



Corrado Venturini
Katuscia Discenza

STRATIGRAFIA E PALEO-IDROGRAFIA DEL FRIULI CENTRALE (PREALPI CARNICHE): MIOCENE SUPERIORE-PLIOCENE INFERIORE

STRATIGRAPHIC AND PALAEO-HYDROGRAPHIC EVOLUTION
OF CENTRAL FRIULI (CARNIC PRE-ALPS):
UPPER MIOCENE-LOWER PLIOCENE

Riassunto breve - Questo lavoro si propone di analizzare i dati stratigrafici, sedimentologici e composizionali di un'unità prevalentemente ruditica denominata Conglomerato di Osoppo la cui età, sulla base delle evidenze paleontologiche desunte dalla recente letteratura, è riferibile al Miocene sommitale - ?Pliocene inf. Il litosoma affiora lungo il fronte prealpino friulano, a N di Udine, e ha la sua esposizione massima al Colle di Osoppo e nella estesa fascia ruditica che sovrasta il vicino abitato di Braulins, alle pendici meridionali del M. Brancot. I due nuclei affioranti, Osoppo e Braulins, sono oggi separati dal Fiume Tagliamento. In tempi pre-aternari formavano un litosoma unico sedimentatosi in ambienti alluvionali. L'analisi di facies evidenzia un orizzonte deltizio-lacustre (di potenza pari o superiore a 50 m, paleo-Lago di Osoppo-Braulins) che s'intercala (Osoppo) o precede (Braulins) la successione fluviale. È proposta la ricostruzione del perimetro del lago e la derivazione dei suoi apporti ghiaiosi. Le misure di paleo-corrente - riferite in gran parte alle incisioni basali di canali fluviali intrecciati e all'assetto clinostratificato dei frequenti foreset deltizio-lacustri - congiuntamente alle analisi composizionali degli elementi ruditici, hanno consentito di valutare la derivazione degli apporti del Conglomerato di Osoppo suggerendo le direttrici dei drenaggi mio-pliocenici friulani. Le considerazioni conclusive riassumono le modificazioni paleo-ambientali del settore, inserite nel contesto deformativo neoalpino, proponendo, in parallelo, l'evoluzione del coevo reticolo paleo-idrografico nel suo nodo di massima importanza regionale.

Parole chiave: Friuli, Paleo-idrografia, Ambiente fluvio-deltizio-lacustre, Analisi di facies, Miocene sup., Pliocene inf.

Abstract - Aim of this work is to define the sedimentary evolution and the palaeo-drainage pattern of the central Friuli area during the Mio-Pliocene times. The tools are the facies analysis, the composition of the thick ruditic deposits and the lithofacies correlation concerning the Conglomerato di Osoppo (Upper Miocene-Lower Pliocene) in the stratotype area (Colle di Osoppo) and its surroundings (Braulins). The unit is made of mainly well cemented rudites with scanty mud and sand forming a well defined thin horizon. At present the original continuity of the Conglomerato di Osoppo is interrupted by the wide gravelly river-bed of Tagliamento. The palaeo-environments correspond to fluvial to deltaic-lacustrine conditions. The facies analysis depicts a >50 m deep lake which interrupted the fluvial supremacy. Palaeo-current analyses and compositional data from the rudites (fluvial braided channels and deltaic foresets) contribute to reconstruct the Mio-Pliocene drainage pattern. The conclusive remarks take into account the main evolution steps of the study area.

Key words: Friuli, Palaeo-hydrographical pattern, Fluvial-deltaic-lacustrine environment, Facies analysis, Upper Miocene, Lower Pliocene.

Introduzione

Il Fiume Tagliamento, lungo oltre 170 km, è il collettore di un articolato reticolo idrografico, ampio 2.700 km², che riversa le proprie acque Mare Adriatico. Nel Cenozoico l'evoluzione morfologica e paleo-idrografica delle Alpi Meridionali orientali (fig. 1) ha avuto nel Tagliamento uno dei propri insostituibili protagonisti. Il fiume, già nel Miocene medio-sup., rivestiva il ruolo di principale vettore dei detriti alluvionali, erosi dai rilievi alpini e prealpini, convogliati verso l'Adriatico. In seguito, nel Quaternario, al suo corso si è periodicamente sostituita la corrispondente lingua glaciale che,

attraverso lo spaglio dei relativi prodotti fluvio-glaciali, ha contribuito alla costruzione della porzione centrale della pianura friulana (CAVALLIN et al. 1987; VENTURINI et al. 2004; FONTANA 2006).

Il corso del Tagliamento, prima del suo sbocco nell'alta pianura, incide in profondità i contrafforti prealpini, discriminando le Prealpi Carniche dalle Giulie. Nel suo ultimo segmento montano, tra gli abitati di Venzone e Gemona del Friuli, presenta caratteri di fiume a canali intrecciati con alveo di piena superiore al km. In questo tratto il corso percorre una caratteristica valle glaciale con versanti ripidi le cui quote di crinale variano tra 1000 e 1700 m. Il fondovalle, collocato intorno a 200

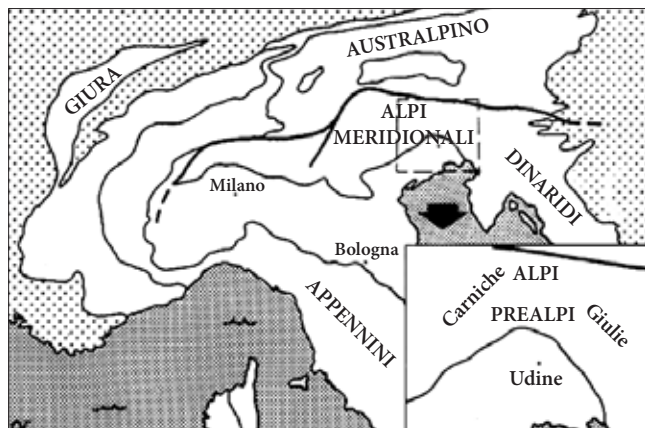


Fig. 1 - Posizione dell'area di studio, collocato nel settore orientale delle Alpi Meridionali (Prealpi Friulane).
- The study area is located in the Friuli Venezia Giulia Region, NE Italy (eastern Southern Alps, Friuli pre-Alps).

m s.l.m., è sovralluvionato dagli apporti pleistocenico-olocenici (ERCOLINI 2004; VENTURINI et al. 2004). A S di Venzone, all'altezza di Gemona del Friuli, i ripidi versanti prealpini si distanziano e la vallata si apre confondendosi nei prodromi dell'alta pianura friulana (fig. 2).

Quest'ultimo settore, complessivamente denominato Campo di Osoppo, è delimitato verso S dal più interno dei numerosi archi concentrici dello spettacolare anfiteatro morenico tilaventino würmiano. L'area conserva una serie di importanti peculiarità stratigrafiche, paleontologiche, tettoniche e paleo-morfologiche. In tempi relativamente recenti fu sede di un invaso lacustre tardo-glaciale würmiano (SGOBINO 1992) i cui depositi si sovrappongono a quelli di un precedente lago interglaciale di età eemiana (SIROVICH 1998); entrambi coprivano superfici prossime al centinaio di km².

Tuttavia il fulcro di massimo interesse di questo settore è costituito da una ghirlanda di modesti rilievi ruditici (Conglomerato di Osoppo; VENTURINI 1992) di età messiniana sup. (Turoliano; DALLA VECCHIA & RUSTIONI 1996) probabilmente passanti al Pliocene basale. Sono lambiti dalle alluvioni quaternarie del Tagliamento dalle quali emergono con forme addolcite dalle esarazioni glaciali, ovvero con improvvise ripide pareti verticali alte fino a un centinaio di metri e impostate lungo sistemi di faglie e fratture.

Il Tagliamento scorre lungo il confine occidentale del Campo di Osoppo, alla base dei versanti dei Monti Brancò e Covria e della Cima Pala. In questo tratto (Gemona-Pinzano) il suo corso separa gli abitati di Osoppo e Braulins, ubicati rispettivamente in sinistra e in destra idrografica. Gli affioramenti ruditici che sovrastano le due località danno origine al Colle di Osoppo (con il limitrofo Colle di San Rocco) (fig. 3), e alla rupe di Braulins (con gli attigui affioramenti esposti nel solco del Rio Perarie) (fig. 4), che formano i due nuclei d'indagine del presente lavoro.

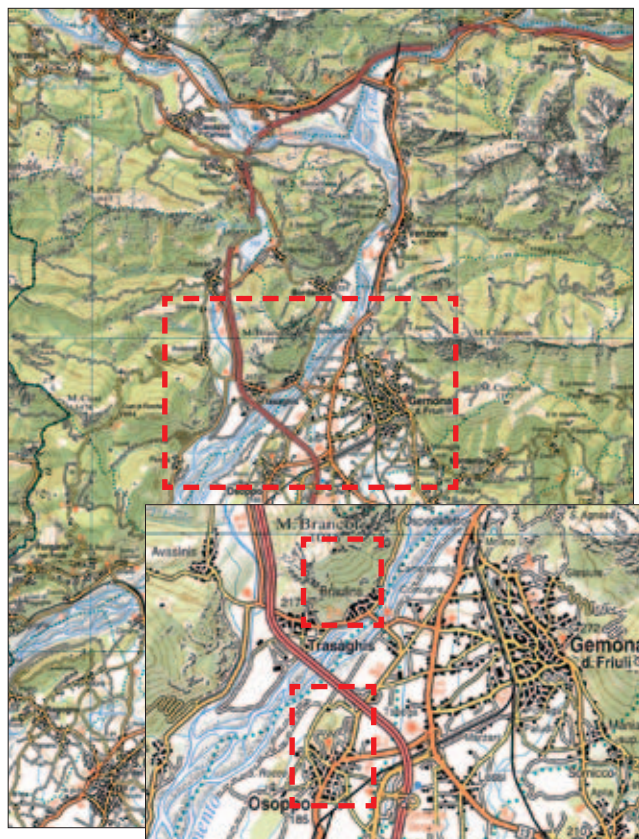


Fig. 2 - Ubicazione dei nuclei di indagine (Osoppo e Braulins), localizzati nel settore friulano centrale, a NNE di Udine.
- Location of the Osoppo and Braulins sites, Friuli Venezia Giulia Region, NE Italy.

Inquadramento geologico

Il Conglomerato di Osoppo nel suo settore di denominazione affiora in due ridotti nuclei. Sono rispettivamente collocati nei dintorni dell'abitato omonimo (Colli di Osoppo e di San Rocco) e in corrispondenza di Braulins (rupe di San Michele dei Pagani e Rio Perarie). In origine, prima degli intensi modellamenti glaciali e fluviali pleistocenici, questa potente successione ruditica copriva una fascia di fondovalle lunga almeno una decina di km. Michele Gortani fu il primo a suggerire, su basi litologiche, che gli affioramenti ruditici di Osoppo e di Braulins dovessero essere considerati parte di un unico litosoma, successivamente smembrato dalle esarazioni glaciali e dalle erosioni del Fiume Tagliamento (cfr. fig. 2).

Nel settore di studio il solco vallivo del Tagliamento si è approfondito in un substrato rappresentato da prevalenti unità mesozoiche carbonatiche di età compresa fra il Triassico sup. (Dolomia Principale e Calcare di Dachstein) e il Giurassico. Alle quote inferiori della vallata sono presenti alcuni lembi ridotti di areniti quarzose di età miocenica inf. ("arenaria di Preplàns", Aquitaniano) e di età miocenica sup. ("siltiti di Osoppo") (VIAGGI & VENTURINI 1996; MONEGATO et al. 2006).



Fig. 3 - Il Colle di Osoppo visto dal nucleo di Braulins, collocato sull'opposta sponda del Fiume Tagliamento.
- *The Osoppo Hill viewed from the Braulins site. The River Tagliamento gravels separate the two localities.*

Queste unità mioceniche sono sempre confinate alle quote di fondovalle e lungo il basso versante destro. Nell'area di indagine rappresentano le sole unità mioceniche di una successione potente e articolata che, a occidente della Valle del Tagliamento, si sviluppa con oltre 1000 m di spessore complessivo.

Più in generale, la successione stratigrafica miocenica del settore friulano centro-occidentale è formata da depositi prevalentemente terrigeni. Inizia con il Gruppo della Cavanella (Aquitaniense-Langhiano) discordante su una potente serie torbiditica paleogenica ("Flysches del Friuli"). Prosegue poi con una sequenza terrigena negativa (Serravalliano-Messiniano p.p.) che, da iniziali marne ("marna di Tarzo"), siltiti e areniti ("arenaria di Vittorio Veneto"), culmina con i 900 m del Conglomerato del Montello, di ambiente prettamente fluviale. Nell'area d'indagine l'unico termine preservato della successione descritta è rappresentato dalla "arenaria di Preplâns" (Aquitaniense), del Gruppo della Cavanella; i suoi livelli inferiori, discordanti sui termini torbiditici paleogenici, sono sempre sepolti.

Questa unità è superiormente delimitata da una superficie erosiva. Su di essa si sovrappongono, con debole discordanza, le "siltiti di Osoppo", di recente istituzione (MONEGATO et al. 2006). È questo un sottile litosoma terrigeno (8-12 m) di datazione incerta, riconosciuto unicamente nel nucleo di Osoppo. È presente sia alla base del Colle di San Rocco sia al Colle di Osoppo, "lungo il sentiero che sale dietro la chiesa, presso la prima curva a sinistra" (VIAGGI & VENTURINI 1996). Questi autori, sulla base di un'associazione a ostracodi (*Cyprideis panonica* e *Loxoconcha* sp.), tipica delle facies di Lago-Mare, attribuiscono al sottile litosoma un'età messiniana post-evaporitica. Di parere differente risultano MONEGATO et al. 2006, i quali, nella loro sintetica nota, denominano informalmente l'unità e avanzano l'ipotesi che le siltiti in oggetto, di ambiente marino transizionale e clima sub-tropicale, si siano deposte durante il Pliocene inf. (Zancleano). Alle "siltiti di Osoppo" si sovrappone in paraconcordanza il Conglomerato di Osoppo (VENTURINI 1992), con le relative facies alluvionali di ambiente fluviale, deltizio-lacustre (*delta Gilbert*) e di versante.

Indubbiamente la datazione delle "siltiti di Osoppo" condiziona quella del Conglomerato di Osoppo, e viceversa. MONEGATO et al. 2006 preferiscono spostare verso



Fig. 4 - La Rupe di Braulins, vista dal nucleo di Osoppo. In primo piano il ponte autostradale che attraversa il largo alveo ghiaioso del Fiume Tagliamento.
- *The Braulins cliff viewed from the Osoppo site.*

l'alto i vincoli cronostatigrafici, finendo per attribuire un'età piacentina (Pliocene sup.) al Conglomerato di Osoppo. D'altra parte, sia considerando l'associazione di impronte (piste di vertebrati) rinvenute nel Conglomerato di Osoppo (DALLA VECCHIA & RUSTIONI 1996), sia tenendo presenti alcune valutazioni paleontologico-ecodinamiche di più ampio respiro (DALLA VECCHIA 2008), l'età preferibile resta ancora quella tardo-messiniana (Turoliano), anch'essa "post-evaporitica" o di "Lago-Mare". In questo lavoro alle "siltiti di Osoppo" è attribuita un'età appena precedente a quella del Conglomerato di Osoppo e per entrambi è accettato il contesto deposizionale di "Lago-Mare" inizialmente suggerito da VIAGGI & VENTURINI 1996, e ribadito da DALLA VECCHIA 2008.

Nel nucleo di Braulins il Conglomerato di Osoppo si appoggia al substrato mesozoico del versante (e sembrerebbe anche del fondovalle) tramite una netta superficie erosiva coincidente con il solco della paleo-valle.

Nel settore d'indagine la direzione di deflusso del Tagliamento, sia attuale sia pleistocenica, è circa perpendicolare agli assi deformativi alpini riconducibili allo stadio principale della fase neoalpina (sensu DISCENZA & VENTURINI 2002). Tale condizione indica che il tratto vallivo, dagli abitati di Portis e Venzona, fino a Gemona, Braulins, Osoppo e oltre, è antecedente o perlomeno contemporaneo allo sviluppo del sistema di strutture neoalpine di età miocenica medio-sup., accomunate da una complessiva e comune direzione E-W.

Nel settore di studio l'attuale corso del Tagliamento, orientato NNE-SSW, corre a ridosso dei rilievi prealpini ed è guidato da un parallelo sistema di faglie verticali transtensive (SLEIKO et al. 1987; VENTURINI 1992; GIORGETTI et al. 1995), denominato "faglie di Osoppo", impostatosi in età miocenica e riattivato durante il Plio-Pleistocene.

Nucleo di Osoppo

Studi precedenti

Per oltre un secolo il litosoma prevalentemente ruditico dei Colli di Osoppo e San Rocco ha visto confrontarsi due ipotesi stratigrafiche contrastanti. La prima si basava sull'età quaternaria dei depositi; la seconda, al contrario, si fondava sulla loro presunta età miocenica sup. L'età quaternaria (Pleistocene s.l., pre-LGM - Last Glacial Maximum) è stata proposta dalla maggior parte degli Autori (TARAMELLI 1875; 1921; BRÜCKNER 1907; STEFANINI 1915; FERUGLIO 1925; ZENARI 1929; MARTINIS 1962; CAROBENE et al. 1981).

L'età miocenica sup. fu invece inizialmente ipotizzata, su basi indiziarie, da TELLINI 1892 e successivamente ripresa, un secolo dopo, da VENTURINI 1992, sulla base di analisi sedimentologiche e tettoniche. In quest'ultimo lavoro l'unità è stata descritta e formalmente denominata *Conglomerato di Osoppo*.

Alcuni anni dopo, la scoperta e lo studio di un'associazione di piste di equidi (*Hipparion*), rinocerontidi e

bovidi, venuta alla luce nel corso di un ripristino ambientale eseguito sulla sommità del Colle di Osoppo, ha consentito di precisare l'età della successione ruditica (DALLA VECCHIA & RUSTIONI 1996) riferendola al Messiniano sup. (?limite Miocene-Pliocene).

L'analisi sedimentologica (VENTURINI 1992) ha fornito una ricostruzione paleo-ambientale che, all'interno di un generale contesto alluvionale (ambiente fluviale), condiviso da tutti gli autori precedenti, ha riconosciuto la presenza di un significativo orizzonte deltizio-lacustre (*delta Gilbert*). Le sorgenti dei clasti erano diversificate e ubicate lungo gli opposti versanti di un solco vallivo stretto ed allungato in direzione NNE-SSW. In anni recenti (VENTURINI 2000; 2006; MONEGATO 2005) è stata avanzata l'ipotesi che il Conglomerato di Osoppo rappresenti il parziale riempimento di un solco fluviale di impostazione miocenica che avrebbe subito un rapido approfondimento erosivo durante il Messiniano sup., quale risposta alla crisi di salinità del Mediterraneo e al conseguente drastico calo del livello di base.

Stratigrafia e sedimentologia

In questo nucleo, formato principalmente dal Colle di Osoppo (con il limitrofo Colle di San Rocco), la successione prevalentemente ruditica del Conglomerato di Osoppo, oggi spesso un centinaio di metri, è scomponibile in quattro litofacies sovrapposte, denominate informalmente: *conglomerati inferiori*, *limi e sabbie*, *conglomerati clinostartificati*, *conglomerati superiori* (figg. 5 e 6).

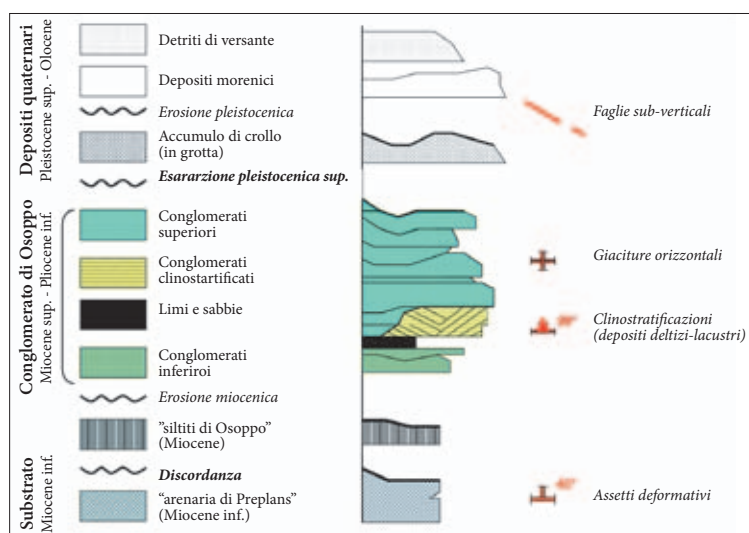


Fig. 5 - Schema stratigrafico sintetico del nucleo di Osoppo con le quattro litofacies del Conglomerato di Osoppo.

- Stratigraphic scheme for the Osoppo site. The Conglomerato di Osoppo is subdivided into four lithofacies.

Fig. 6 - Carta geologica del nucleo di Osoppo. Per la legenda si confronti la fig. 5.

- Geologic map of the Osoppo site. For the legend see fig. 5.

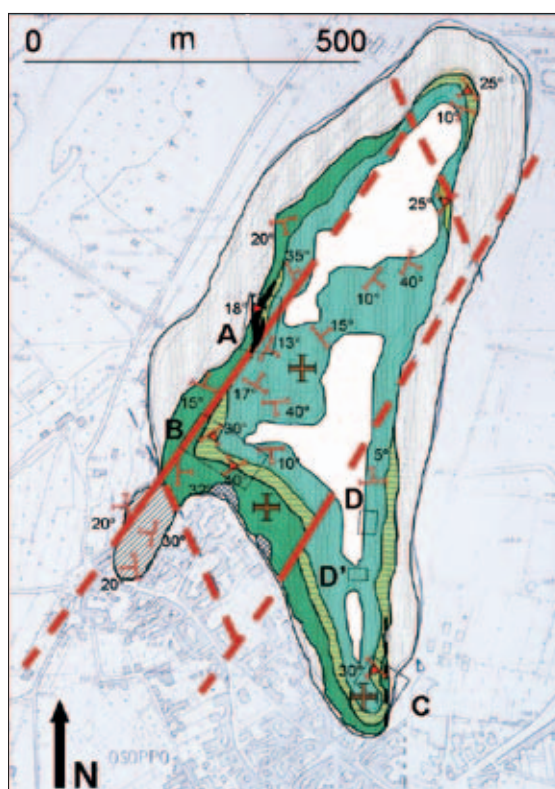




Fig. 7 - Nucleo di Osoppo. Litofacies “limi e sabbie”. Ad essa si intercalano i primi “conglomerati clinostratificati”. Strada che sale al Forte del Colle di Osoppo, tornante di quota 250 m.

- *Osoppo site. The lithofacies “limi e sabbie” interfingers with the lowermost ruditic foresets (“conglomerati clinostratificati”). It crops out along the street (250 m) which climbs the Osoppo Hill.*

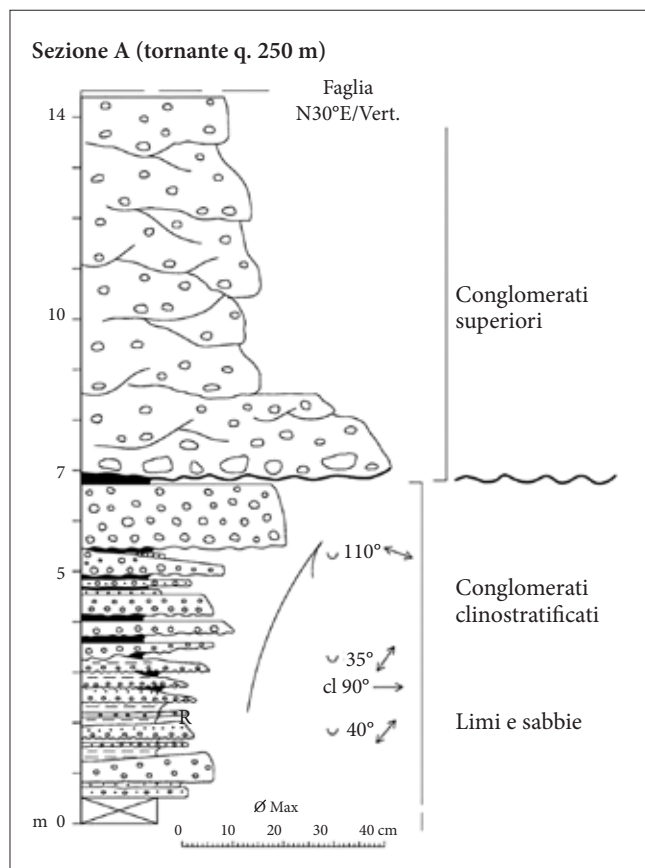


Fig. 8 - Nucleo di Osoppo. Sezione stratigrafica di dettaglio nella litofacies “limi e sabbie”. Si scorgono precoci intercalazioni di “conglomerati clinostratificati”. Per l’ubicazione delle sezioni misurate si confronti la fig. 6.

- *Osoppo site. Detailed stratigraphic column in the Conglomerato di Osoppo. Some early intercalations of “conglomerati clinostratificati” can be identified. The location of the measured section (A) is in fig. 6.*

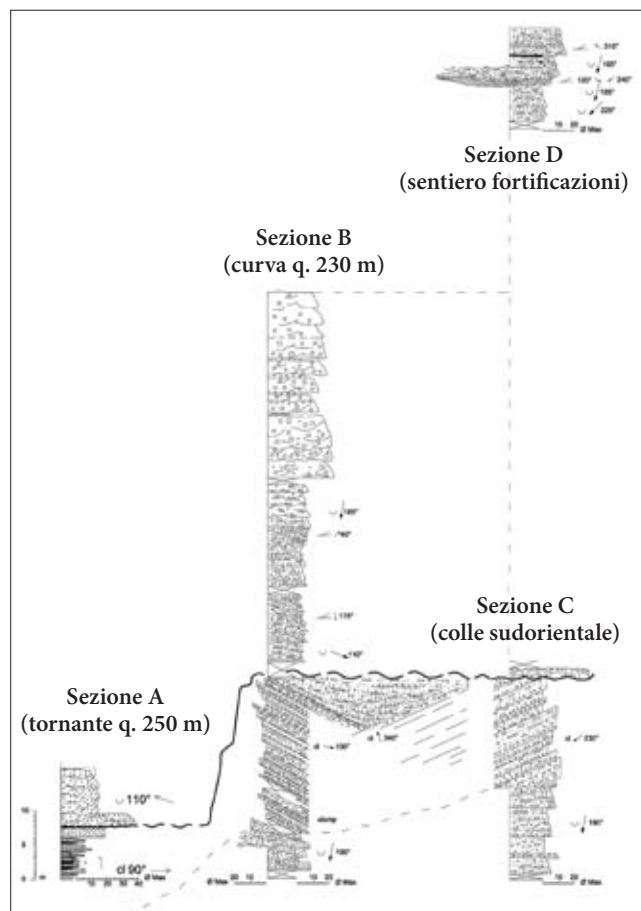


Fig. 9 - Nucleo di Osoppo. Correlazioni stratigrafiche tra le litofacies del Conglomerato di Osoppo affioranti al Colle omonimo. Per l’ubicazione delle sezioni misurate si confronti la fig. 6.

- *Osoppo site. Lithostratigraphic correlations in the Conglomerato di Osoppo unit. The location of the measured stratigraphic columns is in fig. 6.*

- *Conglomerati inferiori.* Sono ruditi da grossolane a medie con cementazione tenace. I clasti hanno indice di arrotondamento medio-alto. Le litologie rivelano una prevalente derivazione dallo smantellamento di unità carbonatiche giurassiche e triassiche sup. anche se non mancano litotipi inequivocabilmente riferibili ad unità triassiche inf.-medie e, in subordine, paleozoiche. Queste ultime, già nel Miocene affioravano nella porzione interna della catena. Questa litofacies costituisce il primo termine affiorante dell’unità. Il suo spessore visibile raggiunge la decina di metri. Al Colle di Osoppo non ne affiora la base e una faglia verticale orientata NNW-SSE la separa dalle sottostanti “siltiti di Osoppo”. Il relativo contatto stratigrafico, paraconcordante, sembrerebbe affiorare solo al Colle di San Rocco. A loro volta le “siltiti di Osoppo”, in entrambi i colli, si appoggerebbero con debole discordanza angolare sulle areniti quarzose del Miocene inf. (“arenaria di Preplàns”).

- *Limi e sabbie.* La litofacies affiora al tornante (q. 250 m) della strada che sale al Colle di Osoppo (fig. 7), nonché tra questo e la sottostante mulattiera. La potenza affio-

rante (la base è coperta) è di alcuni metri. I limi e sabbie sono organizzati in strati decimetrici, omogenei, con laminazione piano parallela riconoscibile a tratti. Ad essi si intercalano frequenti conglomerati fini sabbiosi, gradati, passanti lateralmente a sabbie e silt nel volgere di pochi metri. Lo spessore di questi ultimi livelli decresce lateralmente verso E, congiuntamente al calo granulometrico. Complessivamente il loro ripetersi sulla verticale dà luogo a spessori e granulometrie che s'incrementano verso l'alto (*coarsening upward* e *thickening upward trend*). Nel suo unico punto affiorante con continuità la litofacies appare troncata superiormente da una netta superficie erosiva. Sopra ad essa si sviluppano, in paraconcordanza, conglomerati grossolani (*conglomerati superiori*) in potenti banchi amalgamati (figg. 8 e 10).

- *Conglomerati clinostratificati*. Sono conglomerati ben cementati, con clasti da arrotondati a sub-arrotondati. Formano strati e banchi spessi da pochi decimetri fino a quasi tre metri l'uno. Hanno generato successioni di *foreset* inclinati mediamente 25°-30°, con direzioni di immersione variabili. Al Colle di Osoppo hanno prodotto una fascia continua, spessa da pochi metri a una ventina. Negli affioramenti del tornante di quota 250 m alla litofacies *limi e sabbie* si intercalano strati clinostratificati con evidenti chiusure laterali e spessori variabili (fig. 10). In altri affioramenti (alla curva di q. 230 m e nella zona meridionale del Colle) il limite inferiore della litofacies è netto, a tratti marcato da una superficie erosiva. In questo caso i gruppi di *foreset* ricoprono in *downlap* i *conglomerati inferiori* a giacitura sub-orizzontale.

I banchi clinostratificati si seguono in continuità lungo i versanti sud-orientale e orientale del Colle di Osoppo, ben esposti nel tratto intermedio della scoscesa scarpata morfologica (cfr. fig. 6). Al Colle di San Rocco, caratterizzato da affioramenti più discontinui e meno spettacolari, la litofacies è riconoscibile solo in un paio di punti.

Più in particolare, in prossimità della prima significativa curva a destra (q. 230 m) della strada che sale al Forte del Colle di Osoppo, la ripida parete in conglomerato mostra l'indentazione di due gruppi di clinostratificazioni, progradanti rispettivamente da WNW e da NE. L'intersezione ha generato un truogolo morfologico, colmato da depositi ruditici grossolani subacquei a stratificazione incrociata. Nei *foreset* di provenienza occidentale sono anche riconoscibili uno *slump* e, appena a valle della curva stessa, un riempimento sin-deposizionale lungo una frattura beante metrica sub-verticale, estesa ad interessare anche i sottostanti *conglomerati inferiori*.

- *Conglomerati superiori*. Sono ruditi da medie a grossolane, con scarsa matrice arenitica, cementazione tenace e clasti sempre ben arrotondati. Il deposito è organizzato in banchi metrici tabulari con basi erosive e locali clinostratificazioni di modesto sviluppo e spessore (*foreset* di barra fluviale). A tratti s'intercalano rare areniti grossolane e ancor più rare siltiti e argilliti in singoli strati centimetrico-decimetrici.

I clasti derivati da unità triassiche inf.-medie e, in subordine, paleozoiche, sono quantitativamente limitati rispetto alle preponderanti litologie carbonatiche triassiche sup. e giurassiche. Sono stati riconosciuti, in particolare, clasti di conglomerato quarzoso del Supergruppo di Pontebba (Carbonifero-Permiano), di liditi riferibili al Devoniano-Carbonifero inf., di areniti verdi ladiniche (Fm. di Buchenstein), di areniti rosse triassiche inf. (Fm. di Werfen) e di areniti rosse micacee permiane sup. (Fm. della Val Gardena).

Le paleo-correnti (erosioni di base-canale) si concentrano tra le direzioni N185°E e N225°E (VENTURINI 1992), con ovvie provenienze dai quadranti settentrionali. Per l'area qui considerata tale direzione coincide con quella dell'odierno segmento del Tagliamento. Inoltre, un massimo relativo (N110°E) individuerrebbe, in aggiunta, un apporto dal quadrante nord-occidentale.



Fig. 10- Nucleo di Osoppo. Litofacies "limi e sabbie" e "conglomerati clinostratificati" (Conglomerato di Osoppo). Il banco ruditico in ombra (parte superiore della foto) appartiene alla litofacies "conglomerati superiori" e si appoggia a una netta superficie erosiva. Strada che sale al Forte del Colle di Osoppo, tornante di q. 250 m.

- *Osoppo site*. The dark ruditic bank in the upper portion of the figure is the lowermost level of the "conglomerati superiori" lithofacies. The basal contact is an erosion surface. The outcrop is along the street (250 m) which climbs the Osoppo Hill.

La potenza complessiva della litofacies si aggira su 70 m, stimati in difetto essendo l'unità interrotta superiormente dalle erosioni quaternarie. Essa ricopre, con contatto stratigrafico netto, erosivo, i precedenti *conglomerati clinostratificati*. La migliore esposizione del contatto si ha nella propaggine meridionale del colle, lungo la ripida parete esposta a E. In quel punto il primo episodio ruditico della litofacies si presenta molto grossolano, bimodale (Φ_{Mod} 20-40 cm), con blocchi fuori taglia fino a 90 cm di diametro. Un'ulteriore esposizione del contatto erosivo è visibile nell'affioramento del tornante di q. 250 m. Anche in questo punto il primo episodio ruditico si presenta molto grossolano, bimodale (Φ_{Mod} 3-10 cm), con clasti fuori taglia fino a 40 cm (figg. 8 e 10).



Fig. 11- Nucleo di Osoppo. Litofacies “conglomerati superiori”. Sito delle impronte fossili di mammiferi. Siltite con micro-ripple da onda prodotti sul fondo di un sottile ristagno d'acqua in ambiente fluviale. Sommità meridionale del Colle di Osoppo.

- Osoppo site. The small wave ripples are in the same level bearing the well known mammalian footprints. Southern side of the Osoppo Hill.

A circa 60 m sopra la base della litofacies, un sottile orizzonte siltoso ricopre un livello metrico di conglomerato. La siltite è interessata da fitti treni di micro-*ripple* simmetrici con lunghezza d'onda centimetrica (fig. 11). Le dimensioni ridotte delle increspature sembrano compatibili con un basso fondale rivestito da una lama d'acqua di pochi centimetri increspata da onde rapide, d'altezza e lunghezza minime. Questi caratteri sembrano riferibili a un vento teso (direzione NE-SW, verso non determinabile) circa parallelo al solco vallivo miocenico. Seguono depositi argilloso-siltosi spessi in totale una trentina di cm. In particolare si osservano livelli di argilla e argilla siltosa da 2 a 5 cm, in un caso con plaghe arrossate. Ad essi si alternano sottili strati siltosi laminati e arenitico-sabbiosi.

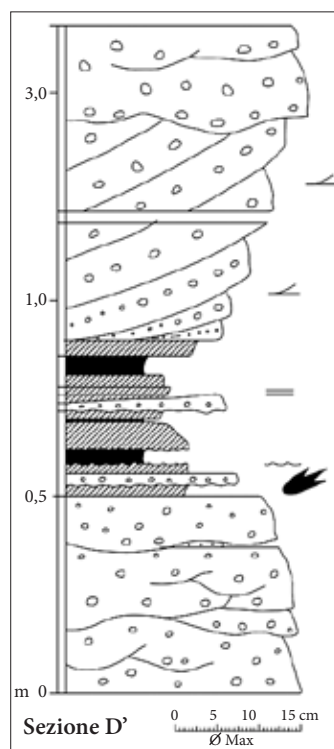


Fig. 12 - Nucleo di Osoppo. Litofacies “conglomerati superiori”. Colonna stratigrafica di dettaglio misurata nel sito delle impronte fossili di mammiferi. Sommità meridionale del Colle di Osoppo (cfr. figg. 15 e 16).

- Osoppo site. Detail stratigraphic column measured in the mammalian track site (cfr. figs 15 and 16).



Fig. 13- Nucleo di Osoppo. Litofacies “conglomerati superiori”. Micro-barra “deltizia” generata dall'avanzamento di un deposito fluviale ghiaioso di piena in una depressione precedentemente occupata da un ristagno d'acqua. Linee puntinate gialle: foreset di barra; linea bianca continua e tratteggiata: base erosiva di canale fluviale; linee tratteggiate rosse: fratture. La successione affiora nel sito con impronte fossili di mammiferi, visibili nel livello esposto in primo piano.

- Osoppo site. Lithofacies “conglomerati superiori”. Sedimentary features and brittle deformations (red broken lines) in the mammalian footprint site. Tracks are visible close up on the flat surface. The continuous/broken white line is the basal erosion of a fluvial channel. The thin dotted yellow lines mark the gravel bar foresets downlapping onto the fine deposits bearing the wave ripples.

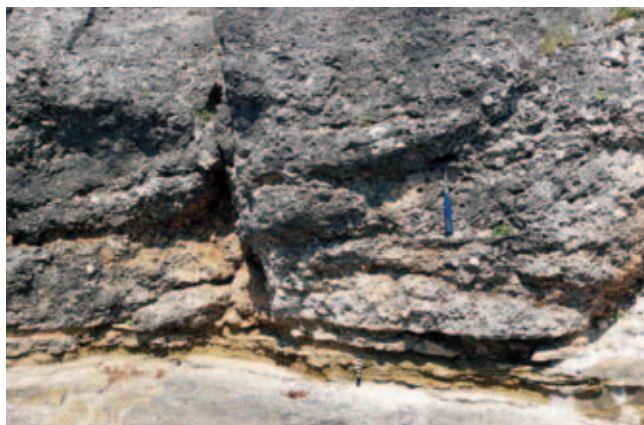


Fig. 14 - Nucleo di Osoppo. Litofacies "conglomerati superiori". Particolare della fig. 13. Si nota il contatto netto, non erosivo, dei foreset ghiaiosi sul sottile intervallo di limi. Quest'ultimo poggia a sua volta sul livello a impronte.
- Osoppo site. Lithofacies "conglomerati superiori". Small "deltaic" ruditic bar advancing over the thin muddy and silty bed bearing the wave ripples and the mammalian footprints. Detail of fig. 13.



Fig. 15 - Nucleo di Osoppo. Litofacies "conglomerati superiori". Le piste fossili, di età miocenica sommitale-?pliocenica basale, indicano spostamenti verso NE di mammiferi che risalivano il fondovalle del paleo-Fella. Sommità meridionale del Colle di Osoppo.
- Osoppo site. Lithofacies "conglomerati superiori". The well exposed mammalian footprints at the upper southernmost portion of the Osoppo Hill. Tracks dates from Upper Miocene (uppermost part) to ?Lower Pliocene (lowermost part). The vertebrates were climbing the palaeo-Fella Valley.

All'ultimo livello di argilla si sovrappone in *downlap* una sequenza silt-sabbia-rudite potente 2 m, a granulometria crescente e clinostratificata (17°), progradante da NE verso SW (figg. 12, 13 e 14).

Nel primo strato della sottile intercalazione silto-so-argillosa, lateralmente alle increspature da onda, è presente una fitta serie di impronte di mammiferi (figg. 15 e 16) appartenenti a tre diversi insiemi (equidi tridattili *Hipparion*, rinocerontidi *Aceratherium*, e bovidi mal identificabili), cinque individui in tutto, in transito successivo verso NE (DALLA VECCHIA 2008).

Gli ultimi metri della litofacies, comprendenti l'episodio siltoso ricco di impronte, sono visibili anche lungo un breve sentiero attrezzato che corre a strapiombo lungo il versante sud-orientale del Colle. Si osservano, ben esposti lungo un taglio verticale, prevalenti ghiaie grossolane organizzate in banchi metrici con basi erosive (paleo-correnti $N200^\circ-225^\circ E$). Ad essi si intercala un unico episodio arenitico-ghiaioso fine (0,8 m) con base erosiva (paleo-correnti $N195^\circ E$), laminazione e stratificazione inclinata tabulare passante ad incrociata a festoni, con direzione di trasporto $N210^\circ E$.

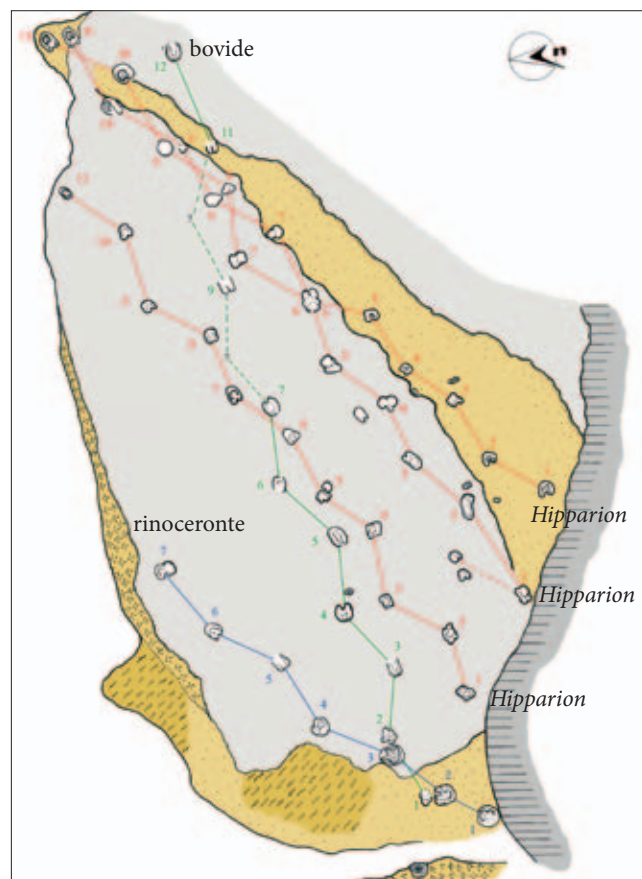


Fig. 16 - Nucleo di Osoppo. Litofacies "conglomerati superiori". Ricostruzione delle singole piste fossili impresse dai transiti di mammiferi nel sito a impronte di Osoppo. (DALLA VECCHIA 2008).
- Osoppo site. Lithofacies "conglomerati superiori". The vertebrate footprint distribution as shown in DALLA VECCHIA 2008.

Nucleo di Braulins

Studi precedenti

Il lavoro più approfondito risale a FERUGLIO 1929. Seppure limitato a poche pagine interne a una rassegna di “Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli”, ha il merito di aver distinto le prevalenti ruditi di questo nucleo in “crostoni di brecce” (brecce cementate di versante) e in “conglomerati alluvionali”. La giacitura tabulare inclinata (circa 25° verso NE) di parte dei conglomerati alluvionali (fluviali) è assunta dall'autore come prova di attività tettonica recente.

A distanza di quasi un secolo questa interpretazione è ancora citata in letteratura pur derivando da una semplice deduzione basata sul solo dato di assetto inclinato, sempre disgiunto da osservazioni sedimentologiche. Queste sono prese in considerazione da VENTURINI 2000 che, assecondando le preziose indicazioni degli amici e colleghi G. Tunis e S. Venturini (com. pers.), descrive l'inclinazione delle ruditi di Braulins come dovuta a clinostratificazione deltizia lacustre, parallelamente a quanto riscontrato nel nucleo di Osoppo.

Pur mancando datazioni in merito, anche questa successione ruditica è attribuibile al Conglomerato di Osoppo sulla base dei caratteri sedimentologici e composizionali, simili in tutto a quelli della successione del prospiciente nucleo di Osoppo. L'attribuzione è rafforzata dalla breve distanza che separa i due nuclei affioranti (cfr. fig. 2), affacciati a una distanza di soli 3 km sulle opposte sponde del Tagliamento.

Stratigrafia e sedimentologia

Il nucleo in oggetto è costituito da due settori adiacenti, separati morfologicamente dal solco del ripido Rio Perarie (fig. 17). La zona a W del rio, fino all'abitato di Trasàghis, si distribuisce su tre modesti rilievi (564, 414 e 338 m) allineati in destra Tagliamento. La diffusa vegetazione rende le osservazioni molto frammentarie e i dati raccolti forniscono scarse informazioni sedimentologiche.

Al contrario, la zona orientale, estesa tra l'abitato di Braulins e il M. Brancòt, si presta alle osservazioni sedimentologiche lungo un'estesa e continua fascia affiorante. In essa i rapporti originari tra le differenti litofacies del Conglomerato di Osoppo sono conservati inalterati. In questo nucleo l'unità è divisibile in quattro distinte litofacies: *limi e sabbie*, *conglomerati clinostratificati*, *conglomerati superiori*, *brecce clinostratificate* (figg. 18 e 19).

- *Limi e sabbie*. Rappresentano i termini più antichi della successione affiorante. L'unico affioramento visibile è raggiungibile attraverso un ripido sentiero che, in una trentina di metri, conduce dalla cappella di San Michele dei Pagani ad una sottostante sorgente. Questa litofacies è costituita da alternanze di limi, silt e sabbie in strati sottili sub-orizzontali laminati. La potenza non supera i 4 m, stimata in difetto, non affiorando la base (figg. 20 e 23). Nella porzione sommitale si intercala un episodio ruditico cementato spesso 0,4 m, anticipazione dei sovrastanti *conglomerati clinostratificati* che si appoggiano alla litofacies *limi e sabbie* in *downlap* e con la quale parzialmente si interdigitano.



Fig. 17 - Panorama dal ponte di Braulins sugli affioramenti del nucleo omonimo. Gli affioramenti di crinale sono il substrato mesozoico al quale il Conglomerato di Osoppo si appoggia lateralmente.

- Panoramic view of the Conglomerato di Osoppo stratigraphic unit exposed in the Braulins site. The uppermost almost continuous grey rocks (M. Brancòt) are the Mesozoic carbonate substratum on which the Conglomerato di Osoppo laterally rests.

- *Conglomerati clinostratificati*. Formano banchi di spessore metrico (figg. 21 e 22) costituiti di norma da ruditi grossolane (ϕ_{mod} 3-5 cm). I *foreset* deltizi visibili nel nucleo di Braulins progradano in modo uniforme verso ENE per oltre 800 m. Il loro spessore minimo raggiunge la cinquantina di metri (contatti tettonici ne impediscono una stima assoluta). La direzione di assetto di tutta la fascia clinostratificata è N120°-125°E, con immersioni di 20°-25° verso NE. I *foreset* si appoggiano lateralmente al versante roccioso che costituiva il limite della paleo-valle. Il limite inferiore della litofacies, come già anticipato, è dato da un appoggio in *downlap* (con parziale interdigitazione) sui *limi e sabbie* (fig. 23). Il limite superiore è per contatto netto con la litofacies *conglomerati superiori*. Lo spessore

reale della litofacies non è precisabile dato che nessuna delle sezioni esposte conserva congiuntamente la base e il tetto (cfr. fig. 19). Si può dunque affermare che la potenza della litofacies clinostratificata supera i 50 m.

- *Conglomerati superiori*. Sono composti da ruditi grossolane a cementazione tenace, in banchi metrici e plurimetrici con basi erosive e rari accenni di clinostratificazioni interne (*foreset* di barre). I clasti rappresentano in massima parte le litologie carbonatiche giurassiche e, subordinatamente, le unità pre-triassiche sup.; particolarmente significative sono quelle paleozoiche. Gli affioramenti sono visibili da Braulins (cfr. fig. 4) e direttamente lungo il sentiero che da San Michele dei Pagani conduce alla Palestra di Rocca e lungo quello

Fig. 18- Schema stratigrafico del nucleo di Braulins con le quattro litofacies riferibili al Conglomerato di Osoppo e le relative coperture quaternarie.

- *Stratigraphic scheme for the Braulins site. The Conglomerato di Osoppo is subdivided in four lithofacies.*

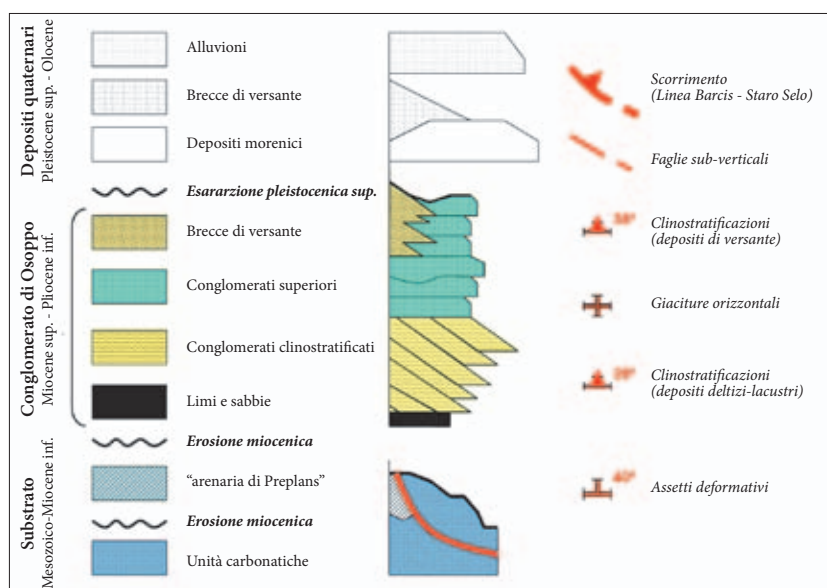


Fig. 19- Carta geologica del nucleo di Braulins. Per la legenda si confronti la fig. 18.

- *Geologic map of the Braulins site. For the legend see fig. 18.*

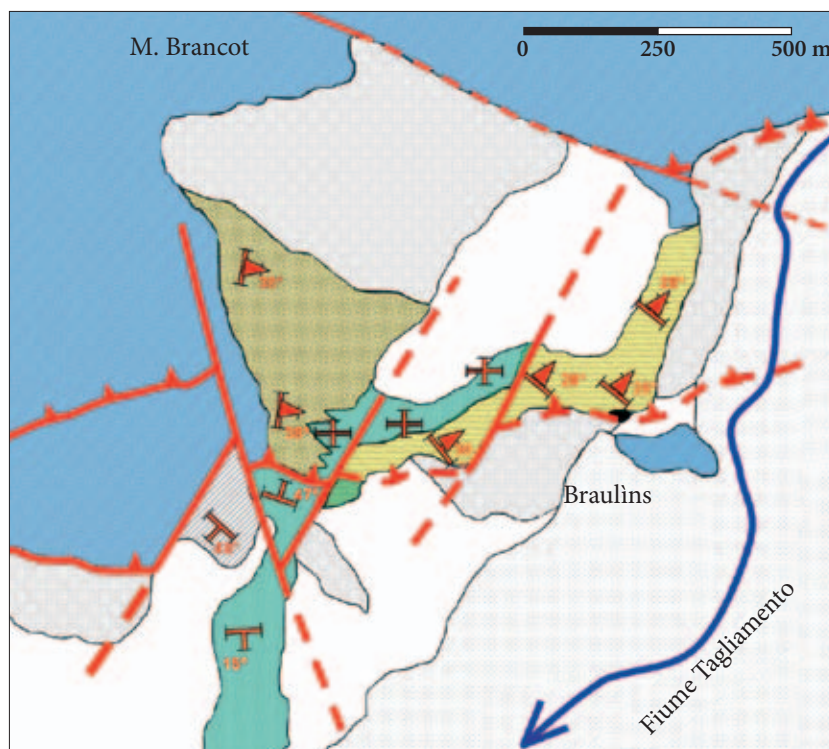




Fig. 20 - Nucleo di Braulins. La litofacies “limi e sabbie” dell’unico affioramento noto, ubicato una decina di metri sotto alla cappella di San Michele dei Pagani. Ai limi e sabbie si intercalano e sovrappongono i primi conglomerati clinostratificati.

- Braulins site. The lithofacies “limi e sabbie” near at the San Michele dei Pagani.



Fig. 21 - Nucleo di Braulins. Litofacies “conglomerati clinostratificati” affiorante in località San Michele dei Pagani. La potenza conservata in affioramento (eliso tettonicamente) raggiunge la cinquantina di metri.

- Braulins site. Lithofacies “conglomerati clinostratificati” at the San Michele dei Pagani. The succession, fault bounded, is fifty meter thick.



Fig. 22 - Nucleo di Braulins. Particolare della litofacies “conglomerati clinostratificati”. San Michele dei Pagani.

- Braulins site. Detail of the lithofacies “conglomerati clinostratificati” at the San Michele dei Pagani.

che sovrasta la strada e corre, in direzione NE, oltre la periferia del paese. Lo spessore della litofacies è di circa 70 m. Il limite inferiore si realizza per contatto netto con i *conglomerati clinostratificati*; il limite superiore è per passaggio laterale, eteropico per alternanza, alla litofacies *brecce clinostratificate*. Verso il tetto della litofacies si osservano ripetute commistioni tra tipiche popolazioni di clasti ad elevato indice di arrotondamento e apporti clastici ad elementi sub-angolari e sub-arrotondati. L'evidenza suggerisce un parziale rimaneggiamento di

apporti prossimali assimilabili al pietrisco che forma le *brecce clinostratificate*. Non è stato possibile raccogliere dati di paleo-corrente interni ai conglomerati anche se, sulla base della presenza di clasti permo-carboniferi e paleozoici antichi, è scontata la loro derivazione dai quadranti settentrionali.

- *Brecce clinostratificate*. La litofacies affiora, ben esposta e visibile già dal fondovalle, lungo la profonda incisione del Rio Perarie, costituendo la cornice superiore del suo versante sinistro (figg. 24 e 25). È visibile, inoltre, anche da Braulins e costituisce la porzione superiore più occidentale del contrafforte roccioso che sovrasta l'abitato. La litofacies è caratterizzata da brecce in banchi metrici, a cemento tenace, con elementi marcatamente spigolosi la cui litologia è riconducibile alle unità carbonatiche mesozoiche del substrato affiorante ai Monti Brancò e Boscat, ai quali si appoggiano lateralmente. La giacitura (N190°E/38°E) risulta originaria, come evidenziano le indentazioni con i *conglomerati superiori*, il cui assetto varia da sub-orizzontale a debolmente immergente verso NNE.

In questo nucleo la successione stratigrafica si conclude con varie unità quaternarie che coprono a tratti le litofacies del Conglomerato di Osoppo (cfr. fig. 18).

Più in particolare, nel settore a W del Rio Perarie si riscontra la presenza di un diffuso *diamicton* (coltre morenica di fondo) riferibile alla fase di ritiro dell'ultimo massimo glaciale alpino (ALGM). È caratterizzato da abbondante limo e sparsi blocchi e clasti con rare strie. Nel corso inferiore del rio si incontrano a tratti brecce sciolte clinostratificate (non segnate in carta), più recenti della coltre morenica di fondo (ALGM) e comunque già in fase di marcata incisione.

Nel settore orientale, lungo il ripido contrafforte che sovrasta Braulins, la lettura della successione quaternaria diventa molto più immediata. Le erosioni fluviali e le esarazioni glaciali quaternarie, culminate con gli effetti relativi all'ALGM, hanno al tempo stesso allargato l'originario solco vallivo e asportato una porzione consistente del Conglomerato di Osoppo. Durante l'ultimo ritiro glaciale un *diamicton* a voluminosi blocchi erratici è stato abbandonato sul versante montuoso a rivestire quanto ancora preservato della litofacies *conglomerati superiori* che oggi sovrasta Braulins. In aggiunta, nelle parti intermedie e sommitali del medesimo versante dopo il ritiro glaciale si è andato formando un detrito di falda alimentato dal disfacimento tardo- e post-glaciale della porzione sommitale del M. Brancòt. Il relativi depositi, attualmente non più alimentati e rivestiti da vegetazione, si sono sovrapposti al Conglomerato di Osoppo formando una successione clinostratificata, inclinata 30°-35° verso SE. Nel loro progradare questi accumuli recenti hanno coperto parte del precedente deposito morenico (cfr. fig. 19) finendo con l'appoggiarsi a quanto ancora resta della litofacies *brecce clinostratificate* (Conglomerato di Osoppo), già profondamente incisa dalle erosioni ed esarazioni quaternarie.

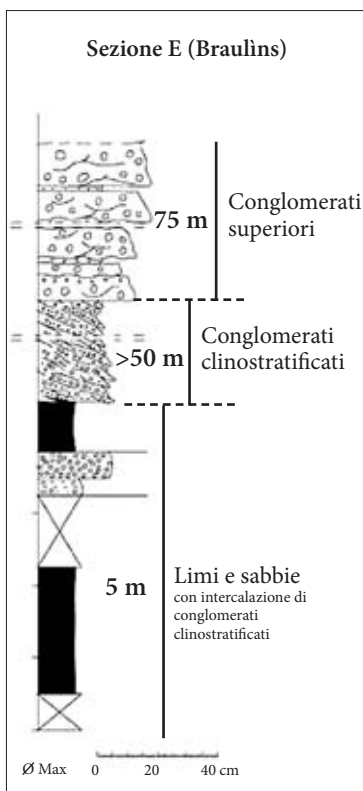


Fig. 23 - Nucleo di Braulins. Colonna stratigrafica sintetica del Conglomerato di Osoppo affiorante lungo la porzione orientale della rupe che sovrasta il paese.
- Braulins site. Stratigraphic column measured along the eastern part of the cliff which rears above the village.

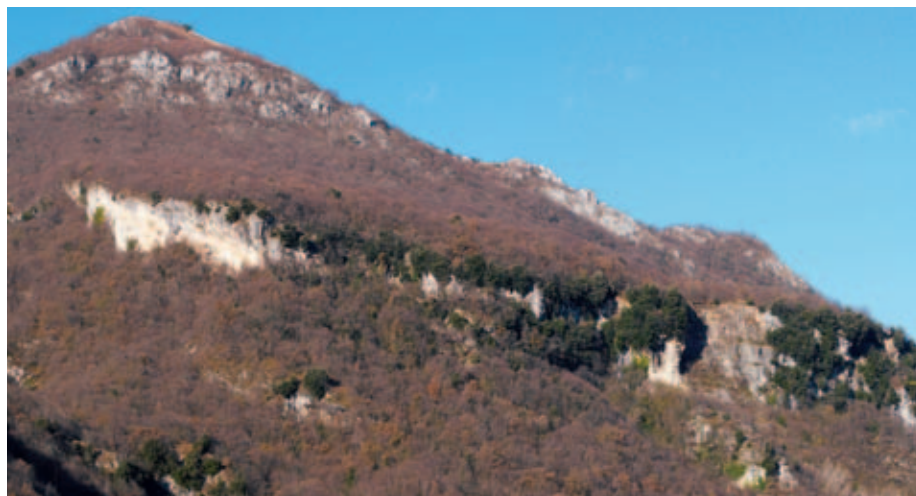


Fig. 24 - Nucleo di Braulins. Litofacies "brecce clinostratificate" passante lateralmente ai "conglomerati superiori". Versante sinistro del Rio Perarie. Vista da W.
- Braulins site. The "brecce clinostratificate" lithofacies (yellow beds). It laterally grades (toward the right) to the "conglomerati superiori". Left side of Rio Perarie creek. View from the W.

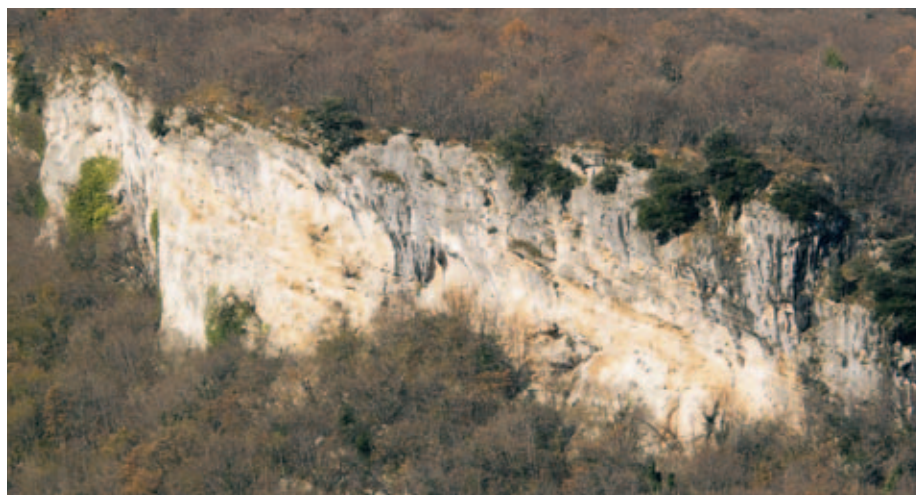


Fig. 25 - Nucleo di Braulins. Particolare della litofacies "brecce clinostratificate". Solco del Rio Perarie.
- Braulins site. Detail of the "brecce clinostratificate" lithofacies shown in fig. 24. Rio Perarie creek.

Interpretazione

Questo capitolo affianca all'analisi di facies condotta sui depositi del Conglomerato di Osoppo, l'esame delle provenienze dei relativi apporti fluviali e deltizi, deducendo le caratteristiche dell'invaso lacustre che, nel Miocene sup.-?Pliocene inf., copriva la zona di confluenza tra l'attuale Valle del Tagliamento e la vallata oggi occupata dal Lago di Cavazzo.

Analisi paleo-ambientale e paleo-idrografica

I dati sedimentologici della litofacies *conglomerati inferiori* individuano un contesto fluviale a canali intrecciati. Il deflusso principale, misurabile nel solo nucleo di Osoppo, procedeva da NNE verso SSW (VENTURINI 1992). Il percorso già coincideva con l'attuale segmento vallivo del Tagliamento sviluppato tra Venzone e Osoppo. Le litologie dei clasti attestano che i drenaggi già a

quel tempo incidevano la catena alpina interna. Alle abbondanti litologie noriche e giurassiche, si aggiungevano quelle derivate dallo smantellamento di unità pre-triassiche sup. e, in particolare, paleozoiche. La litofacies *limi e sabbie*, che nella zona di Osoppo si sovrappone ai *conglomerati inferiori*, attesta l'improvvisa genesi di un invaso lacustre, confermata dall'associazione di facies. I *foreset* ghiaioso-sabbioso-siltosi (*conglomerati clinostratificati*), sovrapposti in *downlap*, rappresentano i depositi di fronte deltizio sommerso passante a prodelta, nel quale si sedimentavano in condizioni di bassa energia i *limi e sabbie*.

Le direzioni di immersione misurate nei *conglomerati clinostratificati* sono raggruppabili in più insiemi dispersi a ventaglio, ognuno espressione di un *fan-delta* lacustre. La dispersione degli assetti clinostratificati rilevati ai Colli di Osoppo e di San Rocco porta a discriminare due sorgenti principali di apporto clastico (VENTURINI 1992) e due distinti apparati deltizio-lacustri. Per il nu-

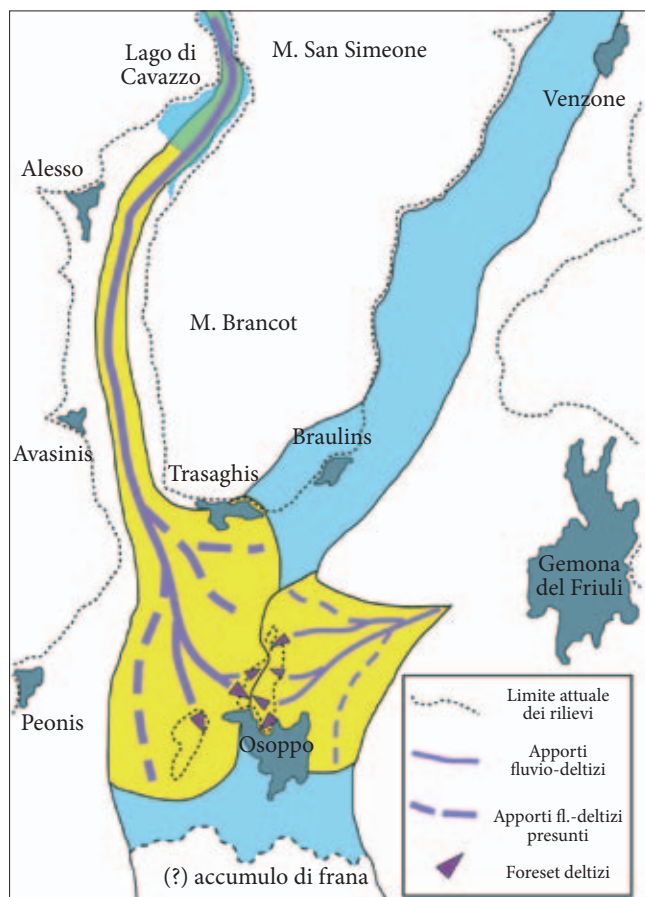


Fig. 26- Estensione del paleo-Lago di Osoppo e Braulins, di età miocenica sup.-?pliocenica inf. Sono evidenziati gli apparati di fan-delta.

- *The Osoppo-Braulins palaeo-lake (Upper Miocene-?Lower Pliocene) with the prograding deposits ("conglomerati clinostratificati" lithofacies, yellow).*

Dotted lines: the present-day relief boundary in the valley bottoms. Blue lines: fluvial-deltaic flows (continuous: inferred; broken: presumed). Blue triangles: deltaic foresets.

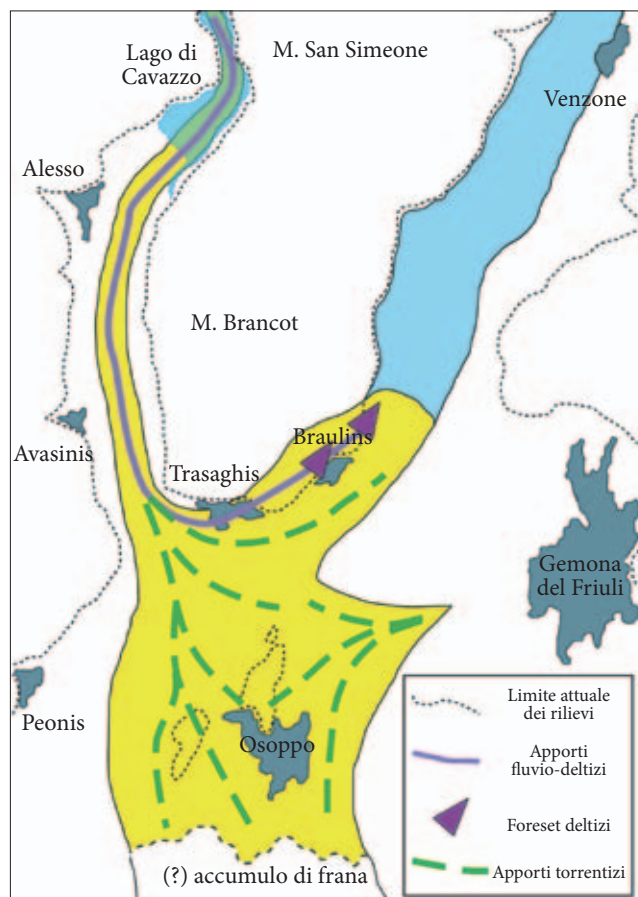


Fig. 27- Fase di riempimento del paleo-Lago di Osoppo e Braulins (Miocene sup.-?Pliocene inf.). Mentre nella porzione meridionale convergevano gli apporti fluvio-deltizi, verso N era ancora attivo il lobo deltizio di Braulins.

- *The reconstruction shows the progressive infilling of the southern portion of the palaeo-lake (Miocene sup.-?Pliocene inf.).*

Dotted lines: the present-day relief boundary in the valley bottoms. Blue lines: fluvial-deltaic flows (continuous: inferred; broken: presumed). Blue triangles: deltaic foresets.

cleo di Braulins è invece cartografabile un solo apparato deltizio-lacustre (figg. 26 e 27).

Il *fan-delta* di più ridotte dimensioni aveva le proprie origini a E o NE del Colle di Osoppo. Lo si desume dalla distribuzione e orientazione dei *foreset* deltizi e dagli spessori dei singoli *foreset*, di norma molto elevati (tra 1 e 2,8 m). Probabilmente il suo apice si trovava a meno di 2 km da Osoppo, tra il Canale Ledra e la Statale Pontebbana, lungo il versante vallivo di quel tempo, meno arretrato dell'attuale.

Il paleo-solco torrentizio vettore del trasporto clastico sembra ricalcasse l'importante linea tettonica che già allora separava la successione del M. Chiampon da quella del M. Cuarnan (Linea Barcis-Staro Selo). La sua lenta evoluzione, condizionata dal suo progressivo approfondimento erosivo e dal congiunto ampliamento del solco vallivo del Tagliamento, avrebbe finito col trasformarlo nell'odierno Torrente Vegliato. La sua profonda incisione torrentizia, continuando a insistere lungo la fascia di debolezza tettonica della Linea Barcis Staro-Selo, ha dato origine in tempi recenti (tardo- e post-glaciali würmiani) al conoide di deiezione di Gemona (raggio di 2 km).

La composizione dei clasti dei *foreset* deltizi di derivazione orientale evidenzia anche un apporto da rocce di età triassica pre-norica e paleozoica. Il dato, così enunciato, appare in contrasto con l'interpretazione basata sui dati di paleo-corrente e sembra invalidare l'ipotesi della derivazione locale. Tuttavia, riteniamo che la ricostruzione basata sulle paleo-correnti (direzioni di immersione dei *foreset* deltizi) sia da considerarsi determinante rispetto al dato composizionale. La presenza di clasti pre-norici e paleozoici sembra connessa a locali rimaneggiamenti delle ghiaie fluviali presenti lungo il solco vallivo principale.

La seconda sorgente di apporto deltizio-lacustre si configura come più importante e voluminosa. Il ventaglio di giaciture del corrispondente *fan-delta* (figg. 26 e 27) copre la zona del Colle di San Rocco, del Colle di Osoppo - dove interferiva con gli apporti deltizi orientali - e dell'intero nucleo di Braulins, nel quale è perfettamente conservata la propaggine settentrionale del corpo deltizio, tuttora appoggiata al versante destro del paleo-solco vallivo miocenico. La zona apicale di questo vasto *fan-delta* era ubicata a NW di Osoppo. La profondità minima dell'invaso, calcolata in base all'altezza massima raggiunta dai *foreset* lacustri, superava i 50 m (Braulins).

Nei *foreset* conglomeratici la presenza relativamente alta di clasti smantellati da unità pre-triassiche sup. suggerisce che già nel Miocene sup.-Pliocene inf. era attiva la direzione di drenaggio lungo la valle oggi occupata dal Lago di Cavazzo. In essa, già allora, s'incanalavano prodotti fluviali erosi da settori collocati a N del parallelo di Tolmezzo dove si concentravano, e si concentrano tuttora, gli affioramenti più antichi della catena.

Conseguentemente, i depositi di questo imponente *fan-delta* occidentale dovevano trarre alimentazione diretta da apporti fluviali che seguivano, da N verso S, il percorso Valli del paleo-But e del paleo-Degano - Tolmezzo - Lago di Cavazzo - Trasàghis. Il dato lascia intuire che l'attuale transito del Tagliamento (via Tolmezzo - Amaro - Venzone) sia stato una conquista relativamente recente (?Pleistocene Inf.) propiziata dalla propensione all'erosione insita nella fascia di Amaro (A. Astori, com. pers.), resa possibile dalla presenza di un fronte di retroscorrimento (Linea della Val Resia) e della relativa fascia cataclastica, orientati E-W, attualmente sepolti sotto le alluvioni oloceniche del Tagliamento (VENTURINI & CARULLI 2002). La direttrice di trasporto fluviale Tolmezzo-Cavazzo-Trasàghis è dunque l'unica compatibile con i dati petrografici e di progradazione dei *foreset* deltizi.

Le successioni del Conglomerato di Osoppo (Miocene sup.-?Pliocene inf.) affioranti nei due nuclei di indagine, Osoppo e Braulins, seppure considerabili coeve, non offrono dati che consentano correlazioni di dettaglio. Conseguentemente, la presenza di una comune facies deltizio-lacustre si presta alla formulazione di due differenti ipotesi, entrambe realistiche.

Nella prima ipotesi i *conglomerati clinostratificati* affioranti nei due nuclei sarebbero le porzioni di un medesimo orizzonte deltizio smembrato dalle erosioni quaternarie. Al contrario, nella seconda ipotesi i *foreset* apparterebbero a due orizzonti deltizi distinti. In questo caso sarebbero successivi nel tempo e stratigraficamente separati da un consistente deposito fluviale, parte del quale coinciderebbe con le ruditi (*conglomerati superiori*) della parte alta del Colle di Osoppo (cfr. fig. 9). In ogni caso entrambe le possibilità si coniugano con il medesimo dato paleogeografico: la progradazione dal quadrante nord-occidentale di un significativo apparato deltizio-lacustre, unico oppure ripetuto nel tempo. La ricostruzione evolutiva qui di seguito esposta sceglie la prima ipotesi, che prevede un delta unico, pur non escludendo (ma considerandola meno probabile) l'altra possibilità.

In entrambi i nuclei i *conglomerati superiori* marcano il ritorno dell'ambiente fluviale. Infatti, *facies* di barra longitudinale e, in piccola parte, trasversale, individuano un apparato a canali intrecciati a bassa sinuosità con provenienze da NNE ricalcanti l'odierna direzione del Tagliamento. Occasionalmente, durante le fasi di magra, all'interno della piana fluviale si formavano modesti ristagni d'acqua che propiziavano la deposizioni di sottili lenti siltoso-argillose. La loro potenzialità di conservazione era molto bassa. Una rara testimonianza è presente nel sito delle impronte di mammiferi del Colle di Osoppo (cfr. figg. 12, 13 e 14) dove l'avanzamento di un apporto ghiaioso durante la successiva fase di piena ha colmato una modesta depressione formando una sorta di ridotta "barra deltizia" (2 m di spessore,

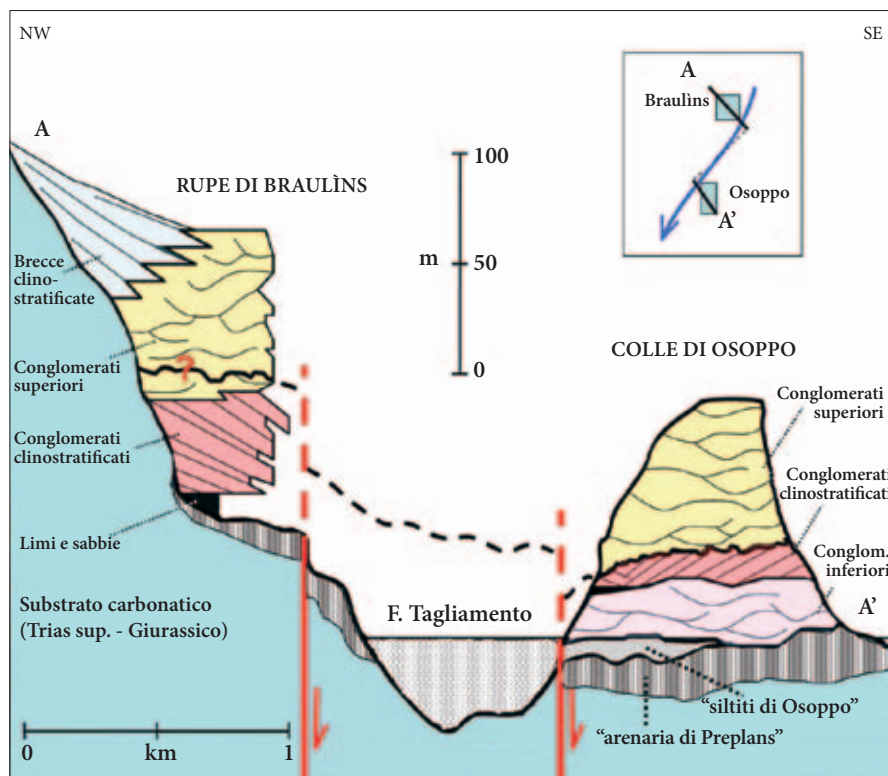


Fig. 28 - Rapporti vertico-laterali tra le litofacies del Conglomerato di Osoppo affioranti nei due nuclei di Osoppo e Braulins. Le successioni sono state sollevate dalla tettonica alpina plio-?pleistocenica (cfr. Fig. 19) e hanno risentito di movimenti transmissivi quaternari connessi alle faglie sub-verticali del sistema di Osoppo.

- Cross-section resuming the present-day relationship between the Conglomerato di Osoppo successions as they crop out in the Osoppo and the Braulins sites.

base non erosiva e contatto in *downlap* dei foreset). Non a caso la modesta depressione, rivestita da una lama d'acqua (cfr. fig. 11), poco prima di essere livellata aveva richiamato un gruppo di mammiferi probabilmente all'abbeveraggio.

Restano da spiegare le differenze di altezza tra i depositi deltizio-lacustri del nucleo di Osoppo (5-20 m) e quelli del nucleo di Braulins (>50 m). A tal fine è utile assimilare l'evoluzione del paleo-Lago di Osoppo e Braulins a quella di laghi alpini formati per improvviso sbarramento del deflusso fluvio-torrentizio. Quando simili invasi sono prossimi al colmamento ha inizio l'erosione della soglia di sbarramento. Ne consegue l'innescio di un'erosione regressiva che, terrazzando il riempimento lacustre, riporta rapidamente il profilo del corso di fondovalle alle quote che aveva prima della formazione del lago. In questi casi, osservando gli effetti generati dall'erosione, si nota che:

- il deposito deltizio-lacustre assume spessori differenti da zona a zona in funzione dell'erosione subita;
- il deposito deltizio-lacustre è interrotto pressoché ovunque da una superficie erosiva terrazzata; in alternativa se ne conservano brandelli residuali esposti all'alterazione e/o al ruscellamento;
- se, in tempi successivi, prevale la tendenza alla sedimentazione, nuove facies fluviali innalzeranno il fondovalle colmando la morfologia terrazzata e suturandone la superficie erosiva.

Applicando questa evoluzione al settore tardo-miocenico di Osoppo e Braulins si ricava che il differente spessore delle facies deltizio-lacustri affioranti a Osoppo

(5-20 m) e Braulins (>50 m) potrebbe configurarsi come effetto di un'erosione fluviale. Effetto che sembra ricevere conferma al Colle di Osoppo col ritrovamento, in due distinti punti del rilievo, di una marcata superficie erosiva che intercetta, e a tratti quasi annulla, i depositi deltizio-lacustri (*conglomerati clinostratificati*, *limi e sabbie*), sovrapponendo ad essi un sottile orizzonte rudistico fluviale molto grossolano (*lag* residuale).

Nel nucleo di Braulins la medesima superficie erosiva sembra essere collocata all'interno dei conglomerati superiori (porzione inferiore) e questo la rende di difficile e incerta individuazione (fig. 28). Se l'interpretazione è realistica durante questa fase il depocentro erosivo era posizionato nella fascia di Osoppo, caratterizzata dalla maggiore incisione dei depositi.

I *conglomerati superiori* nel nucleo di Braulins si indentano lateralmente con le *brecce clinostratificate*. Queste formavano un conoide detritico regolato da deposizione gravitativa rimaneggiata da processi di colata. I depositi, raggiungendo il fondovalle di allora - posto 100 m sopra l'attuale in virtù dei sollevamenti alpini - erano periodicamente mobilizzati durante le piene fluviali. Questa condizione doveva costituire la norma lungo il fondovalle del nucleo di Braulins, essendo numerosi nei *conglomerati superiori* i livelli fluviali che presentano commistioni di clasti angolari. Tali livelli sono dunque interpretabili come il rimaneggiamento di depositi detritici di falda e di conoide detritico di età miocenico sup.-?pliocenico inf. che si generavano lungo il versante destro della valle, appena a monte del settore oggetto di studio.

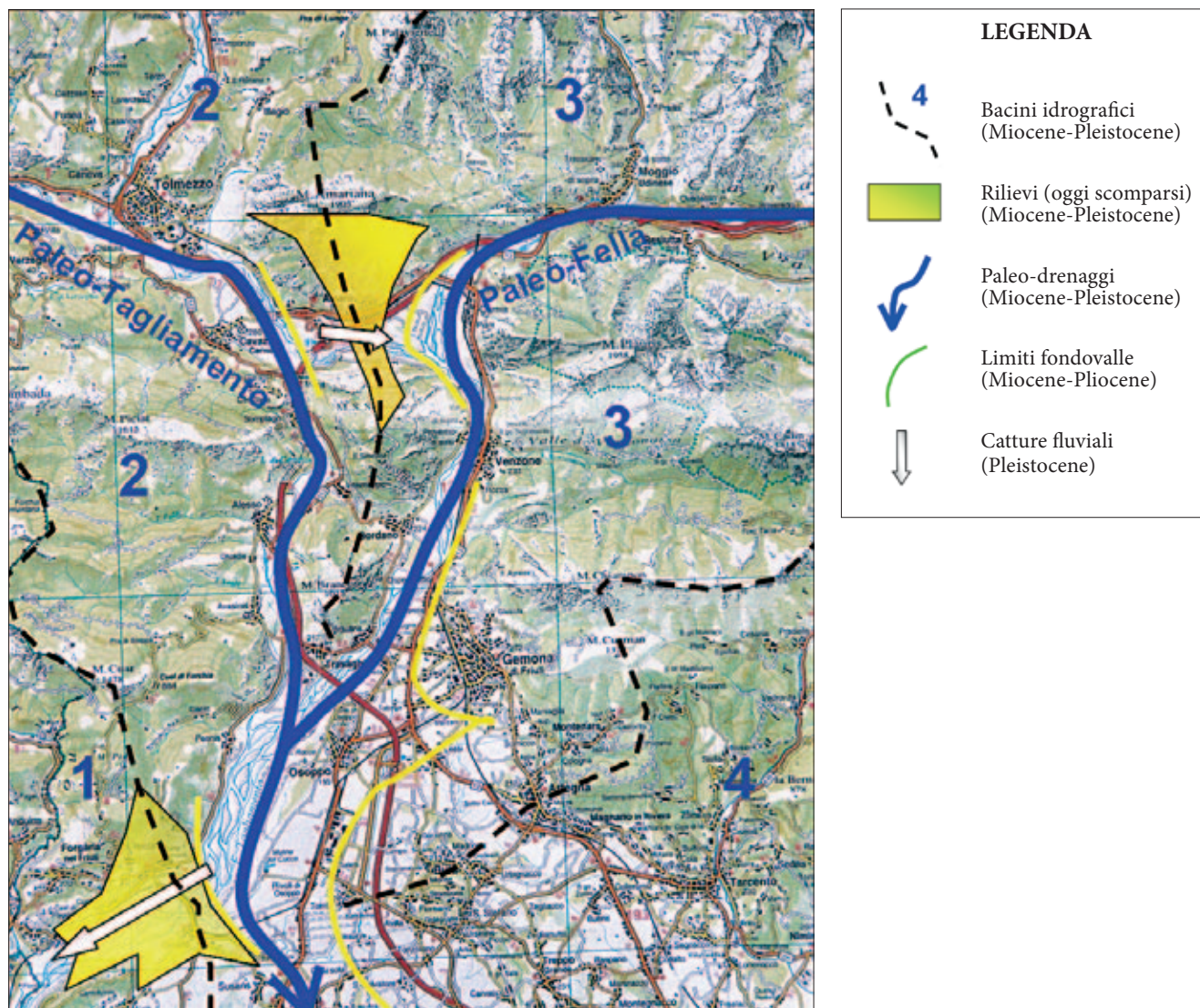


Fig. 29- Paleodrenaggi del sistema Tagliamento-Fella durante il Mio-Pliocene. I due corsi fluviali, diversamente da quanto accade oggi, restavano indipendenti fino al raggiungimento della zona di Osoppo. Lo dimostrerebbero le direzioni di avanzamento degli apparati deltizi che nel Miocene sup. si riversavano nel paleo-Lago di Osoppo e Braulins.

- The figure emphasizes the Mio-Pliocene drainage pattern in the central Friuli area. Numbers refer to the different drainage hydrographical basins, separated by broken lines. Yellow lines show the valley slope boundaries during the Mio-Pliocene. Orange areas mark the water-dividing reliefs erased (arrows) in the Pleistocene times.

Estensione del paleo-Lago di Osoppo e Braulins

La forma del paleo-lago ricalcava quella delle valli ospitanti. Dalle ricostruzioni ottenute sulla base della estensione degli apparati di *fan-delta* (cfr. figg. 26 e 27) si può ammettere, con ragionevole certezza, che l'invaso occupava la zona di confluenza tra le paleo-valli di Venzone-Braulins (attualmente percorsa dal Tagliamento) e di Cavazzo-Trasaghis (oggi occupata dal Lago di Cavazzo, residuo tardo-glaciale würmiano). Per mancanza di affioramenti non è possibile stabilirne l'estensione originaria verso S, oltre Osoppo, zona di confluenza valliva. Di conseguenza non è precisabile nemmeno la posizione dell'ostacolo (un probabile accumulo di frana) collocato a temporaneo blocco dei deflussi idrici. Al contrario, è invece possibile avanzare una fondata ipotesi

sulla posizione del limite settentrionale dell'invaso, pur mancando evidenze affioranti.

Considerando i dati di immersione dei *foreset* del *fan-delta* occidentale (cfr. figg. 26 e 27) si ricava che una sua porzione ha rimontato il solco vallivo dell'odierno Tagliamento spingendosi verso Venzone, almeno fino all'altezza di Braulins.

Occorre ricordare che nel Mio-Pliocene la direttrice meridiana Moggio-Carnia-Venzone-Braulins, era già una paleo-valle fluviale di primaria importanza (paleo-Fella) nel reticolo fluviale delle Alpi Meridionali orientali, così come lo era la paleo-valle sviluppata lungo la direttrice Tolmezzo-Cavazzo-Trasaghis (paleo-Tagliamento) (fig. 29).

Nel nucleo di Braulins può essere indicativa l'assenza di depositi deltizi clinostratificati provenienti dalla

direttrice Moggio-Carnia-Venzone, coincidente con il tragitto del paleo-Fella, dotato già allora di consistente trasporto solido. Tale assenza può essere spiegata solo ipotizzando che il paleo-Fella entrasse nell'invaso in posizione tanto arretrata da non riuscire, con i propri apporti clastici, a raggiungere Braulins prima di quanto potessero fare i *foreset* deltizi che avanzavano lungo il percorso Cavazzo-Trasaghis-Braulins. Sulla base di questa considerazione il lago doveva estendersi per molti chilometri verso N e chiudersi almeno, o quantomeno, in prossimità di Bordano e Venzone (cfr. figg. 26 e 27).

Citando Venzone non si può trascurare di riferire che, appena a monte dell'abitato, in località Portis (km 166 della SS 13), il versante sinistro della valle è rivestito da un potente deposito ruditico tessituralmente immaturo (fig. 30). Costituisce il residuo di un antico conoide di deiezione (PONTON, 1981) di età non direttamente precisabile. Dagli autori è ritenuto un possibile deposito interglaciale, anche se la profonda alterazione dei clasti, le similitudini con gli affioramenti di Braulins e la mancanza, a monte dell'accumulo, di una chiara morfologia a conca, irrinunciabile caratteristica delle zone di alimentazione recente, farebbero propendere per un'età ben più antica.

Anche questo litosoma potrebbe essere ipotizzato coevo alle successioni di Osoppo e Braulins, e considerato un ulteriore residuo del Conglomerato di Osoppo. Lo stesso deposito di Portis (conoide di deiezione), immettendosi nel lago mio-pliocenico avrebbe potuto bloccare l'avanzamento dei ben più consistenti apporti del paleo-Fella.

Un'evidenza (F. Sgobino, com. pers.) confermerebbe quest'ipotesi: tra gli abitati di Portis Nuovo e Stazione per la Carnia, sul versante sinistro vallivo, a circa 150 m sul fondovalle, è segnalato un circoscritto residuo di conglomerato a stratificazione sub-orizzontale. Si appoggia lateralmente alle rocce del substrato. Verso S avrebbe potuto verosimilmente indentarsi al conoide di deiezione di Portis.

Restando sul piano delle ipotesi, anche parte dell'estesa e potente fascia ruditica grossolana, ben cementata e a tratti tettonizzata, estesamente affiorante alle quote inferiori della media Valle del Tagliamento, da Somplago a Cesclans e Chiàulis, fino agli abitati di Socchieve ed Ampezzo, potrebbe essere tentativamente ricollocata come età intorno al limite Mio-Pliocene e nel Pliocene s.l. L'età di questa successione ruditica è definita genericamente dagli Autori come pleistocenica interglaciale (cfr. VENTURINI et al. 2009 cum bibl.).

In alternativa, anch'essa potrebbe rappresentare, perlomeno in parte, la verosimile propaggine occidentale dei depositi di Osoppo e Braulins (Conglomerato di Osoppo) accumulati, durante il tardo Miocene e il Pliocene inf., sul fondo del solco vallivo del paleo-Tagliamento.

Conclusioni

Questo capitolo si basa sulle numerose evidenze stratigrafiche, sedimentologiche, composizionali e tettoniche⁽¹⁾ emerse dallo studio delle successioni affioranti nei due nuclei di Osoppo e Braulins. Nuclei che, prima delle erosioni fluviali e delle esarazioni glaciali quaternarie, formavano un litosoma unico di età miocenica sup.-?pliocenica inf. Si sceglie di esporre le interpretazioni seguendo uno sviluppo cronostatigrafico che faciliti la lettura delle varie fasi evolutive attraversate dal settore e al tempo stesso fornisca un quadro organico delle modificazioni morfo-idrografiche subite dall'area friulana centro-settentrionale durante il Mio-Pliocene.

Evoluzione mio-pliocenica inf. del settore centrale friulano

Miocene inf.-medio

Nell'intervallo Aquitaniano-Langhiano il settore sudalpino orientale risente di una blanda compressione con sforzo diretto circa NNE-SSW. L'evento deformativo è ascrivibile allo stadio precoce (sensu DISCENZA & VENTURINI 2002) della fase orogenetica neoalpina. Ne risultano enfatizzati gli orientamenti dinarici, diretti circa NW-SE. Le morfologie risultanti favoriscono il richiamo dal quadrante nord-occidentale di sabbie mature quarzoso-micacee erose dalle porzioni metamorfiche dell'interno della catena alpina s.s. Nel bacino veneto-friulano si accumulano i termini terrigeni del Gruppo della Cavanella. La sua unità basale è rappresentata dall'"arenaria di Preplàns", deposta in un contesto marino marginale (VENTURINI & TUNIS 1991; VIAGGI & VENTURINI 1996).

Miocene medio-sup.

Durante il Tortonian-Messiniano nel settore friulano si affermano gli effetti dello stadio principale della fase neoalpina (sensu DISCENZA & VENTURINI 2003). Le compressioni sono determinate da uno sforzo diretto N-S che dà origine a sistemi di pieghe e accavallamenti orientati circa E-W. Le deformazioni si sviluppano e progrediscono rapidamente verso l'avampese meridionale. La porzione interna delle Alpi Meridionali orientali, a monte dell'area di studio, partecipa a rapidi sollevamenti e intensi raccorciamenti (CARULLI & PONTON 1992; BRESSAN et al. 1998; 2003; LAUFER 1996; VENTURINI et al. 2009). A scala regionale comincia ad affermarsi un gradiente topografico meridiano che farà da guida all'impostazione del paleo-reticolo fluviale friulano oggi regolato da ampie maglie di deflusso a intreccio ortogonale favorite sia dal gradiente regionale, indotto dalle strutture tettoniche, sia dalla distribuzione E-W

1) Secondo i dati acquisiti durante i rilevamenti effettuati e desunti dalla bibliografia regionale, ma trascurati in questa sede perché non direttamente pertinenti agli obiettivi di questo lavoro.

delle litologie più erodibili (gessi e peliti). I prodotti del disfacimento erosivo si ridistribuiscono verso meridione dando luogo a una successione regressiva, potente oltre 1000 m e culminante nei depositi ruditici deltizio-marini e poi fluviali del Conglomerato del Montello (STEFANI 1984).

Durante i parossismi dello stadio compressivo principale (Tortoniano-Messiniano) anche la successione miocenica è incorporata nella catena alpina meridionale in espansione verso S. Nell'area di indagine, interessata da fitti embrici tettonici S-vergenti, le più profonde unità carbonatiche mesozoiche si accavallano sulla successione miocenica.

Mentre si affermano le deformazioni dello stadio principale nealpino prende forma l'ossatura del reticolo fluviale odierno. Nel contempo si evidenziano le due vallate principali del sistema drenante friulano, rispettive sedi dei futuri collettori Tagliamento e Fella. Durante il Miocene il bacino idrografico sotteso dall'asse drenante Tagliamento-Fella appare meno ampio rispetto all'attuale. Sono difatti riferibili al Pleistocene? Medio le catture fluviali responsabili di un suo ampliamento verso

N (fascia di confine italo-austriaca) e verso NE (Tarvisiano), in grado di sottrarre circa 130 km² all'influenza del Mar Nero (DESIO 1926; VENTURINI 2003). Infine, un'ulteriore cattura fluviale, sviluppata a spese del bacino idrografico di second'ordine del Fiume Piave (VENTURINI et al. 2009), dà luogo a un probabile ampliamento verso W del bacino idrografico tilaventino.

Miocene sup. (Messiniano sup., "fase evaporitica")

Nel Messiniano tutti i settori circum-mediterranei, seppure con effetti differenti a seconda dei caratteri geologici e della posizione occupata, risentono della "crisi di salinità" indotta dal disseccamento del Mare Mediterraneo. L'evento eustatico interessa l'area di studio dopo l'acme della fase parossistica di mobilità tettonica nealpina. La successione miocenica è ormai incorporata nella catena alpina il cui fronte, in rapida progradazione verso meridione, ha oltrepassato l'area di Osoppo di una decina di km.

Il drastico calo del livello di base induce profonde incisioni nei grandi fiumi mediterranei, Ebro, Rodano e, specialmente, Nilo (LOGET et al. 2006). Quest'ultimo,

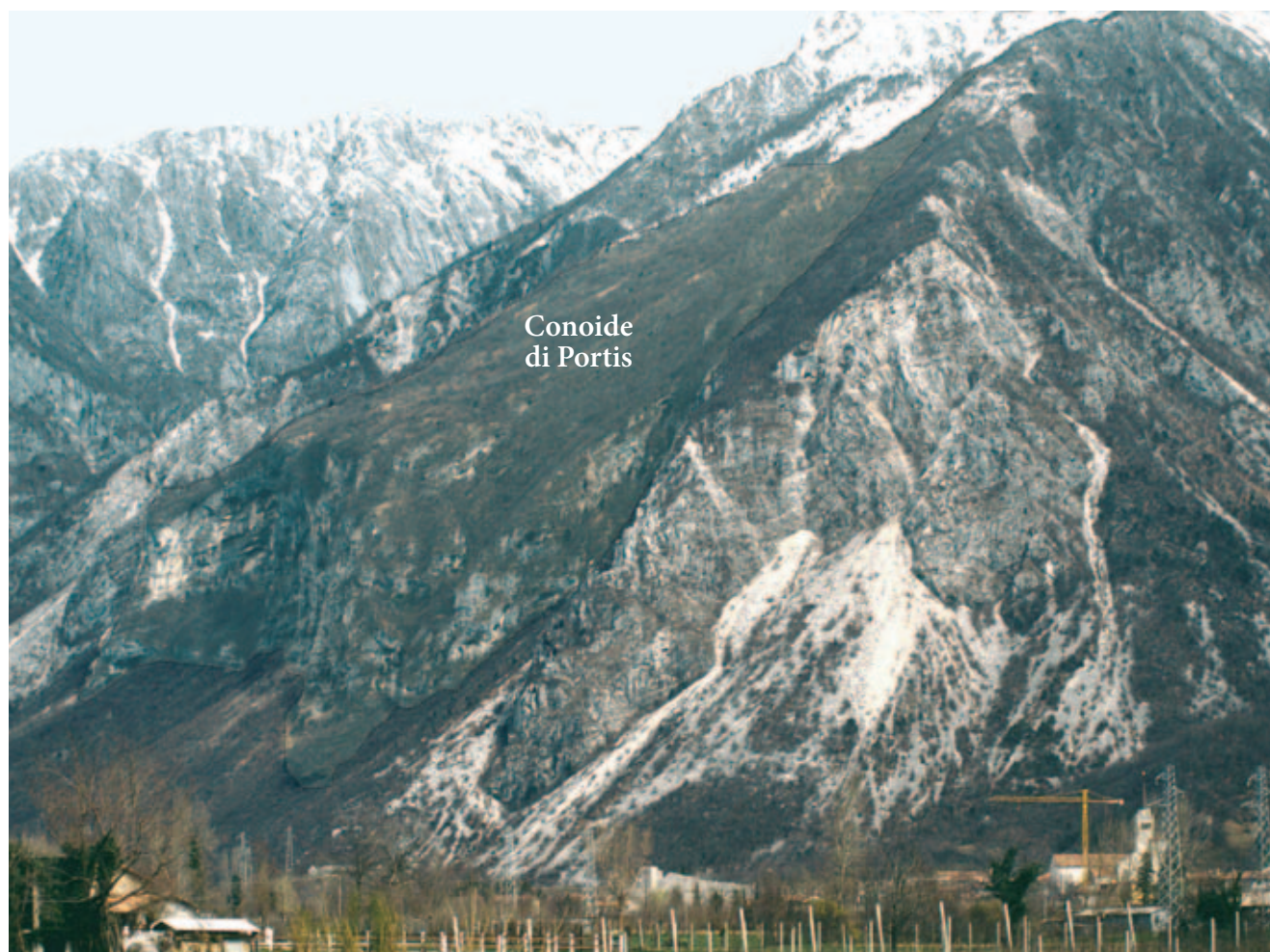


Fig. 30- Il deposito del conoide di deiezione di Portis, appena a N di Venzone, è oggi profondamente inciso dalle erosioni fluviali e dalle esarazioni glaciali.

- The Portis detritic fan, located near Venzone. At present it is deeply eroded by fluvial and glacial transit.

all'altezza de Il Cairo, si approfondisce fino a -2,4 km rispetto al livello marino odierno. Durante il Messiniano sup. anche i solchi drenanti delle Alpi Meridionali sembrano assecondare la propensione alla sottoescavazione fluviale (circa 1000 m). Lo documenterebbero, come per il Nilo, le prospezioni sismiche eseguite sul fondo dei grandi laghi alpini che evidenziano incisioni tipicamente fluviali spinte fino a quote inferiori al presente livello marino.

Anche l'articolato sistema Tagliamento-Fella sembra risentire di una rapida sottoescavazione, seppure di intensità più contenuta. È presumibile che nel Messiniano sup. il sistema di drenaggio fluviale del settore friulano, abbia ricevuto la propria impronta caratterizzante, sviluppando le proprie gerarchie e impostando i tracciati di massima dei suoi collettori principali: i Fiumi Tagliamento e Fella, già in parte abbozzati durante la surrezione tortoniano-messiniana della catena.

Miocene sup. (tardo-Messiniano, fase di "Lago-Mare")

Dai bacini residui della Paratetide gli afflussi di acque a bassa salinità determinano una condizione di diluizione di quella mediterranea. La nuova fase, definita di "Lago-Mare", si sostituisce a quella "evaporitica". In un breve intervallo, stimato in 260 ka, il bacino Mediterraneo sperimenta la pressoché completa chiusura dei collegamenti oceanici e la rapida transizione a condizioni non-marine che potrebbero essere paragonate a quelle dell'odierno Mar Caspio. Le zone marginali del cosiddetto "Lago-Mare" mediterraneo vedono lo sviluppo di facies terrigene deposte in ambienti di acque dulcicole-salmastre.

Ovunque, a scala supra-regionale, dal Bacino terziario piemontese (GHIBAUDO et al. 1985), agli Appennini settentrionali (RICCI LUCCHI et al. 2002), al delta del Nilo (BARBER 1981), all'area di Cipro (ROUCHY et al. 2001), i depositi della fase di "Lago-Mare" sono accomunati da un'organizzazione in almeno 3 cicli indotti da cause climatiche globali, presumibilmente guidate da fasi astronomiche precessionali. Nel settore prealpino friulano questa fase sembra essere inizialmente rappresentata dalle "siltiti di Osoppo" (VIAGGI & VENTURINI 1996), riferibili ad un ambiente salmastro marginale. Il deposito (8-12 m preservati) si inserisce all'interno di una morfologia valliva, ereditata dai drenaggi miocenici e probabilmente enfatizzata durante la precedente fase "evaporitica" messiniana. L'unità potrebbe costituire il primo dei 3 cicli post-evaporitici dell'area mediterranea riportati in letteratura.

Per quanto concerne il settore d'indagine, occorre sempre considerare che l'area emersa è morfologicamente giovane e suscettibile di vivace attività tettonica essendo interessata da un'orogenesi in atto. Alle "siltiti di Osoppo" rapidamente si sovrappongono copiosi depositi alluvionali fluvio-deltizio-lacustri, potenti oltre 100 m (Conglomerato di Osoppo). Anch'essi sono collocabili al

culmine del Messiniano, in prossimità del limite Miocene-Pliocene (DALLA VECCHIA & RUSTIONI 1996; DALLA VECCHIA 2008) e, con tutta probabilità, si estendono al Pliocene basale.

La lettura sedimentologica del Conglomerato di Osoppo evidenzia un'iniziale deposizione di facies fluviali a canali intrecciati (*conglomerati inferiori*). Questi primi termini della successione, potenti poche decine di metri, sono precocemente interrotti da un episodio lacustre (*limi e sabbie e conglomerati clinostratificati*). L'invaso, con profondità massima accertabile superiore a 50 m, occupa la zona di confluenza tra le valli del Lago di Cavazzo e di Venzone, e si estende su una superficie non inferiore a 25 km² (cfr. figg. 26 e 27). Il riempimento è favorito da varie fonti clastiche; la principale proviene dalla vallata del Lago di Cavazzo e forma un ventaglio deltizio (*delta Gilbert*) la cui porzione sinistra risale l'attuale Valle del Tagliamento spingendosi almeno fino a Braulins. Un altro apporto deltizio, volumetricamente minore, deriva da NE, dal futuro Torrente Vegliato. Gli apporti da N, necessariamente sviluppati lungo il principale immissario (paleo-Fella, direttrice Moggio-Carnia-Venzone), non hanno lasciato evidenze preservate (v. cap. Interpretazione).

La ragione più probabile dell'improvvisa formazione dell'invaso lacustre è un accumulo di frana. Nel contesto tardo-miocenico l'innescio del cedimento può avere avuto più di una motivazione. Risulta credibile quella sismica, giustificata dalle intense sollecitazioni orogeneiche capaci di destabilizzare versanti resi ripidi e instabili dagli approfondimenti erosivi a loro volta indotti dal repentino calo del livello di base mediterraneo. Non è da trascurare una possibile sinergia tra le due cause.

Al riempimento del bacino lacustre, più o meno completo, fa seguito il cedimento della soglia di sbarramento e l'irrinunciabile erosione regressiva che porta al rapido, parziale smantellamento delle facies deltizio-lacustri. Si genera così una superficie erosiva terrazzata che ha il suo massimo approfondimento nella zona di Osoppo.

Miocene sup. (tardo-Messiniano, fase di "Lago-Mare")
-?Pliocene inf.

Alla precedente superficie erosiva si sovrappongono ruditi grossolane con elementi fuori taglia compresi tra 0,4 e 1 m (*lag* residuale). È l'anticipo di una rinnovata fase deposizionale, favorita dalla disponibilità di apporti solidi forniti dai rilievi alpini e indotta dall'inarrestabile tendenza all'innalzamento del livello di base mediterraneo che di lì a poco (Pliocene inf.) beneficerà dell'apertura dello Stretto di Gibilterra.

Una nuova successione fluviale a canali intrecciati (*conglomerati superiori*) si sovrappone a quanto resta dei depositi deltizio-lacustri incisi e terrazzati. La potenza di questi depositi fluviali, valutata su entrambi i nuclei d'indagine (Osoppo e Braulins), era pari o superiore a 80 m. L'associazione di impronte di mammiferi che ne

colloca l'età al Miocene terminale-?Pliocene inf. (DALLA VECCHIA 2008) è posta a poco più di un terzo dello spessore complessivo del deposito. Nel nucleo di Braulins è preservato il rapporto tra il Conglomerato di Osoppo e le pareti del paleo-solco vallivo che ne ospitava l'accumulo. In quest'area (M. Brancòt, pendice orientale) le facies fluviali (*conglomerati superiori*) conservano ancora l'originaria eteropia laterale con i depositi di versante (*brecce clinostatificate*) provenienti dal contemporaneo disfacimento delle pareti della paleo-valle miocenica.

Tra le evidenze stratigrafiche non intaccate dalle successive erosioni quaternarie questa è l'ultima ascrivibile al Conglomerato di Osoppo nella sua area di denominazione. È probabile che, con il proseguire delle indagini, altri lembi di ruditi del Friuli montano e pedemontano possano essere ascritti, piuttosto che alla deposizione pleistocenica, a quella tardo-messiniano-pliocenica inf. È un indiretto riferimento al potente conoide di deiezione di Portis, presso Venzone (cfr. fig. 30), ma anche a una parte almeno dei potenti conglomerati che occupano il fondovalle della media Valle del Tagliamento, tra Somplago e Cesclàns, fino ad Ampezzo. Ad essi potrebbero

aggiungersi altri limitati nuclei di conglomerato e/o di breccia cementata, affioranti in posizione di crinale, quali quelli del M. Claupa, già attribuiti al ?Mio-?Pliocene (VENTURINI 2006; VENTURINI et al. 2009) e dei Monti Cervada-Plauris (F. Sgobino, com. pers.), contribuendo a definire con maggiore precisione le fasi iniziali di sviluppo del reticolo fluviale alpino orientale.

Pliocene - Quaternario

In questo intervallo, la ripresa delle compressioni alpine favorisce un generalizzato sollevamento del settore, già incorporato nella Prealpi Friulane dal Miocene sup. (Tortoniano-Messiniano p.p.). Ha inizio una fase di smantellamento erosivo, tuttora attivo, della successione mio-pliocenica oggetto di questa nota. Gli effetti tettonici sulla successione sono disomogenei. Si passa dalla riattivazione della Linea Barcis-Staro Selo (*thrust* immergente a N) - che parzialmente disloca, accavalla e frammenta i depositi del nucleo di Braulins (cfr. fig. 19) - alle blande, ampie pieghe che caratterizzano il nucleo di Osoppo (VENTURINI 1992). Entrambi i nuclei sono inoltre interessati da un sistema di faglie (sub)verticali



Fig. 31 - Il settore prealpino friulano e i suoi caratteri idrografici. Vista da S.
- The hydrographical pattern of the pre-Alpine area (central Friuli V.G.). View from S.

orientate circa N30°E (Faglie di Osoppo), con parziale ruolo trascorrente sinistro e sensibili componenti verticali (cfr. fig. 28).

Abbassamenti pleistocenici legati a questo sistema di faglie sono stati attestati a S di Osoppo e in corrispondenza del largo letto di piena del Tagliamento (GIORGETTI et al. 1996), fascia di separazione tra i due nuclei affioranti. Si presume che il sistema di faglie in oggetto, diffuso a scala regionale in gran parte del settore friulano-carnico (VENTURINI 1990; 2006; VENTURINI et al. 2001; 2002), abbia un'età di attivazione miocenica e corrisponda al sistema di coniugate sinistre prodotto da compressioni orientate N-S (fase neoalpina, stadio principale sensu DISCENZA & VENTURINI 2002). L'attivazione miocenica e la riattivazione pliocenico-pleistocenica del sistema di Faglie di Osoppo sembra avere rivestito un ruolo guida nell'impostare la direzione di questo tratto del Fiume Tagliamento, principale collettore del reticolo idrografico regionale.

Manoscritto pervenuto il 17.VIII.2009 e approvato il 20.X.2009.

Ringraziamenti

Un sentito ringraziamento ad Antonella Astori e Giovanni Battista Carulli per i preziosi consigli e suggerimenti. Inoltre, un cordiale grazie va a Giuseppe Muscio per l'infaticabile impegno redazionale.

Bibliografia

- BARBER, P.M. 1981. Messinian subaerial erosion of the proto-Nile Delta. *Marine Geology* 44: 253-72.
- BRESSAN, G., A. SNIDARCIC & C. VENTURINI. 1998. Present state of tectonic stress of the Friuli area (eastern Southern Alps). *Tectonophysics* 292: 211-27.
- BRESSAN, G., P.L. BRAGATO & C. VENTURINI. 2003. Stress and strain tensor based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia region (Northeastern Italy). *Bull. Seism. Soc. of Am.* 3: 1280-97.
- BRÜCKNER, E. 1907. Tagliamento Gletscher. In *Die Alpen im Eiszeitaler*, cur. A. PENK & E. BRÜCKNER, 1014-15.
- CAROBENE, L., G.B. CARULLI & F. VAIA. 1981. Foglio 25 Udine. In *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*, cur. A. CASTELLARIN, 51-4. Pubbl. n. 441 del Prog. Fin. Geodinamica (S.P. 5), CNR.
- CARULLI, G.B., & M. PONTON. 1992. Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1992/2, CROP 1-1a: 275-84.
- CAVALLIN, A., S. LAUZI, M. MARCHETTI & N. PADOVAN. 1987. *Carta geomorfologica della Pianura Friulana ad est del F. Tagliamento e a sud dell'anfiteatro morenico*. Milano: Atti della Riunione dei Ricercatori di Geologia.
- DALLA VECCHIA, F.M. 2008. *Vertebrati fossili del Friuli. 450 milioni di anni di evoluzione*. Udine: Pubbl. Mus. Friul. St. Nat. 50.
- DALLA VECCHIA, F.M., & RUSTIONI M., 1996. Mammalian trackways in the Conglomerato di Osoppo (Udine, NE Italy) and their contribution to its age determination. *Mem. Sci. Geol.* 48: 221-32. Padova.
- DESIO, A. 1926. L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli. *Atti Soc. It. Sc. Nat.* 65: 205-461.
- DISCENZA, K., & C. VENTURINI. 2002. Neoalpine structural evolution of the Carnic Alps central core (M. Amariana, M. Plauris and M. San Simeone). In *Atti dell'80a riunione estiva della Soc. Geol. Ital.*, 273-81. Mem. Soc. Geol. It. 57.
- ERCOLINI, M. 2004. Acqua, Fiumi e paesaggi fluviali: il Tagliamento. *Quaderni della Rivista "Ricerche per la protezione del paesaggio"* 1, n. 3: 27-37.
- FERUGLIO, E. 1925. *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 25 Udine*. Venezia: Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque di Venezia.
- FERUGLIO, E. 1929. Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli. *Giorn. Geol.* 4: 1-36. Bologna.
- FONTANA, A. 2006. *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana*. Udine: Pubbl. Mus. Friul. St. Nat. 47.
- GHIBAUDO, G., P. CLARI & M. PERELLO. 1985. Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettono-sedimentaria dei depositi miocenici del margine sud-orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese (Valli Borbera, Scrivia e Lemme). *Boll. Soc. Geol. It.* 104: 349-97.
- GIORGETTI, F., L. PETRONIO & F. PALMIERI. 1995. Ricostruzione della geometria dell'acquifero del Tagliamento ad Osoppo (Udine) con diverse metodologie di prospezione geofisica. In *Atti del 2° Conv. Naz. sulla produzione e gestione delle acque sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi*, 13-21. Quaderni di Geol. Appl. 1995, n. 1.
- LAUFER, A.L. 1996. *Variscan and Alpine Tectonometamorphic Evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) - Structural Analysis, Illite Crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology*. Tübinger Geow. Arbeiten A26.
- LOGET, N., P. DAVY & J. VAN DER DRIESSCHE. 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene). *Journ. of Geophysical Res. Earth Surface* 111, F03005.
- MARTINIS, B. 1962. L'Oligocene friulano. In *Atti I Conv. Friul. Sc. Nat.*, 336-95. Udine.
- MONEGATO, G. 2005. Paleodrainages of Friulian rivers inferred by petrographic and sedimentologic analyses of the continental successions of the Osoppo hills (Friuli, NE Italy). Poster in *FIST-Forum Geoitalia 2005 Spoleto, GeoSed Annual Meeting 2005*.
- MONEGATO, G., A. ZANFERRARI & L. GLIOZZI. 2006. Stratigrafia, sedimentologia ed età dei depositi del Colle di Osoppo. In *Escursione in Friuli del 16 giugno. Guida alle escursioni, Giornate di Paleontologia, Trieste 2006, Società Paleontologica Italiana*, cur. C. CORRADINI, G. MUSCIO & L. SIMONETTO, 71-80. Trieste: Università degli Studi di Trieste.
- PONTON, M. 1981. Osservazioni preliminari su fenomeni di disaggregazione nella breccia di versante cementata. *Mondo Sotterraneo*, n. s., 5, n. 1: 41-86. Udine.
- RICCI LUCCHI, F., M.A. BASSETTI, V. MANZI & M. ROVERI. 2002. Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica. *Studi Geol. Camerti*, n. s., 2002, n. 1: 127-42.
- ROUCHY, J. M., F. ORSZAG-SPERBER, M.M. BLANC-VALLE-ROUN, C. PIERRE, M. RIVIÈRE, N. COMBOURIEU-NEBOUT & I. PANAYIDES. 2001. Paleoenvironmental changes at the Messinian-Pliocene boundary in the eastern Mediterranean: southern Cyprus basins. *Sed. Geol.* 145: 93-117.

- SGOBINO, F. 1992. *Geologia e Clima*. Ed. Parco Naturale delle Prealpi Giulie.
- SIROVICH, L. 1998. First evidence of an interglacial lake of Eemian age in northeast Italy. *J. Quat. Sc.* 13, n. 1: 65-71.
- SLEJKO, D., G.B. CARULLI, F. CARRARO, D. CASTALDINI, A. CAVALLIN, C. DOGLIONI, V. ILICETO, R. NICOLICH, A. REBEZ, E. SEMENZA, A. ZANFERRARI & C. ZANOLLA. 1987. Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale. CNR, Gruppo Naz. Difesa Terremoti, *Rend.* 1: 1-82.
- STEFANI, C. 1984. Sedimentologia della molassa delle Prealpi carniche occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.* 36: 427-42.
- STEFANINI, G. 1915. Il Neogene Veneto. *Mem. Ist. Geol. Mineral. R. Univ. Padova* 3: 340-624. Padova.
- TARAMELLI, T. 1875. Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli. *Ann. R. Ist. Tecn.* 8: 1-91. Udine.
- TARAMELLI, T. 1921. *Idrografia del bacino del Tagliamento*. Parte I *Struttura geologica*, 1-36. Pubbl. n. 72 dell'Uff. Idr. Reg. Mag. alle Acque.
- TELLINI, A. 1892. Descrizione geologica della Tavoletta Majano. In *Alto* 3, n. 2: 18-25; 3, n. 3: 44-48; 3, n. 4: 76-81.
- VENTURINI, C., M. PONDRELLI, C. FONTANA, S. DELZOTTO & K. DISCENZA. 2001. *Carta geologica delle Alpi Carniche - Geological map of the Carnic Alps. Scala 1:25.000 (Foglio occidentale Sappada-M. Dimon)*, 630 kmq. Firenze: S.EL. CA..
- VENTURINI, C., M. PONDRELLI, C. FONTANA, S. DELZOTTO & K. DISCENZA. 2002. *Carta geologica delle Alpi Carniche - Geological map of the Carnic Alps. Scala 1:25.000 (Foglio orientale M. Tersadia-Ugovizza)*, 360 kmq. Firenze: S.EL. CA..
- VENTURINI, C. 1990. Cinematica neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settore friulano). *Studi Geol. Camerti*, vol. spec.: 109-16.
- VENTURINI, C. 1992. Il Conglomerato di Osoppo (Prealpi Carniche). *Gortania. Atti Mus. Friul. St. Nat.* 13 (1991): 31-49. Udine.
- VENTURINI, C. 2000. Escursione A-Sosta 4.2.1. Significato dei conglomerati. In *Guida alle escursioni dell'81 Riunione estiva della Soc. Geol. It.*, cur. G.B. CARULLI et al., 118-20. Trieste: Univ. degli Studi di Trieste.
- VENTURINI, C. 2006. *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche*. Udine: Pubbl. Mus. Friul. St. Nat. 48.
- VENTURINI, C., A. ASTORI & A. CISOTTO. 2004. The late Quaternary evolution of Central Friuli (NE Italy). In *Mapping Geology in Italy*, cur. G. PASQUARÈ, C. VENTURINI & G. GROPELLI, 93-104. Roma: APAT-Dipartimento Difesa del Suolo.
- VENTURINI, C., & G.B. CARULLI. 2002. Neoalpine structural evolution of the Carnic Alps central core (M. Amariana, M. Plauris and M. San Simeone). In *Atti dell'80a riunione estiva Soc. Geol. Ital.*, 273-81. *Mem. Soc. Geol. It.* 57.
- VENTURINI, C., C. SPALLETTA, G.B. VAI, M. PONDRELLI, C. FONTANA, S. DELZOTTO, G. LONGO SALVADOR & G.B. CARULLI. 2009. *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000: Foglio 031 Ampezzo*. Firenze: ISPRA - Servizio Geologico Nazionale, S.EL.CA..
- VENTURINI, S., & G. TUNIS. 1991. Segnalazione di depositi miocenici nella Val Tremugna e presso Osoppo (Friuli). *Atti Ticinensi Sci. Terra* 34: 39-42.
- VIAGGI, M., & S. VENTURINI. 1996. Dati biostratigrafici preliminari sui depositi salmastro-dulcicoli neogenici delle Prealpi veneto-friulane (Italia nord-orientale). *Natura Nascosta* 12: 32-3.
- ZENARI, S. 1929. *Note illustrative alla Carta Geologica delle Tre Venezie, scala 1:100.000: Foglio Maniago*. Padova: Uff. Idrogr. R. Magist. Acque.

Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:

- Corrado VENTURINI
Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali
Università degli Studi di Bologna
Via Zamboni 67, I-40126 BOLOGNA
e-mail: corvent@unibo.it
- Katiuscia DISCENZA
Via Fortuzzi 8, I-40133 BOLOGNA