996). Il tetto di tale unità è stato datato, con criteri pedologici e archeologici, al tardo Pleistocene superiore (Cremaschi 1987). Tuttavia, a questa ipotesi monogenica se ne contrappone una poligenica e polifasica. La superficie morfologicamente omogenea dell'Alta Pianura Padana sembra in realtà costituita da corpi sedimentari di diversa natura e differente grado di alterazione pedogenetica, precedenti all'ALGM (Corbari *et al.* 2006).

Nella pianura veneto-friulana si sono conservati i singoli *megafan* alluvionali connessi ai principali fiumi delle Prealpi Carniche e Giulie (Fontana *et al.* 2004; Fontana 2006).

Dopo l'ALGM, la fusione delle masse glaciali dalle valli principali e la loro temporanea riavanzata produsse la deposizione, nei fondovalle e sui versanti, di terrazzi di *kame*, depositi glaciali, fluvioglaciali, lacustri marginoglaciali e, localmente, grandi frane sulle lingue glaciali in ritiro (Oetheimer 1989; Panizza *et al.* 1996; Pellegrini *et al.* 2005).

I depositi fluvioglaciali e di contatto glaciale sono molto potenti e ben rappresentati soprattutto nelle valli tributarie dell'Adige (Val di Non e Val di Cembra) e nell'Alta Valsugana. Nella Val d'Adige i depositi cor-

rispondenti al Tardoglaciale sono rappresentati soprattutto da sequenze di limi lacustri, ricoperti da alluvioni ghiaiose e limi di esondazione risalenti all'Olocene (Felber *et al.* 2000) (Fig. 2).

Per il ghiacciaio del Piave sono state ricostruite almeno tre fasi di ritiro-avanzata dal Vallone Bellunese. La fase più antica è datata, utilizzando i limi del *till* di alloggiamento alla base della torbiera di Val Piana

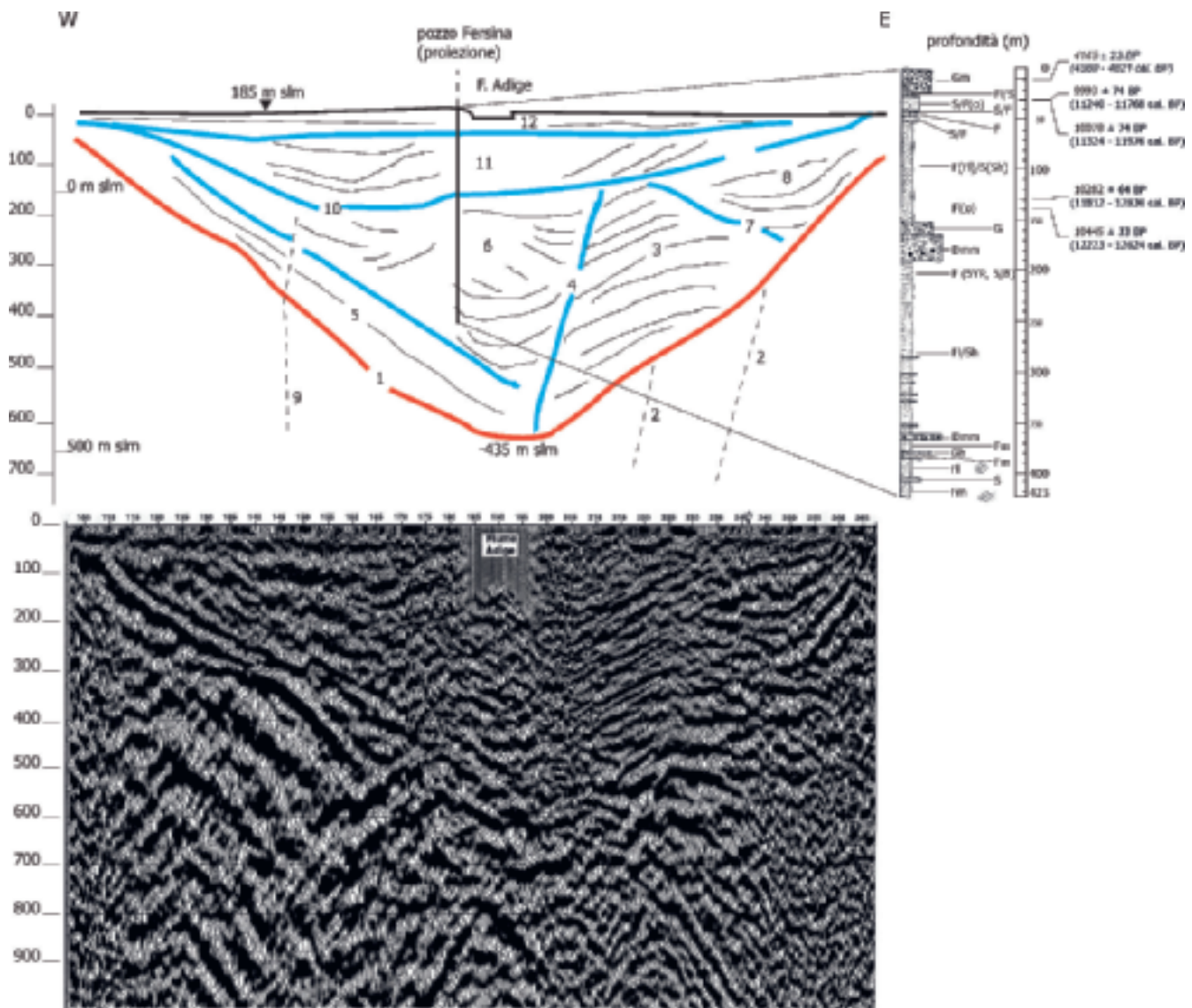


Fig. 2 - Profilo sismico di Trento e sua interpretazione geologica (ridisegnato da Felber *et al.* 2000). I numeri si riferiscono alle maggiori discontinuità riconosciute: la 1 rappresenta l'andamento del substrato roccioso, e la 10 la supposta discontinuità ALGM. L'Unità 11, costituita prevalentemente da argille con livelli di limi e sabbie, rappresenta la sequenza lacustre tardoglaciale, mentre l'Unità 12, costituita da sabbie e ghiaie a supporto di sabbie, i sedimenti della conoide alluvionale olocenica del Fersina. A destra è riportata la stratigrafia schematica del pozzo "Fersina 1" (cfr. Fuganti *et al.* 1998) ubicato 1 km a nord del profilo sismico con le datazioni <sup>14</sup>C relative all'adiacente pozzo "Fersina 2" e "Via Verdi" (in corsivo). La calibrazione delle età, riportata tra parentesi, è stata effettuata con il programma CALIB 5.0.

*Fig. 2 - Trento seismic profile with its geological interpretation (redrawn after Felber et al. 2000). The numbers refer to the major seismic bodies and discontinuities: the bedrock is below discontinuity 1, while discontinuity 10 is possibly related to the ALGM erosion. Unit 11, mainly made by clays with subordinate silt and sand layers, represents the Lateglacial lacustrine sequence, while Unit 12, made by sand and gravels, is the Olocene alluvial fan of the Fersina River. On the right site is reproduced the schematic stratigraphy of the "Fersina 1" drill-hole (cfr. Fuganti et al. 1998) located 1 km north from the seismic profile, with the <sup>14</sup>C datings of the adjacent "Fersina 2" and "Via Verdi" (italics) drill-holes. In parenthesis the ages calibrated with the CALIB 5.0 program.*

(834 m s.l.m.), a 16.210  $\pm$ 50 anni  $^{14}\text{C}$  BP (19.210-19.486 anni cal. BP), ed è caratterizzata da clima freddo con bassa frequenza di pollini di *Pinus*, *Betula* e *Artemisia* (Pellegrini *et al.* 2005).

La seconda e la terza fase di ritiro del ghiacciaio del Piave avvenne prima di 13.160  $\pm$ 110 anni  $^{14}\text{C}$  BP (15.168-16.029 anni cal. BP) (Pellegrini *et al.* 2005). La terza fase, sulla base della sequenza lacustre della torbiera di Modolo (424 m s.l.m.), si ritiene possa essere collocata precedentemente al limite ALGM/Tardoglaciale, che stratigraficamente corrisponde al passaggio da una sedimentazione di ritmi argillose, datato a 14.525  $\pm$ 280 anni  $^{14}\text{C}$  BP (16.653-18.522 anni cal. BP). La datazione della foresta monospecifica subfossile di larice delle fornaci di Revine (TV), con tronchi in posizione di vita prossimi a un bacino lacustre proglaciale, ha fornito una data compresa tra 14.765  $\pm$ 135 anni  $^{14}\text{C}$  BP (17.303-18.544 anni cal. BP) e 14.370  $\pm$ 115 anni  $^{14}\text{C}$  BP (16.708-17.786 anni cal. BP), che dimostra inequivocabilmente come in questo periodo la deglaciazione fosse già in corso e l'area fosse colonizzata da vegetazione tipica di un ambiente steppico periglaciale (Casadoro *et al.* 1976).

Dati sulla deglaciazione delle medie e alte quote provengono dai bacini di Palughetto (1053 m s.l.m.), nell'Altopiano del Cansiglio (TV), e del Lago Nero di Cornisello (2233 m s.l.m.), nel Trentino occidentale.

L'inizio della sedimentazione della torba al Palughetto è datato 12.174  $\pm$ 141 anni  $^{14}\text{C}$  BP (13.736-14.670 anni cal. BP) (Avigliano *et al.* 2000), mentre la sequenza sedimentaria del Lago Nero di Cornisello ha consentito di appurare che 12.320  $\pm$ 80 anni  $^{14}\text{C}$  BP (13.990-14.740 anni cal. BP) il lago era già formato e il suo bacino d'alimentazione almeno parzialmente deglacializzato (Filippi *et al.* 2007a). Questi dati confermerebbero che la deglaciazione sarebbe avvenuta inizialmente nelle zone di alta quota con versanti esposti a sud e isolate dall'alimentazione principale dei ghiacci vallivi (Filippi *et al.* 2007b), mentre nel fondovalle l'arretramento delle masse glaciali procedeva gradualmente verso le aree interne del versante alpino (Pellegrini *et al.* 2005).

A partire dalle prime fasi di ritiro del ghiacciaio atesino si svilupparono laghi periglaciali nelle depressioni intramontane alpine. Un esempio ben documentato è quello del Lago di Terlago, dove il carotaggio di 22 m di sedimenti a margine dell'attuale bacino lacustre ha restituito un termine *ante quem* di 11.890  $\pm$ 90 anni  $^{14}\text{C}$  BP (13.497-13.964 anni cal. BP) (Baroni *et al.* 2001) per la formazione del lago stesso. Questo dato è supportato anche dai risultati paleontologici forniti dallo scavo dell'accampamento epigravettiano, presso il margine settentrionale del bacino, a quota circa 448 metri s.l.m. (Dalmeri 1992). La presenza di depositi lacustri fini a quota 465 metri s.l.m. (50 metri sopra il livello del lago attuale) testimonia un limite dell'invaso posto molto più in alto dell'attuale connesso alle pri-

me fasi della deglaciazione (Cremaschi & Lanzinger 1987). L'abbassamento di livello successivo implica la riesumazione del sistema carsico occluso dai depositi glaciali ALGM che avvenne prima del *Dryas* recente (Cremaschi & Lanzinger 1987; Baroni *et al.* 2001).

L'occlusione della morfologia carsica pre-ALGM e lo scarso drenaggio delle conche intermontane è un processo comune in tutti gli altopiani carsici, e ha determinato l'insorgenza di laghi effimeri, talora a contatto con le masse glaciali in fase di fusione (ghiaccio morto). La sequenza sedimentaria di questi bacini è caratterizzata da un alto tasso di sedimentazione detritica e basso contenuto organico (Filippi *et al.* 2007b), fattori che indicano alti *inputs* erosionali provenienti dai versanti (Heiss *et al.* 2005). Le aree man mano deglacializzate furono sottoposte a processi crionivali che diedero luogo a falde detritiche stratificate e depositi crioclastici (*grèzes litées*, *rock glacier*).

Nell'area alpina, in questa fase, avvennero importanti deviazioni e sovrimposizioni fluviali indotte dalla minor capacità di drenaggio delle aree di confluenza, ostruite da *till* o da masse glaciali in ablazione nelle valli principali. Nel fondovalle atesino lo spessore dei depositi ALGM è stato calcolato di 25 metri presso Trento (Pozzo Fersina 1), di 40 metri in Valsugana (Pozzo Lago Morto) e di un massimo di 53 metri a Riva del Garda (Sondaggio Riva del Garda, Felber *et al.* 2000).

Nelle aree continentali dell'Europa nordoccidentale è stato riconosciuto che il ritardo tra il riscaldamento che determinò la deglaciazione e la colonizzazione vegetazionale dei depositi incoerenti è imputabile a fattori edafici – ovvero a livelli molto bassi di nutrienti e all'assenza di humus – che consentono solo a un numero limitato di *taxa* erbacei con capacità pioniera di installarsi nelle aree deglacializzate (Van Geel 1996). Le analisi delle sequenze pedosedimentarie degli insediamenti umani tardoglaciali nel territorio atesino hanno ricostruito un'alternanza di periodi freddi e aridi con periodi temperati. Nei periodi freddi prevaleva un ambiente steppico caratterizzato dall'alternanza di cicli di gelo-disgelo e la deposizione policiclica di *loess*, mentre nelle fasi temperate avvenne la pedogenesi (Cremaschi & Lanzinger 1987; Accorsi *et al.* 1990; Di Anastasio *et al.* 1995; Angelucci & Peresani 2000).

Dopo la fase di massima espansione dei ghiacciai, il riscaldamento globale causò un rapido arretramento degli stessi dalle principali valli alpine verso la porzione montana dei bacini, a partire da 15,0-15,5 migliaia di anni cal. BP (Pellegrini *et al.* 2005). Sulle vette e sugli altopiani stazionavano ghiacciai locali che diedero luogo, durante la fusione, a torrenti fluvio-glaciali che rielaborano materiale glaciale e detriti autoctoni.

Sull'altro lato delle Alpi, un recente lavoro sulle morene della valle di *Gschnitz* ha datato intorno a 15.900  $\pm$ 1400 anni l'inizio dello stadiale omonimo (Ivi-Ochs *et al.* 2005) e testimonia il ritiro delle lingue

glaciali all'interno delle valli periferiche della catena alpina.

Anche in Valle del Sarca la prima parte del Tardoglaciale risulta caratterizzata da un'importante fase lacustre, comprovata dal sondaggio effettuato a S. Giorgio (80 m s.l.m.) a nord di Riva del Garda, che ha incontrato tra 102 e 154 m di profondità dal piano di campagna una successione di limi e argille limose talora finemente laminate e ricche in resti vegetali. Datazioni  $^{14}\text{C}$  su frammenti vegetali e una pigna di conifera hanno restituito età comprese tra 12.560  $\pm$ 60 anni  $^{14}\text{C}$  BP (14.383-15.064 anni cal. BP) a -137 m e 12.730  $\pm$ 95 anni  $^{14}\text{C}$  BP (14.635-15.383 anni cal. BP) a -152 m (Felber *et al.* 2000).

La riforestazione del fondovalle atesino è attestata nella torbiera planiziale di Isera (219 m s.l.m.), presso Rovereto, il cui inizio della formazione della torba è datata 12.250  $\pm$ 110 anni  $^{14}\text{C}$  BP (13.833-14.696 anni cal. BP) (Calderoni *et al.* 1996). Nella torbiera delle Viotte del Monte Bondone (1550 metri s.l.m.), il miglioramento climatico riferito al Bølling portò alla risalita di quota delle zone vegetazionali (Kofler 1994). Lo sviluppo del processo pedogenetico, caratterizzato da processi di decarbonatazione, brunificazione e arricchimento in argilla (Cremaschi & Lanzinger 1987; Angelucci & Peresani 2000; Angelucci 2000) determinò la generale stabilizzazione geomorfologica dei versanti alpini (Cremaschi & Lanzinger 1987).

Nelle vallate si riattivarono i *pattern* di drenaggio superficiale pre-ALGM. Nell'Allerød, all'epoca della più antica frequentazione epigravettiana del Riparo Soman  $^{14}\text{C}$  11.880  $\pm$ 170 anni  $^{14}\text{C}$  BP (13.363-14.089 anni cal. BP), alla quota di 100 metri s.l.m. (Broglia & Lanzinger 1985; Battaglia *et al.* 1994; Accorsi *et al.* 1990), l'Adige era già in una fase di terrazzamento dei depositi fluviali causata dalla riattivazione della profonda forra della chiusa dell'Adige di Rivoli, precedentemente ostruita dai depositi glaciali (Broglia & Lanzinger 1985; Accorsi *et al.* 1990).

La riforestazione dei fondovalle principali è testimoniata anche dalla ripresa del concrezionamento nelle grotte a quote medio basse come nella Grotta del Calgeron in Valsugana (ingresso a 467 m s.l.m.), dove la base di una stalagmite nel tratto iniziale della cavità ha dato un'età U/Th corretta per il Th detritico di 14.200  $\pm$ 1600 anni BP (Borsato *et al.* 2005).

#### 4.1. Il Dryas recente

Questa fase di deterioramento climatico provocò il diradamento della copertura vegetazionale (Kofler 1994; Heiss *et al.* 2005; Filippi *et al.* 2007a, 2007b; Tinner & Vescovi 2007) e l'abbassamento del limite della foresta sotto i 1700 metri s.l.m. In varie sequenze stratigrafiche il cambiamento ambientale è documentato con l'erosione del suolo, la deposizione di una coltre eolica e l'instaurarsi di cicli di gelo e disgelo.

L'affermarsi dell'ambiente a carattere steppico ha consentito l'evoluzione estesa di un suolo isoumico, tipo *chernozem*, su cui si sono impressi processi di crioturbazione tipici delle zone periglaciali a permafrost discontinuo (Cremaschi & Lanzinger 1983; 1987).

Nella fondovalle atesino il Dryas recente è caratterizzato da una importante fase di aggradazione corrispondente a circa 100 metri di sedimenti in facies lacustre.

Nel Pozzo Fersina 2 presso Trento la datazione dei legni rinvenuti a 139 e 130 metri di profondità ha rivelato età di 10.445  $\pm$ 33 anni  $^{14}\text{C}$  BP (12.144-12.624 anni cal. BP) e di 10.282  $\pm$ 64 anni  $^{14}\text{C}$  BP (11.774-12.380 anni cal. BP) rispettivamente, mentre alla profondità di 31-33 metri le datazioni corrispondono a 10.078  $\pm$ 74 anni  $^{14}\text{C}$  BP (11.324-11.976 anni cal. BP) e 9993  $\pm$ 74 anni  $^{14}\text{C}$  BP (11.240-11.768 anni cal. BP) (Fuganti *et al.* 1998). Le età calibrate definiscono un tasso di sedimentazione compreso tra 0,09 e 0,22 m anno (Fig. 2).

Nell'Adriatico questo evento climatico freddo è registrato da un limitato numero di livelli torbosi che si trovano a profondità comprese tra -42 e -50 metri, a cui seguono depositi con un alto tasso di sedimentazione documentato nella curva globale di risalita del livello marino tra 11,0 e 6,0 migliaia di anni cal. BP (Correggiari *et al.* 1996).

## 5. L'OLOCENE

Il miglioramento climatico nell'Olocene si esprime con una durevole e progressiva copertura forestale che riduce notevolmente la dinamica dei processi di degradazione geomorfologica. L'instaurarsi di una lunga fase di prevalente biostasia vede il progressivo sviluppo del processo pedogenetico, che porterà alla formazione di suoli debolmente rubefatti con traslocazione di argilla, noti come *Alfisol* (Soil Taxonomy- Soil Survey Staff 1998) o suoli bruni lisciviati (Duchafour 1983) già sviluppati nell'Atlantico nell'area Padana (Cremaschi 1983, 1987, 1990b). In Trentino questi suoli sono diffusi soprattutto su depositi glaciali, fluvio-glaciali, eolici, di versante e nei terrazzi alluvionali dell'Adige (Corradini 1997) e, in genere, su morfologie subpianeggianti o poco acclivi di media e bassa quota (Sartori *et al.* 1997). In alta quota, prevalentemente su substrati acidi, il processo prevalente è la podzolizzazione. I *podzols* si sviluppano tipicamente solo sotto copertura forestale di conifere e/o di arbusteti a ericacee delle alte latitudini con temperature medie inferiori a 8 °C (Duchafour 1998; Stützer 1999).

Dopo la fase di aggradazione che termina con il Dryas recente, il fondovalle presso Trento era posto a una quota di circa 30 metri di profondità rispetto alla quota attuale e il tasso di sedimentazione medio della pianura alluvionale olocenica era ridotta a 2-3 mm all'anno (Fuganti *et al.* 1998).

La progressiva pedogenesi e colonizzazione vegetale delle aree di alta quota è testimoniata anche della formazione dei depositi di tufo ipogeo a partire da 10.890 ±150 anni cal. BP al Bus de la Spia, il cui bacino di alimentazione si sviluppa tra i 1800 e i 2400 m s.l.m. (Borsato *et al.* 2007).

La fase di terrazzamento delle valli attuali nella porzione centrale della Pianura Padana a nord del Po era già conclusa nell'Atlantico (Marchetti & Ravazzi 1993). Analogamente nel Vallone Bellunese, tra 9000 e 8000 anni BP terminò la fase di riempimento del fondovalle, e il Piave e i suoi affluenti iniziarono a incidere i depositi alluvionali dando origine a sei ordini di terrazzi (Pellegrini & Surian 1994; Surian 1996). Anche i diversi ordini di terrazzi a sud di Serravalle, in Vallagarina, rilevati rispetto all'attuale fondovalle di qualche decina di metri (Habbe 1960), possono essere cronologicamente collocati in questa fase.

Le sequenze stratigrafiche dei siti archeologici forniscono indizi di successive fasi minori di aggradazione della pianura alluvionale atesina intervallate da fasi pedogenetiche e di occupazione antropica.

In particolare, il conoide del Torrente Vela, ubicato sulla destra idrografica della Valle dell'Adige, presso Trento, dopo la fase di relativa stabilità che perdurava dall'Olocene inferiore (fase sauveterriana del Mesolitico) subì, dopo l'abbandono del sito alla metà del V millennio a.C. (seconda fase VBQ del Neolitico medio), un'importante erosione seguita da un apporto di ghiaie (Bagolini 1977; Degasperi *et al.* 2007).

Questi processi sembrano generalizzati in Val d'Adige e terminano nel corso del III millennio a.C. La sequenza stratigrafica del sito archeologico di Volano S. Rocco, in Val Lagarina, documenta la deposizione di sabbie di argine naturale prossime ad un paleoalveo dell'Adige, occupate nell'antica età del Bronzo a partire da 3798 ±26 anni <sup>14</sup>C BP (4089-4281 anni cal. BP) (Bassetti *et al.* 2005). Importanti modificazioni idrodinamiche in atto già nel III millennio a.C. sono testimoniate anche dal rinvenimento delle statue stele di Arco, in Valle del Sarca, a circa 4 metri di profondità, in un contesto di barra ghiaiosa in facies *braided*. Rispetto alla sequenza superiore e inferiore, questo deposito denota un notevole aumento dell'energia fluviale con la deposizione complessiva di circa 6 metri di ghiaie (Bagolini *et al.* 1992; Avanzini *et al.* 1995).

Una successiva fase di aggradazione si sviluppò per tutta l'età del Bronzo, dalla fine del III fino a tutto il II millennio a.C. Dopo l'età del Rame, infatti, avvenne un'ulteriore importante progradazione dei conoidi del Torrente Vela e del Fersina. A Trento, come segnalato dalla datazione di un tronco risalente a 4145 ±23 anni <sup>14</sup>C BP (4580-4821 anni cal. BP) intercettato da una perforazione a 11 metri di profondità nella zona di transizione tra facies di pianura alluvionale e di conoide (Fuganti *et al.* 1998). La porzione distale del conoi-

de del Fersina, relativa al centro storico di Trento, si stabilizzò nel XIII-X sec. a.C. (Bronzo recente finale) (Bassetti 2004).

I dati emersi in questi ultimi anni nel corso delle ricerche nell'area urbana di Trento e in vari siti del fondovalle hanno permesso di identificare in età storica i seguenti eventi connessi con le modificazioni del sistema idrodinamico (Bassetti 2004; Bassetti *et al.* 2005):

- fase di aggradazione del fondovalle databile all'età romana, probabilmente anteriore al I sec. d.C., spesso responsabile del sovralluvionamento delle superfici terrazzate più antiche (Bassetti *et al.* 2005);
- fase di stabilità dal I al IV sec. d.C., con sviluppo limitato della pedogenesi e occupazione antropica della pianura alluvionale e della fascia distale dei conoidi (area *extra moenia* di *Tridentum*), indotta probabilmente dal terrazzamento e dall'approfondimento del reticolo idrografico;
- dal V-VI fino al X sec. d.C. fase di aggradazione del fondovalle (Trento, Chiesa di S. Lorenzo) e degradazione dei conoidi documentata da episodi spesso catastrofici sulle strutture antropiche a Trento (Via Calepina, Via Rosmini) e Mezzocorona (Drei-Canè, Giontec) (Coltorti 1994);
- fase di aggradazione del XII secolo, conclusa già prima della fine del secolo (Trento, Chiesa di S. Lorenzo);
- fase di relativa stabilità dal X fino al XII sec.: gli episodi alluvionali diminuirono di entità rispetto al passato con sviluppo del processo pedogenetico (Trento, Chiesa di S. Lorenzo). Anche il fondovalle di Bolzano, dove venne edificato il complesso monastico di S. Maria in Augia, era caratterizzato, in quel periodo, dalla quiescenza dei fenomeni alluvionali che ripresero a partire dal XIII sec. (Coltorti 1991);
- ripresa dei fenomeni di aggradazione dell'Adige dal XIII sec. d.C.

I grandi eventi franosi olocenici, particolarmente numerosi nelle valli del Trentino occidentale, determinarono importanti modificazioni geomorfologiche del territorio. Per quanto riguarda il complesso ammasso franoso delle "Marocche" di Dro, nella Bassa Valle del Sarca, affiorante su un'area superiore a 13 km<sup>2</sup> e avente un volume di oltre 1 milione di m<sup>3</sup>, è stata recentemente confermata l'età storica della frana di Kas (Trener 1924). Ultima in ordine di tempo, questa frana, testimonia l'esistenza in età storica di manufatti di età romana nelle dirette adiacenze di accumuli franosi preesistenti. Sono stati infatti rinvenuti frammenti di laterizi associati a un suolo alluvionale coinvolto nel franamento contenente carboni sui quali sono state effettuate due date radiocarbonio, corrispondenti a 2248 ±42 anni <sup>14</sup>C BP (2152-2344 anni cal. BP) e 2249 ±39



anni  $^{14}\text{C}$  BP (2153-2344 anni cal. BP). Dell'accumulo più antico ("Marocche" s.s., Bassetti 1997) si dispone di un termine *post quem* per l'evento franoso, che consiste nella datazione  $^{14}\text{C}$  di carboni posti al tetto di suolo sepolto la cui età corrisponde a  $4171 \pm 41$  anni  $^{14}\text{C}$  BP (4576-4836 anni cal. BP).

In Val Lagarina, del complesso di frane dei Lavini si conoscono le età di due accumuli franosi minori: il primo relativamente posteriore a un'epoca compresa tra  $5630 \pm 80$  anni  $^{14}\text{C}$  BP (6288-6630 anni cal. BP); il secondo di età medievale, risalente a  $1300 \pm 100$  anni  $^{14}\text{C}$  BP (981-1036 anni cal. BP) (Orombelli & Sauro 1989). Si ritiene che anche il più esteso corpo di frana dei Lavini, che interferì con il corso dell'Adige provocandone lo sbarramento temporaneo, sia di età olocenica, purtroppo non precisata per l'assenza di datazioni radiometriche.

## RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano Michele Zandonati per l'elaborazione grafica delle figure.

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV., 1981 - Carta Tettonica delle Alpi meridionali - alla scala 1:200.000. Pubblicazione n. 441 Progetto Finalizzato Geodinamica (S.P.5) C.N.R.
- Accorsi C.A., Aitken M. J., Cremaschi M., Ferraris, M., McElroy C., Questiaux D. & Van Vliet Lanoe, 1990 - In: Cremaschi M. (ed.), The loess in Northern Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean region. *Quad. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1: 21-39.
- Angelucci D.E., 2000 - Un nuovo sito paleolitico nelle Prealpi Venete; Malga Campoluzzo di Mezzo (Vicenza). *Preistoria Alpina*, 31 (1995): 37-51.
- Angelucci D.E. & Peresani M., 1995 - I siti all'aperto di Val Lastari e di Cima Dodici: nuovi contributi per lo studio del popolamento preistorico dell'Altopiano dei Sette Comuni. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 70 (1993): 109-123.
- Angelucci D.E. & Peresani M., 2000 - Geoarchaeology of the Epigravetian site of Val Lastari (Veneto Prealps). *Preistoria Alpina*, 31 (1995): 13-21.
- Avanzini M., Lanzinger M. & Visintainer M., 1995 - L'ambiente naturale. In: Pedrotti A. (a cura di), *Le statue stele di Arco. La statuaria antropomorfa alpina nel III millennio a.C.: abbigliamento, fibre tessili e colore*. Tipolitografia Artigianelli, Trento: 70-81.
- Avanzini M., Bertolini M., Betti G., Borsato A., Dalmeri G., Dell'Antonio E., Lanzinger M. & Zambotto P., 2000 - Resti di *Ursus spelaeus* dalle "Buse di Bernardo" e dal "Covelo di Rio Malo" (Trentino Italia): alcune implicazioni paleoambientali. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 75 (1998): 155-160.
- Avigliano R., Di Anastasio G., Improta S., Peresani M. & Ravazzi C., 2000 - A new late glacial - early Holocene palaeobotanical and archaeological record in the eastern Pre-Alps: the Palughetto basin (Cansiglio Plateau, Italy). *J. Quat. Sci.*, 15 (8): 789-803.
- Bagolini B., 1977 - *L'ambiente neolitico de "La Vela" (Trento): il momento meandrospiralico nella Cultura dei Vasi a Bocca Quadrata*. Museo Tridentino di Scienze Naturali, Sezione Mostre Temporanee, Trento: 3-74.
- Bagolini B., Lanzinger M. & Pedrotti A., 1992 - Rinvenimento di quattro statue stele ad Arco (Valli del Sarca - Trentino meridionale). Atti della XXVIII Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze: 355-370.
- Baroni C., Bruschi G., Veronese L. & Zanchetta G., 2001 - Younger Dryas to Early Holocene palaeoenvironmental evolution of the Lake Terlago (Southern Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 24: 13-24.
- Bassetti M., 1997 - Studio geomorfologico sulle "Marocche" di Dro (Trentino occidentale). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 72 (1995): 5-30.
- Bassetti M., 2004 - Approccio geoarcheologico al territorio della Valle dell'Adige: appunti sui dati paleoambientali. In: de Vos M. (a cura di), Archeologia del Territorio. Metodi, materiali, prospettive. Medjerda e Adige: due territori a confronto. *Labirinti*, 73: 263-301.
- Bassetti M., Degasperi N. & Nicolis F., 2005 - Volano prima della storia. In: Adami R., Bonazza M. & Varanini G.M. (a cura di), *Volano. Storia di una comunità*. Nicolodi editore, Rovereto: 27-57.
- Battaglia L., Broglio A., Castelletti L., Lanzinger M. & Maspero A., 1994 - Abri Soman. *Preistoria Alpina*, 28 (2), (1992): 291-298.
- Bini A., Borsato A., & Ischia N., 1991 - Morfologia ed evoluzione della Grotta Cesare Battisti (La Paganella, Trento). Atti IX Convegno Regionale di Speleologia del Trentino - A. Adige, Lavis, 1989. *Natura Alpina*, 42 (2-3): 41-77.
- Bini A., Cita M.B. & Gaetani M., 1978 - Southern Alpine Lakes-Hypothesis of an erosional origin related to the messinian entrenchment. *Marine Geology*, 27 (3-4): 271-288.
- Bondesan A., 1999 - Una nuova data  $^{14}\text{C}$  nell'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto e la costruzione del suo Sandur (Pianura del F. Meschio). Atti VIII Convegno Glaciologico Italiano "Risposta dei ghiacciai alpini ai cambiamenti climatici", Bormio, 9-12 settembre 1999: 87-89.
- Borsato A., Quinif Y., Bini A. & Dublyansky Y., 2005 - Open-system alpine speleothems: implications for U-series dating and paleoclimate reconstructions. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): 71-83.
- Borsato A., Frisia S., Miorandi R., van der Borg K., Spötl C. & Corradini F., 2007 - Ricostruzioni climatico-ambientali per l'Olocene da tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 82 (2005): 239-259.

- Bosellini A. & Broglio Loriga C., 1972 - I "Calcarei Grigi di Rotzo" (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago). *Annali dell'Università di Ferrara*, Sez. IX, Vol. V: 2-69.
- Broglio A & Lanzinger M., 1985 - Risultati preliminari degli scavi al Riparo Soman presso Ceraino in Val d'Adige. *Annuario Storico della Valpolicella 1985-86*: 9-28.
- Broglio A. & Lanzinger M., 1990 - Considerazioni sulla distribuzione dei siti tra la fine del Paleolitico Superiore e l'inizio del Neolitico nell'Italia Nord-orientale. In: Paolo Biagi (a cura di), *The Neolithisation of the Alpine Region. Natura Bresciana*, 13: 53-69.
- Calderoni G., Finotti F., Iliceto V., Leonardi D. & Paganelli A., 1996 - Topography-based identification of a palaeo-peat-bog at Isera, near Rovereto (Trento, Italy) and first stratigraphic, radiocarbon and palynological results. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9 (2): 671-678.
- Casadoro G., Castiglioni G.B., Corona E., Massari F., Moretto M.G., Paganelli A., Terenziani F. & Toniello V., 1976 - Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso). *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano*, 24: 22-63.
- Castellarin A., Picotti V., Cantelli L., Claps M., Trombetta L., Selli L., Carton A., Borsato A., Daminato F., Nardin M., Santuliana E., Veronese L. & Bollettinari G., 2005 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 080 Riva del Garda*. APAT, Firenze 2005: 145 pp.
- Castiglioni G.B., 1961 - I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 23: 131 pp.
- Castiglioni B. 1940 - *Atlante Fisico-economico d'Italia*, Milano: Tav. 3.
- Cattani L., 1990 - Steppe environments at the margin of the Venetian Pre-Alps during the Pleniglacial and Late-Glacial periods. In: Cremaschi M. (ed.), *The loess in Northern Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean region. Quad. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1: 133-137.
- Coltorti M., 1991 - Il contributo geoarcheologico alla conoscenza dell'evoluzione recente della piana di Bolzano. In: *Bozen. Von den Anfaangen bis zur Schleifung der Stadtmauern-Bolzano. Dalle origini alla distruzione delle mura*. Athesia, Bolzano: 17-37.
- Coltorti M., 1994 - L'evoluzione geomorfologica del paesaggio. In: Cavada E. (a cura di), *Archeologia a Mezzocorona, documenti per la storia del popolamento rustico di età romana nell'area atesina*. PSAT, Trento, 15: 205-231.
- Corbari D., Ferliga C. & Bini A., 2006 - Le glaciazioni nell'area sebina. In: *Il Quaternario lombardo: escursione ai bacini di Lefte e Piànico-Sèllere*, libretto guida e riassunti delle presentazioni, Milano e Bergamo, 15-16 giugno 2004:10-12.
- Corradini F. (a cura di), 1997 - *Il territorio agricolo di S. Margherita di Ala (TN)*. Istituto Agrario di San Michele a/A, Provincia Autonoma di Trento: 179 pp.
- Correggiari A., Roveri M. & Trincardi F., 1996 - Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9 (2): 697-704.
- Cremaschi M., 1983, - Strutture neolitiche e suoli olocenici nella pianura mantovana e cremonese. In: Biagi P., Barker G.W. & Cremaschi M., *La stazione di Casatico di Marcaria nel quadro paleoambientale ed archeologico dell'Olocene antico nella Valle Padana Centrale. Studi di Archeologia*, 2: 7-19.
- Cremaschi M., 1987 - *Paleosols and Vetusols in the Central Po Plain (Northern Italy): a study in soil development and quaternary geology*. Unicopli, Milano: 306 pp.
- Cremaschi M. (a cura di), 1990a - The loess in Northern Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean region. *Quad. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1: 187 pp.
- Cremaschi M., 1990b - Pedogenesi medio Olocenica ed uso dei suoli durante il neolitico in Italia settentrionale, in *The neolithisation of the Alpine Region. Monografie di Natura Bresciana*, 13: 71-89.
- Cremaschi M., 1994 - Le Glacialisme Quaternaire de la Vallée de l'Adige. *Preistoria Alpina*, 28 (2) (1992): 285-290.
- Cremaschi M. & Lanzinger M., 1983 - La successione stratigrafica e le fasi pedogenetiche del sito epigravettiano di Andalo, I Loess tardiglaciali della Val d'Adige. *Preistoria Alpina*, 19: 179-187.
- Cremaschi M. & Lanzinger M., 1987 - Studio pedostratigrafico e geomorfologico dell'area circostante il sito tardo paleolitico-mesolitico di Terlago (Trento). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 64: 99-120.
- Dalmeri G., 1992 - Ricerche nel sito Tardopaleolitico-Mesolitico di Terlago (Trentino). Tracce di strutture di abitato. *Natura Bresciana*, 28: 433-461.
- Degasperi N., Mottes E. & Rottoli M., 2007 - Recenti indagini nel sito Neolitico de La Vela di Trento. In: *Preistoria dell'Italia settentrionale. Studi in ricordo di Bernardino Bagolini*. Atti del Convegno, Udine, settembre 2005: 145-170.
- Di Anastasio G., Mondini C., Perersani M. & Villabruna A., 1995 - Altopiano del Consiglio. Scavi di siti paleolitici e mesolitici. *Quad. Archeo. Veneto*, 11: 11-18.
- Duchaufour Ph., 1983 - *Pédologie. Tom 1: Pédogenese et classification*. Masson, Paris, (2ème éd.), 491 pp.
- Duchaufour Ph., 1998 - *Handbook of pedology: soils, vegetation and environment*. A.A. Balkema, Lisse, The Netherlands: 274 pp.
- Felber M., Veronese L., Cocco S., Frei W., Nardin M., Oppizzi P., Santuliana E., & Violanti D., 2000 - Indagini sismiche geognostiche nelle valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 75: 3-52.
- Filippi M.L., Heiri O., Arpent E., Angeli N., Bortolotti M., Lotter A.F. & van der Borg K., 2007a - Studio paleolimnologico del Lago di Cornisello (Parco Naturale Adamello-Brenta, Trentino), *Studi Trent. Sc. Nat., Acta Geol.*, 82 (2005): 261-278.

- Filippi M.L., Heiri O., Arpent E., Angeli N., Bortolotti M., Lotter A.F. & van der Borg K., 2007 - Evoluzione paleoambientale dal Tardoglaciale a oggi ricostruita attraverso lo studio dei sedimenti del Lago di Lavarone (Altopiano di Folgaria e Lavarone, Trentino), *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 82 (2005): 279-298.
- Finckh P. G., 1978 - Are southern alpine lakes former mesinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. *Marine Geology*, 27 (3-4): 289-302.
- Fliri F., 1988 - An outline of the Middle and Main Wurm chronology of the Eastern Alps. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 11: 117-118.
- Fliri F., 1989 - Die Schottergrube von Albeis bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Südtirol. *Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol.*, 24: 137-142.
- Fontana A., 2006 - Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche. *Monografie del Museo Friulano di Storia Naturale*, 47: 288 pp.
- Fontana A., Mozzi P. & Bondesan A., 2004 - L'evoluzione geomorfologica della Pianura veneto-friulana. In: Bondesan A. & Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della Provincia di Venezia*. Esedra, Padova: 195-217.
- Fuganti A., Bazzoli G. & Morteani G., 1998 - The Quaternary evolution of the Adige Valley near the city of Trento (Northern Italy) as deduced from wells and radiocarbon dating. Preliminary results. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 73 (1996): 93-97.
- Habbe K. A., 1960 - Zur Klimatischen Morfologie des Alpensudostlands-Untersuchungen in den Morenaamphitheatern der Etsch und Gardasee. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II Math. Phys. Kl.*, 10: 179-203.
- Heiss A.G., Kofler W. & Oeggel K. 2005, The Ulten Valley in South Tyrol, Italy: vegetation settlement history of the area, and macrofossil record from the Iron age cult site of St. Walburg. *Palyno-Bulletin*, 1: 63-73.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P.W. & Schluchter C., 2005 - Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *J. Quat. Sci.*, 21 (2): 115-130.
- Kofler W., 1994 - Die Vegetationsentwicklung im Spätpaläolithikum und Mesolithikum im Raume Trient. *Preistoria Alpina*, 28 (1) (1992): 83-103.
- Kühn P. & Hilgers A., 2005 - Reconstruction of multiphase Late Glacial/Holocene Soil Formation by integrated Luminescence Dating and Micromorphology. a Case Study from the southern Taunus Foreland, Germany. *Geophysical Research Abstracts*, 7.
- Magaldi D. & Sauro U., 1982 - Landforms and soil evolution in some karstic areas of the Lessini Mountains and Monte Baldo (Verona, Northern Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 5: 82-101.
- Marchetti M., 1996 - Variazioni idrodinamiche dei corsi d'acqua della pianura padana centrale connesse con la deglaciazione. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9 (2): 465-472.
- Marchetti M. & Ravazzi C., 1993 - Indagini geomorfologiche e polliniche lungo il tratto finale del Fiume Adda - La sezione di Prà Marci (Cremona - Italia). *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 6 (1): 93-102.
- Marocco R., 1991 - Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del Delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste). *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 4 (1bis): 223-232.
- Orombelli G. & Sauro U., 1989 - I lavini di Marco: un gruppo di frane Oloceniche nel contesto morfotettonico dell'alta Val Lagarina (Trentino). *Suppl. Geogr. Fis. Din. Quat.*, 1: 107-116.
- Oetheimer C., 1989 - Etude geomorphologique des eboulements remainies de la Vallée de Tovel: contribution à la connaissance des marocche du Trentin (Italie). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geologica*, 65 (1988): 3-47.
- Panizza M., Baroni C., Bollettinari G., Carton A. & Nardin M., 1996 - Il contributo della Geomorfologia nel rilevamento del Quaternario: L'esempio CARG nel Trentino. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9 (1): 239-248.
- Pellegrini G.B. & Surian N., 1994 - Late Pleistocene geomorphological evolution in the Vallone Bellunese. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 17: 67-72.
- Pellegrini G.B., Albanese D., Bertoldi R. & Surian N., 2005 - La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7: 271-280.
- Penk A. & Brückner E., 1901-1909 - Die Alpen in Eiszeitalter. V. III., Leipzig: 1200 pp.
- Petrucci F. & Tagliavini S., 1969 - Note illustrative della carta geologica d'Italia, F. 61. Poligrafico e Cartevallori, Napoli, Cremona.
- Ravazzi C., 2003 - An overview of the Quaternary Continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences* Cremona, 16 (1 bis): 11-18.
- Rosselli A., Olivier R. & Veronese G., 2000 - Gravimetry applied to the hydrogeological research in large Alpine valleys in Trentino. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 75: 53-64.
- Sartori G., Corradini F. & Mancabelli A., 1997 - Verso un catalogo dei suoli del Trentino: 1. I suoli bruni lisciviati (Luvisols). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 72 (1995): 55-77.
- Soil Survey Staff, 1998 - *Keys to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service, Washington, 328 pp.
- Stützer A., 1999 - Podzolisation as a soil forming process in the alpine of Rondane, Norway. *Geoderma*, 91: 237-248.
- Surian N., 1996 - The terraces of the Piave River in the Vallone Bellunese (Eastern Alps, Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 19: 119-127.
- Tinner W. & Vescovi E., 2007 - Ecologia e oscillazioni del limite degli alberi nelle Alpi dal Pleniglaciale al presente, *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 82 (2005): 7-15.
- Trener G.B., 1924 - *Gli impianti idroelettrici della città di Trento. II. Geologia delle marocche*. Trento: 25-33.

- Trevisan L., 1939a - Il Gruppo di Brenta. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, XIII: 1-128.
- Trevisan L., 1939b - Il glacialismo quaternario nell'Altipiano dei Sette Comuni (Vicenza). *Boll. Com. Glac. Ital.*, XVIII, 19: 1-19.
- Van Geel B., 1996 - Factors influencing changing AP/NAP rations in NW Europe during the Late Glacial period. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9 (2): 599-604.
- Van Husen D., 1987 - Die Ostalpen in den Eiszeiten. *Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt*. Wien, 4 pp., 1 carta.
- Zanferrari A., Guido Bollettinari G., Luigi Carobene L., Carton A., B. Carulli G.B, Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F. & Sauro U., 1982 - Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. *Mem. Sc. Geol.*, 35: 255-376.