

LA COMPOSIZIONE DEI CONGLOMERATI CENOZOICI DEL FRIULI: DATI PRELIMINARI

INDICE

RIASSUNTO	pag.	285
ABSTRACT	"	285
PREMESSA	"	285
ANALISI DEI CONGLOMERATI	"	286
CONSIDERAZIONI	"	293
BIBLIOGRAFIA	"	294

RIASSUNTO

L'analisi delle lito-biofacies degli extraclasti del Cenozoico friulano ha consentito di fare alcune considerazioni sulle provenienze dei materiali e sull'evoluzione sedimentaria dei bacini cenozoici del Sudalpino orientale. Nel Maastrichtiano-Paleocene-Eocene basale del Bacino Giulio (Friuli orientale-Slovenia occidentale) i depositi silicoclastici del Flysch testimoniano una dominante provenienza nordalpina. Nell'Eocene inferiore, in alcuni conglomerati silicei di origine settentrionale si osserva una significativa frequenza di clasti di origine sudalpina, tra cui sporadici calcari a Fusuline. Importanti fasi tettoniche nel Sudalpino, databili alla seconda metà dell'Eocene inferiore, hanno lasciato ampie testimonianze anche nei clasti dei Flysch delle Prealpi Carniche occidentali (Flysch di *Clauzetto s.l.*) e del Bacino Bellunese. Nell'Eocene medio, anche le Prealpi Giulie settentrionali sono state sollevate ed erose, talora fino ad intaccare il Triassico superiore. Dopo un lungo periodo di emersione, una nuova fase di subsidenza, iniziata nell'Oligocene superiore e proseguita nel Miocene inferiore, ha nuovamente trasferito le aree sorgente dei materiali terrigeni nel Nordalpino e forse nella Catena Carnica. Nel Tortoniano-Messiniano, una nuova fase compressiva ha direttamente coinvolto le Prealpi friulane.

ABSTRACT

Lithobiofacies analysis of extraclasts in Friuli Cenozoic deposits gives some highlights on provenances of sediments and sedimentary evolution of Cenozoic basins of the eastern Southern Alps. In the Maastrichtian-Paleocene-lowermost Eocene of Julian Basin (eastern Friuli - western Slovenia) siliciclastic deposits of Flysch stand as evidence of predominant Northern Alpine provenance. In Lower Eocene, a significant frequency of sediments of Southern Alps provenance can be observed in some conglomerates rich in siliceous clasts of northern origin; among these sediments rare Fusulinid limestones can be found. Important tectonic phases in the Southern Alps, which can be dated back to the second half of Lower

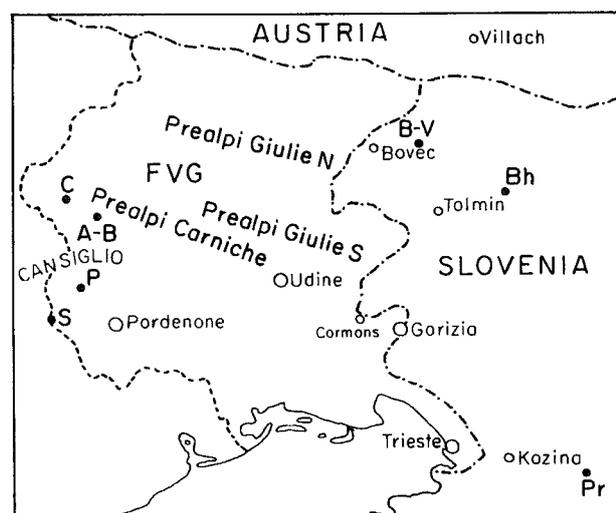
Eocene, significantly marked the clast composition of the flysch of western Carnian Prealps (Flysch di *Clauzetto s.l.*) and of Belluno Basin. In Middle Eocene the northern Julian Prealps have also been uplifted and eroded; erosion even affected upper Triassic series. After a long period of emergence, a new phase of subsidence, which had been going on even since Upper Oligocene through Lower Miocene, transferred once again the source areas of the terrigenous sediments to the Northern Alps, maybe in Carnian Chain. In the Tortonian-Messinian, a new compressive phase directly involved the Prealps of Friuli.

PAROLE CHIAVE: Conglomerati, analisi delle lito-biofacies, Cenozoico, Friuli-Slovenia occidentale.

KEY WORDS: Conglomerates, analysis of litho-biofacies, Cenozoic, Friuli-western Slovenia.

PREMESSA

I depositi cenozoici del Friuli contengono abbondanti extraclasti che possono fornire indicazioni sulle provenienze dei materiali terrigeni e quindi sulle fasi di sollevamento ed erosione avvenute nell'area alpina e prealpina. L'analisi di questi depositi, iniziata alcuni anni addietro con lo studio dei depositi del Flysch maastrichtiano-paleocenico-eoce-



S = Sarone
P = Polcenigo
C = Claut
A-B = Andreis - Bosplans
FVG = Friuli Venezia Giulia
B-V = Bovec - Vrsnik
Bh = Bohinj
Pr = Prem

(*) AGIP s.p.a. - Via del Marchesato 13 48023 Marina di Ravenna (RA)
(**) Istituto di Geologia e Paleontologia - Università di Trieste-P.le Europa 1-34127 Trieste

Fig. 1 - Carta indice con ubicazione dei depositi più occidentali e più orientali presi in esame e delle località non raffigurate nella figure successive.

nico del Bacino Giulio, è ben lungi dal poter essere considerata conclusa ed inoltre alcune problematiche, quali ad esempio il riciclaggio dei clasti, rendono difficoltosa e spesso incerta la determinazione delle provenienze. Nonostante ciò, si è ritenuto utile presentare alcuni dati preliminari sulle analisi delle lito-biofacies dei clasti, nell'intento di attirare l'attenzione e stimolare la discussione su alcuni temi riguardanti il Cenozoico friulano. In quest'ottica, le considerazioni e gli schemi relativi all'evoluzione tettonica delle Prealpi (e delle Alpi) friulane rappresentano solo delle ipotesi di lavoro. In Fig. 1 sono indicate le principali regioni (Prealpi Carniche, Prealpi Giulie meridionali e settentrionali) e alcune località, non indicate nelle figure successive, dove sono stati effettuati i campionamenti. Nella Fig. 2 e successive sono ubicate le restanti località e vengono ipotizzate le provenienze degli apporti detritici nei vari tempi. In queste figure è stato preso come riferimento geografico il limite del rilievo orografico attuale. Le linee tettoniche schematizzate nelle figure stesse sono state ipotizzate in base alla distribuzione delle facies, all'andamento delle paleocorrenti e all'assetto strutturale attuale. Queste linee possono aver avuto significati e movimenti diversi nei vari tempi.

ANALISI DEI CONGLOMERATI

Sono stati prelevati circa 250 campioni di microconglomerati e di areniti molto grossolane nei depositi detritici cenozoici delle Prealpi Carniche e Giulie e nella Pianura Friulana. Sui campioni raccolti è stata effettuata un'analisi petrografica-micropaleontologica in sezione sottile, ottenendo una quantità rappresentativa dei litotipi per affioramento e, talora, per ogni livello conglomeratico dell'affioramento considerato. A questi campioni vanno assommati numerosi altri esaminati precedentemente nel Bacino Giulio (TUNIS & VENTURINI, 1984; PIRINI *et al.*, 1986; FONTOLAN & TUNIS, 1988; VENTURINI & TUNIS, 1991b; TUNIS & VENTURINI, 1992) e nella Val Tremugna e a Osoppo (VENTURINI & TUNIS, 1991a). Oltre ai microconglomerati sono stati campionati, ove presenti, numerosi ciottoli, scelti per la manifesta diversità litologica nella massa dei conglomerati. I ciottoli appartengono per lo più alla classe dimensionale 2-4 cm e provengono dalle seguenti formazioni ed unità: Flysch di Bovec (Maastrichtiano), "Flysch del Grivò", "Flysch di Cormons", Flysch di Brkini, "Brecce di Peonis", "Conglomerato del M. di Ragogna" oppure "Conglomerati ad *Ostrea crassissima*", "Conglomerato di Cesclans", "Conglomerato di Osoppo".

Infine, sono state prese in considerazione anche la composizione delle areniti e, in qualche caso, la presenza nella matrice di forme fossili rimaneggiate.

Alcune campionature sono state effettuate oltre confine, in Slovenia, sui depositi del Priaboniano-Oligocene inferiore di Bohinj e sulle facies maastrichtiane di Bovec, che rappresentano le uniche testimonianze della successione dei Flysch maastrichtiani depositi presso il margine settentrionale del Bacino Giulio.

I risultati delle analisi sono stati organizzati in gruppi cronologici ed areali, caratterizzati da clasti significativi (Tab. 1), che sembrano assumere singolarmente un particolare significato nell'evoluzione sedimentaria-strutturale

dell'area sudalpina orientale. Di seguito vengono descritti i vari gruppi, utilizzando come riferimento, ove possibile, i termini litostratigrafici formali ed informali presenti in letteratura. Nella trattazione del gruppo a) sono stati introdotti alcuni cenni alla composizione dei clasti dei Flysch maastrichtiani della zona di confine italo-slovena, in quanto questi Flysch mostrano sostanziali affinità dal punto di vista compositivo ed evolutivo con i successivi Flysch paleoceno-eocenici.

a) Età: Paleocene - Eocene inferiore

Formazioni: "Flysch di Calla" (PIRINI *et al.*, 1986), "Flysch di Masarolis" (PIRINI *et al.*, 1986), "Flysch del Grivò" (TUNIS & VENTURINI, 1987), Flysch di Cormons, parte inferiore (MARTINIS, 1962; TUNIS & VENTURINI, 1989; VENTURINI & TUNIS, 1991b)

Località. Prealpi Giulie meridionali

Per confronto: Flysch maastrichtiano delle Valli del Natisone (Fig. 2) e della zona di Bovec - Vrsnik Slovenia nord-occidentale (Fig. 1); Flysch di Clauzetto (La denominazione Flysch di Clauzetto viene qui estesa a tutti i depositi di Flysch di età Ypresiano medio-superiore, affiorante in Friuli, ad occidente del F. Tagliamento: zona di Clauzetto s.s., dintorni di Meduno, Maniago, Barcis-Andreis. Il Flysch con torbiditi e megabanconi osservabile presso Peonis - val Tremugna - e Claut, di età Ypresiano inferiore, va a nostro avviso distinto dal punto di vista litostratigrafico ed è riferibile ad una diversa unità) (BALDACCINI *et al.*, 1962, COUVILLIER *et al.*, 1968, STEFANI, 1982).

Maastrichtiano - Paleocene - Eocene inf.

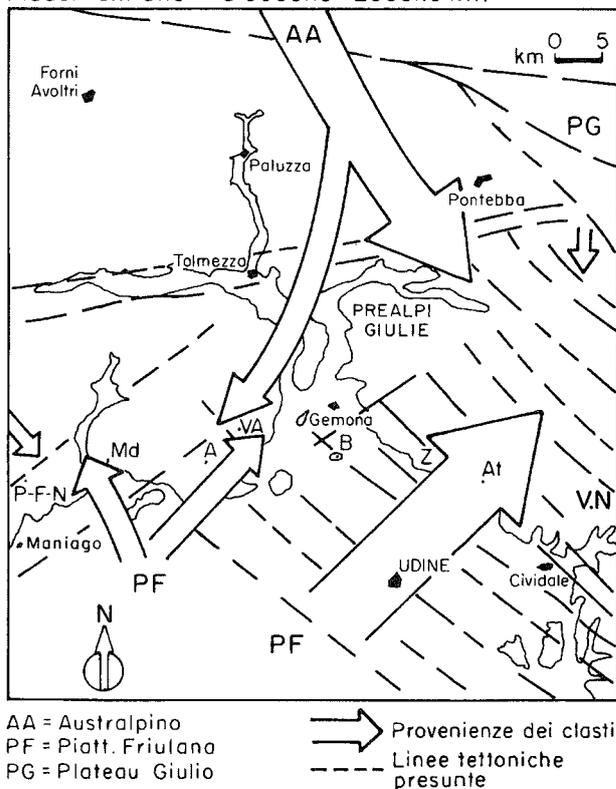


Fig. 2 - Schema degli apporti detritici durante il Maastrichtiano-Paleocene-Eocene inferiore. Località: V.N. = Valli del Natisone; At. = Attimis; Z. = Rio Zimor, Tarcento; B. = Buia; V.A. = Vito d'Asio, Clauzetto; A. = Almadis; Md. = Meduno; P.F.N. = Poffabro, Frisanco, Navarons.

Tab. 1 - Sintesi degli extraclasti più significativi dei depositi maastrichtiano-cenozoici del Friuli e della Slovenia occidentale.

Località	Età	Clasti significativi
Variano Pozzuolo	Pleistocene medio(-sup.?)	Dolomie. Werfen. Bellerophon. vulcaniti
Cesclans	Pleist.medio(-sup.?)	Werfen. Bellerophon. calcari dolomitici anisico-ladinici
	Pleistocene inf.(?)	Dolomie e calcari dolom. anisico-ladinici e norico-retici. vulcaniti, arenarie
Osoppo Braulins	Pleistocene inf.(?)	Dolomie e calcari dolomitici norico-retici. calcari di bacino giurass.-cretacici. plancton senon.-paleogenico. Werfen
Prealpi Carniche meridionali	Miocene sup.	Dolomie e calcari dolomitici norico-retici. calcari di bacino giurassico-cretacici. calcari liassici di plateau. plancton cretacico-paleogenico. A Sarone. calcari cretacici di piattaforma.
Osoppo Trasaghis	Miocene inf.(-medio?)	Quarzo metamorfico. radiolariti. plancton maastrichtiano paleogenico.
Meduno Val Tremugna	Miocene inf.	Quarzo metamorfico. quarziti. gneiss.
Val Tremugna	Miocene basale- Oligocene sup.	Calcari di piattaforma del giurassico sup.-Cretaceo inf.: calcari di bacino giurassico-cretacici. radiolariti. selce. macroforaminiferi eocenici.
Bohinj (Slovenia)	Oligocene inf.- Priaboniano sup.	Dolomie e calcari dolomitici norico-retici. calcari bacinali giurassico-cretacici. arenarie.
Prealpi Giulie nordoccidentali	Luteziano	Dolomie e calcari dolomitici norico-retici
Cormons Rosazzo	Luteziano inf.	Calcari detritici di scarpata-bacino maastr.-paleoc.- eocenici. radiolariti. calcari di altofondo-bacino di età giurassico-cretacica. rare vulcaniti e dolomie.
Prealpi Carniche occidentali	Ypresiano sup.	Dolomie. calcari di bacino giurassico-cretacici. radiolariti. quarzo metamorfico. rare filladi.
	Ypresiano inf.	Quarzo metamorfico. radiolariti. selce. quarziti.
Prealpi Giulie meridionali	Eocene inf.	Subordinate dolomie e sporadici calcari a Fusulinidi (Ypresiano)
	Paleocene- Maastrichtiano	Calcari di piattaforma cretacici: vulcaniti. radiolariti. selce. quarzo. metamorfico.
Bovec (Slovenia)	Maastrichtiano	Quarzo metamorfico. quarziti. gneiss. vulcaniti. radiolariti. selce: subordinati calcari dolomitici e dolomie norico- retici: calcari di altofondo cretacici.

I depositi clastici grossolani dei Flysch del Paleocene-Eocene inferiore sono costituiti in gran parte da elementi calcarei di piattaforma e di scarpata di età cretacico-paleogenica formanti strati, banchi e megabanchi intercalati nei Flysch. Questi clasti sono derivati dalla Piattaforma Friulana, posta a meridione del Bacino Giulio e soggetta a rapido arretramento e smantellamento durante il Maastrichtiano-Paleocene-Eocene inferiore (PIRINI *et al.*, 1986, TUNIS & VENTURINI, 1987).

Le arenite silicoclastiche ed i conglomerati silicei intercalate ai banchi carbonatici denunciano invece una diversa origine, con aree sorgente più distanti rispetto alla sorgente meridionale dei materiali carbonatici, e comunque localizzabili a settentrione. Le direzioni di corrente, nelle Prealpi Giulie, sono in netta prevalenza da NW, ma vi sono sporadiche canalizzazioni e *flute-casts* che indicano eventi di risedimentazione da N e NE. Tra i materiali di provenien-

za settentrionale, i più significativi sono rappresentati da vulcaniti, tra cui diabasi, associate a frequenti radiolariti, selce e clasti di quarzo metamorfico. Un'analisi petrografica accurata ed una datazione assoluta delle vulcaniti potranno fornire informazioni riguardo ad età, significato ed eventualmente successione stratigrafica di pertinenza. Nei livelli silicoclastici si osservano talora clasti carbonatici con facies cretaciche bacinali (*wackestone* a Tintinnidi, *wackestone* a planctonici), probabilmente franati dal fianco settentrionale del Bacino Giulio. Nei livelli per i quali si assume una provenienza nordorientale del materiale risedimentato sono da segnalare anche rari clasti di dolomia, di *packstone* ad *Aulotortus* e *Duostominidae* e di facies liassiche di piattaforma carbonatica, relativamente aperte, associati a Macroforaminiferi e a *packstone* con Corallinacee e Melobesie. Queste ultime forme fossili testimonierebbero l'esistenza di facies di piattaforma carbonatica di età paleoge-

nica intercalate a depositi deltizi, i cui corpi erano presenti lungo il margine nordorientale del bacino.

Nella parte sommitale del "Flysch del Grivò", alle torbiditi silicoclastiche si intercala uno spesso olistostroma osservabile tra Attimis e Cividale, a nord di Tarcento, lungo il Rio Zimor, ed a Buia, in località Sottocostoia (Fig. 2). Questo deposito rappresenta la base del megabanco n. 21 (TUNIS & VENTURINI, 1992) ed è riferibile all'Eocene inferiore, parte superiore della zona a *M. subbotinae*. La composizione dei clasti presenti in questo olistostroma, esaminata in dettaglio nell'affioramento di Buia, risulta particolarmente significativa, in quanto si discosta dal consueto spettro litologico delle grosse frane sottomarine di origine meridionale. Prevalgono i ciottoli silicei, rappresentati soprattutto da radiolariti, ed i bioclasti, tra cui sono da segnalare Macroforaminiferi, Coralli, Molluschi; sono presenti inoltre *packstone* argillosi a Macroforaminiferi, rari *wackestone* a *Globotruncana* e *wackestone* a Tintinidi, e pure un clasto di *wackestone* con Fusulinidi del Permiano inferiore. Alcune colonie di Coralli inglobano ciottoli silicei, Molluschi e Macroforaminiferi, e le loro cavità sono riempite da matrice siltoso-arenacea: ciò fa presumere che queste colonie fossero insediate su un fondale non consolidato, ed in un ambiente caratterizzato da apprezzabili apporti terrigeni, inquadrabile a grandi linee in un contesto di fronte deltizia. Questo olistostroma è stato forse originato da un importante evento tettonico, che avrebbe determinato il collasso ed il franamento di parte dei depositi deltizi posti a settentrione. Questi depositi deltizi erano situati con tutta probabilità nell'area delle Prealpi settentrionali, in quanto le caratteristiche sedimentologiche del *debris-flow* ed in particolare le inclusioni di lembi ripiegati, talora disarticolati, ma non completamente disorganizzati, di arenarie e peliti non consentono di ipotizzare un trasporto da aree lontane. La presenza del clasto di calcare a Fusulinidi potrebbe rappresentare il sintomo di profonde erosioni verificatesi nella Catena Carnica, a sud della linea del Gail. Nell'Ypresiano superiore (biozona a *Morozovella aragonensis*, dintorni di Qualso-Tarcento) si è verificato un radicale cambiamento negli apporti detritici, rappresentati da dolomie, calcari dolomitici, quarzo metamorfico e da subordinati Macroforaminiferi, *wackestone* a foraminiferi planctonici, selce e quarziti; rare o assenti risultano le radiolariti.

Prendendo ora in esame le unità del Flysch maastrichtiano delle Valli del Natisone (Fig. 1), le litofacies silicoclastiche sono generalmente fini e sono rappresentate da arenarie litiche (TUNIS & VENTURINI, 1984); nei rari livelli microconglomeratici presenti compaiono frequenti radiolariti e selce, cui si associano vulcaniti e Macroforaminiferi, tra cui *Orbitoides* e *Siderolites*. Risulta particolarmente interessante il rinvenimento di una Fusulina isolata e molto alterata presso il M. Mataiur (FONTOLAN & TUNIS, 1988); si tratta infatti dell'unico elemento permo-carbonifero sinora accertato nel Maastrichtiano-Paleocene del Friuli. Gli olistostromi intercalati al Flysch maastrichtiano di Bovec (Slovenia), depositi presso il margine settentrionale del bacino torbiditico, contengono frequenti clasti di quarzo metamorfico, gneiss e quarziti di provenienza verosimilmente australpina, frequenti vulcaniti, radiolariti, selci, subordinate dolomie del Trias superiore e facies cretache di scarpata-bacino (di provenienza locale). La presenza di

un probabile frammento di Rudista fa sospettare l'esistenza di piattaforme di età cretacea a nord della linea del Gail.

Infine nel Maastrichtiano-Paleocene-Eocene inferiore delle Prealpi Giulie risultano relativamente frequenti i livelli ibridi contenenti clasti provenienti in prevalenza da meridione (clasti di piattaforma carbonatica di età cretaceo-paleocenica) e subordinatamente da settentrione (radiolariti, quarzo, etc.); questi livelli sono stati originati da mescolamenti di flussi torbiditici di diversa natura provenienti da opposte direzioni e/o provocati da fenomeni erosivi che hanno coinvolto torbiditi precedentemente deposte.

Nella zona di Almadis - Vito d'Asio (Fig. 2), Prealpi Carniche Orientali, il Flysch di *Clauzetto* mostra nei livelli silicoclastici direzione di corrente da NE (RICHTER, 1970, LAVAGNOLI, 1990), mentre nell'area delle Prealpi Giulie dominano le direzioni da NW (Fig. 2).

Nelle Prealpi Carniche occidentali, sono stati osservati numerosi *flute casts* alla base di strati arenacei affioranti presso Claut, in località Basoja (Fig. 1); i *flute casts* indicano direzioni di corrente dal quadrante NW. Alle torbiditi silicoclastiche sono intercalati banchi ruditici ed uno spesso livello di parabreccia esposto lungo il torrente Cellina, immediatamente a sud del cimitero di Claut. L'età della successione esaminata è Ypresiano inferiore (zona a *M. subbotinae*). I clasti dei livelli arenacei grossolani e delle brecciole silicee sono costituiti nella quasi totalità da quarzo metamorfico, radiolariti, selce, quarziti e Macroforaminiferi; il banco di parabreccia contiene abbondanti intrabioclasti sparitici, ciottoli di selce, radiolariti, quarzo metamorfico, Macroforaminiferi, Coralli, Molluschi, etc: Tra i Foraminiferi sono da segnalare *Asterigerina*, *Pararotalia*, *Quinqueloculina* e rari planctonici. Sono presenti inoltre clasti di *packstone* caratterizzati da una frazione terrigena a volte abbondante con *Nummulites*, *Discocyclina*, *Assilina*, *Miliolidae*, Corallinacee, Melobesie e Coralli, e *boundstone* a Melobesie e Briozoi, con riempimento calcareo-argilloso giallastro nelle cavità. Spesso i clasti carbonatici presentano una superficie irregolare, dalla quale sporgono macrofossili, tra cui grossi Ostreidi e Coralli. Ciò fa presumere che la frana sottomarina abbia coinvolto anche livelli carbonatici non ancora consolidati ed intercalati ai depositi terrigeni, probabilmente di ambiente deltizio, posti a N. Le facies carbonatiche sono frequentemente "inquinata" da apporti terrigeni, che comunque non hanno impedito lo sviluppo di ricche faune a Coralli. È verosimile una correlazione tra questo olistostroma e il già citato megabanco n. 21 della parte superiore del "Flysch del Grivò", unità istituita nelle Prealpi Giulie (TUNIS & VENTURINI, 1987). Il Flysch affiorante a Claut e quello della Val Tremugna, Prealpi Carniche orientali (Fig. 2), attribuibile pure alla zona a *M. subbotinae*, presentano caratteristiche litologiche e sedimentologiche analoghe al "Flysch del Grivò", in particolare per la presenza di potenti banchi carbonatici. Nel Flysch di *Clauzetto*, ad Almadis, Meduno, Maniago, Poffabro-Frisanco-Navarons ed Andreis (Figg. 1 e 2), i consistenti apporti carbonatici meridionali sembrano estinguersi nell'Ypresiano medio-superiore, similmente a quanto si è verificato nelle Prealpi Giulie meridionali e nel Collio goriziano (Flysch di *Cormons* p.p.; TUNIS & VENTURINI, 1989). A Bosplans, vicino ad Andreis (Fig. 1), è stata effettuata una campionatura nel Flysch di età Ypresiano superiore (biozona a *M. aragonensis*). Nei livelli arenacei

del Flysch affiorante presso questa località, analogamente alle coeve facies delle Prealpi Giulie (Flysch di Cormons, p.p.), sono presenti frequenti clasti di dolomia. Le areniti sono nettamente carbonatiche, con prevalenza di dolomie e presenza di *wackestone* a planctonici, tra cui *Globotruncanidae*, *wackestone* a Tintinnidi, radiolariti, frammenti di quarzo metamorfico, quarziti e rare filladi. A nord di Andreis e presso Poffabro, a queste litofacies si associano clasti di piattaforma carbonatica di età paleocenico-eocenica inferiore. Le ruditi provenienti dai quadranti settentrionali sono rappresentate dalle cosiddette "brecciole nummulitiche" a matrice arenacea, ricche di Macroforaminiferi e con subordinati *wackestone* a planctonici e radiolariti. Nel Flysch dell'area di Andreis, RICHTER (1970) indica direzioni di corrente da SE, ma queste vanno riferite probabilmente alle calcitorbiditi derivate dalla Piattaforma Friulana.

La dolomia clastica diventa abbondante nel Flysch di Belluno fin dalla zona a *M. aragonensis* (STEFANI & GRANDESSO, 1991); in questo bacino, analogamente a quanto osservato a Claut, le paleocorrenti indicano provenienze da NW.

b) Età: Luteziano inferiore

Formazione: Flysch di Cormons, parte superiore (MARTINIS, 1962)

Località: Colli di Rosazzo e di Cormons (Fig. 1, per confronto: parte superiore del Flysch della regione di Brkini, Prem, Slovenia occidentale)

Sono particolarmente frequenti i ciottoli provenienti dai banchi carbonatici maastrichtiano-paleocenico-eocenici delle Prealpi Giulie (VENTURINI & TUNIS, 1991b). Nei microconglomerati, oltre a frequenti Macroforaminiferi e radiolariti, sono presenti rari clasti di dolomie e vulcaniti. A Russiz, presso Cormons, è stato osservato un blocco calcareo di volume pari ad un paio di metri cubi, inglobato in un orizzonte di frana sottomarina, alla base di un apparato deltizio di età luteziana. Questo blocco, costituito da *boundstone* a Coralli e Melobesie, con deboli apporti terrigeni, indica la possibilità di formazione di *patch-reefs* nell'ambito dell'ambiente deltizio s.l. durante il Luteziano basale, probabilmente in concomitanza con fasi trasgressive che hanno sostanzialmente allontanato le foci fluviali, riducendo così la torbidità dell'ambiente. La zona costiera potrebbe essere ubicata nell'area del Collio Sloveno.

Nei livelli conglomeratici attribuibili alla parte inferiore dell'Eocene medio, affioranti presso Prem (Fig. 1), si osservano analoghe litologie, denotanti lo smantellamento dei depositi di Flysch ubicabili genericamente a settentrione.

c) Età: Luteziano

Formazione: non definita (cfr. FERUGLIO, 1925; CERETTI, 1965; CARULLI *et al.*, 1983)

Località: Tugliezzo, pendici settentrionali del M. Plauris, Prealpi Giulie nord-occidentali, (Fig. 3)

I litoclasti delle calciruditi luteziane di Tugliezzo derivano nella quasi totalità dalla *Dolomia Principale* e dal *Calcare del Dachstein* e risultano quindi di provenienza sostanzialmente locale, con smantellamento del substrato triassico superiore. La successione mostra un tendenza trasgressiva, con passaggio breccie-biocalciruditi a Nummuliti-argille con abbondanti bentonici e scarsi planctonici.

d) Età: Priaboniano sup (?) - Oligocene inf.

Formazione: non definita (cfr. COUSIN, 1981; HERLEC,

Luteziano inferiore

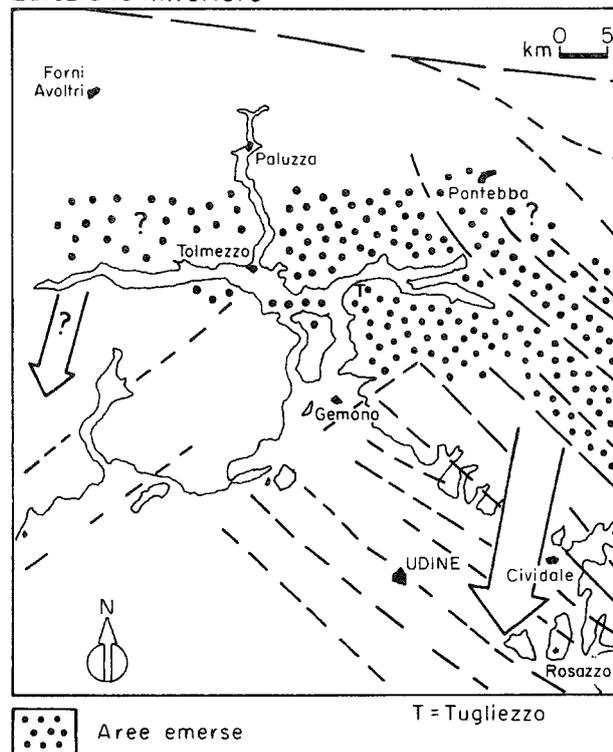


Fig. 3 - Schema degli apporti detritici nel Luteziano Inferiore.

1985; PAVSIC, 1985)

Località: Bohinj (Slovenia nord-occidentale)

I conglomerati trasgressivi, posti alla base della successione clastica priaboniano-oligocenica della conca di Bohinj (Fig. 1), sono costituiti da clasti dolomitici e calcareo-dolomitici provenienti in gran parte dal substrato triassico-superiore; verso l'alto agli elementi triassici si associano subordinate selci, arenarie, siltiti, quarzo, rari *grainstone* oolitici, *wackestone* a Tintinnidi, *packstone* con frammenti di Rudiste e *Ticinella*, ecc. Questi dati indicherebbero che l'erosione legata agli eventi tettonici priaboniani aveva già ampiamente inciso il "piastrone" carbonatico triassico.

e) Età: Oligocene superiore (?) - Miocene basale

Formazione: "Breccie di Peonis" (SARTI, 1979) (per l'età cfr. VENTURINI & TUNIS, 1991a)

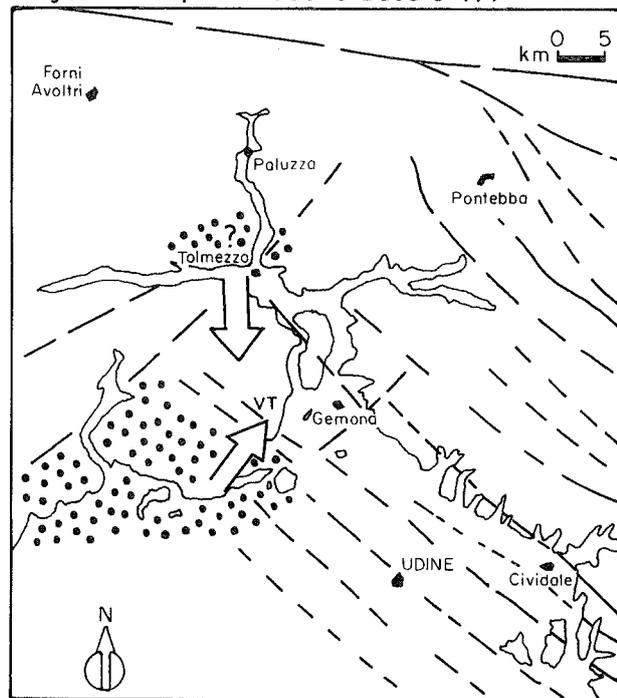
Località: Val Tremugna (Fig. 4)

Le "Breccie di Peonis" sono in netta prevalenza costituite da clasti provenienti dalla Piattaforma Friulana. Le intercalazioni arenaceo-microconglomeratiche ed i livelli di parabreccia contengono abbondante materiale riciclato dal Flysch maastrichtiano-paleogenico, in parte di origine locale (analogamente alle breccie basali trasgressive del Miocene pedemontano) ed in parte probabilmente di provenienza settentrionale. Una analisi calcimetrica effettuata sui microconglomerati presenti alla base della formazione ha indicato un discreto contenuto di calcite (22%), mentre la dolomite è praticamente assente.

f) Età: Miocene inferiore (passaggio Aquitaniano - Burdigaliano)

Formazione: "Arenarie di Preplans", parte sommitale (STEFANI, 1984)

Oligocene sup. - Miocene basale (?)



VT = Val Tremugna

Fig. 4 - Schema degli apporti detritici durante l'Oligocene superiore-Miocene basale (per i simboli v. Fig. 3).

Località: T. Meduna (Prealpi Carniche meridionali) (per confronto: Pozzuolo, Bosplans)

La caratteristica saliente dei conglomerati del Miocene inferiore dell'area di Preplans-T. Meduna (Fig. 5) è l'elevata maturità dei ciottoli costituiti da clasti arrotondati di quarzo metamorfico, quarziti, gneiss. Sono stati osservati sporadici clasti di origine sedimentaria, probabilmente triassici, mentre mancano i rimaneggiamenti cretaco-paleogenici (plancton derivante dalla *Scaglia* e dal *Flysch*) che caratterizzano le breccie trasgressive basali. L'insieme dei dati sembra indicare una provenienza nordalpina (cfr. anche STEFANI, 1987).

Le arenarie del Miocene di Pozzuolo (Fig. 5) non mostrano, nel limitato intervallo di successione affiorante, alcun livello microconglomeratico e, pur essendo i depositi più orientali di questa età affioranti in Friuli, non contengono elementi riciclati dai *Flysch* mastrichtiano-paleogenici.

A Bosplans, Prealpi Carniche occidentali (Fig. 1), i livelli basali della successione miocenica sono costituiti in prevalenza da *packstone* fossilifero-intraclastici glauconitici, con scarso contenuto di granuli di quarzo e di radiolariti, rari *packstone* dolomitizzati, verosimilmente triassici, e *grainstone* pseudoolitici; queste facies sono presumibilmente attribuibili all'Aquitano, considerata la presenza di *Miogypsinoides*, *Miogypsina* e *Globigerinoides* gr. *trilobus*.

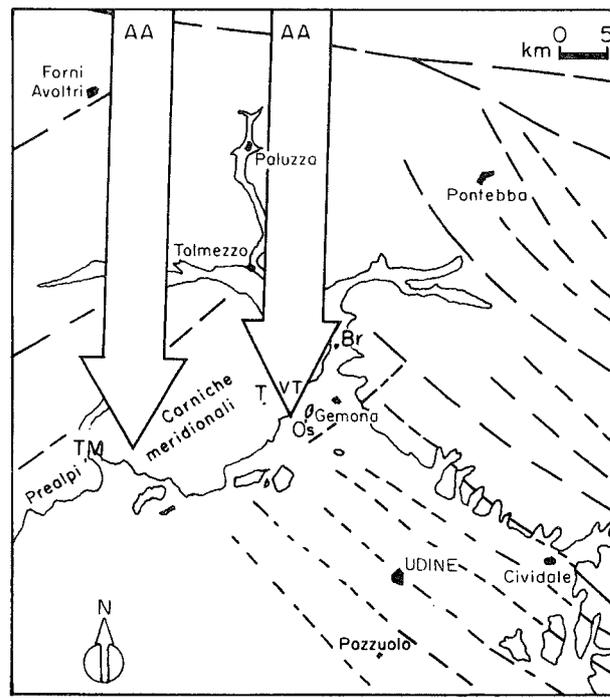
g) Età: Miocene inferiore (- medio ?)

Formazione: "Val Tremugna" (SARTI, 1979)

Località: Val Tremugna, Val Tochel presso le pendici meridionali del M. Cuar, Osoppo, selletta posta tra Trasaghis e Braulins (qt. 332) (cfr. Fig. 5)

La formazione, già ritenuta di età oligocenica, è stata recentemente attribuita al Miocene inferiore (VENTURINI & TUNIS, 1991a). Essa è caratterizzata da arenarie quarzose e

Miocene inf.



TM = T. Meduna T = Val Tochel Os = Osoppo
Br = Braulins

Fig. 5 - Schema degli apporti detritici durante il Miocene inferiore.

microconglomerati silicei, con contenuto carbonatico molto scarso. Per l'elevatissimo contenuto in silice, le arenarie sono state localmente cavate a scopo industriale. Nella parte alta della formazione, presso Osoppo (Fig. 5), sono state osservate ricche flore rimaneggiate, tra cui assumono particolare significato rari palinomorfi e nanoflore dell'Eocene superiore (-Oligocene inferiore); sono presenti inoltre pollini del Triassico superiore (- medio?) e del Mesozoico, e frequente nannoplancton mastrichtiano-paleocenico-eocenico.

Il passaggio tra le facies molassiche di Osoppo ed i sovrastanti conglomerati calcareo-dolomitici, riferibili ad ambienti fluvio-deltizi, è apparentemente graduale (VENTURINI C., 1991). Un controllo dettagliato ha consentito di verificare che nelle arenite quarzose-sublitiche e nei microconglomerati miocenici, affioranti al colle di S. Rocco e presso la chiesa di Osoppo, gli extraclasti carbonatici sono praticamente assenti, mentre sono talora presenti bioclasti carbonatici rappresentati da frammenti di Molluschi. Inoltre, il livello di conglomerato osservabile lungo la nuova passeggiata che costeggia il rilievo a NE della chiesa (VENTURINI C., 1991) è costituito da abbondanti clasti di radiolariti, cui si associano selci, subordinato quarzo metamorfico e rarissime quarziti; la calcite, riferibile nella quasi totalità al cemento, è circa il 2%, mentre la dolomite è assente. La netta diversità lito-petrografica tra i depositi miocenici esaminati ed i conglomerati calcareo-dolomitici del Colle di Osoppo sembra in contrasto con la graduale transizione litologica descritta da VENTURINI (1991).

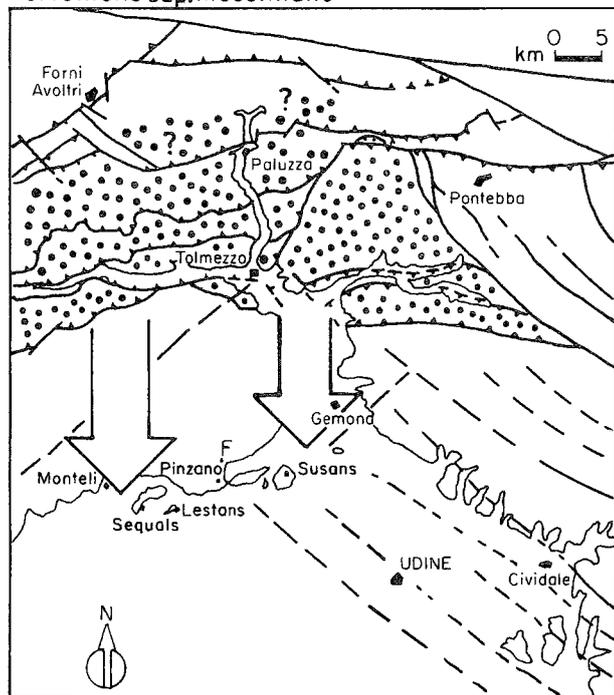
h) Età: Tortoniano superiore - Messiniano

Formazione: "Conglomerato del Monte di Ragogna" (FRASCARI & ZANFERRARI, 1977)

Località: Prealpi Carniche meridionali (Susans, Pinzano, Sequals, Lestans, Monteli di Meduno in Fig. 6, Polce-

nigo e Fiaschetti di Sarone in Fig. 1). Per confronto: "Puddinga di Bier (STEFANI, 1982), "Conglomerati ad *Ostrea crassissima*" (STEFANINI, 1915) del Tortoniano superiore del Ponte dell'Armistizio di Flagogna e di Colle di Manazzons.

Tortoniano sup-Messiniano



F = Flagogna; Colle di Manazzons
Schema strutturale da Venturini C. (1990)

Fig. 6 - Schema degli apporti detritici durante il Tortoniano superiore-Messiniano (per i simboli v. Fig. 3).

In questi depositi conglomeratici (Fig. 6), i ciottoli sono nella quasi totalità carbonatici, con una prevalenza di dolomie e calcari dolomitici norico-retici, cui si associano *wackestone-packstone* a Tintinnidi, *wackestone-packstone* a Radiolari e Spicole, *packstone-grainstone* oolitici-pseudoolitici, *wackestone* a *Globotruncanidae*, *wackestone* a Radiolari e Lamellibranchi pelagici, *wackestone* a *Thaumatoporella*, Ostracodi ed *Ataxophragmiidae* (facies liassiche di piattaforma), *wackestone-packstone* con Molluschi, Echinodermi, *Nodosariidae* (facies liassiche di *plateau*), selce, radiolariti, rari *packstone* a *Saccocoma*, ecc. Inoltre, a Susans si osservano frammenti di *Nummulites* e di Corallinacee, derivati dai Flysch terziari o più probabilmente da depositi analoghi alle calcareniti luteziane di Tugliezzo. Nella matrice dei conglomerati sono spesso presenti foraminiferi planctonici, tra cui *Globotruncana*, *Morozovella*, *Dicarinella*, *Rotalipora*.

Per quanto riguarda i clasti cretacei di piattaforma, a Sarone, a sud del Cansiglio, mostrano una significativa presenza i *wackestone* a *Miliolidae*, *Ophtalmidiidae*, Ostracodi, i *packstone* a *Rotorbinella scarsellai*, *Miliolidae* e *Thaumatoporella* (di età senoniana) ed i frammenti di Macroforaminiferi in matrice, oltre alle facies cretache di scarpata rappresentate da *grainstone-packstone* bioclastici con inclusi di *wackestone-packstone* a planctonici. I clasti di calcari cretacei di piattaforma rinvenuti a Sarone sono stati presumibilmente riciclati dalle breccie intercalate alla

Scaglia e al Flysch, nella zona dell'Alpago, di Barcis, Andreis, Claut, ecc., ma non si può escludere una provenienza diretta dall'area del Cansiglio-Cavallo, anche se attualmente non si conoscono facies equivalenti in affioramento. I clasti cretacei di piattaforma sono relativamente rari nelle facies ruditiche di Polcenigo, mentre nelle arenite denotano una certa frequenza i bioclasti, rappresentati in particolare da foraminiferi planctonici del Paleocene-Eocene inferiore; la presenza di probabili *Praeorbulina* suggerirebbe lo smantellamento di depositi anche di età langhiana. A questo proposito è in atto lo studio delle faune rimaneggiate presenti nei livelli pelitici intercalati ai depositi conglomeratici-arenitici.

Un grosso frammento di Rudista è segnalato a Pinzano (ZANFERRARI, comunicazione personale), ma anche in questo caso si ritiene probabile un riciclo da breccie maastrihtiane (ad esempio la *Breccia di Grignes*, unità istituita da BOSELLINI & SARTI, 1978).

I conglomerati tortoniani, caratterizzati dalla presenza di grosse Ostree, di Flagogna e di Colle (Fig. 6) paiono analoghi composizionalmente da un punto di vista sia qualitativo che quantitativo, al "Conglomerato del Monte di Ragogna".

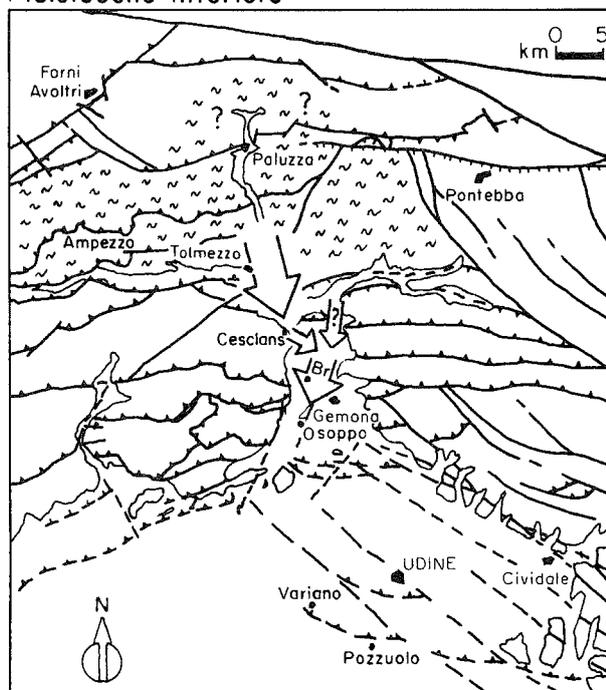
i) Età: Pleistocene s.l.

Formazione: "Conglomerato di Cesclans" (cfr. PANIZZA, 1977)

Località: Cesclans (Valle del Tagliamento)

Nel tratto iniziale della salita per Cesclans (Fig. 7) affiorano conglomerati inclinati di circa 30° a SSW, con evidenze di ampie reincisioni fluviali nei conglomerati stessi. In questo intervallo di successione le litologie più significative sono rappresentate da dolomie del Trias medio-superiore, associate a rare vulcaniti verdastre.

Pleistocene inferiore



~ ~ ~ Affioramenti del Trias medio-sup.

Schema strutturale da Venturini C. (1990)
Br = Braulins

Fig. 7 - Schema degli apporti detritici durante il Pleistocene inferiore.

La parte alta della successione conglomeratica è costituita da litologie più varie, tra cui sono ben riconoscibili calcari permiani (*Calcare a Bellerophon*), arenarie scitiche (Formazione di *Werfen*), calcari dolomitici anisici, ecc. La netta discordanza angolare con i conglomerati basali e le differenze composizionali suggeriscono l'esistenza di almeno due "corpi" alluvionali di età significativamente diversa, in accordo con quanto ipotizzato da GORTANI (1912). Durante la deposizione del corpo alluvionale inferiore, l'erosione ha intaccato facies medio-triassiche, non rinvenute nei conglomerati "pontici".

GORTANI (1935) ha attribuito all'interglaciale *Mindel-Riss* le alluvioni cementate affioranti tra Cavazzo-Cesclans ed Ampezzo (Fig. 7); la parte inferiore di questi conglomerati, con clasti a dominanza carbonatica, potrebbe però risultare più antica e forse riferibile al Pleistocene inferiore. I conglomerati "superiori" sono invece ritenuti del Pleistocene medio-superiore ("glaciale") (GORTANI, 1912; 1935; FERUGLIO, 1929).

l) Età: Pleistocene inferiore (?)

Formazione: "Conglomerato di Osoppo" (VENTURINI C., 1991)

Località: Colle di Osoppo, Braulins, versante sud-orientale del M. Brancot.

Le litologie dei clasti campionati nel "Conglomerato di Osoppo" sono nettamente dominate da dolomie e calcari dolomitici con *Aulotortus* e *Triasina* norico-retici, associati a *wackestone-packstone* a Tintinnidi, *wackestone* a *Globotruncana*, *grainstone-packstone* pseudoolitici, *packstone* a *Saccocoma*, ecc. Nella matrice sono osservabili *Globotruncana* e *Morozovella* isolate. Sono stati inoltre campionati rari ciottoli attribuibili alla Formazione di *Werfen* (*grainstone* oolitici rossastri, siltiti micacee ed arenarie quarzose rossastre).

Presso Braulins, la base della successione conglomeratica affiorante a nord del paese è rappresentata da livelli pelitici talora ciottolosi, visibili presso la presa della sorgente accanto alla chiesetta di qt. 285. I ciottoli delle peliti e dei conglomerati basali sono costituite in prevalenza da dolomie e *wackestone-packstone* dolomitizzati, talora con *Aulotortus* e da *wackestone* a planctonici, *packstone* a *Saccocoma*, *wackestone* a Crinoidi e Spicole, ecc.; anche in questo caso è presente nella matrice plancton senoniano e paleogenico. Sono stati inoltre rinvenuti clasti della Formazione di *Werfen*, tra cui *grainstone* oolitici rossastri ricristallizzati, clasti di *wackestone* dolomitizzati con Molluschi, Alghe, Foraminiferi bentonici, tra cui *Endothyra*, di età verosimilmente medio-triassica, ed infine rare vulcaniti verdastre ed un ciottolo di quarzo metamorfico biancorosato. Analogamente a quanto è osservabile al Colle di S. Rocco di Osoppo, si può presumere una diretta sovrapposizione tra le facies conglomeratiche di Braulins e le facies molassiche mioceniche di Trasaghis, ma i disturbi tettonici e le coperture non hanno permesso la diretta verifica del contatto tra questi depositi. Comunque le marcate affinità litologiche e sedimentologiche dovrebbero consentire una buona correlazione tra le successioni di Osoppo e di Braulins. Secondo FERUGLIO (1929) il conglomerato di Braulins potrebbe essersi depositato nell'interglaciale *Mindel-Riss*, in quanto stratigraficamente sottoposto a morene rissiane. Il significativo sollevamento delle aree in questione rispetto

alle alluvioni attuali del F. Tagliamento, le differenze composizionali rispetto ai conglomerati pre-wurmiani dei rilievi isolati della pianura e l'apparente assenza di clasti di derivazione esterna al bacino del F. Tagliamento (filladi, quarziti, ecc.) farebbero propendere per un'età pre-"glaciale" (Pleistocene inferiore).

m A) Età: Pleistocene medio-superiore (*Riss* ?)

Formazione: non definita

Località: Vasselut (versante settentrionale del Colle Carantan di Osoppo)

La parabreccia che costituisce buona parte del versante settentrionale del Col Carantan di Osoppo (Fig. 7) è stata finora attribuita all'Oligocene, analogamente alle molasse (MARTINIS, 1955) e cartografata assieme alle stesse ora ritenute di età miocenica (VENTURINI & TUNIS 1991a). Il contatto con la molassa è paraconcordante, ma le variazioni litologiche e sedimentologiche sono molto marcate. I clasti sono in netta prevalenza carbonatici (*Maiolica*, *Calcare di Soccher*, dolomie, calcari oolitici, rara selce, ecc.) e provengono dalla successione affiorante nella fascia delle Prealpi. La litologia d'insieme, la composizione dei clasti, la presenza di blocchi di conglomerato simile a quello del Colle di Osoppo richiamano i depositi morenici affioranti tra Trasaghis e Braulins soprastanti le molasse (FERUGLIO, 1929). Questo Autore ha evidenziato l'assenza di elementi alpini tra i clasti ed ha attribuito questo deposito al *Riss*. I depositi morenici di Trasaghis e di Osoppo sono presumibilmente derivati dall'erosione dei versanti del gruppo Brancot-S. Simeone e si sarebbero depositati nel "cono d'ombra" compreso tra i ghiacciai della Valle del Tagliamento e della Valle del Lago di Cavazzo.

m B) Età: Pleistocene (medio-superiore?)

Formazione: non definita

Località: Variano; Pozzuolo

In un sondaggio per scopi idrici effettuato a Variano (pozzo "del bosco", VENTURINI, 1987) sono stati individuati due corpi conglomeratici sovrastanti siltiti tortoniane e separati da uno spesso livello di argille ferrettizzate. Sono stati analizzati i conglomerati superiori, affioranti nei pressi del sondaggio e sul colle di S. Leonardo, situato circa 1 km ad W. I conglomerati del colle di S. Leonardo sono apparentemente deformati, con giaciture passanti da suborizzontali ad immergenti verso SW, con pendenze di circa 15°, sul lato nordoccidentale del colle stesso. I conglomerati di Pozzuolo poggiano direttamente sulle arenarie glauconitiche del Miocene inferiore. L'apparente continuità di affioramenti conglomeratici tra Variano, Orgnato, Carpeneto e Pozzuolo fa supporre una correlazione tra questi depositi, ma la strutturazione recente dell'area non consente sicuri parallelismi. I clasti esaminati presentano facies analoghe ai conglomerati sommitali di Cesclans; spiccano in particolare i litotipi permo-triassici, provenienti dal bacino montano del F. Tagliamento (-Fella?), mentre nettamente subordinati sono i clasti di età giurassico-cretacica, di provenienza probabilmente prealpina. Le affinità litologiche con i conglomerati interglaciali dell'alta valle del Tagliamento portano a ritenere che i conglomerati di Variano e Pozzuolo, almeno per quanto riguarda la loro parte affiorante, abbiano un'età pleistocenica medio-superiore. Considerati i significativi movimenti tettonici che hanno coinvolto i conglome-

rati stessi ed i rapporti con le alluvioni recenti del F. Tagliamento e del T. Cormor, l'attribuzione cronologica sarebbe limitata al pre-Wurmiano.

CONSIDERAZIONI

Nel Campaniano superiore-Maastrichtiano, si sono risedimentati nel Bacino Giulio (Friuli orientale-Slovenia occidentale) i primi apporti terrigeni grossolani di origine settentrionale mentre a meridione del bacino stesso ha avuto inizio il collasso dell'area di margine della Piattaforma Friulana. Nel Bacino Giulio durante il Maastrichtiano-Paleocene, i ciottoli di origine settentrionale denotano un'elevata maturità ed una dominante provenienza nordalpina (Fig. 2), considerata la frequenza di clasti metamorfici nei *debris flow* di Bovec (Slovenia) e la scarsità di clasti sicuramente attribuibili alla successione sedimentaria del Sudalpino. Nel Maastrichtiano, lungo il bordo settentrionale del bacino torbiditico, probabilmente a nord della linea del Gail, si sono formati apparati deltizi che sono lentamente avanzati verso meridione fino a raggiungere presumibilmente le aree attualmente occupate dalle Alpi Tolmezzine e Giulie durante il Paleocene superiore e dalle Prealpi settentrionali nell'Eocene basale. Le testimonianze indirette dell'esistenza di questi delta sono provate dai materiali di provenienza settentrionale ampiamente presenti in alcuni orizzonti di olistostroma, tra cui sono particolarmente significativi quelli di Bovec (Maastrichtiano), di Masarolis (Paleocene superiore), di Attimis, Rio Zimor, Buia e Claut (Ypresiano inferiore). In questi ultimi livelli sono stati rinvenuti elementi che accerterebbero l'esistenza di *facies* di piattaforma carbonatica con deboli apporti terrigeni intercalate ai depositi deltizi settentrionali ricchi di materiale silicoclastico. La localizzazione di questa/e piattaforma/e andrebbe cercata a settentrione del bacino. Un'importante fase di progradazione verso meridione delle *facies* di ambiente deltizio s.l. è databile alla parte superiore della zona a *M. subbotinae*, probabilmente in concomitanza dei primi significativi fenomeni erosivi nelle Alpi Carniche. Questi processi erosivi sarebbero testimoniati dal rinvenimento di clasti di calcari del Permiano inferiore e di dolomie triassiche nei Flysch della fascia prealpina. L'andamento delle direzioni delle paleocorrenti suggerirebbe una diversa alimentazione dei Flysch dell'Ypresiano superiore delle Prealpi Giulie-Prealpi Carniche orientali rispetto ai Flysch delle Prealpi Carniche occidentali e del Bellunese. I consistenti apporti di dolomia nei depositi delle Prealpi Giulie meridionali e delle Prealpi Carniche, oltre che nel Flysch di *Belluno* (STEFANI & GRANDESSO, 1991), portano ad ipotizzare l'instaurarsi di estesi fenomeni erosivi nell'area sudalpina (area delle Alpi Carniche e delle Dolomiti). Dall'esame delle *facies* non si può escludere pure uno smantellamento di successioni triassiche a settentrione della Linea Insubrica. La dolomia clastica sembra costituire, comunque, un significativo *marker* nell'evoluzione sedimentaria dei Flysch eocenici e, forse, dell'evoluzione strutturale del Sudalpino orientale.

Nel Luteziano si sono verificati importanti sollevamenti in corrispondenza delle Prealpi Giulie settentrionali (- Alpi meridionali). I materiali smantellati, in particolare quelli provenienti dai Flysch maastrichtiano-paleocenico-

eocenici, si sono risedimentati nei delta luteziani delle Prealpi Giulie meridionali e dei colli di Rosazzo e Cormons (Fig. 3). La presenza di clasti dolomitici (Rosazzo) indica che l'erosione con tutta probabilità ha intaccato anche i livelli del Trias superiore. La fase tettonica del Luteziano basale è stata immediatamente seguita da una fase trasgressiva (anch'essa collocabile nel Luteziano) che ha interessato marginalmente anche le Alpi meridionali (M. Amariana). Nell'area del M. Plauris e del M. Amariana i depositi luteziani poggiano su carbonati norico-retici, in corrispondenza della massima ampiezza degli smantellamenti della successione sedimentaria; si potrebbe ipotizzare una trasgressione marina che ha interessato delle valli fluviali durante una importante fase eustatica positiva oppure, alternativamente, la riattivazione in senso distensivo-transtensivo di precedenti strutture compressive con inversione del rilievo. Studi in corso sulle associazioni a Macroforaminiferi dell'area del M. Plauris da parte del Prof. R. PAVLOVEC dell'Università di Lubiana consentiranno una datazione più precisa ed un confronto con le faune dei bacini interni luteziani della Slovenia settentrionale. Un maggior dettaglio cronologico dovrebbe portare ad una verifica o a una riformulazione delle ipotesi suindicate, anche mediante un confronto con le curve eustatiche.

L'Eocene superiore e gran parte dell'Oligocene sembrano caratterizzati da lunghi periodi di emersione e da brevi fasi trasgressive. Alcune forme di palinomorfi e di nannoplancton rimaneggiate nella molassa miocenica di Osoppo provrebbero l'esistenza di depositi marini dell'Eocene superiore (-Oligocene inferiore) nelle Alpi Carniche-Alpi Tolmezzine o nelle Prealpi settentrionali. Bacini "intramontani" di tipo *pull-apart s.l.* (cfr. SACHSENHOFER, 1992) si sono formati fin dall'Eocene superiore-Oligocene inferiore nella Slovenia nord-occidentale, testimoniando, soprattutto nell'area più vicina al confine con l'Italia (Bohinj), il complesso susseguirsi di fasi distensive e compressive. Riguardo a queste ultime, è fondamentale lo studio dell'assetto delle strutture saturate dalla molassa cattiano-miocenica, al fine di verificare la direzione degli stress eo-oligocenici. Alcune strutture, infatti, porterebbero ad ipotizzare spinte non congruenti con la cosiddetta "fase dinarica". Più in generale, considerata la complessa e tuttora non chiarita evoluzione tettonica paleogenica del Sudalpino orientale ed inoltre alla luce di recenti studi sui Flysch "dinarici" (cfr. ad es. MARJANAC, 1991), il termine "fase dinarica" può risultare fuorviante e semplicistico.

Nell'Oligocene superiore il precedente sistema tettonico è stato riattivato, forse secondo meccanismi di tipo transtensivo, dando origine a nuovi bacini interni (Val Tremugna) colmati da imponenti frane carbonatiche di origine meridionale ed apporti silicoclastici settentrionali (Fig. 4).

Nel Miocene inferiore gli apporti settentrionali sono rappresentati, oltre che da arenarie quarzose, da microconglomerati silicei molto maturi. Inoltre, MASSARI *et al.* (1986) segnalano la presenza di minerali pesanti di origine australpina (-pennidica). Ciò fa presumere che le Alpi Tolmezzine e Giulie abbiano subito solo modeste erosioni o che addirittura fossero entrate in subsidenza come le Prealpi Carniche, mentre i bacini idrografici settentrionali erano probabilmente situati nell'area carnico-australpina (Fig. 5). Anche l'area carnica non sembrerebbe però inte-

ressata da significativi fenomeni erosivi, considerata l'estrema rarità di clasti carbonatici della successione post-ercinica. Molti lati oscuri permangono sull'evoluzione delle Prealpi Giulie, che, comunque, non sembrano costituire un'importante area sorgente per quanto riguarda il contributo clastico. Infatti, le arenarie del Miocene inferiore di Pozzuolo non denotano riciclaggio dal Flysch eocenico attualmente affiorante pochi km a NE ed inoltre sono prive delle intercalazioni microconglomeratiche presenti nei coevi depositi delle Prealpi Carniche. L'assenza di depositi miocenici nelle Prealpi Giulie meridionali, nel Collio goriziano ed anche più ad oriente potrebbe essere dovuta ad erosioni post-tortoniane. I primi significativi apporti sudalpini, rappresentati in particolare da nannoplancton derivato dai Flysch maastrichtiano-paleogenici, sono stati osservati ad Osoppo nella parte superiore delle molasse del Miocene inferiore (-medio ?).

Nel Miocene superiore gli apporti detritici sudalpini sono progressivamente aumentati; nelle facies conglomeratiche la sorgente carnico-nordalpina pare trascurabile, mascherata dall'imponente quantità di materiali carbonatici, in prevalenza norico-retici, originati dal sollevamento ed erosione di strutture ad andamento E-W impostatesi nelle Prealpi e nelle Alpi Tolmezzine (VENTURINI, 1990). L'area del paleomargine di piattaforma giurassico-cretacea non pare interessata da importanti fasi tettoniche durante il Tortoniano-Messiniano, mentre è molto probabile un sollevamento delle Prealpi settentrionali-Alpi Tolmezzine meridionali (Fig. 6), con smantellamento delle serie nella zona di solco di collegamento tra Bacino Bellunese e Bacino Giulio. Da un punto di vista qualitativo si può evidenziare l'apparente assenza di *litofacies* attribuibili al *Calcarea a Bellerophon* ed alla Formazione di *Werfen*, osservate nell'area veneta (MASSARI et al., 1974). Invece, nell'area friulana l'erosione avrebbe interessato i depositi del Permiano e del Trias inferiore-medio solo durante il Plio-Pleistocene (cfr. ad es. il "Conglomerato di Osoppo" e il "Conglomerato di Cesclans"). A questo proposito, un'analisi quantitativa potrà consentire un più organico confronto con le coeve facies dell'area pedemontana veneta ed il riconoscimento di eventuali *trend* di strutturazione.

Successivamente, nel Messiniano superiore (?) - Pliocene p.p., è stata deformata anche la fascia pedemontana e si è attuato lo spianamento degli altopiani carsici (M. Prat, M. Ciaurlec, ecc.). Non sono stati finora individuati depositi continentali sicuramente pliocenici; in accordo con STEFANINI (1915) si ritiene che gran parte di essi sia stata erosa durante i marcati sollevamenti dell'area prealpina avvenuti nel Pliocene superiore, con ringiovanimento del reticolo idrografico. Le alluvioni vallive del Pleistocene inferiore (Fig. 7) si differenziano dalle alluvioni interglaciali per la rarità dei clasti pre-anisici; ciò testimonia un marcato approfondimento del reticolo idrografico durante il Pleistocene medio-superiore nelle Alpi Tolmezzine e forse anche nelle Alpi Carniche. La preservazione dei conglomerati basali di Cesclans è legata presumibilmente all'assetto strutturale e all'evoluzione tettonica della fascia di giunzione fra Alpi Tolmezzine e Prealpi.

Nel Pleistocene medio-superiore i depositi intaccati dall'erosione nel bacino del F. Tagliamento non differiscono sostanzialmente, sia dal punto di vista qualitativo che quantitativo, da quelli erosi dal reticolo idrografico oloce-

nico. Rispetto al Pleistocene inferiore e soprattutto rispetto al Miocene superiore, le litofacies dei clasti sono notevolmente più varie e comprendono consistenti apporti paleozoici e scitici dalle Alpi Carniche e Tolmezzine.

Sulla base dei dati finora raccolti, le migrazioni delle aree sorgente dei conglomerati fanno intravedere un quadro decisamente articolato del Cenozoico friulano. Sia le fasi compressive/ transpressive sia quelle distensive/transpressive hanno lasciato ampie testimonianze nella composizione dei conglomerati e delle arenarie; ciò ha consentito, tra l'altro, il tentativo di correlare e quindi di datare per via indiretta alcuni depositi clastici.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Dott. U. Biffi (AGIP) ed il Prof. J. Pavsic (Università di Lubiana), rispettivamente per le determinazioni palinologiche e del nannoplancton. Si ringraziano altresì i Proff. A. Castellarin, F. Massari, G.B. Vai e A. Zanferrari per la lettura critica del testo e gli utili consigli. Si ringrazia infine il Signor Maurizio Tentor del Gruppo Speleologico Monfalconese A.D.F. per l'esecuzione delle sezioni sottili.

BIBLIOGRAFIA

- BALDAZZI G., PIGNATTI MORANO A. & SCARDONE E. (1965) - *Studio stratigrafico del Terziario del Veneto orientale e del Friuli*. Rapporto interno AGIP.
- BOSELLINI A. & SARTI M. (1978) - *Geologia del gruppo M. Cuarn-M. Covria (Prealpi Carniche)*. *Giorn. Geol.*, **43**, 47-88.
- CARULLI G.B., ZUCCHI STOLFA M.L. & PIRINI RADRIZZANI C. (1982) - *L'Eocene di M. Forcella (Gruppo del M. Amariana - Carnia orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 65-70.
- CERETTI E. (1965) - *La geologia del gruppo del M. Plauris (Carnia)*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **33** (1), 1-50.
- COUSIN M. (1981) - *Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. *Soc. Géol. du Nord*, **1**, 1-521, **2**, 1-521.
- COUVILLIER J., FOURY G. & PIGNATTI MORANO A. (1968) - *Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occidentale, Italie)*. *Geol. Romana*, **7**, 141-156.
- FERUGLIO E. (1925) - *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino*. *Boll. Assoc. Agr. Friul.*, ser. 7, **39-40**, 1-301.
- FERUGLIO E. (1929) - *Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli*. *Giorn. Geol.*, **4**, 1-36.
- FONTOLAN G. & TUNIS G. (1988) - *Sequenze calciclastiche grossolane in ambiente di apron-margine di bacino ("Flysch del Mataiur", Friuli Orientale)*. *Gortania*, **10**, 35-64.
- FRASCARI F. & ZANFERRARI A. (1977) - *Geologia delle formazioni pre-quatinarie*. In: B. MARTINIS (a cura di), *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. *Riv. It. Pal. e Strat.*, **83** (2), 237-262.
- GORTANI M. (1912) - *Sull'età delle antiche alluvioni cementate nella valle del Tagliamento*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **31**, 388-394.

- GORTANI M. (1935) - *I terrazzi del bacino montano del Tagliamento e nelle valli contigue*. Giorn. Geol., **9 bis**, 1-41.
- HERLEC U. (1985) - *Oligocenske plasti v Bohinju*. Geol. Glasnik, **28**, 183-191.
- LAVAGNOLI M. (1990) - *Rilevamento geologico ed evoluzione tettonica dei settori di Meduno e Travesio (Prealpi Friulane)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna, Dip. Sc. Geologiche, 1-139.
- MARJANAC T. (1991) - *Importance of megabeds for reconstruction of Paleogene Flysch Basin in Split hinterland (middle Dalmatia)*. Geol. Vjesnik, **44**, 201-213.
- MARTINIS B. (1955) - *L'Oligocene Friulano*. Atti I Convegno Friulano di Sc. Nat., 1-62.
- MARTINIS B. (1962) - *Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il T. Judrio ed il F. Timavo (Friuli orientale)*. Riv. It. Pal. Strat., Mem. **VIII**, 1-244.
- MASSARI F., ROSSO A. & RADICCHIO E. (1974) - *Paleocorrenti e composizione dei conglomerati tortoniano-messiniani compresi tra Bassano e Vittorio Veneto*. Mem. Sc. Geol., **31**, 1-20.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A. (1986) - *The Oligocene-Miocene Molasse of the Veneto-Friuli Region, Southern Alps*. Giorn. Geol., **48** (1-2), 235-255.
- PANIZZA M. (1977) - *Geologia dei depositi superficiali: settore intravallivo*. In: B. MARTINIS (a cura di), *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*. Riv. It. Pal. e Strat., **83** (2), 263-280.
- PAVSIC J. (1986) - *Oligocenske plasti v Bohinju*. Biostrat. Raziskave 10 faza. Progress Report, Università di Lubiana.
- PIRINI C., TUNIS G. & VENTURINI S. (1986) - *Biostratigrafia e paleogeografia dell'area sudoccidentale dell'anticlinale M. Mia - M. Mataiur (Prealpi Giulie)*. Riv. It. Pal. Strat., **92**(3), 327-382.
- RICHTER D. (1970) - *Flysch und molasse an der Sudalpen-Dinariden-Grenze zwischen Brenta und Isonzo*. Geol. Mitteil., **9**, 207-302.
- SACHSENHOFER R. (1992) - *Coalification and thermal histories of Tertiary basins in relation to late Alpidic evolution of the Eastern Alps*. Geol. Rundschau, **81**(2), 291-308.
- SARTI M. (1979) - *Il Paleogene della Val Tremugna (Prealpi Carniche)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 87-108.
- STEFANI C. (1982) - *Geologia dei dintorni di Fanna e Cavasso Nuovo (Prealpi Carniche)*. Mem. Soc. Geol., **35**, 203-212.
- STEFANI C. (1987) - *Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., **49**(1), 155-166.
- STEFANI C. & GRANDESSO P. (1991) - *Studio preliminare di due sezioni del Flysch bellunese*. Rend. Soc. Geol. It., **14**, 163-168.
- STEFANINI G. (1915) - *Il Neogene Veneto*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **3**, 340-624.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1984) - *Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano-paleoceno del Friuli orientale*. Gortania, **6**, 5-58.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1987) - *New data and interpretation on the Geology of the Southern Julian Prealps (Eastern Friuli)*. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 219-229.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1989) - *Geologia dei Colli di Scridò, Dolegna, Ruttars (Friuli orientale): precisazioni sulla stratigrafia e sul significato paleoambientale del Flysch di Cormons*. Gortania, **11**, 5-24.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1992) - *Evolution of the southern margin of the Julian Basin with emphasis on the megabeds and turbidites sequence of the southern Julian Prealps (NE Italy)*. Geol. Croatica, **45**, 127-150.
- VENTURINI C. (1990) - *Cinemática neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settoro friulano)*. St. Geol. Camerti, Vol. speciale (1990), 109-116.
- VENTURINI C. (1991) - *Il Conglomerato di Osoppo*. Gortania, **13**, 31-49.
- VENTURINI S. (1987) - *Nuovi dati sul Tortoniano del sottosuolo della pianura friulana*. Gortania, **9**, 5-16.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1991a) - *Segnalazione di depositi miocenici nella Val Tremugna e presso Osoppo (Friuli)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, 39-42.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1991b) - *Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e tettonici sul Flysch di Cormons*. Gortania, **13**, 5-30.

