

Zeitschrift: Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Herausgeber: Società ticinese di scienze naturali
Band: 79 (1991)
Heft: 2

Artikel: Evidenze fluttuazioni glaciali Würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como)
Autor: Rossi, Stefano / Alberti, Fabio / Felber, Markus
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1003368>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 02.05.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

EVIDENZE DI FLUTTUAZIONI GLACIALI WÜRMIANE NELLA BASSA VALLE DELLA BREGGIA (CERNOBBIO, COMO)

STEFANO ROSSI*, FABIO ALBERTI*, MARKUS FELBER**, ALFREDO BINI*

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano,
via Mangiagalli 34, 20133 Milano

** Dipartimento Ambiente, Museo Cantonale di Storia Naturale,
viale Cattaneo 4, CH-6900 Lugano

ABSTRACT

Road construction work near Como exposed a complex sedimentary sequence in the lower Val Breggia. The deposits of the lowermost sedimentary unit are indicative of the presence of fluvial plain at Breggia which drained waters towards Cernobbio, dated (14-C) 28.420 ± 570 years B.P. Alternating glacial, lacustrine and glaciofluvial deposits follow, often deformed (faulted and folded) by glaciotectionics. The sequence ends with deltaic sediments (foresets and topsets). The analysis of the deposits allowed detailed reconstruction of the glacial events in Val Breggia.

RIASSUNTO

I lavori per la costruzione del Sistema Tangenziale di Como hanno messo in luce una complessa successione di sedimenti nella bassa valle della Breggia. L'unità sedimentaria affiorante più antica testimonia l'esistenza di una piana fluviale della Breggia che drenava le acque verso Cernobbio, datata (14-C) a 28.420 ± 570 anni BP. Segue una alternanza di depositi glaciali e depositi lacustri e fluvioglaciali, spesso deformati (pieghe e faglie) per glacioteonica. La successione è chiusa da depositi deltizi (foreset e topset). L'analisi di questa successione ha permesso una ricostruzione molto dettagliata degli eventi glaciali nella bassa Valle della Breggia.

INTRODUZIONE

Nel corso dei lavori per la costruzione del Sistema Tangenziale di Como è stata messa in evidenza una successione di depositi deltizi, lacustri e glaciali sul versante destro della bassa valle della Breggia, nei pressi di Cernobbio (Como). Tale successione corrisponde in parte a quella da tempo affiorante nella cava di Maslianico, sul versante opposto della valle (Fig. 1). La sedimentazione in queste successioni copre un arco di tempo che comprende interamente l'ultimo episodio glaciale, durante il quale il territorio della bassa Valle della Breggia è stato interamente ricoperto dai ghiacciai.

Il grande interesse di queste successioni risiede nel fatto che consentono di ricostruire in dettaglio gli eventi che hanno caratterizzato la deglaciazione del bacino del Lago di Como.

DESCRIZIONE DELLA SUCCESSIONE

Le successioni affioranti sugli opposti lati della valle presentano alcune caratteristiche simili, ma anche una sedimentazione molto differente. Per tale motivo le unità riconosciute sono descritte separatamente, versante per versante.

È stato possibile inoltre utilizzare i dati di alcuni sondaggi eseguiti dall'ANAS e la stratigrafia sommaria di un pozzo per acqua in modo da integrare i dati di superficie. I dati di sottosuolo sono riportati, schematizzati, nella Fig. 3.

Nella descrizione delle facies sedimentarie si è fatto riferimento alle classificazioni di MIALL (1978, 1984), EYLES (1983) e GNACCOLINI (1982) limitatamente ai depositi clastici grossolani.

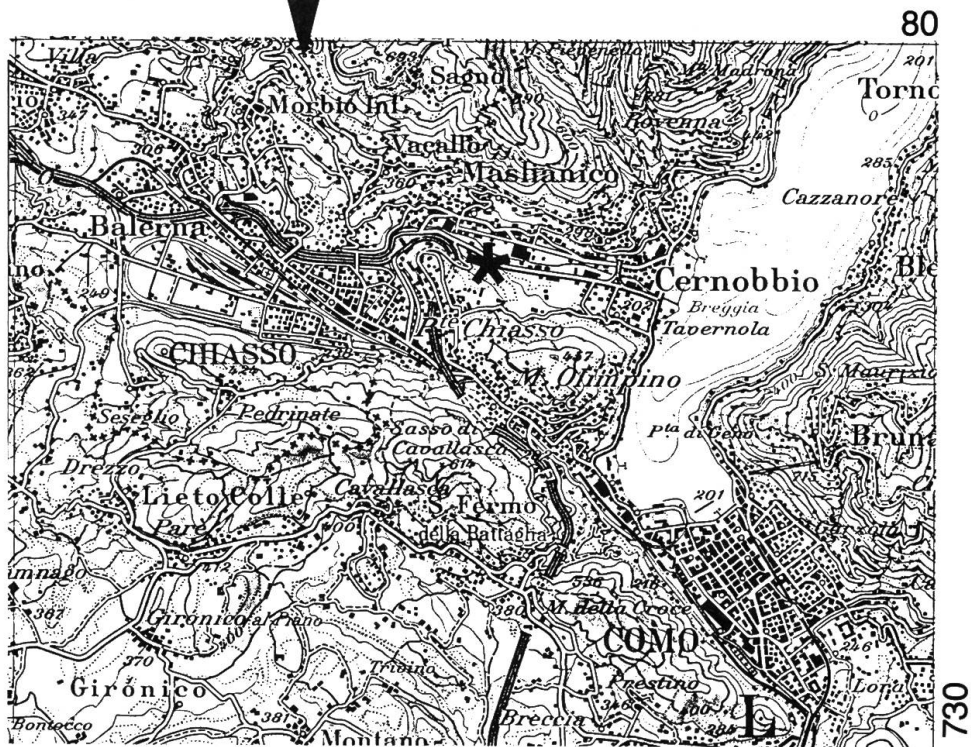
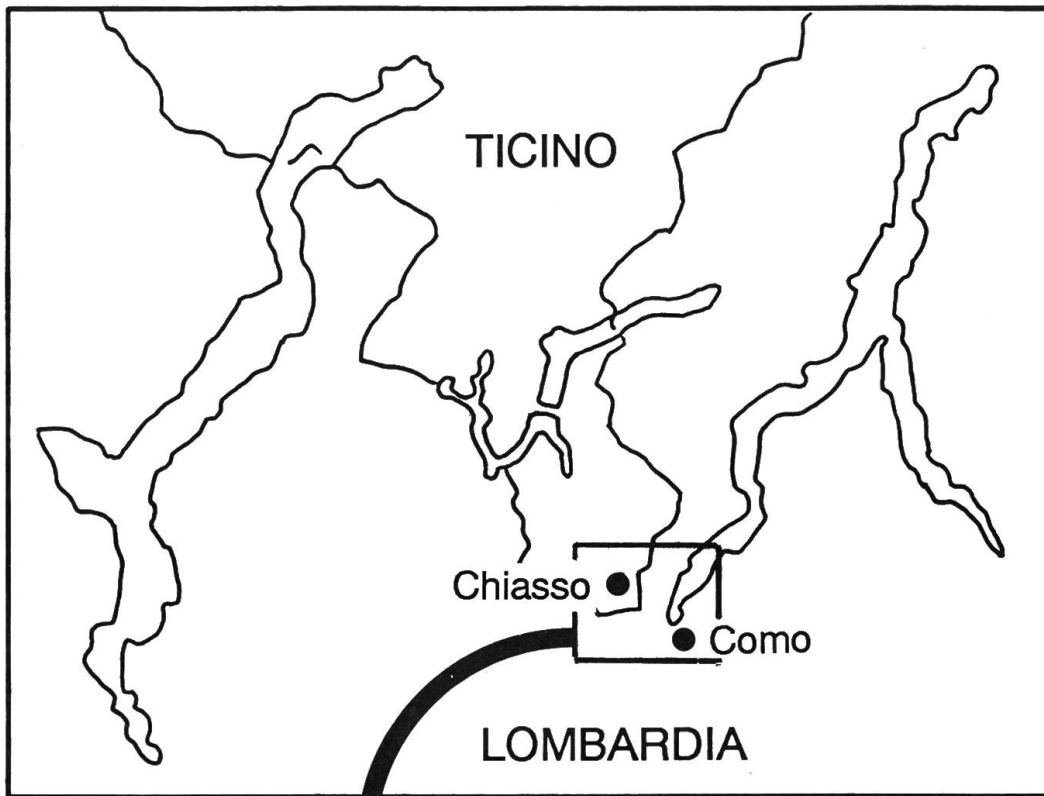


Fig. 1 Localizzazione dell'area studiata. L'asterisco indica l'ubicazione degli affioramenti Riprodotto con l'autorizzazione dell'Ufficio federale di topografia del 31.05.1991.

Versante di Tavernola

Gli affioramenti sono localizzati lungo tutto lo sviluppo del cantiere, quasi continui per gli sbancamenti operati progressivamente durante i lavori, e in corrispondenza di un antico fronte di cava che raggiunge verso l'alto q. 290 m (fig. 2). Sono state riconosciute sette unità, che si sviluppano, dalla più antica (definita come Unità T1) alla più recente (Unità T7), da W verso E e dal basso verso l'alto (fig. 3).

UNITÀ T1

Affiora alla base della successione a partire da q. 215 m, per una lunghezza di circa 150 m fino all'estremità occidentale del cantiere, dove gli scavi hanno messo alla luce anche il contatto con il substrato.

È costituita da sabbie medie e grossolane, in strati pianoparalleli spessi 2-5 cm, alternate a sabbie fini, talvolta debolmente limose (facies Sp). Alcuni set mostrano evidente laminazione incrociata a basso angolo (facies Sp, Sh). Verso occidente, nella parte alta dell'unità, si osservano set di sabbie medie e grossolane con ciottoli, prive di stratificazione (facies Sm).

In tutta l'unità sono presenti inoltre sottili livelletti di ghiaie fini, e ciottoli isolati di diametro massimo fino a 20 cm, associati a deformazione delle lamine sottostanti (facies Sd).

Al tetto si individuano corpi lenticolari, sia di ghiaie, localmente ben lavate, talora ben selezionate, prive di strutture (facies C2), sia di sabbie grossolane ben lavate, con alla base ciottoli embricati fino a 20 cm di diametro (giacitura del piano ab 292°/32°) e pebble cluster. A tetto delle lenti di ghiaia, a contatto con i limi sabbiosi dell'Unità soprastante, si osservano sabbie medie e fini laminate, con laminazioni convolute e deformazioni da carico (load cast). La laminazione convoluta potrebbe essere legata ad una fase di espulsione di acqua dalle sabbie sottoposte a carico, drenata dalle ghiaie ben lavate. Anche la superficie di contatto tra le sabbie fini e i limi soprastanti è deformata da strutture da carico.

I sedimenti si presentano decisamente sovraconsolidati, e inoltre le sabbie sono parzialmente cementate. L'Unità è limitata a tetto da una superficie di erosione immergente ad ESE, che tende ad orizzontalizzarsi verso W, presentando due blande ondulazioni e innalzandosi poi di quota all'estremità più occidentale. Il limite inferiore non è visibile se non nella porzione occidentale del cantiere, dove è esposto in due punti: qui l'unità si riduce progressivamente di spessore, fino a meno di 1 m, per l'innalzarsi del substrato, costituito da Calcere di Moltrasio, su cui poggia direttamente; lo spessore massimo osservabile, verso E, non supera gli 8 m.

Tutta l'Unità T1 è deformata da pieghe asimmetriche a scala decimetrica, con direzione del piano assiale N-S ed immersione generalmente verso E, solo raramente verso W. La deformazione si riduce verso W (foto 1).

UNITÀ T2

Affiora in contatto stratigrafico sulla precedente, suturando la superficie erosionale. È costituita da alternanze di limi e limi sabbiosi con sabbie e sabbie fini, e subordinati livelli di ghiaie fini e sparsi dropstone. Gli strati, da centimetrici a decimetrici, presentano laminazione pianoparallela (facies Sh).

I limi sono decisamente sovraconsolidati; tutti i livelli si presentano deformati, in misura minore dell'Unità T1, da pieghe asimmetriche, con piano assiale immergente verso E - ENE.

L'Unità T2 sutura solo il lembo più orientale della superficie erosionale a tetto dell'Unità T1 ed è limitata superiormente da un'altra superficie di erosione, presentando una geometria a lente biconvessa (foto 1). Lo spessore massimo è di circa 6 m.

UNITÀ T3

Sutura la superficie di erosione al tetto delle Unità T1 e T2. È costituita da un diamicton a ciottoli e blocchi fino a 30 cm di diametro massimo, con matrice sabbiosa e limosa debolmente consolidata. Il supporto è prevalentemente di matrice, localmente clastico (facies Dmm, Dcm). Negli affioramenti più ad E il diamicton è organizzato in corpi blandamente lenticolari. I clasti sono in prevalenza carbonatici, con rari esotici sempre molto alterati. Sono presenti ciottoli carbonatici striati, allungati lungo una direzione E-W.

L'Unità T3 segue l'andamento della superficie erosionale a tetto delle Unità T1 e T2; dove la superficie erosionale di base si inflette verso l'alto, nel settore più occidentale di affioramento, sono presenti lenti di diamicton parzialmente cementato con ciottoli arrotondati fino a 15 cm, matrice sabbiosa, e supporto sia clastico che di matrice; si osservano lenticelle di sabbia grossolana. L'Unità T3 presenta uno spessore irregolare compreso tra 1 e 2 m; in particolare lo spessore aumenta nei due avvallamenti, dove la superficie erosionale a letto si inflette verso il basso (Fig. 3). La superficie a tetto appare suturata dai depositi dell'Unità T4, ma il contatto non è mai direttamente visibile a causa della copertura.

UNITÀ T4

Affiora verso E, a partire da q. 212 m per uno spessore osservabile di circa 35 m, in modo abbastanza discontinuo, non essendo direttamente osservabili i settori tra uno sbancamento e l'altro ed essendo coperta da detrito la parte verso monte. Ne è stata inoltre verificata la presenza nel sottosuolo fino alla profondità di 13 m (sondaggio 1).

Si riconoscono tre litozone dal basso verso l'alto:

l) Litozona inferiore: costituita verso il basso da sabbie fini e sabbie limose (facies Sh, Sg) intercalate da

E

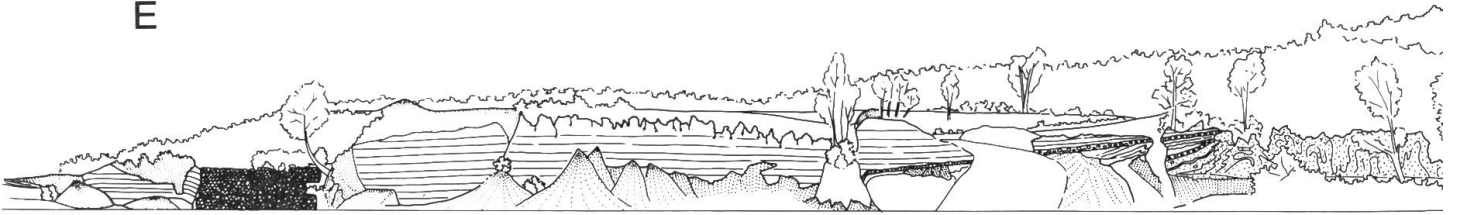


Fig. 2 Situazione degli affioramenti sul versante di Tavernola. Per l'interpretazione si veda la Fig. 3.

livelli di limo (facies F1), con laminazioni pianoparallele. Sono presenti rari dropstone. Gli orizzonti sono deformati da strutture plicative con piano assiale generalmente immergente ad E, o deformato (pieghe ripiegate).

Nella parte alta della litozona inferiore è intercalato un orizzonte di ghiaie stratificate a supporto di matrice (facies C4), a composizione prevalentemente carbonatica. I ciottoli alla base di questo orizzonte deformano le laminazioni del livello sottostante.

Al tetto, a contatto con le sabbie della litozona soprastante, i livelli di limo presentano deformazioni da carico con tasche (load cast) profonde anche 1 m.

Tutti i sedimenti di questa litozona si presentano consolidati.

II) Litozona intermedia: costituita da sabbie da medie a fini ben selezionate, in strati e corpi lenticolari con laminazione parallela o incrociata a basso angolo (facies Sp, Sh), con scarse intercalazioni di limi (facies SI) e rarissimi ciottoli. Alla base della litozona, nelle sabbie laminate, sono presenti ciottoli molli (chip pelitici) e livelli a gradazione normale.

Lo spessore medio degli strati è 70 cm, difficilmente valutabile poiché interessati da intensa deformazione: sono evidenti pieghe a forma di «S», con piano assiale diretto circa N-S, e pieghe convolute.

Le pieghe convolute sono interpretabili come strutture dovute a carico, con conseguente espulsione di acqua; le pieghe a forma di «S», che deformano le pieghe convolute, registrano una spinta tangenziale.

Le sabbie si presentano moderatamente sovraconsolidate.

III) Litozona superiore: sabbie medio fini, limose, intercalate da sabbie grossolane e ghiaie fini, in strati planari da centimetrici a decimetrici (facies FI, Sh); sono poco frequenti strati a laminazione incrociata e pianoparallela (facies SI) e rari dropstone. Alcuni livelli planari appaiono troncati da orizzonti lenticolari di ghiaie fini e sabbie grossolane. È presente un orizzonte intermedio dato da 2 m di ghiaie e sabbie con ciottoli, massive, a matrice limoso sabbiosa, con supporto di matrice, solo raramente clastico (facies C4), e livelli con ciottoli fino a 40 cm di diametro e sabbie grossolane ben lavate. Verso il tetto sono nuovamente presenti sabbie medio fini a laminazione incrociata a basso angolo, prive di ciottoli (facies SI) e sabbie medie a laminazione pianoparallela (foto 2).

Tutti gli orizzonti della litozona superiore sono deformati da pieghe asimmetriche con giacitura del piano assiale $324^{\circ}/25^{\circ}$ (foto 3). Le sabbie fini e i limi sono sovraconsolidati, mentre i sedimenti più grossolani sono debolmente cementati.

In questa unità sono presenti quattro superfici di erosione, che sono difficilmente definibili nel loro andamento generale a causa dell'intensa deformazione al suo interno. La superficie più bassa separa la litozona inferiore da quella intermedia, che è a sua volta separata dalla litozona superiore dalla seconda superficie di discontinuità. All'interno della litozona superiore sono presenti almeno due superfici erosionali, al di sopra delle quali la deformazione tende progressivamente a ridursi (foto 2).

UNITÀ T5

L'Unità T5 è costituita, a partire dal basso, da:

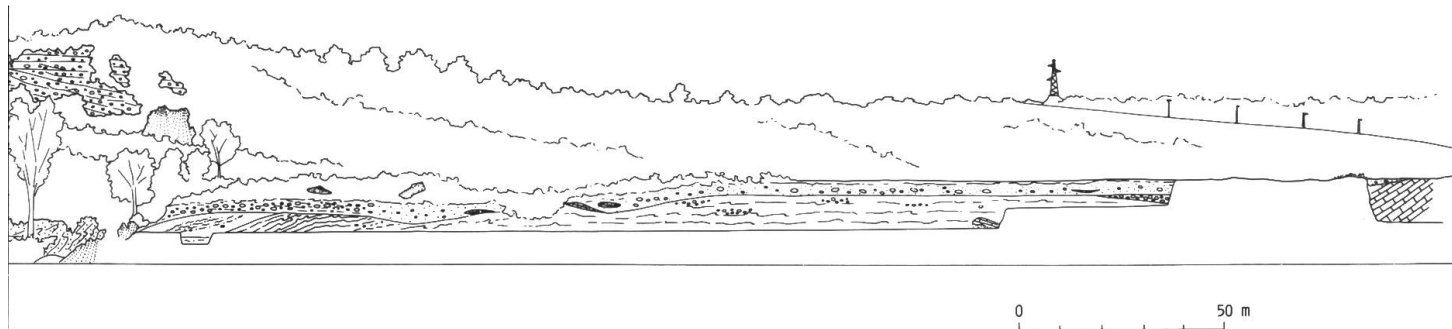
— 0.8 m diamicton con scarsa matrice limosa (facies Dmm) e clasti fino a 20 cm; la base è ondulata, e i singoli ciottoli deformano la laminazione nelle sabbie fini dell'Unità T4.

Questo diamicton sutura una superficie di erosione (foto 2, parte alta).

— 1.2 m limi e sabbie fini a laminazione pianoparallela, con sparsi dropstone (facies Fld).

— 1.5 m diamicton con rari ciottoli di grandi dimensioni (fino a 20-40 cm), matrice limosa e supporto clastico (facies Dmm). La base si presenta irregolare: a piccola scala i singoli ciottoli deformano la laminazione dei limi sottostanti.

L'orizzonte superiore, che si identifica anche negli affioramenti più orientali, è limitato a letto da una superficie di erosione; la superficie erosionale a tetto invece costituisce anche il limite superiore dell'Unità T5.



UNITÀ T6

Tra quota 240 e quota 290 m si riconosce un'unità costituita da tre litozone. Non è osservabile il contatto diretto con le Unità sottostanti (dalla 3 alla 5) a causa della copertura detritica, e quindi le relazioni dirette sono solo ipotizzabili; in particolare l'Unità T6 potrebbe trovarsi sovrapposta all'Unità T5, oppure potrebbe essere in contatto laterale. Considerazioni geometriche sembrano favorire la prima ipotesi.

I) Litozona inferiore: è costituita da un'alternanza irregolare di letti grossolanamente stratificati, che immergono verso W con inclinazione di 15°, costituiti dalle seguenti litofacies: ghiaie massive e sabbie a supporto di matrice limosa (facies C4), con spessore medio degli strati di 40 cm; ghiaie massive con sabbia e ciottoli a supporto clastico, con scarsa matrice fine (facies C7); lo spessore medio degli strati è di 70 cm; rare intercalazioni di sabbia e sabbia limosa a laminazione orizzontale (facies Sh) in strati di spessore decimetrico. I ciottoli sono in prevalenza arrotondati, con frequente embricatura ed isorientazione dei ciottoli parallelamente alla stratificazione.

Tutti gli orizzonti si presentano debolmente cementati.

II) Litozona intermedia: litologicamente non si differenzia dalla litozona inferiore, ma i letti immergono verso W di soli 7°.

Sono inoltre intercalate lenti piano convesse, a base planare, di diamicton a supporto di matrice, localmente a supporto clastico, con spessore medio di 80 cm.

III) Litozona superiore: costituita da diamicton massivo a supporto di matrice (facies Dmm) con clasti generalmente spigolosi.

Questi depositi sono costituiti da clasti carbonatici scarsamente alterati, con elementi intrusivi o metamorfici in quantità inferiore al 5%.

UNITÀ T7

Affiora in tutti gli sbancamenti sul lato orientale del cantiere, costituendo l'intero spessore del terrazzo di Folcino; è stata individuata fino a 20 m di profondità dal piano stradale (sondaggio 1). Lo spessore aumenta gradatamente verso E, passando da 2 a 50 m per l'inclinazione dell'Unità T5 a letto, che viene chiaramente suturata con discordanza angolare; il contatto è osservabile per alcune decine di metri. L'Unità T7 è costituita da limi e limi argillosi a laminazione pianoparallela, intercalati da letti planari con spessore da millimetrico a centimetrico di sabbie fini gradate (facies Sg, Sh). Lo spessore delle lamine dei limi si riduce gradualmente verso l'alto.

Sono presenti dropstone in tutto lo spessore del deposito.

Numerosi livelli nella porzione inferiore dell'unità mostrano blande deformazioni, costituite da piccole pieghe e faglie inverse con rigetto massimo di circa 25 cm ciascuna (foto 4); la giacitura di questi piani di faglia è 144°/24°: tali strutture possono quindi venir attribuite a compressioni con direzione ESE-WNW, verso occidente. Le faglie inverse sono localizzate nei livelletti più sabbiosi.

In questi depositi sono stati prelevati due campioni (A e B), sottoposti successivamente a prove edometriche, di cui vengono riportati i parametri nella tabella allegata (Tab. 1). Il risultato più significativo è che questi campioni risultano consolidati da una colonna di medesimi sedimenti per uno spessore rispettivamente di 30 m (A) e di 27 m (B). La quota a cui sono stati prelevati i due campioni è di ca. 220 m; sommando gli spessori di sedimenti calcolati si ottiene una quota compresa tra i 247 e i 250 m, che concorda con la quota media del terrazzo di Folcino, che è compresa tra i 245 e i 250 m: ciò significa che i depositi del terrazzo di Folcino non hanno subito ulteriori carichi, né dal ghiacciaio né da sedimenti più recenti.

Provino	σ'_0 (kg/cm ²)	σ'_c min (kg/cm ²)	σ'_c max (kg/cm ²)	OCR _{min}	OCR _{max}	e_0	Cr	Cc min	Cc max
A1	1.23	4.50	5.65	3.66	4.59	0.83	0.344	2.395	2.504
A2	1.26	3.90	6.00	3.09	4.76	0.93	0.353	2.286	2.461
A3	1.29	5.65	8.40	4.40	6.54	0.88	0.334	2.727	3.023
B1	1.40	4.10	5.20	3.55	4.20	0.89	0.271	1.713	1.825
B2	1.50	4.90	6.30	3.95	5.12	1.04	0.280	1.745	1.797

Tab. 1 Prove edometriche eseguite su due campioni provenienti dall'Unità T7 a 4,5 m di profondità dal piano campagna.

Campione 1: A1 = porzione superiore; A2 = porzione intermedia; A3 = porzione inferiore. Campione 2: B1 = porzione superiore; B2 = porzione inferiore.

σ'_0 = pressione geostatica; σ'_c = pressione di consolidazione; OCR = rapporto di sovraconsolidazione; e_0 = indice dei vuoti; Cr = indice di ricomprensione; Cc = indici di compressione vergine (da ALBERTI, 1988).

Versante di Maslianico

Sul versante opposto della valle della Breggia, presso Maslianico, gli affioramenti sono limitati alle due pareti della cava di Maslianico.

Sulla parete meridionale, orientata N-S, lunga circa 50 m con un'altezza media di 7 m dal piano di cava, situato a 230 m di quota, sono state riconosciute tre unità, dalla M1, più bassa e quindi più antica, alla M3, più recente (Fig. 4 e foto 5). Sulla parete settentrionale, invece, che si sviluppa a partire da q. 240 m sino a q. 290 con orientamento E-W, è stata descritta l'Unità M4, che risulta essere l'ultima della successione affiorante.

UNITÀ M1

È costituita da un diamicton massivo, a supporto di matrice limosa, sovraconsolidato, con clasti arrotondati e ciottoli striati. I clasti sono essenzialmente carbonatici, con bassa percentuale di esotici. Il limite inferiore non è osservabile in quanto sepolto sotto al piano di cava; il limite superiore è erosionale.

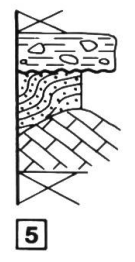
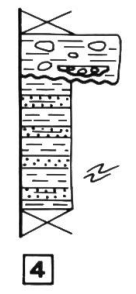
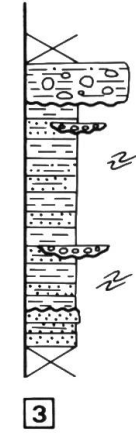
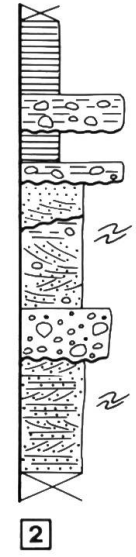
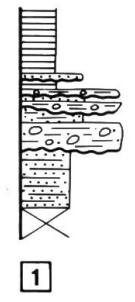
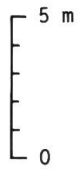
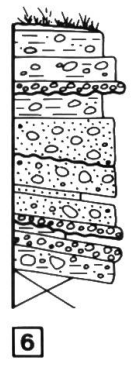
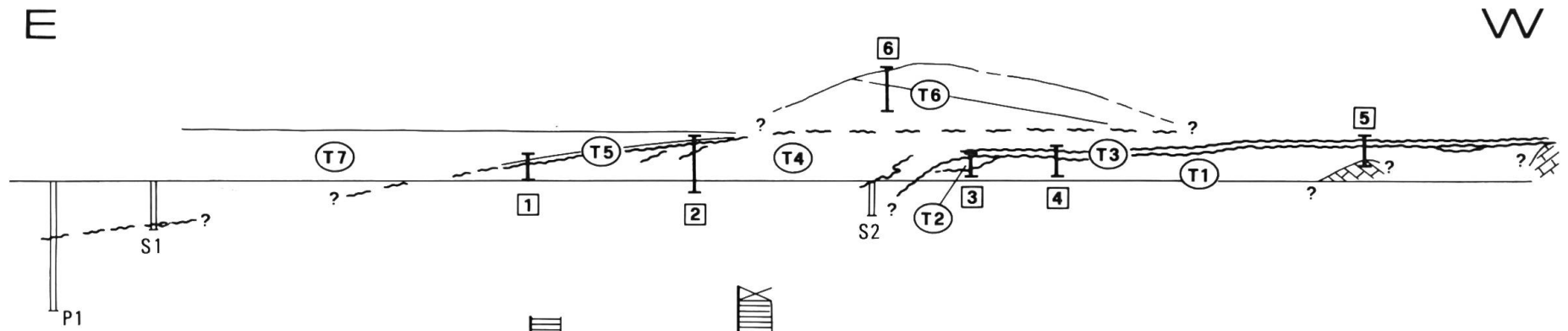
UNITÀ M2

È costituita da una complessa alternanza irregolare di corpi lenticolari, immergenti a WNW con inclinazione prossima ai 30°, costituiti dalle seguenti litofacies, alternate in modo disordinato:

1. lenti di ghiaie a ciottoli e blocchi massive, debolmente cementate, con scarsa matrice prevalentemente sabbiosa; supporto clastico, solo localmente di matrice (facies C4); sono presenti intraclasti, anche decimetrici, di diamicton sovraconsolidato; lo spessore medio delle lenti è di 50 cm.
2. lenti simili alle precedenti ma con matrice sabbiosa abbondante (facies C4).
3. lenti stratificate di ghiaia e sabbia con ciottoli, a supporto clastico o localmente di matrice (facies C7), debolmente cementate, con uno spessore medio di 30-35 cm.
Gli strati immergono grossolanamente verso W.
4. lenti massive di ghiaia fine e sabbia grossolana ben lavate (facies C8), con spessore medio fino a 30 cm.
5. sottili lenti, con spessore medio di 165 cm, di sabbie a laminazione pianoparallela (facies Sh) o incrociata a basso angolo (facies Sp).
6. grosse lenti di diamicton sabbioso o ghiaioso (facies Dmm), debolmente consolidato, con spessore medio di 70 cm.

Fig. 3 Schema interpretativo degli affioramenti descritti sul versante di Tavernola.

1 = argille con subordinati limi, a laminazione pianoparallela; 2 = limi con sabbie fini subordinate; 3 = sabbie da fini a grossolane; 4 = ghiaia a supporto clastico; 5 = diamicton massivi a supporto di matrice limosa; 6 = diamicton a supporto clastico; 7 = laminazione incrociata; 8 = deformazioni glacioteettoniche; 9 = superficie erosionale; 10 = numero delle Unità descritte nel testo; 11 = numero delle sezioni stratigrafiche; 12 = pozzo per acqua del Comune di Como; 13 = sondaggi dell'Impresa Caprile.



7. tasche di limo debolmente consolidato con sabbia fine e argilla a laminazione pianoparallela, convoluta per deformazioni da carico, intercalato da livelletti sabbiosi e con sparsi dropstone (facies Fld, Sh); lo spessore medio è di 15 cm.

Nelle litofacies 1, 2, 3 e 4 sono presenti ciottoli embricati ad alto angolo e ciottoli appiattiti isoorientati parallelamente alla superficie di strato.

Il limite superiore di questa unità è nettamente erosionale, come quello inferiore.

UNITÀ M3

È costituita da un diamicton massivo, a supporto di matrice limoso sabbiosa, con clasti a spigoli vivi (facies Dmm); la litologia è pressoché identica a quella delle Unità M1 e M2.

UNITÀ M4

L'Unità M4, che affiora sulla parete settentrionale della cava di Maslianico a partire da q. 240 m, è analoga a quella dell'Unità T6 del versante di Tavernola. Si riconoscono infatti 3 litozone.

Litozona inferiore: è costituita da un'alternanza irregolare di letti grossolanamente stratificati che immergono verso W con un'inclinazione di circa 15° costituiti dalle seguenti litofacies:

1. ghiaia e sabbia grossolana con ciottoli e blocchi, massiva, a supporto di matrice e clastico (facies C4, C6), localmente ben cementata, in letti di 30-50 cm.
2. ghiaie da molto grossolane con blocchi a fini con gradazione inversa o da diretta a inversa, localmente con abbondante matrice sabbiosa grossolana, ma prevalentemente a supporto clastico (facies C2, C1), in letti cementati da 30 a 40 cm; sono presenti pebble cluster.
3. lenti massive di sabbia grossolana con ghiaia fine, ben lavata, cementata solo localmente; lo spessore medio è di 10-15 cm.
4. letti massivi di ghiaia fine e media ben lavata (facies C8), con spessore di 15-30 cm, non cementati.
5. lenti massive di ghiaie grossolane a ciottoli e blocchi, con sabbie, a supporto clastico, ben cementate (facies C5); queste lenti verso monte si chiudono nettamente con una geometria a becco di flauto, mentre verso valle si riducono gradatamente fino ad un unico orizzonte di ciottoli che costituisce il tetto dell'orizzonte sottostante. Lo spessore massimo è di circa 40 cm.

Nelle litofacies 1, 2, 4 e 5 compaiono frequentemente ciottoli embricati e ciottoli piatti isoorientati parallelamente alla superficie di strato. I clasti, prevalentemente a spigoli smussati, sono carbonatici in percentuale superiore al 90%, e presentano solo una sottile patina di alterazione; i clasti di rocce scistose risultano invece più intensamente alterati.

Litozona intermedia: presenta le stesse caratteristiche litologiche della Litozona inferiore, ma i set presentano un'inclinazione di soli 7°.

Litozona superiore: è costituita da un diamicton massivo, a supporto di matrice, con abbondanti ciottoli striati e clasti arrotondati (facies Dmm).

MODELLO DEPOSIZIONALE

Versante di Tavernola

L'unità più antica affiorante nella successione esaminata è l'Unità T1, che costituisce una successione di depositi alluvionali di tipo braided caratterizzati da forti correnti trattive provenienti da W, cioè con la stessa direzione della Breggia attuale. La superficie di erosione che tronca l'Unità T1 testimonia due eventi erosivi importanti, tra i quali è compresa la deposizione dell'Unità T2. La marcata sovraconsolidazione e la presenza di deformazioni a pieghe vergenti verso W delle Unità T1 e T2 indicano che gli eventi erosivi sono imputabili a due differenti avanzate glaciali.

L'Unità T2 testimonia un ambiente deposizionale lacustre; la sedimentazione avveniva in condizioni proglaciali alquanto prossimali, come indicano la presenza di dropstone e i materiali più grossolani presenti in alcuni livelli; si osservano inoltre fenomeni di deposizione in massa (debris flow). Tutte le pieghe che interessano la successione sono dovute a deformazione indotta dalla glacioteonica, mantenuta in un regime plastico dalla saturazione in acqua dei sedimenti.

L'Unità T3, costituita da diamicton, è interpretabile come un waterlain till deposto in ambiente subacqueo (QUIGLEY, 1983; DREIMANIS, 1987, 1988), a causa dell'assenza di sovraconsolidazione e della presenza di strutture da flusso, diamicton a supporto di clasti e lenti di sabbia grossolana.

Un sedimento di questo tipo si deposita quando il ghiacciaio si trova o in stasi dopo l'avanzata,

o già in fase di ritiro; in ogni caso la massa di ghiaccio doveva avere la base completamente immersa nel lago.

L'Unità T4 è caratterizzata da depositi lacustri prossimali al ghiacciaio con apporti provenienti direttamente da un torrente subglaciale alternati a depositi fluviali, che verosimilmente costituivano una piccola piana alluvionale tra il ghiacciaio ed il lago. La presenza di superfici di erosione e di un'intensa deformazione dei sedimenti che si riduce verso l'alto indica una serie di avanzate minori del ghiacciaio. All'interno della successione lacustre dell'Unità T4 si individuano anche depositi dovuti a debris flow e a correnti di torbidità.

Nell'Unità T5 sono presenti due waterlain till, che registrano due avanzate verso W del ghiacciaio. Questi due eventi sono separati da un episodio lacustre a sedimentazione fine, che testimonia la mancanza di forti correnti provenienti direttamente dal ghiacciaio.

La litozona inferiore dell'Unità T6, di cui non sono direttamente osservabili i rapporti con l'Unità T5, è caratterizzata dalla presenza di fenomeni deposizionali in massa e strutture da corrente; verso l'alto aumenta l'importanza dei till di colata, che costituiscono interamente l'ultimo livello. Dunque la geometria della clinostratificazione e dei corpi lenticolari, le facies diagnostiche di sedimentazione dovuta sia a trasporto in massa, tipo debris flow e grain flow, sia a trasporto sotto l'azione di corrente, consentono di interpretare questa unità come la parte superiore della fronte di un edificio deltizio. Particolarmente caratteristica è la variazione di giacitura dei letti, passante dai 15° dei foreset (litozona inferiore) alla giacitura suborizzontale del topset (litozona intermedia e superiore: depositi alluvionali e till di colata). La successione appena descritta è analoga a quella riscontrata sulla parete N della Cava di Maslianico, alla medesima quota sul versante opposto della valle.

La presenza degli strati del topset testimonia l'esistenza di una piana deltizia, posta a q. 290 m, tra il ghiacciaio ed il lago. I depositi lacustri dell'Unità T7 si appoggiano in onlap sull'Unità T5 che è limitata a tetto da una superficie di erosione. L'ambiente deposizionale risulta essere chiaramente lacustre proglaciale, soggetto a correnti di torbidità distali. Anche le prove edometriche, effettuate sui sedimenti limosi dell'Unità T7, confermano che in seguito non si è verificato alcun evento deposizionale al di sopra di essi. Tuttavia le alternanze finemente lamine di limi argillosi e sabbie fini hanno registrato una spinta della fronte glaciale di ridotta entità, presentando strutture di raccorciamento a scala decimetrica (foto 4).

L'intera successione degli eventi deposizionali è riassunta nello schema di Fig. 5.

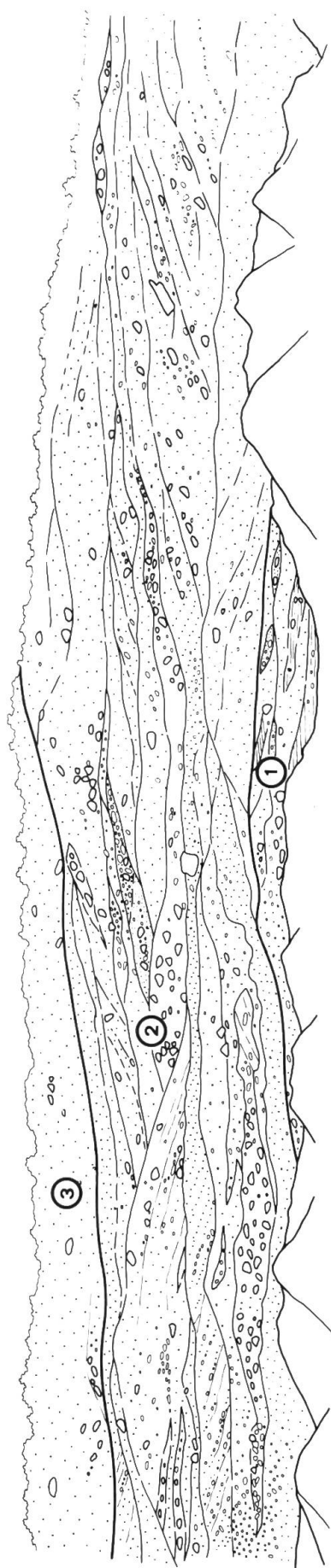


Fig. 4 Situazione degli affioramenti sul versante di Maslianico. 1 = Unità M1; 2 = Unità M2; 3 = Unità M3.

Versante di Maslianico

L'unità più antica, l'Unità M1, è costituita da un deposito interpretabile come un till di alloggiamento. La soprastante Unità M2 è caratterizzata dalla complessa associazione di depositi dovuti a correnti e a trasporto in massa, tra cui till di colata, con giacitura dei set ripida e concorde, che sarebbe diagnostica di un deposito di esker (BANERJEE e MACDONALD, 1973). RUST e ROMANELLI (1973) definiscono invece depositi analoghi per facies e geometrie come «subaqueous ovtwash deposits», ponendo l'accento sull'ambiente di sedimentazione subacqueo. In ogni caso il contesto deposizionale deve essere subglaciale e subacqueo (BANERJEE e MACDONALD, 1973), e testimonia con precisione la posizione del torrente subglaciale. La presenza di un till di colata a tetto (Unità M3) potrebbe indicare l'arretramento della fronte glaciale. I depositi che affiorano al di sopra di questa successione, raggruppati nell'Unità M4, presentano caratteristiche identiche a quelle dell'Unità T6 del versante di Tavernola, e quindi l'ambiente deposizionale è identico. Anche in questo caso la presenza degli strati di topset testimonia l'esistenza di una piana deltizia e la progradazione del delta. Di conseguenza le Unità M4 e T6 coincidono; per quanto riguarda le unità sottostanti non è possibile ipotizzare alcuna correlazione tra i due versanti della valle in quanto il modello deposizionale è differente. L'intera sequenza deposizionale è semplificata in Fig. 5.

DATAZIONI GEOCRONOMETRICHE

Nell'intera successione è stato rinvenuto solo un frammento di legno carbonizzato utile ai fini di una datazione geocronometrica. Il frammento era inglobato nei limi dell'unità T1, ed è stato portato alla luce in uno degli scavi effettuati al disotto del piano di cantiere. Le datazioni ^{14}C sono state effettuate presso il Radiokarbonlabor des Geographischen Institutes der Universität Zürich (GIUZ) tramite il Museo Cantonale di Storia Naturale di Lugano; per le analisi il laboratorio si è avvalso dell'acceleratore per spettrometria di massa dell'Institut für Mittelenergiephysik (IMP) del Politecnico di Zurigo (ETH). Il risultato dell'analisi, che porta il numero di registro UZ - 2569/ETH 5920, fornisce un'età di $28420 \pm$ anni BP ($\delta^{13}\text{C}$: - 34.5%).

EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE

Inquadramento geologico

La successione descritta è compresa nella Alloformazione di Cantù (Complesso Glaciale di Cantù; BINI, 1987), ed in particolare nell'Allomembro della Cà Morta (Sottocomplesso della Cà Morta, BINI, 1987).

L'Alloformazione di Cantù comprende i sedimenti depositi durante l'ultimo episodio glaciale (Episodio di Cantù; Pleistocene superiore) ed è suddivisa in vari allomembri:

- Allomembro di Cantù: comprende i depositi della massima espansione glaciale e delle prime fasi di ritiro (Fase di Cantù) nonché i depositi ad essi eteropici;
- Allomembro di Cucciago: comprende i depositi di una successiva notevole avanzata glaciale e del successivo ritiro (Fase di Cucciago);
- Allomembro della Cà Morta: comprende i depositi di una seconda avanzata glaciale più contenuta e del successivo ritiro (Fase della Cà Morta);
- Allomembro di Tremezzo (BOVARINI, 1989): comprende i depositi di una fase durante la quale il ghiacciaio è rimasto stazionario all'altezza del centro lago tra Tremezzo e Bellagio, e del successivo ritiro (Fase di Tremezzo).

Durante la Fase di Cantù e di Cucciago tutto il territorio di Como e Chiasso è interessato (sino ad un massimo di circa 800 m di quota all'altezza di Brunate) dal ghiacciaio. Alla fine della fase di Cucciago il ghiacciaio si ritira nella valle del Lago di Como formando un lago (1° lago), che occupa parte dell'attuale Lago di Como, la Piana di Chiasso, quella di Grandate e quella del Bassone essendo limitato a valle dalle morene dell'Allomembro di Cucciago (BINI, 1987). Durante la successiva Fase della Cà Morta il ghiacciaio riavanza (Fig. 6), erodendo i depositi lacustri precedenti, sino alla Piana del Bassone a Sud e a parte della Piana di Chiasso.

Il ritiro del ghiacciaio crea dapprima un lago limitato alla sola Piana di Chiasso, e successiva-

mente un lago (2° lago) che comprendeva la suddetta Piana e parte dell'attuale lago di Como (Fig. 9). Il livello di questo lago era di 70 m più alto dell'attuale essendo limitato a Sud dalla soglia tra le Piane di Camerlata e del Bassone (circa 270 m s.l.m.). Il lago si è mantenuto tale sino alla Fase di Tremezzo, durante la quale si è più volte svuotato e riformato (BINI, 1987; BOVARI-NI, 1989).

Analisi della successione studiata

Le successioni esaminate nella bassa Valle della Breggia si inquadrano molto bene nel quadro geologico e paleoambientale proposto (BINI, 1987). In questo contesto l'evoluzione del territorio sarebbe la seguente.

L'Unità T1 è costituita, come già detto, da depositi alluvionali che indicano un flusso da W, ossia dalla direzione di provenienza della Breggia attuale. Rappresentano perciò antiche alluvioni della Breggia stessa e non depositi fluvioglaciali, nel qual caso avrebbero dovuto indicare un flusso da E. Durante l'Episodio Cantù, la cui paleogeografia è stata prima schematicamente illustrata, è impossibile che la Breggia depositasse sedimenti alluvionali tra Chiasso e Cernobbio, in quanto il territorio era occupato prima dal ghiacciaio, e poi da laghi*. L'Unità T1 deve essere perciò precedente all'Episodio Cantù, e rappresentare una alloformazione più antica attualmente sepolta e non ancora descritta. Queste considerazioni stratigrafiche e paleogeografiche sono confermate dalla datazione 14 C di 28420 ± 570 anni BP, che consente di porre cronologicamente l'Unità T1 nel cosiddetto «interstadio würmiano» (sottopiano Würm medio, se si ritiene valida la formalizzazione del Würm secondo la circolare della Subcommission on European Quaternary Stratigraphy dell'INQUA, Bad Aussee 18-9-1983). Questa data testimonia inoltre che a quel tempo il ghiacciaio non occupava ancora il Lago di Como.

Il primo evento erosivo, che tronca l'Unità T1, è ascrivibile all'avanzata del ghiacciaio della Fase di Cantù che deforma per glaciotettonica e sovraconsolida i sedimenti dell'Unità T1. Durante la Fase di Cantù e la Fase di Cucciago il ghiacciaio occupa tutta la valle della Breggia: in corrispondenza delle sezioni studiate non si osserva sedimentazione ma solamente erosione. L'Unità lacustre T2 è costituita da depositi connessi all'esistenza del 1° lago al termine della Fase di Cucciago. Le caratteristiche della sedimentazione, almeno per quanto è rimasto di quest'unità, consentono di ipotizzare che questo lago era di estensione limitata, con il ghiacciaio prossimo alla zona della bassa Valle della Breggia.

Il secondo evento erosivo, che tronca le Unità T2 e T1, è dovuto all'avanzata del ghiacciaio della Fase della Cà Morta (fig. 6), mentre la deposizione del waterlain till dell'Unità T3 avviene durante il ritiro, con il ghiacciaio a diretto contatto con il lago che occupa la Piana di Chiasso.

Durante la deposizione dell'Unità T4 il ghiacciaio ha frequenti pulsazioni pur mantenendosi stazionario a grande scala, ancorato alle emergenze di substrato roccioso circondanti la zona di Como (Fig. 7). Il lago della Piana di Chiasso ha frequenti variazioni di livello testimoniate dall'alternanza di depositi lacustri e depositi fluviali, che verosimilmente formano una piccola piana interposta tra la fronte del ghiacciaio e le acque del lago. Questi sedimenti sono deformati e troncati più volte dalle piccole avanzate del ghiacciaio.

L'Unità T5 testimonia le ultime due maggiori avanzate del ghiacciaio separate da un ritiro più importante durante il quale si depongono sedimenti lacustri. I due waterlain till dell'Unità T5 vengono depositi in fase di ritiro con il ghiacciaio a diretto contatto con le acque del lago.

* La Piana di Chiasso, posta a circa 240 ÷ 245 m di quota, rappresenta un'area depressa e circoscritta da una serie di rilievi posti a quota superiore. È infatti limitata:

- a N dai contrafforti meridionali del M. Generoso e del M. Bisbino;
- a W dalla Piana di Genestrerio e Stabio, posta a 340 ÷ 345 m di quota;
- a S dai rilievi in Gonfolite di Brunate, Ronago, Pedrinato e dal Sasso di Cavallasca e dalle morene dell'Apparato Glaciale di Faloppio (Cerchia di Camnago, con soglia a q. 302 m; Cerchia di Gironico, con soglia a q. 412 m);
- a E dalla soglia di M. Olimpino a q. 290 m, dal rilievo di Mirabello e infine dalla bassa Valle della Breggia che rappresenta l'unica via di deflusso della Piana verso il lago di Como (200 m).

È evidente che se un ghiacciaio blocca la bassa Valle della Breggia, si forma obbligatoriamente un lago nella Piana di Chiasso.

Dato che le Unità T4 e T5 si trovano a circa 230 - 240 m di quota il lago della Piana di Chiasso doveva avere un livello delle acque posto circa a 240 - 250 m di quota. Di conseguenza, vista la morfologia della piana stessa, le acque del lago potevano scaricarsi solo in corrispondenza della Valle della Breggia. Il torrente subglaciale principale non defluiva quindi verso questo lago, ma verso la Piana di Como. I sedimenti dell'Unità T4 sono perciò imputabili a piccoli corsi subglaciali e sopraglaciali.

Successivamente il ghiacciaio si attesta all'imbocco della Valle della Breggia e scarica le sue acque di fusione nel lago della Piana di Chiasso (Fig. 8). Questa variazione dell'idrologia del ghiacciaio fa sì che cambi drasticamente la sedimentazione; si forma un edificio deltizio con una piana deltizia interposta tra il ghiacciaio e il lago sulla quale scorrono le acque dei torrenti subglaciali e sopraglaciali. Il lago della Piana di Chiasso non può più scaricarsi dalla Valle della Breggia, perciò aumenta di livello e defluisce dalla soglia di Monte Olimpino a 290 m di quota; tale quota coincide con quella della piana deltizia, e di conseguenza con il livello del lago stesso. L'emissario del Lago della Piana di Chiasso deve, per motivi di geometria del ghiacciaio, scorrere all'interno del ghiacciaio per poi fuoriuscire, nei pressi di Como, nell'altro lago. Il lago della Piana di Chiasso esiste sino a che il ghiacciaio non si ritira nella Valle del Lago di Como. Quando questo avviene il lago della Piana di Chiasso si trova ad un livello di 290 m, separato dal lago della Piana di Como (2° lago), che si trova ad un livello di 270 m, solo dal corpo del delta. La sovrappressione delle acque provoca il collasso catastrofico dell'edificio deltizio, testimoniato dalla superficie di erosione a tetto dell'Unità T5, sul lato interno rispetto al delta. I due laghi si uniscono ed il livello si attesta a 270 m di quota (Fig. 9). Si depongono allora i sedimenti lacustri dell'Unità T7, che formano il terrazzo di Folcino. Prima del definitivo ritiro sino all'altezza di Tremezzo il ghiacciaio avanza ancora deformando parzialmente i depositi lacustri. La successione esposta sul versante di Maslianico è meno spessa ed articolata di quella del versante di Tavernola; consente tuttavia di puntualizzare meglio alcune delle considerazioni precedenti. Il versante di Maslianico è posto, rispetto alla direzione di flusso del ghiacciaio, circa 1 km a monte rispetto al versante di Tavernola e soprattutto è sito nella zona in cui il ghiacciaio esce dalla valle del Lago di Como ed inizia ad espandersi nell'Apparato Glaciale. Questa situazione geografica spiega il minor spessore e la minor varietà della successione.

L'Unità M2 testimonia la presenza di un grosso torrente subglaciale in questo settore allo sbocco della Valle del Lago di Como. Per le precedenti considerazioni sull'idrologia del ghiacciaio questa unità deve collocarsi temporalmente prima della deposizione dell'Unità T4, è perciò verosimilmente contemporanea all'Unità T3.

Il till di colata dell'Unità M3 potrebbe corrispondere al secondo waterlain till dell'Unità T5. La sedimentazione nei due versanti diviene identica solo nella fase finale, quando si ha la formazione dell'edificio deltizio (Unità T6 e M4).

La successione degli eventi è schematizzata in Fig. 10; nelle Fig. 6, 7, 8 e 9 sono riportate quattro carte paleogeografiche che illustrano la posizione del ghiacciaio e l'idrologia durante:

- la massima avanzata della fase della Cà Morta;
- una delle fasi di ritiro (la carta non è completa verso Chiasso in quanto i rilevamenti in questo settore non sono ancora stati completati);
- l'attività del delta della Valle della Breggia;
- il ritiro del ghiacciaio dopo il collasso del delta e prima della Fase di Tremezzo.

CONCLUSIONI

Le successioni affioranti in bassa Valle della Breggia hanno permesso una ricostruzione, il più dettagliata possibile, della deglaciazione del bacino di Como: varie pulsazioni dei ghiacciai, variazioni di livello dei laghi proglaciali e l'idrologia stessa dei ghiacciai.

Da un punto di vista generale si osserva che:

- Le fasi di ritiro dei ghiacciai sono caratterizzate da frequenti piccole avanzate il cui effetto (erosione e sovraconsolidazione) sui sedimenti precedentemente deposti alla fronte sono di minore intensità rispetto a quelli dovuti alle avanzate maggiori.
- Durante le fasi di avanzata maggiore non si osserva deposizione di till alla base del ghiacciaio.
- Se un ghiacciaio avanza su depositi lacustri o comunque ricchi in acqua li deforma plasticamente (deformazione glacioteettonica plastica). Le deformazioni fragili osservate sono in

- concomitanza con avanzate che provocano uno sforzo nei sedimenti antistanti il ghiacciaio, senza che il ghiacciaio avanzi sui sedimenti stessi, ed in presenza di livelli drenanti (sabbie).
- L'idrologia di un ghiacciaio (posizione del torrente subglaciale, posizione dei torrenti sopra-glaciali, posizione nel ghiacciaio degli inghiottitoi di torrenti provenienti dalle zone non glacializzate) varia da una fase di avanzata ad un'altra, e variano di conseguenza la sedimentazione proglaciale.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il Prof. G. Orombelli per la rilettura critica del manoscritto, la società Impresa Caprile e l'ANAS per la concessione delle stratigrafie dei sondaggi ed il Comune di Como per le stratigrafie dei pozzi per acqua.

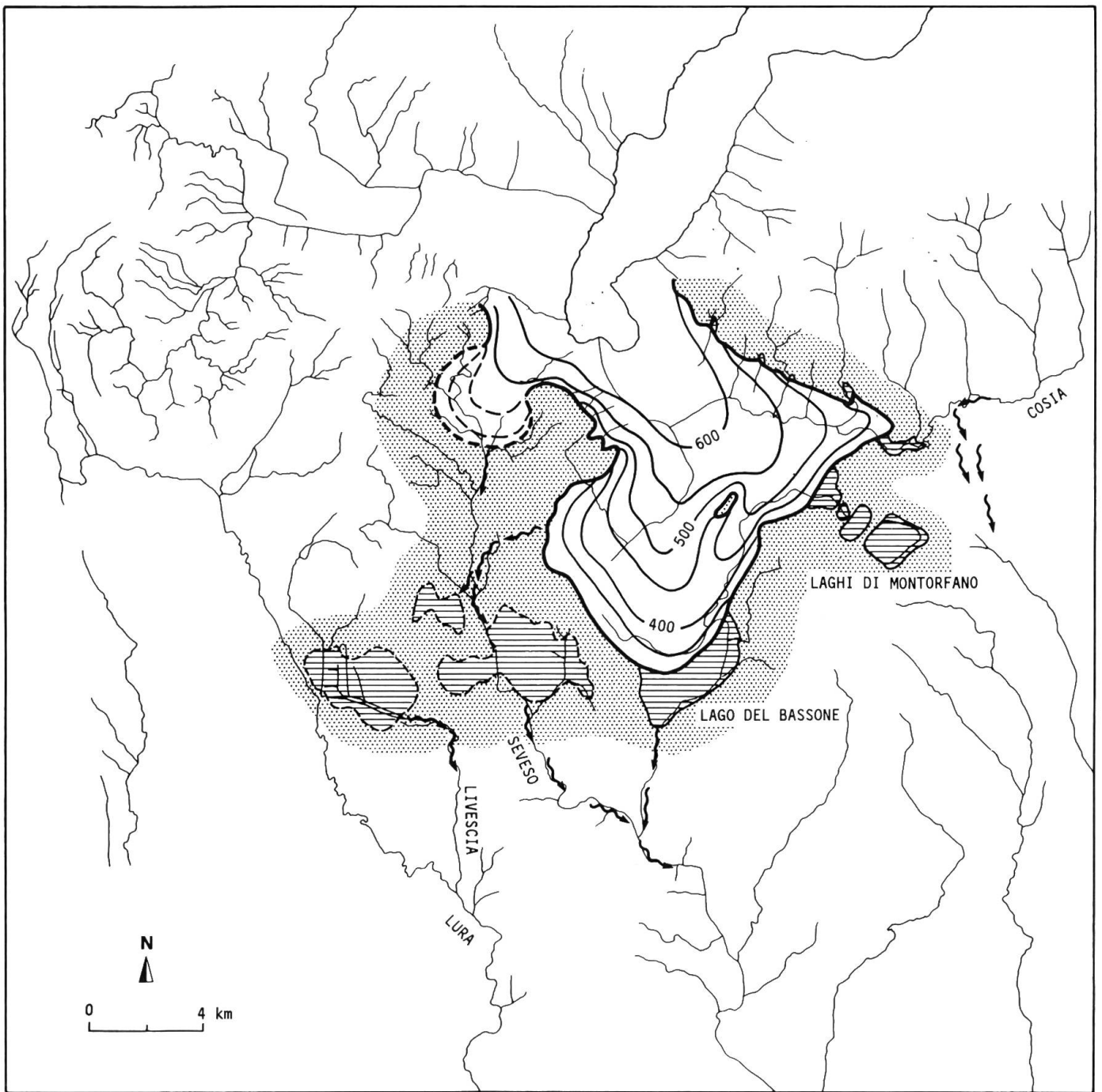


Fig. 6 Carta paleogeografica della massima avanzata della Fase della Cà Morta (da BINI, 1987). Le aree non glacializzate sono in puntinato, il ghiacciaio è raffigurato dalle aree in bianco, sulle quali sono state riportate le isoipse ricostruite della superficie del ghiacciaio stesso. Le aree con righe orizzontali rappresentano i laghi.

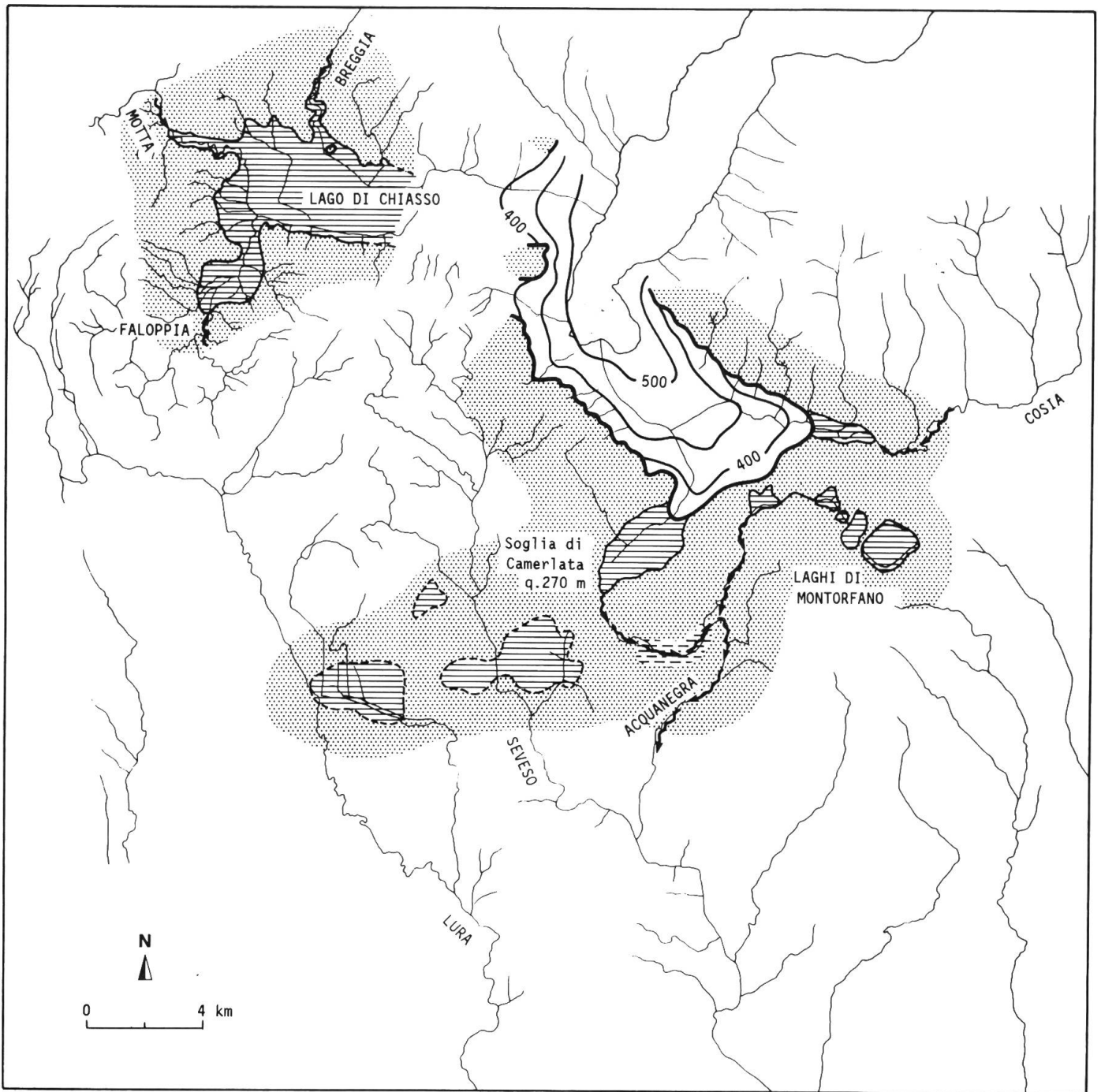


Fig. 7 Carta paleogeografica di una avanzata della Fase della Cà Morta (da BINI, 1987).

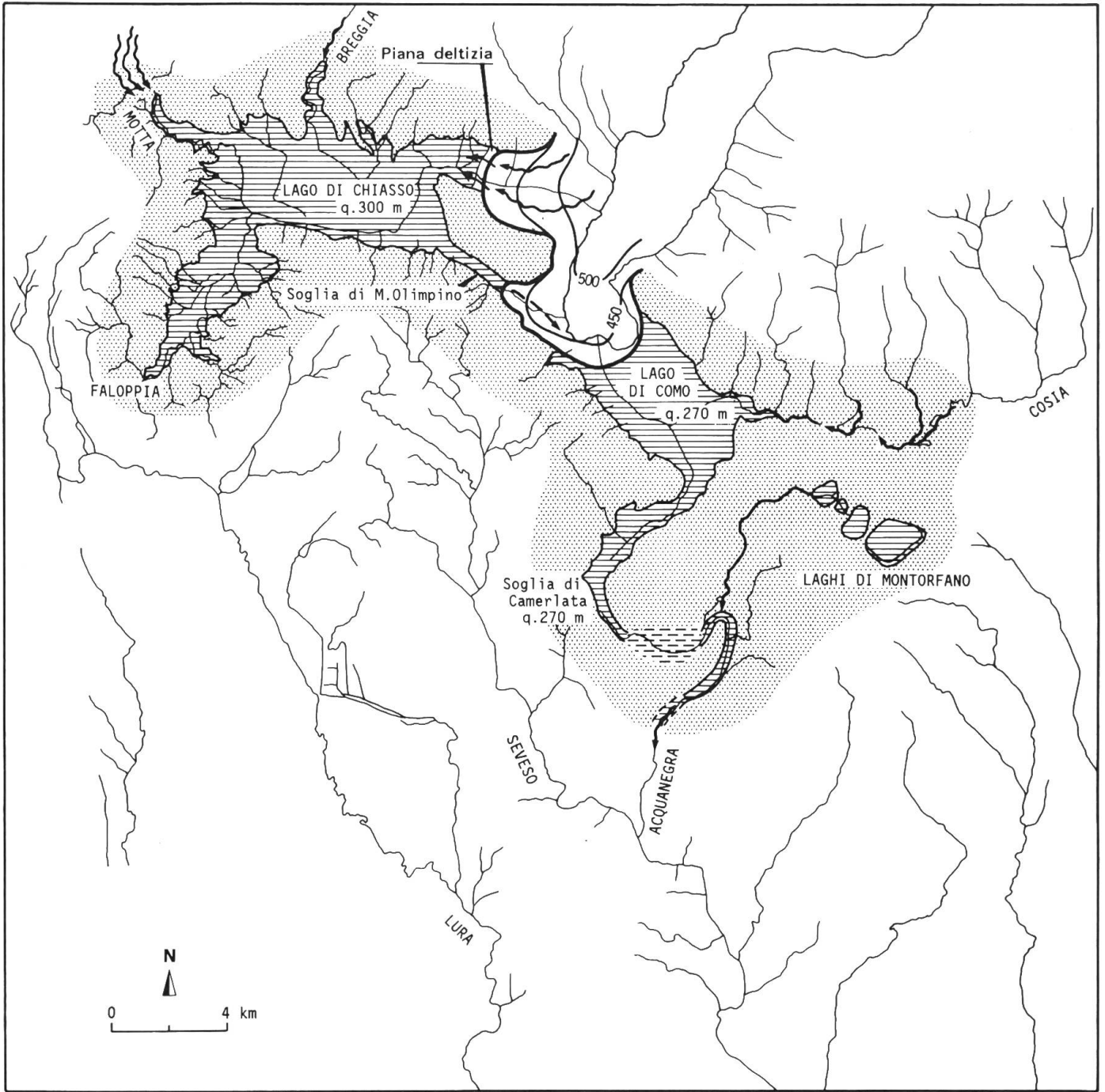


Fig. 8 Carta paleogeografica durante la deposizione delle Unità T6 e M4, descritte nel testo (Fase della Cà Morta).

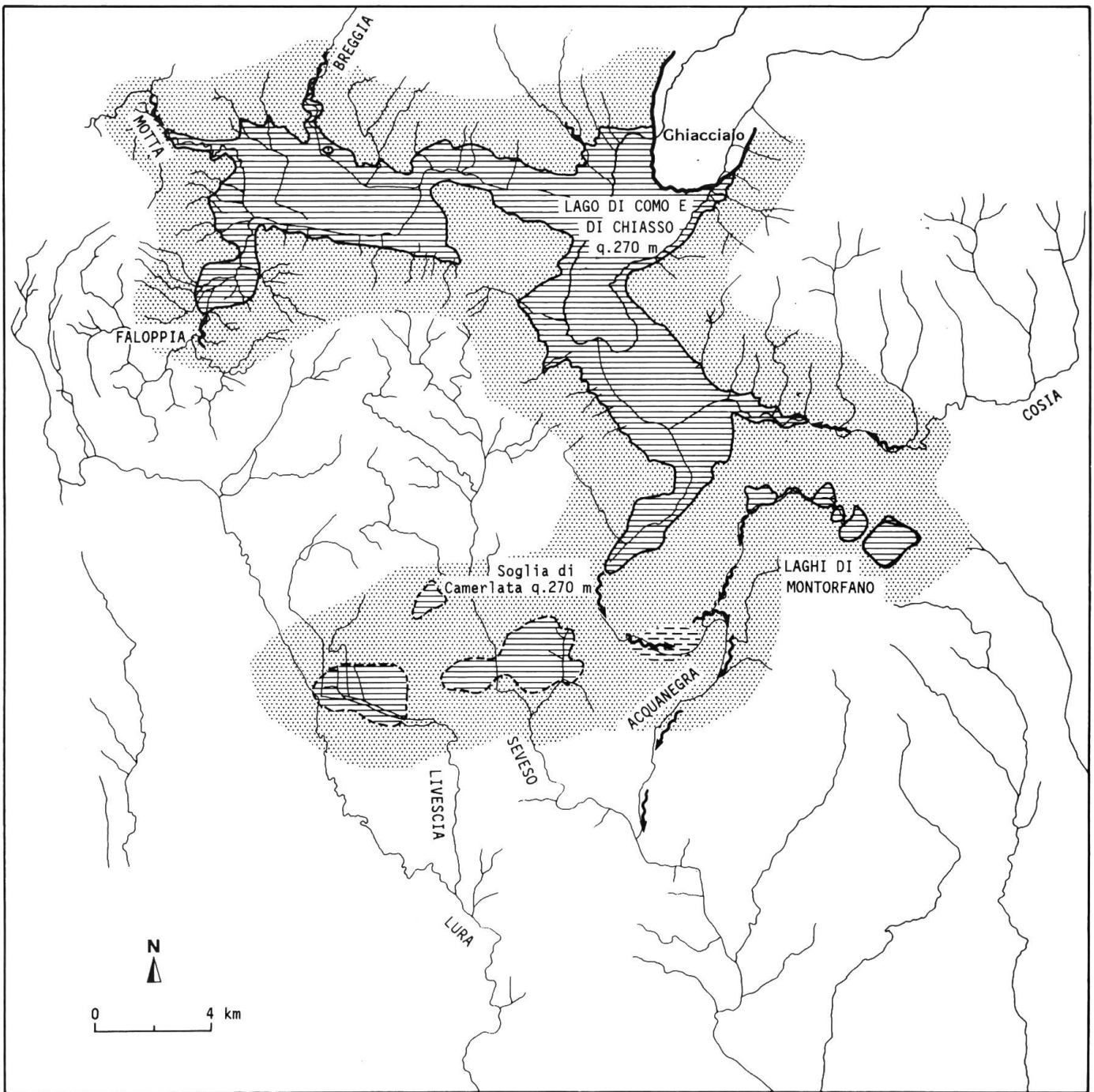


Fig. 9 Carta paleogeografica del termine della Fase della Cà Morta dopo il ritiro del ghiacciaio a N della bassa Valle della Breggia (da BINI, 1987).

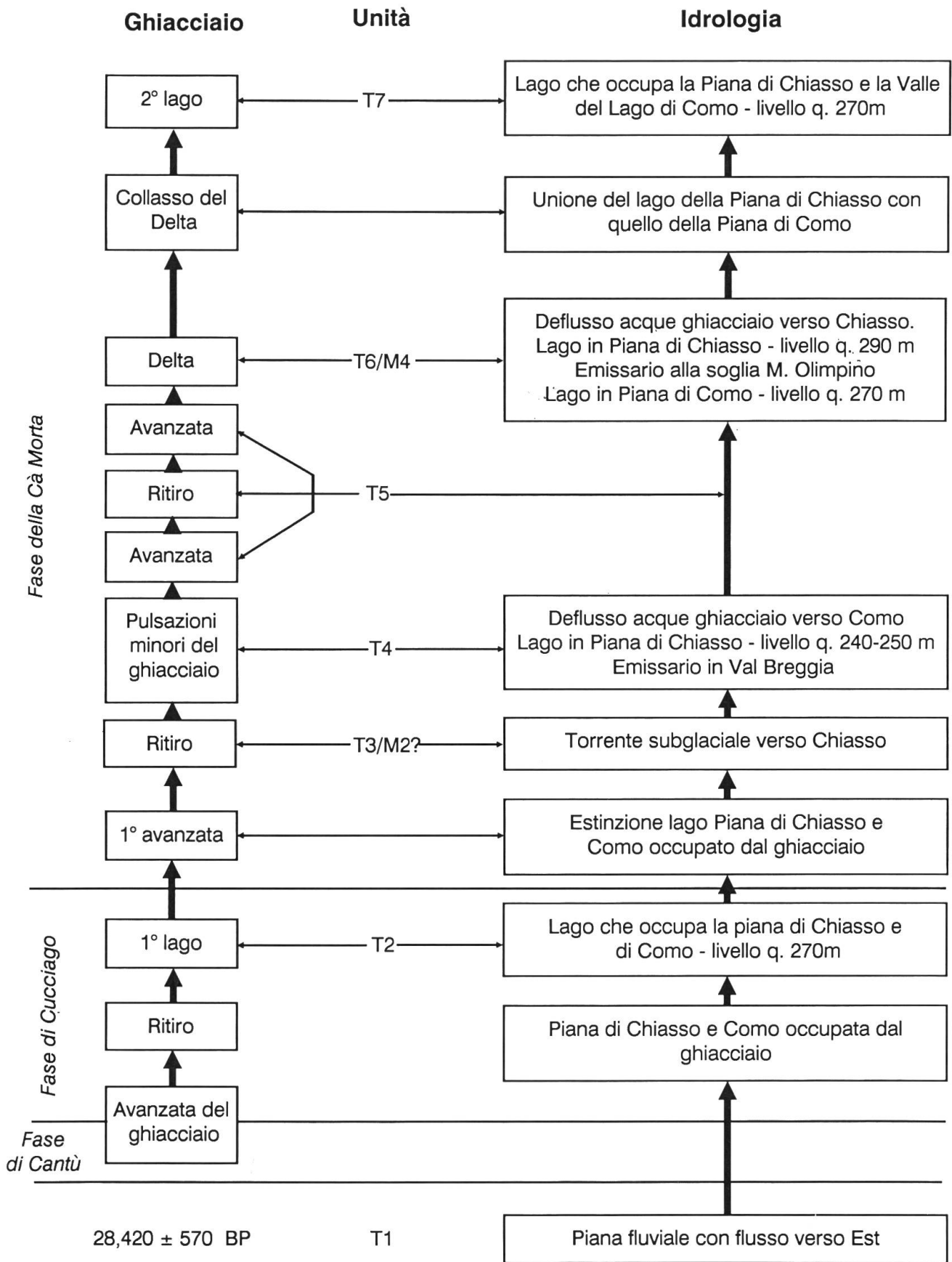


Fig. 10 Schema riassuntivo dell'evoluzione paleogeografica dell'area studiata.



Foto 1

Parte centrale dell'affioramento di Tavernola, corrispondente alle sezioni n° 3 e 4 della figura 3. Dal basso si osserva l'Unità T1 sulla quale poggia l'Unità T2 e quindi l'Unità T3. L'Unità T2 è limitata a tetto e a letto da superfici di erosione.

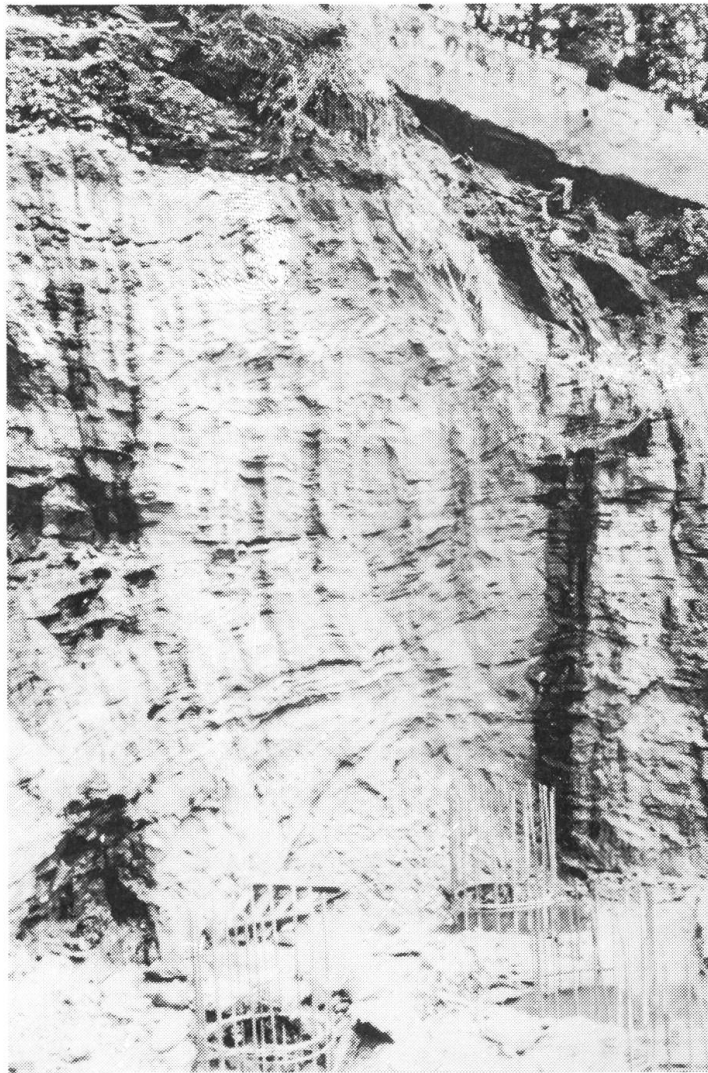
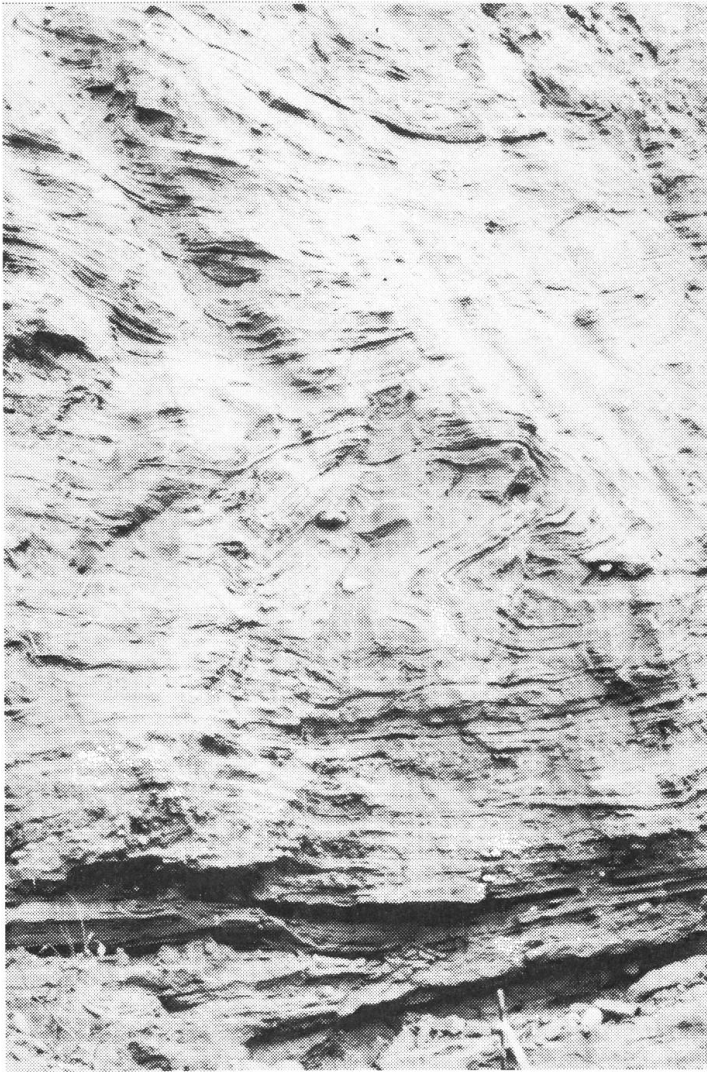


Foto 2

Unità T4, litozona superiore. Al tetto si osserva la superficie erosionale suturata dall'Unità T5 (ghiaie in alto a sinistra).



◀
Foto 3
Unità T4, litozona superiore: deformazioni glaciottetiche.

Foto 4
Unità T7: deformazioni glaciottetiche.

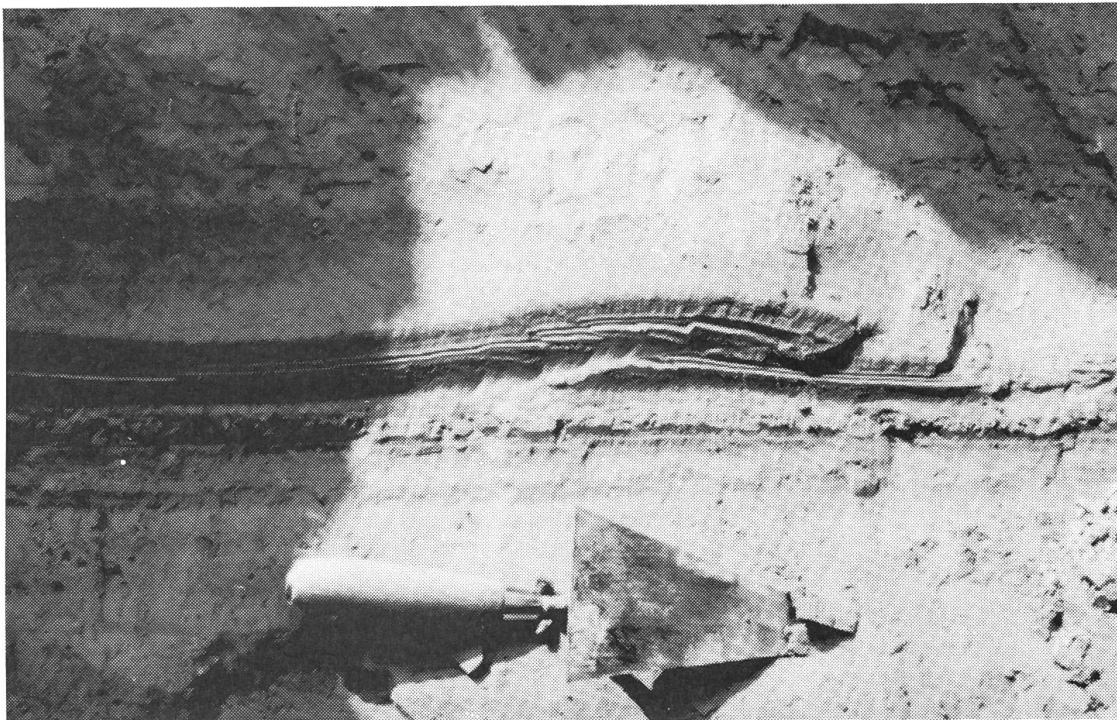




Foto 5 Versante di Maslianico: Unità M1, M2 e M3 (vedi figura 4 per i rapporti).

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI F., 1988 - Rilevamento geologico e studio dei fenomeni di dissesto nell'area del M. Bisbino e del M. Colmegnone - Tesi di Laurea, inedita, Milano, AA 1987/88.
- BANERJEE I. e McDONALD B.C., 1973 - Nature of esker sedimentation - in «Glaciofluvial and Glaciolacustrine sedimentation», A.V. Jopling e B.C. McDonald Ed. - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 23, Tulsa, P. 132-154.
- BINI A., 1987 - L'apparato glaciale würmiano di Como - Tesi di Dottorato di Ricerca - Università degli Studi di Milano, A.A. 1986-1987.
- BOVARINI P., 1989 - Rilevamento dei depositi superficiali sulla sponda occidentale del Lago di Como tra Argegno e Tremezzo - Tesi di Laurea, inedita. Università degli Studi di Milano, A.A. 1987-1988.
- DREIMANIS, 1978 - Terminology and genetic classification of tills or moraines currently used in Europe and North America - In E.V. Shantser and Yu. A. Lavrushin (eds.), Ground moraines of continental deposits (Materials of Internat. Sympos.), p. 12-27, Moscow: Geol. Inst. Acad. Sci.
- DREIMANIS A., 1988 - Tills: their genetic terminology and classification, in «Genetic classification of glacial deposits. Final report of the Commission on genesis and lithology of glacial quaternary deposits of INQUA». R.P. Goldthwait e C.L. Madsch Ed. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 17-85.
- EYLES N. (Ed.), 1983 - Glacial Geology. An introduction for engineers and Earth Scientist. Pergamon Press.
- GNACCOLINI M., 1982 - Oligocene fan-deltas deposits in Northern Italy: a summary. Riv. It. Pal. Strat., v. 87.
- MIALL A.D., 1977 - A review of the braided river depositional environment. Earth Science Reviews, 13, 1-62.
- MIALL A.D., 1984 - Principles of Sedimentary Basin analysis. Springer & Verlag.
- QUIGLEY R.M., 1983 - Glaciolacustrine and glaciomarine clay deposition; a North American perspective, in «Glacial Geology». N. Eyles Ed. Pergamon Press., p. 140-167.
- RUST B.R. e ROMANELLI R., 1973 - Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada, in «Glaciofluvial and Glaciolacustrine sedimentation», A.V. Jopling e B.C. McDonald Ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 23, Tulsa, p. 177-192.

